DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.° 25 (NOVA SÉRIE)

UNE SÉRIE DÉTRITIQUE TERRIGÈNE LES «GRÈS DE SILVES»: TRIAS ET LIAS INFÉRIEUR DU PORTUGAL

par

Christian PALAIN

LISBOA

1976

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL
MEMÓRIA N.º 25 (NOVA SÉRIE)

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL
Rua da Academia das Ciências, 19, 2.°
LISBOA-2 — PORTUGAL

As doutrinas expostas são da completa responsabilidade dos seus autores

UNE SÉRIE DÉTRITIQUE TERRIGÈNE
LES «GRÈS DE SILVES»:
TRIAS ET LIAS INFÉRIEUR DU PORTUGAL

DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.° 25 (NOVA SÉRIE)

UNE SÉRIE DÉTRITIQUE TERRIGÈNE LES «GRÈS DE SILVES»: TRIAS ET LIAS INFÉRIEUR DU PORTUGAL

par

Christian PALAIN

LISBOA

1976

TABLE DES MATIÈRES

pages

Introduction 13

A — Situation géographique et géologique de la base du Mésozoïque portugais 13
1 — Les affleurements 13
2 — Histoire géologique sommaire des « Grès de Silves » 13
3 — Le substratum et la couverture des « Grès de Silves » 15
B — Présentation de l'ouvrage 19

Première Partie : LE CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES « GRÈS DE SILVES ». 25

Chapitre I : LES « GRÈS DE SILVES » DE LA BORDURE DU NORD DU TAGE 27

A — Introduction 27

B — Le secteur de Coimbra (secteur 1) 29
1 — Histoire géologique 29
2 — Le découpage lithostratigraphique proposé: analyse sommaire et comparaison avec la coupe de P. Choffat 29
3 — Les différents termes lithostratigraphiques : analyse de détail 32
4 — Conclusions à l'étude du secteur de Coimbra 48

C — Le secteur de Luso — Anadia (secteur 2) 48
1 — Histoire géologique 48
2 — Les différents termes lithostratigraphiques 50
3 — Conclusions 64

D — Le secteur d'Agueda — Angela (secteur 3) 64
1 — Histoire géologique 64
2 — Les différents termes lithostratigraphiques 65
3 — Conclusions 70

E — Le secteur de Lamas — Penela (secteur 4) 70
1 — Histoire géologique 70
2 — Les termes lithostratigraphiques 71
3 — Conclusions 76

F — Le secteur de Avelar — Alvaiázere (secteur 5) 78
1 — Histoire géologique 78
2 — Les termes lithostratigraphiques 79
3 — Conclusions 88

G — Le secteur de Areias — Tomar (secteur 6) 90
1 — Histoire géologique 90
2 — Les termes lithostratigraphiques 90
3 — Conclusions 97

H — Conclusions à l'étude lithostratigraphique des « Grès de Silves » de la bordure du Nord du Tage 98
1 — Les subdivisions lithostratigraphiques 98
2 — Les données paléontologiques 101
3 — Le problème des limites stratigraphiques 106

Pages

Chapitre II : LES « GRÈS DE SILVES » DE SANTIAGO DE CACÉM 107

A — Le contexte géologique et géographique de la série 107

B — Histoire géologique 108

C — Étude lithostratigraphique 109

1 — Le terme de base Sc 1 109
2 — Le terme Sc 2 110
3 — Le terme Sc 3 110
4 — Conclusions 112

Chapitre III : LES « GRÈS DE SILVES » DE L'ALGARVE 113

A — Introduction 113

1 — Localisation géographique et géologique de la série 113
2 — Histoire géologique 113
3 — Plan d'étude 115

B — Le secteur de Silves — San Bartolomeu de Messines (secteur 1) 115

1 — Le découpage lithostratigraphique proposé : Présentation sommaire et comparaison avec les données bibliographiques 116
2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques : analyse de détail 117
3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur Silves — San Bartolomeu de Messines . 126

C — Le secteur de Alte — Salir — Querença (secteur 2) 127

1 — Introduction 127
2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques 127
3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur Alte — Salir — Querença 135

D — Le secteur de São Brás de Alportel — Tavira — Castro Marim (secteur 3) 136

1 — Introduction 136
2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques 137
3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur oriental de l'Algarve 144

E — Le secteur de Bensafrim — Vila do Bispo — Carrapateira (secteur 4) 145
1 — Introduction 145
2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques 145
3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur occidental de l'Algarve 151

F — Conclusion à l'étude lithostratigraphique des « Grès de Silves » de l'Algarve. 154

Chapitre IV : LES AIRES DIAPIRIQUES OU « AIRES TYPHONIQUES » 157

A — Les données acquises entre 1880 et 1971 157
1 — Caractères généraux des aires diapiriques 157
2 — Les structures d'après G. Zbyszewski 158
3 — La lithostratigraphie des aires diapiriques 158

B — Quelques observations de détail. 160
1 — Dans l'aire de Soure 162
2 — Dans l'aire de Caldas da Rainha — Dagorda 162
3 — Dans l'aire de Leiria 165

C — Conclusions 166

Deuxième Partie : ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES « GRÈS DE SILVES » 169

Chapitre I: LES PALÉOCOURANTS ET L'ORIGINE DES DÉPÔTS 171

A — Les propriétés vectorielles 171
1 — Les chenaux 171
2 — La stratification oblique 172
3 — Les rides 176
4 — Orientation et inclinaison des galets 177
5 — Orientation et imbrication des particules arénitiques 179

B — Les directions des courantes et les aires nourricières 180
1 — Au Nord du Tage 180
2 — Dans le secteur de Santiago de Cacém 182
3 — En Algarve 182
4 — Conclusions 186

pages

Chapitre II : LES CONGLOMÉRATS ET LEURS CONSTITUANTS 189

A — Nature minéralogique et pétrographique des éléments 189

1 — Introduction 189
2 — Le quartz 190
3 — Les quartzites et les « grauwackes » 190
4 — Les phyllades, les schistes, les micaschistes et les gneiss 191
5 — Les roches ignées 191
6 — Les feldspaths 192
7 — Les éléments intraformationnels ou intraclastes 193

B — La forme des éléments 194

1 — Le façonnement éolien 194
2 — L'émoussé des éléments 196

C — Granulométrie, structure et mode de formation des rudites 198

1 — La granulométrie et ses problèmes 198
2 — Structures et mode de formation des strates 199

D — Répartition géographique et stratigraphique des rudites et de leurs constituants 211
1 — Problèmes méthodologiques 211
2 — Les rudites au Sud du Tage 214
3 — Les rudites au Nord du Tage 214

E — Signification paléogéographique des conglomérats et des arkoses 218

Chapitre III : LES ARÉNITES ET LES LUTITES 221

A — Introduction 221

B — Caractères généraux des arénites et des lutites 222

1 — Les arénites 222
2 — Les lutites 225

C — Les constituants des arénites et des lutites 227

1 — Méthodologie 227
2 — Les éléments 227
3 — Les ciments 234
4 — La fraction argileuse des roches détritiques et chimiques associées 242
5 — Analyse stadiale 249

D — Les analyses granulométriques des arénites et des lutites 253

1 — Méthodologie 253
2 — Les courbes granulométriques et leur interprétation 255

E — Morphoscopie et morphométrie des grains 259

1 — Méthodologie 259
2 — La forme des grains 259
3 — Agrégats et aspect de surface des grains bruts 260
4 — Aspect de surface de grains propres 261
5 — Aspect de surface des quartz au microscope électronique 261

F — Composition chimique des arénites et des lutites 262

Chapitre IV : ROCHES CARBONATÉES, NIVEAUX À MINÉRAUX MÉTALLIQUES ET NIVEAUX À MINÉRAUX ÉVAPORITIQUES 269

A — Les roches carbonatées 269

1 — Localisation géographique et stratigraphique des lithofaciès carbonatées 269
2 — Caractères pétrographiques des lithofaciès dolomitiques 271
3 — Origine des lithofaciès dolomitiques 272

B — Les niveaux à minéraux métalliques 273

1 — Localisation géographique et stratigraphique du manganèse 273
2 — Caractères stratonomiques et pétrographiques des niveaux à manganèse 274
3 — Origine du manganèse 275
4 — Origine des concentrations de manganèse 276
5 — Les indices cuprifères 276

C — Les niveaux à minéraux évaporitiques 278
1 — Les sulfates de calcium 278
2 — Les pseudomorphoses de sel gemme 278

pages

Chapitre V: LES FOSSILES ET LES TRACES D'ACTIVITÉ ORGANIQUE 283

A — Les végétaux 283

1 — Les fragments de végétaux et la microflore 283

2 — Les traces de racines 284

B — Les animaux 285

1 — Les fossiles entiers, en fragments ou leur moulage 285

2 — Les traces de vie ou ichnites. 286

C — Conclusions 287

Chapitre VI: SÉQUENCES ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES 289

A — Terminologie 289

B — Description séquentielle et interprétation des conditions de dépôt 290

1 — Séquences liées à l'environnement continental 290

2 — Les séquences liées à l'environnement littoral 311

3 — Conclusions 320

C — Répartition verticale des séquences: les mégaséquences 321

1 — Les séquences du Nord du Tage 321

2 — Les séquences en Algarve 328

3 — Les séquences sur le secteur de Santiago de Cacém 332

4 — La série des aires diapiriques 333

5 — Conclusion 334

D — Les séquences et la géochimie 334

1 — Les données 334

2 — Les graphiques et leur interprétation 336

3 — La géochimie et les environnements de sédimentation 338

E — Les mégaséquences et la stratigraphie des «Grès de Silves» 339

1 — La base du Mésozoïque des régions voisines 339

2 — Conclusions à l'étude comparative «Grès de Silves» — séries voisines 345

3 — Les mégaséquences et la stratigraphie des «Grès de Silves» 348

F — Conclusions à l'étude séquentielle 350

Troisième Partie: LES PAYSAGES ET L'ÉPOQUE DES «GRÈS DE SILVES» 351

A — Introduction 353

B — Les conditions climatiques au début du Mésozoïque sur la bordure Ouest et Sud-Ouest du Massif Hespérique 353

C — Les paysages sur la bordure occidentale du Massif Hespérique 355

D — Les paysages successifs sur la bordure Sud-Ouest du Massif Hespérique 361

Bibliographie 365

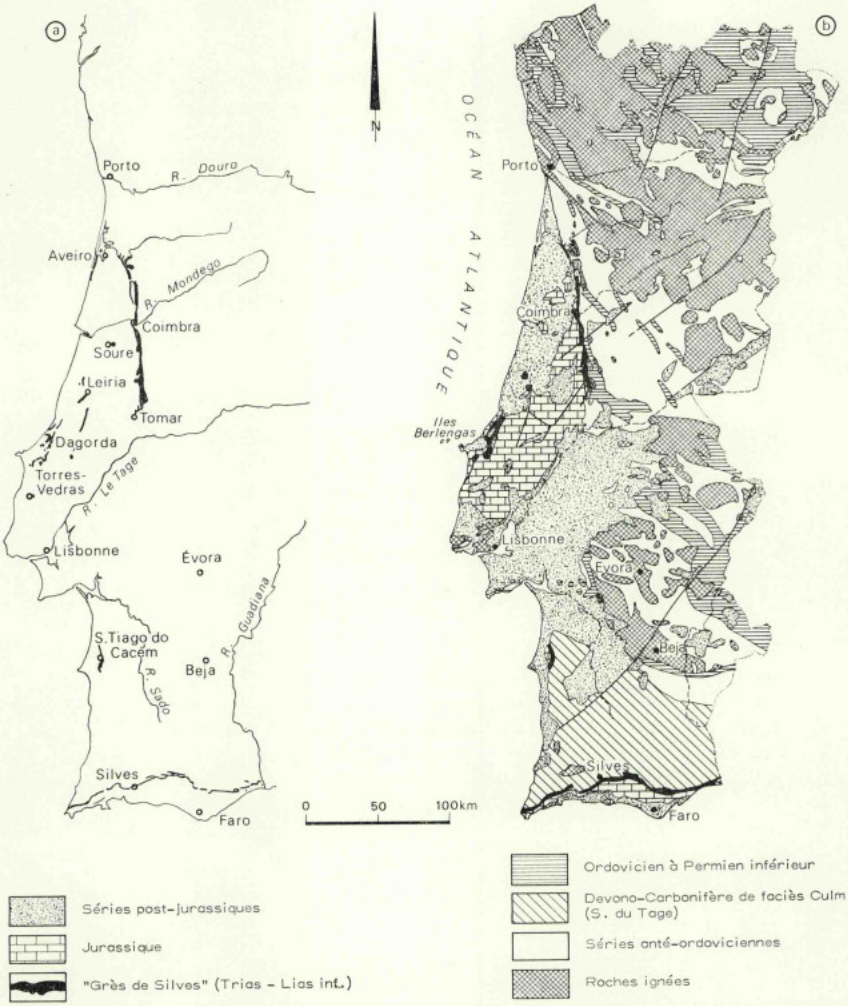


Fig. 1 — Localisation géographique et géologique des «Grès de Silves». La carte a montré la répartition géopraphique, la forme et les dimensions des affleurements (carte d'après G. Zbyszewski, 1959). Le carte b, établie d'aprés la carte géologique au 1/1 000 000 (1968) situe la série étudiée dans le contexte géologique du Portugal. Les affleurements des «Grès de Silves», attribués à la base du Mésozoïque, se localisent d'une part en bordure du socle Mésétain antétriasique (affleurement dits de bordure), d'autre part au sein de séries sédimentaires plus récentes (aires diapiriques ou typhoniques).

INTRODUCTION

A — SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA BASE DU MÉSOZOÏQUE PORTUGAIS

1 — Les affleurements

Il est possible de répartir les nombreux affleurements de la série de base du Mésozoïque portugais en deux catégories: ceux disposés en bordure du Massif Hespérique, ceux, d'origine diapirique, isolés dans des séries plus récentes (fig. 1).

Les premiers, dits de bordure (1), se regroupent en trois ensembles:

— Au Nord du Tage, une bande orientée Nord-Sud, s'étendant sur une centaine de kilomètres depuis Aveiro jusqu'aux abords de Tomar;

— au Sud du rio Sado et centré sur Santiago de Cacem, un affleurement de dimensions modestes (17 km de longueur);

— dans la partie méridionale du pays (province de l'Algarve), une bande de 140 km, pratiquement continue, entre le cap Saint-Vincent à l'Ouest et la frontière hispano-portugaise à l'Est.

La puissance des dépôts étudiés, essentiellement détritiques terrigènes, varie considérablement à l'intérieur de chaque affleurement; les plus fortes fluctuations ont été enregistrées au Nord du Tage où les valeurs passent de plus de 500 m à moins de 50 m.

Si les plis sont rares, les failles sont en revanche très abondantes.

Les affleurements de la seconde catégorie, de forme et de dimensions variées, se localisent tous au Nord du Tage. Le plus important et le mieux connu d'entre eux est celui de Caldas da Rainha-Dagorda, situé à 70 km au Nord de Lisbonne, à proximité de l'océan.

En plus d'une tectonique très complexe, ces affleurements se distinguent des précédents par des faciès sensiblement différents.

2 — Histoire géologique sommaire des «Grès de Silves»

La carte géologique au 1/500 000e de C. Ribeiro et J. F. Nery Delgado (1876), un des tous premiers documents faisant mention de la série de base du Mésozoïque, attribue à celle-ci un âge Trias.

De 1880 à 1914, P. Choffat consacre une importante série de publications à la base du Secondaire qu'il nomme «Grès de Silves» (2) en 1887.

---

(1) Ce terme, souvent employé dans la suite de l'exposé, est pris dans un sens uniquement descriptif.

(2) Silves, ancienne capitale administrative de l'Algarve, est construite à la limite supérieure de la série; cf. fig. 1.

Auparavant, ce géologue connu par des travaux effectués dans le Jura, s'intéresse aux dépôts de la bordure septentrionale dans lesquels ses aînés ont découvert des fossiles animaux (butte de Pereiros au SW de Coimbra) et végétaux (Vacariça et Raposeira, près de Luso; fig. 3). L'étude de la faune, composée de Lamellibranches et de Gastéropodes et située dans des faciès carbonatés surmontant une puissante série détritique «rouge brique» et à «nuances claires», le conduit à placer dans l'Hettangien la partie supérieure des «Grès de Silves» (1880). Il distingue également les «Couches de Pereiros» hettangiennes et les «Couches de Coimbre» sinémuriennes.

La flore, confiée au célèbre paléontologiste O. Heer, est considérée d'âge Rhétien (1881).

Abandonnant pour un temps la bande d'affleurement septentrionale, P. Choffat étudie ensuite les zones diapiriques situées à peu de distance (1882, 1884), appelant ces structures anticlinales des «aires typhoniques» et leur coeur les «Marnes de Dagorda» ([3]).

Une faune de Mollusque lui permet de paralléliser cette série de faciès keuper avec les «Couches de Pereiros».

En 1887, P. Choffat rend compte de ses missions en Algarve. Il esquisse la stratigraphie de toute la série sédimentaire de cette province; le chapître réservé aux «Grès de Silves», quoique succinct, livre une coupe synthétique et aborde la datation des différentes unités lithologiques grâce à la découverte en sommet de série d'une faune semblable à celle trouvée dans les «Couches dePereiros» et les «Marnes de Dagorda».

Les travaux suivants (1894, 1903, 1905, 1908) sont uniquement consacrés à l'affleurement de bordure du Nord du Tage. Les deux plus importants (1894, 1903) servent de cadre stratigraphique aux études paléontologiques de G. de Saporta (1894) et de J. Boehm (1901, 1903).

Malgré les résultats du paléobotaniste, l'auteur ne prend pas une position arrêtée sur l'âge des dépôts détritiques «rouge brique» et à «nuances claires» constituant la base de la série; pour lui, ils appartiendraient plutôt au Trias qu'à l'Infra-Lias (Rhétien et Hettangien).

Les «Couches de Pereiros», les «Couches de Coimbra» et les «Marnes de Dagorda», dont la faune fait l'objet d'une monographie importante (Boehm), sont décrites avec soin. P. Choffat, d'esprit très critique, ne se permet toutefois pas de faire des subdivisions fines et de fixer la base de l'Hettangien, contrairement à J. Boehm qui distinguait les deux zones à Ammonites de cet étage.

Entre temps, une nouvelle carte géologique au 1/500 000e voit le jour, signée J. F. Nery Delgado et P. Choffat (1899). Elle donne des contours d'une précision étonnante des affleurements du Trias et de l'Infra-Lias groupés et appelés «Camadas (Couches) de Silves».

Les publications plus récentes de P. Choffat ont trait à la partie méridionale de l'affleurement du Nord du Tage.

Les grès de base, dépourvus de fossiles, sont délaissés au profit des séries carbonatées du Lias et du Dogger.

Au cours des 35 années qui suivent, deux publications intéressantes sont à signaler: l'une est consacrée à une flore découverte à la base des «Couches de Pereiros» des environs de Coimbra (Quinta do Peneireiro, sur la butte de Pereiros; de Miranda, 1926); l'autre à l'origine tectonique des vallées sous-marines (Freire de Andrade, 1937). Cette étude comporte des cartes et des descriptions de la base du Mésozoïque des aires typhoniques et de l'affleurement de Santiago de Cacem.

A partir de 1940, les «Grès de Silves» du Nord du Tage retiennent à nouveau l'attention des géologues portugais. C. Teixeira, J. Carrington da Costa et G. Soares de Carvalho discutent l'âge et la position des flores découvertes par leurs prédécesseurs.

([3]) Nom d'une petite localité au Sud de Caldas da Rainha, cf. fig. 1.

En 1942, C. Teixeira admet que les dépôt détritiques des «Grès de Silves» représentent peut-être le Keuper à la base mais que l'essentiel est Rhétien, après avoir examiné la flore de la butte de Pereiros et calé le gisement de la Quinta do Peneireiro sous les premières couches carbonatées à faune hettangienne.

Deux ans plus tard, J. Carrington da Costa va plus loin et considère que le Trias (4) manque au Portugal et que la base du Mésozoïque débute par un Rhétien formé à partir des produits de remaniement du Trias inférieur. Une phase tectonique paléocimmérienne serait à l'origine de cette importante érosion.

Dans sa «Flora mesozoïca portuguesa» (1948), C. Teixeira revise la flore des «Grès de Silves» et fournit des preuves à la thèse de J. Carrington da Costa.

G. Soares de Carvalho, après un travail de doctorat (1946) qui lui permit de recueillir de nombreuses données de terrain très précises sur la série du Nord du Tage, publie deux articles remettant en cause les attributions stratigraphiques de ses aînés. En 1947, cet auteur démontre que l'âge de la flore du gisement de la Quinta do Peneireiro ne peut être qu'Hettangien, les grès à flore se situant au-dessus et non sous les premières couches à faune liasique. Sa publication de 1950 replace les différents gisements de fossiles végétaux connus dans l'échelle lithostratigraphique de P. Choffat et montre qu'aucune des associations floristiques n'a de valeur stratigraphique précise.

Les deux décennies suivantes ont donné lieu à un petit nombre de travaux. Citons parmi les plus importants, celui de G. Zbyszewski (1959) consacré à l'aire typhonique de Caldas da Rainha, l'étude géologique faite par J. C. Pratsch en Algarve (1958), l'analyse des sondages de reconnaissance du gisement de manganèse de la région de Anadia (M. Cerveira, 1963).

Les différentes missions qui m'ont été octroyées me permirent d'apporter ma contribution, soit seul (1968, 1970), soit avec des collaborateurs français (Doubinger et Adloff, 1970, 1973; Fischer, 1971), à une meilleure connaissance de la stratigraphie et de la sédimentologie de cette série.

C'est au cours de ces trente dernières années que des essais sont faits pour dégager la paléogéographie des «Grès de Silves». La majorité des esquisses données sont faites à grands traits et ne se fondent sur aucune étude précise et détaillée.

En résumé, lorsque je me proposais d'étudier les «Grès de Silves» et plus spécialement sa base essentiellement détritique, de nombreux problèmes restaient posés: son âge, son découpage stratigraphique ou à défaut lithostratigraphique, ses caractères sédimentologiques et géochimiques...

3 — Le substratum et la couverture des «Grès de Silves»

a — Aperçu stratigraphique et structural du Massif Hespérique

Selon D. Thadeu (1965), la partie occidentale du Massif Hespérique (ou Meseta Ibérique) peut être subdivisée en trois parties: le Massif d'Evora-Béja au centre, un bloc septentrional, un bloc méridional (fig. 1).

a. 1 — *Le Massif d'Evora*

Le Massif d'Evora-Beja comprend des roches ignées acides et basiques, un «complexe cristallophyllien» composé de faciès silico-alumineux et amphibolitiques, surmonté par du Cambrien ou du Silurien. Pour C. Teixeira (1960) et J. M. Cotelo Neiva (1967), les gneiss et micaschistes sur lesquels les «Grès de Silves» reposent par endroits (régions de Tomar et de Coimbra) peuvent être rattachés à ce «complexe cristallophyllien» d'âge

(4) Les géologues portugais, comme les français, plaçaient le Rhétien à la base du Lias.

Précambrien. Il en est de même pour deux îlots métamorphiques situés au large de Peniche (Farilhões et Forcadas; deux îles voisines, Berlenga et Estelas, sont en revanche formés de granite hercynien (280 MA ∓ 15, Priem et al., 1965; 271 MA ∓ 2, Mendes, 1967-68).

a. 2 — *Le bloc septentrional*

Le bloc septentrional se compose: de formations infracambriennes-paléozoïques légèrement métamorphisées, de formations limniques permo-carbonifères, de roches ignées basiques associées à des roches métamorphiques d'âge douteux (Teixeira, 1968), de granites.

Les premier et dernier faciès occupent la majeure partie de cette zone (fig. 1).

Les nombreuses études faites sur la série métamorphique montrent que l'on peut y distinguer plusieurs unités lithostratigraphiques.

— Une série inférieure azoïque, dite «série (ou complexe) de Beira» (Delgado, 1907), «complexe des schistes et grauwackes anté-ordovicien (Teixeira, 1955, 1960), «Schistes de Beira» (Schermerhorn, 1955), ou encore «complexe schisto-grauwackien» (Cotelo Neiva, 1967), car principalement composée de roches détritiques peu métamorphisées. Il s'agit d'une alternance fine de type flysch (Teixeira, 1969) de plus de 2 500 m (Schermerhorn, 1956) de grauwackes et de schistes riches en quartz de granulométrie fine. Suivant le degré du métamorphisme régional, les minéraux phylliteux sont: la séricite, la chlorite, la biotite, la muscovite.

Cette série anté-ordovicienne est attribuée à l'Infracambro-Cambrien par L. J. G. Schermerhorn (1955) et C. Teixeira (1968, 1969).

— Un Ordovicien et un Silurien, dont la puissance totale est du même ordre de grandeur que la série sur laquelle ils reposent en discordance, sont constitués par des roches épimétamorphiques variées, principalement des quartzites, des schistes et des grauwackes. Ces lithofaciès admettent les mêmes degrés de métamorphisme que la série anté-ordovicienne.

— Un Dévonien partiel et très limité dans l'espace, avec schistes, grauwackes et calcaires.

— Un Permo-Carbonifère constitué par des dépôts détriques continentaux: conglomérats, grauwackes, arkoses, phyllades et localement charbon. Il se présente en plusieurs petits bassins synclinaux étroits et discontinus. Des fossiles végétaux ont permis de mettre en évidence le Westphalien D, la partie supérieure du Stéphanien moyen (zone de Porto) et l'Autunien inférieur (bassin de Buçaco) (Teixeira, 1951, 1968).

Alors que les formations carbonifères sont traversées par certains granites, l'Autunien, situé en bordure du Massif Hespérique n'apparaît atteint par aucune roche éruptive mais est en revanche en contact discordant avec les «Grès de Silves» (N. de Coimbra). Remarquons (fig. 1) que ces derniers ne sont pas non plus en contact avec des masses plutoniques acides.

Selon L. J. G. Schermerhorn (1956), chacun de ces dépôts permo-carbonifères, tectonisé et contenant des conglomérats, a été précédé et suivi par une phase tectonique.

Cette façon de voir est, sauf pour la phase anté — Westphalien D, admise par les géologues portugais. Les idées divergent entre les auteurs sur l'intensité relative des différentes phases, en particulier de la dernière d'entre elles, post-Autunien inférieur. Pour la majorité, des deux dernières phases hercyniennes, la phase saalienne est la plus importante et est notamment liée à la mise en place des granites les plus récents (Cotelo Neiva, 1943, 1944, 1967; Carrington da Costa, 1951; Schermerhorn, 1956; Oen, 1958). La phase ouralienne de la fin du Stéphanien, considérée comme une phase paroximale avec la phase asturienne par C. Teixeira (1954, 1968), n'aurait en revanche qu'une signification locale dans l'Ouest de la Péninsule Ibérique. La découverte d'une flore composée d'espèces spécifiques du Stéphanien dans la série «permienne» de Buçaco (Courbouleix, 1972; détermination P. Corsin) tend à confirmer cette dernière hypothèse.

Selon G. Carrington da Costa (1951), la bordure portugaise du socle mésétain aurait été soumis à «un mouvement fondamentalement épirogénique» vers la fin du Trias.

Les granites, qui occupent une surface considérable au Nord de ce bloc septentrional (fig. 1), ont été répartis en deux grands groupes par les géologues hollandais: des granites à deux micas et des granodiorites ou granites anciens et des granites à biotite, généralement porphyroïdes ou granites jeunes.

Les études de terrain au Sud du Douro ont conduit L. J. G. Schermerhorn (1956) et d'autres géologues de même nationalité à admettre que la mise en place de ces granites, uniquement liée à l'orogénèse hercynienne, s'est faite d'une part au Westphalien et en partie au Stéphanien, après la phase pré-Westphalien D et d'autre part pendant le Permien. Pour l'essentiel, ces conclusions rejoignent celles de J. M. Cotelo Neiva (1943, 1944) mais s'opposent aux idées émises par C. Teixeira selon lesquelles certains granites, dont celui de Porto, seraient plus anciens, et les granites les plus récents pré-Permien et liés à la phase ouralienne (1960, 1969). Selon cet auteur, l'âge anté-Autunien s'explique en particulier par l'existence de «fragments de granite et de grands cristaux de feldspath dans les sédiments autuniens».

De nombreuses mesures d'âge absolu ont été faites au cours de la dernière décennie (Priem et al., 1965, 1967 1969; Mendes, 1967-1968). Pratiquement toutes celles obtenues sur les granites de la partie septentrionale du Portugal (provinces du Tras-os-Montes, Minho, Beira) sont comprises entre 310 et 270 MA, ce qui correspond dans l'échelle géochronologique du Symposium de Holmes (1964) à la période Westphalien-Stéphanien et extrême base du Permien. D'une manière assez générale, les granites anciens ont donné des valeurs plus élevées que ceux dits jeunes.

a. 3 — *Le bloc méridional*

Le bloc méridional, dans lequel se rencontre d'importantes concentrations pyriteuses, commence à être bien connu. Sans entrer dans le détail, il est possible avec H. J. Mac Gillavry (1961), R. Delcey (1971), L. J. G. Schermerhorn (1971) et E. Soler (1973), de reconnaître du Nord au Sud:

— Un ensemble de type flysch, d'âge Dinantien supérieur, épais de plusieurs centaines à quelques milliers de mètres. Il est constitué par une alternance de phyllades, de schistes et de roches détritiques diverses, notamment des grauwackes à cristaux d'albite et éléments volcaniques. Ces faciès sont bien décrits par D. Fantinet (1960) dans la région de Santiago de Cacem où ils sont recouverts par les «Grès de Silves».

— Un ensemble de faciès épimétamorphiques (schistes satinés ou gréseux et quartzites) dans lequel s'intercale, à partir du début du Carbonifère, des roches volcaniques et des roches siliceuses chimiques. Des fossiles et des mesures isotopiques datent le Famennien, le Tournaisien et le Viséen inférieur.

Le Namurien et le Westphalien (Westphalien A seulement pour Schermerhorn, appelé Moscovien par Teixeira) se présentent également sous un faciès flysch, très semblable à celui sur lequel il repose (les anciens auteurs utilisaient le terme de Culm pour qualifier cette série carbonifère: carte géologique au 1/500 000, 1899).

On ne connaît pas de formation plus récente que le Westphalien dans cette partie du Portugal.

Pour L. J. G. Schermerhorn (1971), les dépôts grossièrement détritiques du Westphalien D de Santa Susana (extrémité N de ce bloc) et de la région de Séville prouvent l'existence d'une phase orogénique majeure entre le Westphalien A et le Westphalien D, bien que de nombreux auteurs affirment qu'elle doit se situer à la limite Westphalien-Stéphanien et correspondre à la phase asturienne de Stille. Une phase datée du Stéphanien moyen, moins importante, a pu être détectée; elle ne correspond peut-être pas à la

dernière manifestation de l'orogénie hercynienne, mais aucun argument ne permet jusqu'ici d'en admettre d'autres.

Les roches ignées, dolérites et syénites néphéliniques (Monchique), recoupent les faciès métamorphiques. Les premières présentent pour certaines des affinités avec les intrusions basiques recoupant l'Hettangien de l'Algarve (Torre de Assunção, 1951), les secondes sont d'âge discuté mais de tout façon nettement plus récent que le Lias.

Les structures hercyniennes étant orientées NW-SE, les «Grès de Silves» de l'Algarve, orientés E-W reposent en discordance sur différents termes de la série carbonifère.

b — **Les séries sédimentaires surmontant les «Grès de Silves»**

b. 1 — *Au Nord du Tage et en bordure du socle cristallin*

La partie supérieure des «Grès de Silves», formée en majeure partie de roches carbonatées («Couches de Pereiros»), appartient au Lias inférieur.

Se fondant uniquement sur des faunes de Lamellibranches et de Gastéropodes, P. Choffat, pionnier de la stratigraphie du Mésozoïque portugais, limite les «Grès de Silves» et l'Hettangien à l'apparition massive et brutale d'espèce nouvelles, dont *Boehmia exilis* Boehm et *Ostrea sublamellosa* Dunker. Ce changement en fait partiel de la faune, de nombreuses espèces des couches inférieures se maintenant plus ou moins haut dans le Sinémurien, ne semble se traduire par aucun changement important de faciès (Choffat, 1903, 1905, 1908). Dans les environs de Coimbra, où furent établies les coupures, la base du Sinémurien (ou «Couches de Coimbra») serait constituée par une alternance d'argilite verte et de gros bancs de dolomie, le sommet de l'Hettangien étant essentiellement dolomitique.

A ce complexe carbonaté du Lias inférieur, comme l'appelle R. Mouterde (1971), succèdent des calcaires à faune d'Ammonites. La limite dolomies-calcaires n'est pas isochrone; les premières Ammonites datent suivant les endroits, soit divers niveaux du Lotharingien, soit la base du Carixien (Mouterde et al., 1971).

Signalons que les géologues qui étudient ces séries bien datées, voient une mer liasique transgressive d'Ouest en Est.

b. 2 — *Dans les aires typhoniques*

Dans les aires diapiriques voisines, la série de faciès Keuper constituant le coeur des dômes, que P. Choffat parallélise avec les «Couches de Pereiros», est en contact par faille avec des assises du Jurassique supérieur ou du Crétacé et souvent recouverte d'une manière discordante par des dépôts plus récents, principalement pliocènes (Choffat, 1882, 1884; Zbyszewski, 1959). Les sondages montrent parfois une série liasique continue et complète (Zbyszewski et Barreto de Faria, 1971).

b. 3 — *Dans la région de Santiago de Cacem*

Dans la bande d'affleurement de Santiago de Cacem, les faciès terrigènes rouges composant l'essentiel des «Grès de Silves» font place à un Lias en grande partie dolomitique et à faune de Lamellibranches et de Gastéropodes (Choffat, 1887, 1903; Freire de Andrade, 1937; Manupella, 1970). Des roches vertes, situées à la partie inférieure de cette série liasique, ont été utilisées pour limiter les «Grès de Silves» par les anciens auteurs.

b. 4 — *En Algarve*

Ici, la base du Jurassique pose encore des problèmes.

Si pour P. Choffat (1887), les «marnes» hettangiennes du sommet des «Grès de Silves» sont surmontées soit par du Lias indifférencié car très peu fossilifère, soit par

Légende commune aux figures 7, 12, 14, 16, 20, 24, 26, 28, 33, 37, 40, 43 et 45 représentant les coupes lithostratigraphiques synthétiques établies à l'échelle d'un secteur et de l'ensemble d'une bande d'affleurement.
Les figures donnent (de gauche à droite) :

- Les levés géologiques à partir desquels fut établi la coupe synthétique.
  - . Les chiffres correspondent aux numéros des coupes dont la position géographique est donnée sur les figures 25 (affleurement du Nord du Tage) et 44 (Algarve).
  - . La longueur des traits et leur espacement donnent schématiquement les dimensions et la fréquence des affleurements observés.
  - . La position verticale des gisements fossilifères à macroflore et microflore connus au Nord du Tage.
- Les subdivisions lithostratigraphiques définies au cours de l'étude.
- La coupe lithostratigraphique synthétique de la série (cf. caissons).
- Les données paléontologiques :
- La stratigraphie : les différentes interprétations faites.

Santiago de Cacem (fig. 28) et Algarve (fig. 33, 37, 40, 43 et 45)

- Roches ignées basiques
- Dolomies attribuées au Sinémurien
- Série "marneuse" du sommet des "Grès de Silves" de l'Algarve
- Horizon dolomitique à faune hettangienne
- Série à pélite dominante
- Dépôts arénitiques
- Dépôts à rudites et arénites
- Série à pélite dominante
- Dépôts gréso-conglomératiques } de l'unité AA
- Socle anté-triasique } de l'unité AA

Nord du Tage (fig. 7, 12, 14, 16, 20, 24 et 26)

- Dolomies massives du sommet des "Grès de Silves"
- Dépôts finement détritiques (B 2 et base de C non différenciée)
- Dépôts finement détritiques (terme C 2)
- Dépôts arénitiques (terme C 1)
- Horizon dolomitique à faune hettangienne (terme B 1)
- Dépôts détritiques terrigènes (terme B 1)
- Dépôts riches en rudites (terme B 1)
- Dépôts détritiques terrigènes à stratification plane (terme A 2)
- Dépôts détritiques terrigènes (terme A 1)
- Socle anté-triasique : métamorphique (anté-Permien) et sédimentaire (Autunien)

du Dogger, pour J. C. Pratsch (1958), ces marnes qui pourraient être déjà sinémuriennes sont en contact direct avec du Kimméridgien inférieur, sauf à l'extrémité occidentale de l'Algarve (zone de Sagres). Les récentes études faites dans l'Ouest de cette province (Rocha, 1971) n'ont pas jusqu'ici permis de résoudre pleinement ce problème, faute de faune caractéristique. Pour cet auteur, les dolomies azoïques faisant suite aux faciès argileux et hettangiens des «Grès de Silves» correspondent au Sinémurien, par analogie avec les formations de même position du Nord du Tage. Elles sont surmontées par du Carixien à Ammonites près de Sagres, du Dogger ou du Pliocène ailleurs.

De cette étude volontairement succincte, deux remarques peuvent être faites, dont l'importance ne doit pas échapper au lecteur des pages consacrées aux problèmes posés par la stratigraphie des «Grès de Silves».

Quelles que soient les opinions des auteurs sur l'importance relative des différentes phases de l'orogénie hercynienne, les faits prouvent l'existence de mouvements tectoniques d'une intensité non négligeable entre le fin du dépôt de l'Autunien inférieur et celui des «Grès de Silves».

Que la mise en place des granites jeunes soit liée à la phase anté ou post Autunien inférieur, il est certain qu'elle ne correspond, pas plus que les mouvements orogéniques eux-mêmes, à un phénomène catastrophique de très courte durée, comme le fait très justement remarquer L. J. G. Schermerhorn (1956). Aussi, peut-on dire, sans risque de se tromper, que le socle mésétain, qui s'étendait vers l'Ouest au moins jusqu'aux îles Berlengas, constituait un relief jeune auquel l'érosion a dû s'attaquer avec vigueur, à l'orée des temps mésozoïques.

Dans ce contexte morpho-tectonique et en raison de la nature essentiellement silico-alumineuse de cette «chaîne», la glyptogénèse libère principalement des produits terrigènes. Compte-tenu de la répartition géographique de certains faciès cristallins, de l'éventuel hétérochronisme et de l'inégale intensité des mouvements tardi-hercyniens, on peut s'attendre à trouver des dépôts hétéropiques ou homotaxiques dont les caractères sont sans liaison avec les conditions de la sédimentation du bassin unique ou des différents bassins existants. Ces dernières pouvant homogénéiser ou au contraire accentuer la différenciation des produits hérités, il sera nécessaire d'être très prudent, en l'absence de fossiles, lors de l'établissement de corrélations à longue distance.

B — PRÉSENTATION DE L'OUVRAGE

Lorsque, à la demande de M. le Professeur Hilly, les Services Géologiques du Portugal me proposèrent d'étudier les formations détritiques les plus anciennes du Mésozoïque de leur pays, je répondais par l'affirmative. Un travail antérieur et les études entreprises par plusieurs sédimentologistes et métallogénistes nancéiens sur des formations terrigènes laissaient en effet présager de grandes possibilités dans le domaine de la recherche sédimentologique.

Une mission de reconnaissance sur le terrain et l'analyse bibliographique relative aux «Grès de Silves» me confirmaient l'intérêt du sujet. Les conditions d'affleurements, sans être excellentes, m'ont paru très satisfaisantes pour attaquer d'un point de vue sédimentologique cette série de type Red-Beds. En fait, cette série pauvre en fossiles avait intéressé peu de géologues (cf. Historique). Le cadre stratigraphique n'était qu'esquissé, les caractères sédimentologiques n'avaient pratiquement pas été abordés.

a — Plan de l'Étude

Il était clair que l'analyse sédimentologique que je me proposais de faire ne prendrait toute sa signification qu'une fois la stratigraphie établie d'une manière aussi précise que possible.

Il a donc été nécessaire de dégager et définir les divisions lithologiques marquantes, de préciser leur agencement tant vertical qu'horizontal dans chacune des aires d'affleurement et enfin rechercher les données paléontologiques caractéristiques par tous les moyens dont dispose le géologue moderne.

Les résultats de ces travaux sont exposés dans la première partie de l'ouvrage, intitulée Cadre Stratigraphique des «Grès de Silves».

Les différents affleurements y sont étudiés dans l'ordre suivant: bordures du Nord du Tage, de Santiago de Cacem, de l'Algarve, des aires diapiriques.

Pour chacune des subdivisions lithostratigraphiques établies, je me suis efforcé de donner le plus grand nombre d'informations de terrain. La rareté et la répartition très limitée des fossiles expliquent l'abondance des données lithostratigraphiques telles que: nature et agencement des lithofaciès, caractères stratonomiques.

Afin d'alléger le texte et ne conserver que les éléments permettant de discuter les problèmes d'âge et de corrélations:

— les dessins, notamment de logs détaillés de terrain ou synthétiques, ont été multipliés;

— la terminologie de bon nombre de termes employés (pétrographiques, sédimentologiques) n'est abordée que dans la seconde partie de l'exposé.

La deuxième partie est consacrée à l'étude sédimentologique et géochimique des «Grès de Silves».

Pour chaque technique d'étude employée, les différentes étapes du travail effectué sont traitées: aspects méthodologiques, résultats, interprétation.

Les différentes méthodes permettent de suivre l'évolution des matériaux depuis les aires nourricières jusqu'à leur lieu de dépôt, de comprendre les processus de sédimentation et de déterminer les transformations postérieures au dépôt.

Elles apportent également des précisions sur le synchronisme ou l'hétérochronisme des unités lithostratigraphiques définies dans la première partie.

Le plan de cet ouvrage a été conçu de telle sorte que le lecteur puisse se faire une idée sur la stratigraphie et la paléogéographie en ne consultant que le dernier chapitre de la seconde partie et les conclusions générales.

b — **Terminologie pétrographique employée**

L'étude lithostratigraphique par laquelle l'ouvrage commence se basant en grande partie sur les données pétrographiques, il a paru souhaitable dès l'introduction d'indiquer au lecteur la terminologie pétrographique employée.

Le géologue confronté à une puissante série détritique comprendra parfaitement cette démarche: il ne dispose pas en effet (comme le pétrographe des roches carbonatées) d'une classification rigoureuse qui fasse l'unanimité.

Le terminologie utilisée, qui se veut avant tout pratique (c'est-à-dire utilisable sur le terrain) et descriptive, a été adaptée aux caractéristiques de la série étudiée.

b. 1 — *Les rudites*

Ce sont des roches dont la majorité des éléments est de taille supérieure à 2 mm.

Leurs constituants: granule, gravier, galet et bloc, caractérisent des éléments de taille respectivement comprise entre 2 et 4 mm, et 4 et 40 mm, 40 et 250 mm, et supérieure à 250 mm. La forme ou l'émoussé n'entrent pas en ligne de compte ([5]).

Le conglomérat, le poudingue et la brèche correspondent à des rudites dont la

([5]) L. Cayeux (1929) et les auteurs américains ne font pas de distintion entre élément roulé et élément anguleux. La Chambre Syndicale des Pétroliers (1961) précise que le terme galet s'applique à un élément arrondi, mais ne propose pas de terme pour un élément anguleux.

majorité des éléments est de taille supérieure à 4 cm. La série étudiée ne comportant pas de rudite à éléments anguleux dominants, le terme conglomérat équivaudra à celui, plus précis, de poudingue. Le terme brèche a été conservé, comme cela se fait habituellement, pour caractériser les rudites à éléments intraformationnels (intraclastes ([6])), même lorsque ceux-ci ne sont pas anguleux.

Le microconglomérat, le micropoudingue, la microbrèche, représentent un lithofaciès composé principalement de graviers et de granules. Lorsqu'il renferme un pourcentage appréciable (20 — 25 % ou plus) de galets, le nom est suivi de la locution «à galets». Enfin, je parle de microconglomérat arkosique lorsque les feldspaths de taille supérieure à 2 mm représentent plus de 25 % du total de la roche.

Signalons qu'il est possible de distinguer dans la série des «Grès de Silves» de nombreuses variétés de rudites, en se basant sur leurs caractères texturaux et structuraux; leur étude détaillée et leur interprétation sont envisagées dans la seconde partie (chapitre II).

b. 2 — *Les arénites*

Les arénites correspondent à des roches détritiques terrigènes dont la majorité des éléments ont une taille comprise entre 2 et 0,064 mm.

A moins d'avoir un oeil particulièrement bien exercé, il n'est pas possible de déterminer sur le terrain les 5 classes granulométriques proposées classiquement dans la littérature.

J'ai fait trois subdivisions: arénite grossière composée en majeure partie d'éléments de taille comprise entre 2 et 0,7 mm; arénite de granulométrie moyenne, à éléments de taille comprise entre 0,7 et 0,250 mm; arénite fine formée de grains appartenant en majeure partie à la tranche granulométrique 0,25-0,06 mm.

En prenant en considération la nature minéralogique des éléments et leur pourcentage, il est possible de faire de nombreuses subdivisions dans la classe arénite. Comme un grand nombre de géologues français, je n'ai pas jugé utile de faire intervenir les ciments (sinon pour caractériser tel ou tel lithofaciès, par exemple arkose à ciment dolomitique). Si l'on veut donner aux trois éléments principaux de cette classe, quartz monocristallin, feldspath, élément lithique, une valeur identique, la classification qui en résulte donne des noms différents à des roches présentant un pourcentage identique d'un des éléments cités. Certains géologues français ([7]) se proposent d'utiliser une telle nomenclature. A l'opposé, d'autres auteurs emploient le terme grès en synonymie d'arénite.

Je n'ai voulu adopter aucune de ces deux positions, ce qui m'a conduit (compte tenu des caractéristiques des dépôts étudiés) à employer les termes qui se dégagent sur le diagramme triangulaire de la figure 2.

On remarquera qu'il existe un domaine commun aux arkoses et aux grès. Ceci est tout à fait normal, si l'on tient compte des définitions originelles de ces lithofaciès. Pour caractériser les arénites appartenant à ce domaine, le terme arkose (arénite contenant plus de 25 % de feldspaths) a été préféré à celui de grès (arénite composée de plus de 50 % de grains de quartz).

([6]) Ce terme, qui par son étymologie désigne un fragment cassé (claste) à l'intérieur (intra) du même sédiment, est utilisé en pétrologie des roches carbonatées. L'école de Nancy a étendu son emploi aux séries terrigènes (cf. Haguenauer, 1973).

([7]) Par exemple, le groupe des géologues s'occupant des séries sédimentaires du B. R. G. M. (publication intitulée «Nomenclature et classification des roches sédimentaires» cf. bibliographie).

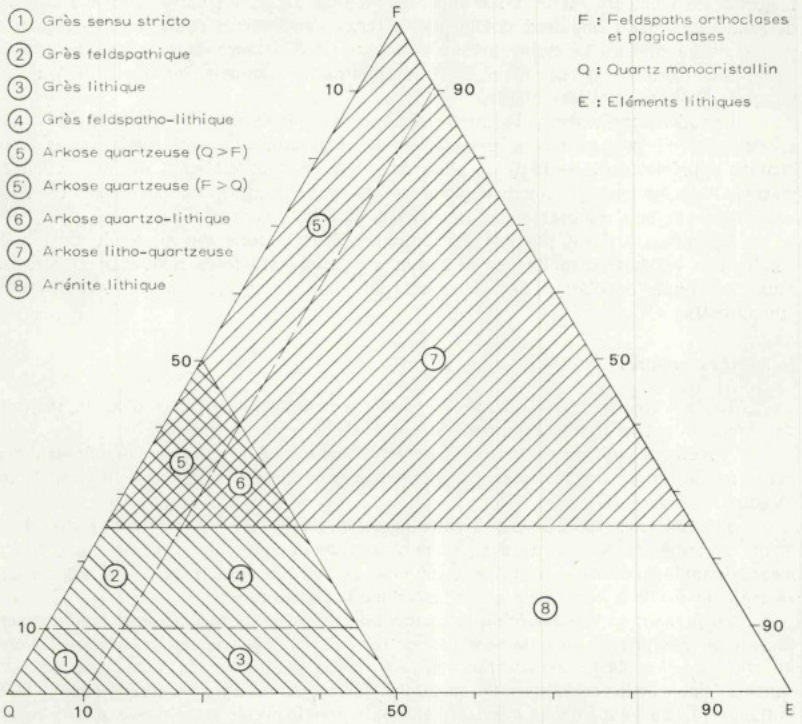


Fig. 2 — Terminologie employée pour caractériser les différentes variétés d'arénites. Cette nomenclature est basée uniquement sur le pourcentage des éléments majeurs: quartz (Q), feldspaths (F), éléments lithiques (E).

Je n'ai voulu adopter aucune de ces deux positions, ce qui m'a conduit (compte tenu des caractéristiques des dépôts étudiés) à employer les termes qui se dégagent sur le diagramme triangulaire de la figure 2.

On remarquera qu'il existe un domaine commun aux arkoses et aux grès. Ceci est tout à fait normal, si l'on tient compte des définitions originalles de ces lithofaciès. Pour caractériser les arénites appartenant à ce domaine, le terme arkose (arénite contenant plus de 25 % de feldspaths) a été préféré à celui de grès (arénites composée de plus de 50 % de grains de quartz).

b. 3 — *Les lutites*

Ce sont des roches détritiques terrigènes dont les constituants de granulométrie inférieure à 0,064 mm sont prédominants sur les autres fractions.

Le terme siltite a été réservé aux lutites les plus grossières et présentant communément les caractères de certaines arénites fines: délit psammitique, litage horizontal ou oblique fin (microstratifications obliques).

Le terme pélite a été utilisé pour désigner des roches composées en majeure partie d'éléments très fins: minéraux argileux, quartz et éventuellement autres grains. Ces derniers ne se mettant en évidence que par une analyse de laboratoire (lame mince, granulométrie), la pélite a l'aspect d'une roche argileuse. Elle peut être tendre et relativement malléable; le plus souvent, elle est fortement indurée bien que dépourvue ou pauvre en carbonates (5 de 15 %).

Lorsque la lutite est essentiellement constituée de minéraux phylliteux, le lithofaciès est appelé argilite.

Le shale représente pour moi une lutite finement laminée. Le microlitage, horizontal ou ondulé (structure madrée [8]), est lié à des microséquences à deux ou trois termes: siltite, argilite, charbon. Le délit feuilleté est en général existant mais il n'est pas toujours facile.

L'adjectif dolomitique est ajouté à pélite, à argilite et à shale lorsque leur pourcentage en dolomite est supérieur à 15 %.

Le terme marne a été donné à une roche plastique ou indurée (débit en fins granules ou en crayon), faisant effervescence à l'acide chlorhydrique dilué et ne présentant ni le débit en miches du calcaire argileux, ni le débit parallélépidique des calcaires francs. Son pourcentage en calcite varie de ce fait entre approximativement 15 et 40-50 %.

Dans certains cas, un lithofaciès dont la phase principale est détritique et de la classe des lutites mais présente de l'ordre de 40 à 50 % de carbonates et les caractères macroscopiques (débit, couleur) des roches carbonatées, sera placé dans cette catégorie de roches.

En ce qui concerne les roches carbonatées, j'ai distingué calcaire et dolomie selon que la phase principale est calcitique ou dolomitique.

La définition granulométrique des termes micrite (dolomicrite) (cristaux de taille inférieure à 5 microns), microspathite ou dolomicrospathite (5-20 μ), spathite et dolospathite (supérieure à 20 μ) est empruntée à Chilingar, Bissel et Wolf (1967).

c — **L'illustration** [9] [10]

L'essentiel du travail sur le terrain a consisté en l'étude de coupes: les unes à l'échelle de la série [11], les autres à l'échelle d'un affleurement ou d'une série d'affleurements rapprochés.

Des coupes sériées, d'autant plus rapprochées que la région présente des problèmes sur le plan corrélation, ont été exécutées dans les deux principales bandes d'affleurement: Nord du Tage et Algarve. Elles sont reproduites à petite échelle (fig. 25 et 44).

Afin que ces coupes puissent être exploitées dans les meilleures conditions par d'autres géologues, j'ai donné d'une manière schématique la répartition verticale, la densité et la taille des affleurements sur les figures représentant les coupes synthétiques de la série (fig. 7, 12, 14, 16, 20, 24 pour le Nord du Tage; 28 pour Santiago de Cacem; 33, 37, 40, 43 pour l'Algarve).

Cette série de dessins, ainsi que les figures 26 et 45, ayant été construits sur le même modèle, une légende commune permet de les interpréter. Cette légende a été placée au début de l'ouvrage, sur un dépliant.

([8]) La structure madrée, définie dans la seconde partie de l'ouvrage (chapitre I) n'est pas toujours liée au lithofaciès shale. Dans un certain nombre de cas, elle caractérise une arénite fine.

([9]) Le travail de dessin a été exécuté en presque totalité par M. Leitreit, dessinateur du Service dessin de l'Ecole de Géologie de Nancy. Je tiens à remercier ici ce technicien très consciencieux.

([10]) Ne sont discutés que les dessins illustrant la première partie de la thèse.

([11]) Ce travail était nécessairement accompagné d'un levé cartographique détaillé. Signalons que le levé systématique en vue de l'établissement de cartes géologiques n'a pas été envisagé dans le cadre de cette étude; il exige l'étroite collaboration avec le Service Géologique du Portugal.

En ce qui concerne l'étude partielle de la série, il n'a pas été possible d'analyser et de reproduire de la même manière les différents dépôts observés. Lorsque ceux-ci présentent des caractères stratonomiques et lithologiques très fluctuants sur de courtes distances, il est indispensable de reproduire l'affleurement en totalité (dessin et/ou photographies). En revanche, lorsque les strates, planes et parallèles, forment une série régulière à l'échelle de l'affleurement, le levé et la reproduction sous forme de logs annotés peuvent être envisagés.

De ce fait, le lecteur ne devra pas s'étonner de la disparité de l'illustration dans la première partie de l'ouvrage. Les logs [12], qui servent à la fois sur le plan stratigraphique et sédimentologique, ont été placés dans la première partie de l'étude; en revanche, les dessins d'affleurement montrant de grandes variations dans les caractères des dépôts ont été, pour la plupart, réservés pour illustrer la seconde partie, consacrée à la sédimentologie.

Sur le terrain, les logs ont été levés d'une manière très détaillée [13]. Au stade de la reproduction définitive, nous avons essayé de restituer toutes ou du moins la majorité des informations obtenues tout en conservant aux figures une clarté et des dimensions satisfaisantes [14].

Dans cette optique, les observations ont été symbolisées et groupées par affinités (cf. légende commune à tous ces dessins, dépliant placé en fin d'ouvrage).

— La colonne lithologie (colonne 1) est simplifiée à l'extrême: les lithofaciès sont regroupés en 5 catégories; les surfaces d'érosion (diastèmes) à irrégularités peu marquées (creux de moins de 15 cm de profondeur) sont dessinées planes (cf. colonne 4); les strates très fines, de moins de 5 cm d'épaisseur, n'ont pas été délimitées dans la plupart des cas, leur existence a toutefois été signalée sur le bord du profil.

— Les données paléontologiques sont indiquées dans la colonne 2.

— La granulométrie et l'agencement séquentiel des lithofaciès sont fournis par la colonne 3. Chaque fois que cela fut possible, les séquences ont été représentées une à une. Lorsque ces unités sont très fines nous avons figuré l'évolution générale ou les différents types d'évolution selon que ces fins rythmes sont identiques ou différents (exemple fig. 10).

— Les caractères des surfaces de stratification et des structures sédimentaires sont indiqués dans la colonne 4 ou dans les colonnes 4 et 5 [15] (lorsque les informations étaient nombreuses et les dimensions du dessin le permettaient).

— La couleur des lithofaciès (colonne 5 ou 6) a été donnée à chaque fois que cela fut possible. Vu les fluctuations constantes de ce caractère, les informations ont été simplifiées (sur le terrain, utilisation de la charte des couleurs A. G. S.).

— Des indications complémentaires (colonne 6) [16], telles que localisation précise et chiffrée (routes — voies ferrées) des affleurements, limites lithostratigraphiques, pendages, directions de courants, photographies reproduites (Planches), etc., sont signalées. Le report sur ces dessins de la position des clichés photographiques permet au lecteur de faire le lien entre ces deux types d'illustration [17].

---

[12] N'ont été reproduits que les levés les plus intéressants.

[13] Après une première mission sur le terrain, j'ai établi un document de travail adapté aux caractéristiques des dépôts et permettant de lever d'une manière homogène les différentes coupes.

[14] Tous les logs, représentés au 1/50.e par le dessinateur, ont été réduits de moitié pour être incorporés dans le texte.

[15] Sur les logs de travail, j'avais prévu deux colonnes. Compte tenu des dimensions des dessins, il a été nécessaire de regrouper les données et par là même de ne pas toujours toutes les représenter.

[16] La colonne Informations diverses n'a pas pu toujours être représentée.

[17] L'idéal aurait été de faire un montage dessin-photopraphique. Il ne nous a pas été possible de l'envisager.

PREMIERE PARTIE

LE CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES «GRÈS DE SILVES»

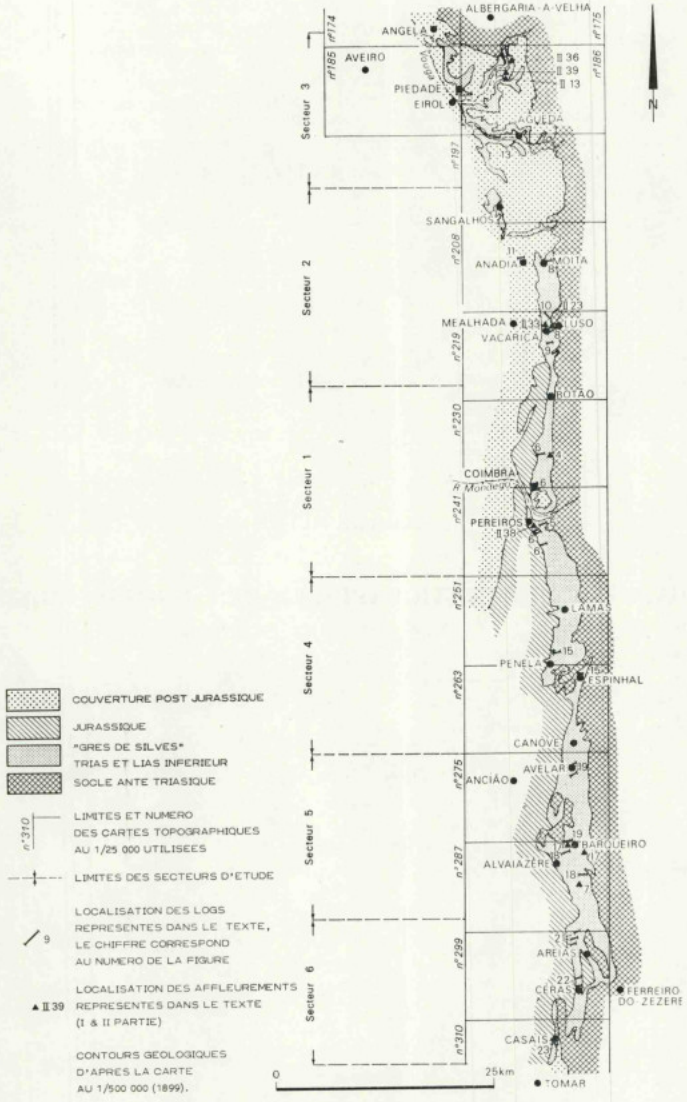


Fig. 3 — Les « Grès de Silves » bordant le socle au Nord du Tage. Localisation des logs et affleurements figurés dans le texte, extension des secteurs d'étude et position des cartes topographiques utilisées.

CHAPITRE I

LES «GRÈS DE SILVES» DE LA BORDURE DU NORD DU TAGE

A — INTRODUCTION

La bande d'affleurement du Nord du Tage s'étend d'une manière pratiquement rectiligne et continue depuis Angela et Serem, à la latitude d'Aveiro, au Nord, jusqu'à moins de 5 km de Tomar au Sud (fig. 1 et 3). Sa longueur est de 115 km, sa largeur de 2,5 km en moyenne.

La série de base du Mésozoïque est en contact, souvent par faille, avec pratiquement toutes les formations cristallophylliennes: «complexe cristallophyllien» précambrien, «complexe des schistes et grauwaches» anté-ordovicien et Ordovicien. En revanche, elle ne repose sur aucun granite. La discordance angulaire séparant l'Autunien inférieur non métamorphique et les «Grès de Silves» n'est visible que localement (zone de Luso-Anadia); ailleurs elle est soit remplacée par une faille, soit masquée par des dépôts plio-pléistocènes (fig. 1).

Dans la partie septentrionale de l'affleurement, ces derniers cachent une partie plus ou moins importante de la série. Au Sud d'Anadia, le terme supérieur des «Grès de Silves» («Couches de Pereiros»), d'âge Hettangien, passe en continuité aux «Couches de Coimbra» sinémuriennes.

La série est monoclinale; le plongement ouest des couches oscille entre quelques degrés et 35°. Parfois, notamment au Sud de Coimbra, des plis peu accentués s'observent. Les accidents cassants sont nombreux. Il s'agit le plus souvent de failles verticales. Celles de rejet important sont pour la plupart de direction N-S à NW-SE, c'est-à-dire d'orientation sensiblement parallèle à la direction des couches. Sauf dans le Sud de l'affleurement où les rejets sont tels que le socle affleure, leur détection exige une connaissance approfondie des caractères des dépôts (1).

Du point de vue géomorphologie et en ce qui concerne la répartition des affleurements, il existe des différences assez sensibles selon que l'on se trouve au Nord, au centre ou au Sud de la bande d'affleurement.

— Au Nord, là où la couverture terrigène post-Jurassique est développée, la série étudiée forme la base d'un plateau de surface pratiquement plane et entaillé par de nombreux cours d'eau, les plus importants étant le rio Vouga, le rio Agueda et le rio Certima.

---

(1) Leur mise en évidence à la photographie aérienne n'est pas non plus en général très évidente. Signalons que les documents aériens n'ont pu être utilisés sur le terrain; ils ont été consultés au Service Géologique.

Si, entre Anadia et Agueda, les affleurements sont très rares, leur densité est élevée au Nord de cette dernière bourgade. On les trouve principalement le long des nombreuses voies de communication. Les travaux d'aménagement routier m'ont permis, en 1964 et 1965, de faire des levés de coupes de tout premier ordre dans cette région (²).

— Entre Anadia et Penela, les formations détritiques des «Grès de Silves», modelées en collines mamelonnées et basses et recouvertes de magnifiques forêts où dominent les conifères, offrent au voyageur un paysage rappelant celui des régions triasiques gréseuses de France et d'Allemagne.

Les affleurements intéressants, abondants et fréquemment de grandes dimensions, entre Coimbra et Anadia, sont nettement plus dipersés et de petite taille au Sud où les voies de communications suivent la topographie peu accidentée.

— Dans la zone méridionale, le relief apparaît plus mouvementé alors que la largeur d'affleurement augmente sensiblement. Ces deux particularités s'expliquent par le fait que les failles, affectant une série moins puissante qu'au Nord, peuvent la répéter jusqu'à trois fois et font ressortir du socle sous forme de lanières allongées Nord-Sud. La présence d'une formation argileuse bien développée entre grès inférieurs et dolomies supérieures accentue les dénivellements.

L'intense ravinement qui se développe malgré la végétation sur les pentes abruptes augmente le nombre déjà élevé d'affleurements; ceux-ci sont toutefois de taille très modeste dans la grande majorité des cas.

Ce rapide aperçu sur les conditions d'affleurement suggère au lecteur que celles-ci sont particulièrement bonnes.

Il serait toutefois inexact de croire que le travail sur le terrain peut se faire sans rencontrer de difficultés. Certains des caractères des dépôts autant que ceux des affleurements sont à l'origine de problèmes.

La faible induration, par exemple, explique que les failles importantes, conformes à la stratification, ne se marquent ni à grande échelle (fracturation, bréchification...) ni à petite échelle (aucune cicatrice topographique). Ce caractère physique est également responsable de l'inexistence quasi-générale de surfaces de stratification dégagée. L'absence, sur de grandes épaisseurs, d'une stratification plane nette susceptible de fournir le pendage structural fait que la puissance complète ou partielle de la série ne peut être qu'approchée.

Les carrières étant exceptionnelles (l'induration est encore en cause) et les affleurements naturels de petite taille, les meilleures conditions pour examiner en détail et en continu les dépôts sont offertes par le talus de routes et de chemins carrossables, localement par celui de voie ferrée (Luso). Ceux-ci atteignent souvent la centaine de mètres de longueur mais ne présentent qu'un seul plan d'observation, ce qui constitue un handicap pour certains travaux (mesures directionnelles par exemple).

L'aire d'affleurement du Nord du Tage ayant une grande extension géographique et présentant de nombreuses variations de faciès, j'ai été amené à:

— présenter son étude en six parties. Chacune d'elles correspond à l'analyse d'une zone géographique donnée. Ces différentes zones, qui sauf une possèdent une surface sensiblement égale et un découpage peu différent de celui des cartes topographiques au 1/25 000 (fig. 3), ont été délimitées essentiellement en fonction des caractères lithostratigraphiques de la série;

— étudier en premier la série affleurant dans la zone centrée sur Coimbra. C'est en effet sur ce secteur que fut définie la série «type» des «Grès de Silves» de cette aire d'affleurement du Nord du Tage (Choffat, 1894, 1903). De plus, la plupart des écrits postérieurs aux travaux de Choffat sont relatifs aux «Grès de Silves» de cette région.

(²) Leur dégradation se faisant assez rapidement (végétation, ravinement), la plupart des profils sont actuellement (1971) difficilement exploitables.

L'ordre d'étude des autres secteurs est: Luso-Anadia et Agueda-Angela dans la partie septentrionale, Lamas-Penela, Avelar-Alvaiazere et Areias-Tomar dans le Sud de la bande d'affleurement;

— donner à chaque subdivision lithologique définie une numérotation de préférence à un nom de localité.

Enfin signalons pour terminer que la bibliographie relative à la série de chaque secteur est présentée d'une manière détaillée en guise d'introduction.

B — LE SECTEUR DE COIMBRA

SECTEUR 1

1 — Histoire géologique

La butte de Pereiros, localisée sur la rive gauche du Rio Mondego à trois kilomètres au SE de Coimbra, est un haut-lieu de la géologie portugaise. Les noms de C. Ribeiro, de P. Choffat, de R. Miranda, de C. Teixeira et de G. Soares de Carvalho s'y rattachent et c'est sur son versant oriental que fut établie la coupe de référence des «Grès de Silves» du Nord du Tage. Cette dernière, publiée par P. Choffat en 1894 et complétée à l'aide d'autres profils en 1903 (tabl. 1) permet de constater que l'auteur s'est surtout intéressé aux couches fossilières du sommet de la série.

Après la découverte par R. Miranda (1926) d'un gisement de fossiles végétaux près de la quinta do Peneireiro et la révision de la flore des «Grès de Silves» par C. Teixeira (1942-1948), l'âge de la série est discuté dans plusieurs publications. C. Teixeira ayant admis que le gisement de Peneireiro était inférieur aux premiers termes carbonatés à faune hettangienne, considère que les données paléobotaniques livrées par la série permettent d'attribuer un âge Rhétien à l'ensemble gréseux anté-«Couches de Pereiros». G. Soares de Carvalho (1947, 1950, 1951) en revanche démontre, coupe à l'appui, que la flore la plus récente de la butte de Pereiros ne peut être qu'hettangienne, car localisée au-dessus du premier horizon à Mollusques hettangiens. Cet auteur n'avance aucun âge précis pour les gisements plus anciens dont l'association floristique serait, selon lui, peu significative sur le plan stratigraphique.

La coupe de l'Hettangien donnée par W. Schott et K. Staesche (1957) n'apporte pas d'éléments nouveaux par rapport à celle de Choffat.

Dans les diverses publications signalées plus haut, existent des descriptions généralement sommaires de gisements fossilifères (flore ou faune) découverts dans Coimbra et aux environs immédiats de cette ville.

2 — Le découpage lithostratigraphique propose: Analyse sommaire et comparaison avec la coupe de P. Choffat

Lorsque je commençais l'étude des «Grès de Silves» en effectuant une dizaine de coupes, comme il se doit, dans la région de Coimbra, je constatais que la coupe donnée par P. Choffat n'était pas sans intérêt. Elle permet en effet de se faire une idée assez précise de la succession des dépôts, de localiser les gisements fossilifères connus et les niveaux susceptibles d'en contenir, enfin de faire des corrélations à l'échelle du secteur, soit sur une vingtaine de kilomètres. Ces qualités expliquent que les géologues qui succédèrent à P. Choffat et travaillèrent principalement aux environs de Coimbra, aient conservé ses subdivisions lithostratigraphiques.

«COUCHES DE PEREIROS» — *Hettangien* puissance : 115 — 135 m

c) Complexe en bancs plus épais: 15 — 20 m

— 18-19 : bancs jusqu'à 1 m de puissance de calcaire dolomitique; nombreux *Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari* (Dunker) et *Aviculidae*.

b) Dolomies en couches minces et argiles: 70 — 80 m

— 11 à 17 : calcaires dolomitiques un peu marneux alternant avec des argiles rouges et grises, micacées. Nombreux fossiles de la base au sommet, en surface des plaques.

— 10 : calcaire dolomitique gris à jaune, fossiles rares.

— 9 : plaquettes de dolomie plus ou moins marneuse, nombreux fossiles en partie dégagés.

— 8 : dolomie azoïque à la base, marnes au sommet.

a) Grès et argiles: 30 — 35 m

— 3 à 7 : alternance de grès moins grossier qu'à la base, de grès argileux et micacé, d'argile rouge ou bleue et de calcaire dolomitique en partie fossilifère. Aux 2/3 de la hauteur, feuillets micacés à faune de Mollusques et traces de Végétaux (20-25 m).

— 2 : grès grossier à mi-fin avec gros feldspaths, éléments de quartzite de 10 mm, couleur rouge ou jaune (3-4 m).

— 1 : marno-calcaire arénacé, en feuillets et dalles minces, avec empreintes de Végétaux et de Mollusques encroûtés alternant avec des lits plus marneux et d'argile rouge ou bleue. Vers le milieu et le sommet, grès fin compact. Mollusques et Végétaux abondants mais en général indéterminables (5-7 m).

«GRES A NUANCES CLAIRES» puissance : 100 — 150 m

C 12 : grès blancs ou jaunâtres, avec quartzites blancs. Ces grès sont en grande partie recouverts; peut-être quelques intercalations argileuses (100-150 m).

C 11 : grès roses, blancs ou rouge foncé, bien lités (15 m.).

«GRES ROUGE BRIQUE» puissance : 200 — 250 m

C 10 : grès rougeâtres contenant une énorme quantité de cailloux. Par place, les cailloux forment des amas irréguliers. Les éléments sont de grande taille, atteignent un diamètre de 40 cm, sont roulés ou seulement arrondis sur les bords. Ils sont de même composition que ceux de la couche 1. Stratification irrégulière (30 m.).

C 9 : grès grossier rouge brique; quelques lits et lentilles à gros cailloux (50-75 m).

C 8 : grès fins, rouge brique, devenant plus marneux et finement lités vers le haut. Quelques intercalations d'argile bleuâtre sans fossiles (35 m).

C 7 : argile gris clair, micacée; végétaux abondants et mieux conservés que dessous. Conifères rappelant *Pachyphyllum peregrinum* Brong., *Voltzia rembariensis* Schenk et *V. pachyphylla* Schenk. D'autres empreintes, plus abondantes, représentent de grands folioles de Cycadées analogues aux *Podozamites* (0,15 m).

C 6 : grès marneux rouge brique, en bancs épais avec un ou deux lits d'argile micacée analogue à celle de C 5. Végétaux (Conifères) en mauvais état (25 m).

C 5 : argile micacée gris foncé alternant avec des lits de grès grisâtre. Présence de globules de malachite et d'azurite et de Végétaux. Empreintes de Conifères sur toute l'épaisseur de la couche (4 m).

C 4 : grès rouge brique contenant de petits quartzites anguleux ou arrondis. La partie moyenne, couverte de végétation et formant dépression, fait supposer qu'elle est argileuse (25 m).

C 3 : grès fins argileux, gris jaune; argiles micacées gris foncé et grès rouges, fins. Carbonates de cuivre; Végétaux en empreintes dans les argiles de la base: Conifères, Voltzia ou Pachyphyllum (4 m).

C 2 : grès rouge brique peu compacts en majeure partie couverts (hameau de Conraria) (20 m).

C 1 : la base est érodée et recouverte par les alluvions du rio Ceira; de petits lambeaux de grès marneux à gros cailloux se voient sur la rive droite. Amas de cailloux (quartzites blancs et siluriques, schistes) ayant jusqu'à 50 cm de diamètre, peu arrondis (?, entre 20 et 50 m).

Tableau I — Coupe des «Grès de Silves» des environs de Coimbra d'après les levés de P. Choffat.

Le but de mon travail étant de définir le plus précisément possible la paléogéographie des «Grès de Silves», j'étais amené à me préoccuper de l'agencement séquentiel des dépôts, en plus des autres caractères de terrain, pour effectuer des levés à grande échelle. Ce travail fit que je modifiais sensiblement le cadre lithostratigraphique ancien. Comme nous le verrons par la suite, les subdivisions que je mettais en place à Coimbra s'avéraient plus satisfaisantes que celles de P. Choffat pour comprendre la succession des dépôts dans le reste de la bande d'affleurement du Nord du Tage.

Lorsque l'on effectue des coupes E-W depuis le socle jusqu'aux faciès carbonatés des «Couches de Pereiros» (fig. 25, fig. 1 à 8), les «Grès de Silves» se présentent de la manière suivante:

— Au-dessus du socle métamorphique, une série détritique terrigène de couleur rouge lie-de-vin s'observe. Conglomérats et arénites, plus rarement pélites, se succèdent d'une manière rythmique. La stratification, souvent peu marquée, est lenticulaire: les surfaces de stratification sont irrégulières et d'extension latérale limitée (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Cette série correspond aux «couches C 1 et C 2» de la coupe de P. Choffat (tabl. 1).

— Plus ou moins brusquement, les caractères stratonomiques des dépôts se modifient. Les surfaces de stratification apparaissent planes et nettes à l'échelle des affleurements (soit une centaine de mètres ou plus). Les strates sont composées principalement d'arénites, de siltites et de pélites. Ces deux derniers lithofaciès sont fréquemment prédominants au sein des séquences positives qui contiennent parfois également un terme chimique (carbonate, évaporite).

Plusieurs gisements de macroflore sont connus depuis Choffat dans cette série que je qualifierais de bariolée et qui représente les «couches C 3 à C 8» de l'unité «Grès rouges» de Choffat.

— Reposant sur une surface de discontinuité de ravinement, on trouve un nouvel épisode grossièrement détritique. Rudites et arénites se répartissent en épaisses séquences limitées par des diastèmes de ravinement. Ces dépôts peuvent être rouges à la partie inférieure, blanchâtres à beiges ensuite ou de couleur beige dès la base.

Cette récurrence grossière correspond aux «Couches 9, 10, 11 et 12» de la coupe de référence.

— Une série peu épaisse de strates planes et parallèles, composées de grès fins, siltites, pélites et dolomies, succède aux «Grès à nuances claires». Elle représente le premier niveau contenant une faune. Celle-ci est constituée par des Lamellibranches et des Gastéropodes d'âge Hettangien.

Ce dépôt à fines séquences chimio-détritiques correspond à la base des «Couches de Pereiros», subdivision lithostratigraphique définie en 1880 par P. Choffat (niveau a 1; tabl. 1).

— Une récurrence détritique terrigène repose sur une surface de discontinuité de ravinement peu prononcée mais nette. La stratification est irrégulière à la base où dominent des séquences composées essentiellement de faciès arénitiques, plane ensuite; à ce niveau, les pélites sont bien représentées et alternent d'une manière séquentielle avec des arénites fines, des siltites et des dolomies en petits bancs. Une macroflore bien conservée

et des fossiles animaux existent localement dans ces couches appartenant à l'ensemble «grès et argiles» de la coupe de référence (a 2 à a 7).

— Un puissant «complexe dolomitique» termine les «Couches de Pereiros» et les «Grès de Silves» ([8]).

En résumé, la série étudiée, composée principalement de lithofaciès détritiques terrigènes, apparaît constituée par:

— trois termes grossièrement détritiques et de stratification non plane (lenticulaire), reposant chacun sur une surface de discontinuité nette. Nous les appellerons respectivement A 1, B 1 et C 1 (fig. 7);

— de trois termes formés de lithofaciès détritiques de granulométrie fine et chimiques et caractérisés par une stratification plane: A 2, B 2 et C 2. Les deux premiers sont limités par une surface de discontinuité de ravinement, le troisième, C 2, fait place aux dolomies du sommet des «Grès de Silves».

3 — Les différents termes lithostratigraphiques: analyse de détail

a — Le terme de base A 1

La base des «Grès de Silves» affleure rarement en totalité sur ce secteur, parce qu'elle est oblitérée par des failles (au contact avec le socle notamment, Nord de Coimbra), ou masquée soit par des alluvions ou autres formations détritiques récentes, soit par des habitations (banlieue orientale de Coimbra, Ceira).

La cartographie de la discontinuité majeure séparant les «Grès de Silves» du socle montre que celle-ci correspond à une surface assez irrégulière. Des dénivellations dépassant une vingtaine de mètres d'amplitude peuvent être mises en évidence, notamment entre Tovim et Ceira. A plus grande échelle, la surface de contact peut apparaître pratiquement plane (Pl. 1, fig. 1).

Les lithofaciès la surmontant sont ceux que l'on rencontre sur toute l'épaisseur de la subdivision: conglomérats et microconglomérats polygéniques, arkoses, grès feldspatho-lithiques et grès lithiques de différentes granulométries. La pélite, qui représente le lithofaciès le moins fréquent de cette unité lithologique uniquement constituée de roches terrigènes, n'a jamais été rencontrée au contact du métamorphique.

Les éléments lithiques, représentés par du quartz laiteux, de nombreuses variétés de roches métamorphiques, comme les quartzites, les grauwackes, les phyllades, les schistes et micaschistes, sont les constituants autant des rudites que des arénites grossières. Le granite en revanche ne semble exister que dans les conglomérats les plus grossiers, c'est-à-dire composés d'éléments de diamètre supérieur à 8 cm; il ne représente que quelques pourcents de la fraction «galets».

Dans la majorité des arénites et bon nombre des microconglomérats, les feldspaths représentent un pourcentage élevé des constituantes. Il s'agit d'un feldspath potassique de couleur rose, plus rarement blanc. Les grains, dont les plus gros dépassent 4 cm de longueur, sont peu émoussés et leurs surfaces sont souvent planes (faces, plans de clivage). Le pourcentage de cet élément, variable sur de courtes distances, dépasse très fréquemment 25 % et ceci dès la base de la série.

Arénites et rudites sont généralement peu indurées mais cohérentes ou parfois très dures, suivant l'abondance et la nature du ciment qui peut être argilo-ferrugineux ou formé de phyllites, d'oxydes de fer et de carbonates.

La présence systématique d'hématite donne à toutes ces roches, y compris les pélites, une couleur rouge lie-de-vin (rouge brique pour Choffat) en tous points semblable à celle des «Vieux Grès Rouges» d'Angleterre ou du Trias inférieur des Vosges. Des taches

([8]) Dépôts que je n'ai pas étudié, mon sujet se limitant aux faciès détritiques terrigènes des «Grès de Silves».

irrégulières, à contours francs ou diffus, de teinte jaune, vert pâle ou violacée, existent cà et là.

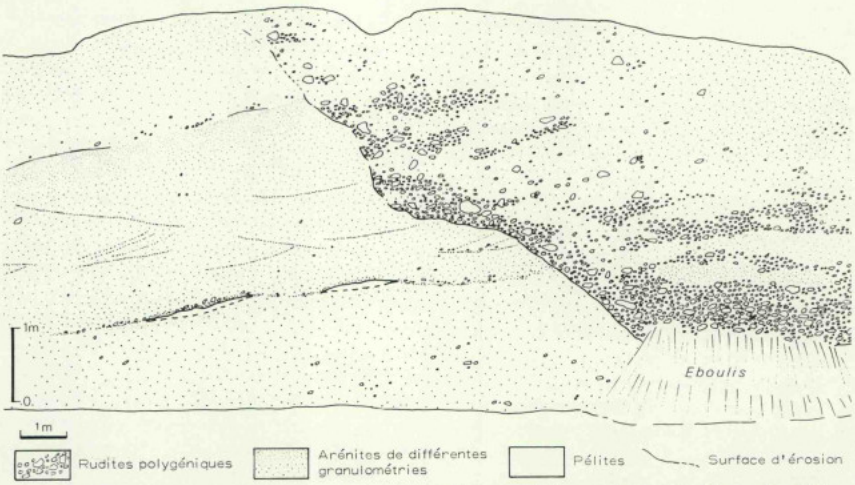


Fig. 4 — Affleurement représentatif du terme A 1. Les lithofaciès sont détritiques terrigènes; l'arénite représente le terme principal des rythmes. La stratification est irrégulière: de très nombreuses surfaces de stratification correspondent à des diastèmes d'érosion (limites de séquences positives).
San Paulo de Frades, au Nord de Coimbra.

Les lithofaciès, répartis à première vue d'une manière anarchique, s'ordonnent en séquences positives. Certaines comprennent tous les termes depuis le conglomérat jusqu'à la pélite; la plupart sont incomplètes soit à la base, soit plus généralement au sommet. L'épaisseur de ces rythmes ainsi que des strates dépasse souvent 2 m mais n'est jamais constante à l'échelle de l'affleurement. Il n'est pas rare d'observer la disparition brutale d'unités ayant latéralement plus d'un mètre de puissance. Ces irrégularités et ces biseautages sont liés à l'existence de diastèmes d'érosion qui, dans certains cas, soulignent la forme en auge de chenaux (fig. 4). Le plus souvent, les surfaces de stratification, qu'elles soient ou non déterminées par un ravinement, ne s'observent pas sur de grandes distances. Elles peuvent être nettes en certains endroits, floues ou même disparaître complètement ailleurs. L'existence, très fréquente, de faisceaux de litage oblique dont les feuillets ne sont soulignés que par un certain classement des éléments, accentue le caractère peu net et particulièrement changeant de la stratification de ce terme lithostratigraphique.

Les différentes coupes faites sur ce secteur m'ont permis de constater que certains des caractères des dépôts se modifient progressivement lorsque l'on monte dans la série. Les variations qui se remarquent sur le terrain et paraissent générales à l'échelle du secteur sont:

— une diminution de l'épaisseur du lithofaciès conglomératique et de la taille de ses éléments, la seconde se faisant plus rapidement que la première;

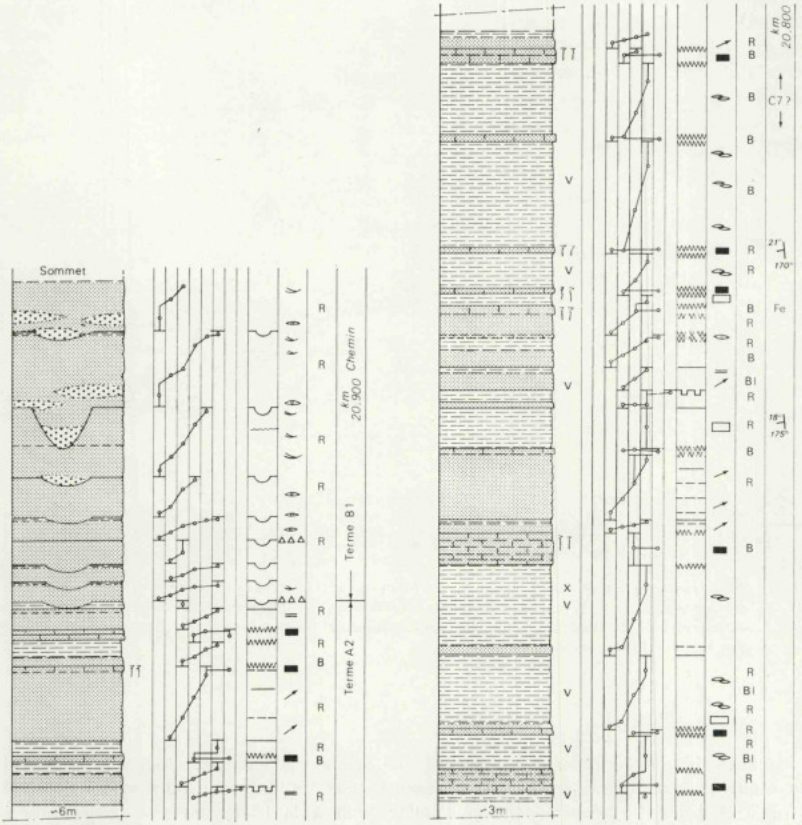
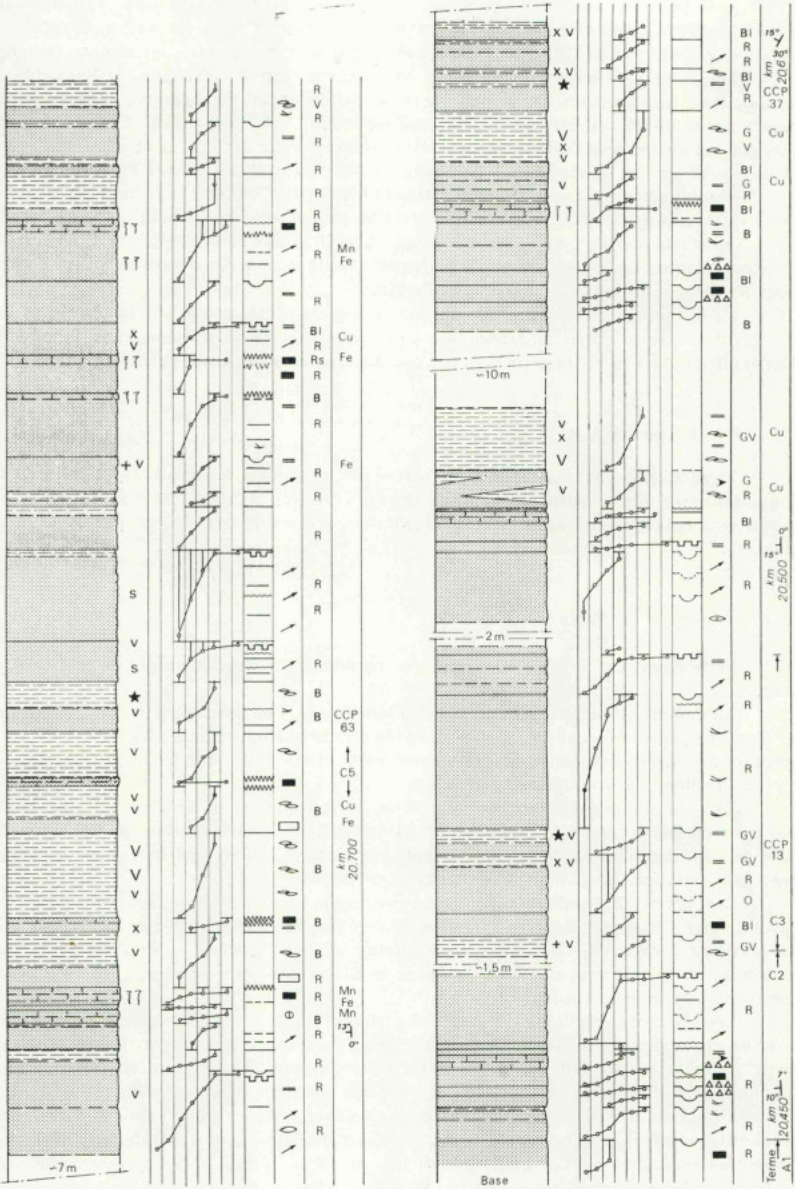


Fig. 5 — Coupe complète du terme A 2. Ce levé, effectué sur la butte de Pereiros, permet de se faire une idée précise des limites et des caractères stratonomiques, lithologiques et séquentiels de cette série. Ses limites sont nettes et se traduisent principalement par un changement de la stratification des dépôts.



Trois niveaux de cette coupe, riche en fragments Végétaux, ont livré une microflore datée du Trias supérieur. Rappelons que la légende des logs se situe sur un dépliant placé en fin d'ouvrage.

— la présence de plus en plus systématique des pélites en sommet de séquence. Ce lithofaciès n'a toutefois jamais un grand développement dans les unités; il forme le plus souvent des lentilles de moins de 25 cm d'épaisseur et de quelques mètres de long.

Les caractères stratonomiques qui en revanche restent inchangés sur 100 à 140 m se modifient brusquement sans pour autant occasionner un changement radical de la nature des lithofaciès. Cette modification, qui se traduit par l'apparition d'une stratification plane à l'échelle de l'affleurement contrastant avec celle des dépôts sous-jacents, a été utilisée pour limiter ce terme A 1 (comparer la fig. 4 et Pl. 1, fig. 1 avec Pl. 1, fig. 3 et 4).

Sa puissance peut être estimée à 100-140 m entre Coimbra et le Sud du secteur. Dans la zone Nord, ce terme dépasse la centaine de mètres, bien qu'incomplète par la base. Rappelons que P. Choffat n'attribue que 40 à 70 m aux «couches C 1 + C 2» correspondant à notre unité. G. Soares de Carvalho (1949) avance par contre le chiffre de 120 pour les mêmes niveaux de la coupe de Pereiros.

La formation est azoïque. Aucun macrofossile n'a été trouvé sur le terrain et les lavages de pélite effectués au laboratoire n'ont livré aucune microfaune. Les lithofaciès fins étant toujours de couleur rouge n'ont pas été soumis à l'analyse palynologique.

b — **Le terme A 2**

La meilleure coupe qu'il m'a été donné de lever dans ce terme 2 est celle de la route grimpant sur la butte de Pereiros (R. N. 110) (fig. 5). D'autres coupes partielles complètent les données très détaillées fournies par ce profil déjà étudié par P. Choffat (tabl. 1).

b. 1 — *La coupe de Pereiros*

Cette coupe est la seule montrant très nettement le contact entre les termes A 1 et A 2.

Au-dessus de plusieurs mètres d'arénites agencées en séquences d'échelle métrique et de stratification irrégulière et peu marquée repose une importante série de strates bien individualisées, sensiblement parallèles entre elles et continues sur plusieurs dizaines de mètres, quelle que soit leur épaisseur.

Dans la moitié inférieure de cette série, les couches sont limitées par des plans, des rides ou des surfaces de ravinement. Les irrégularités sont toutefois de faible amplitude de sorte que la plupart des lits varient relativement peu en épaisseur et ne disparaissent pas brusquement comme dans l'unité sous-jacente.

Ces diastèmes ravinants soulignent encore la base de nombreuses séquences. Une couche, dont l'épaisseur dépasse rarement le demi-mètre, peut représenter une partie, une ou plusieurs séquences. Ces unités séquentielles sont constituées de tout ou partie des termes suivants: microconglomérat, arénites de différentes granulométries, shale ou pélite homogène, sel gemme (peudomorphoses).

Les éléments détritiques de taille supérieure à 2 mm, assez souvent présents en base de séquence dans la partie la plus inférieure du terme 2, ne forment jamais de niveau épais. Ils se localisent dans les petits creux d'érosion ou se concentrent en fines lentilles (cf. fig. II-42). Feldspaths orthoclases et éléments lithiques divers constituent l'essentiel de cette fraction grossière dont les plus gros éléments dépasse très rarement 5 cm. Les arénites, également riches en feldspaths et grains lithiques, sont généralement bien granoclassées positivement. Lorsque l'arénite fine prend un certain développement, elle présente des rides et parfois des microstratifications obliques.

Quant au terme lutite, il est représenté par un simple joint ou constitue au contraire le terme principal de la séquence. Dans le premier cas, le shale ou l'argilite, de cou-

leur grise, présente à sa base des empreintes de cristaux cubiques de NaCl (fig. II-32 et Pl. XXXII, fig. 1). Dans le second cas, ce lithofaciès fin est soit homogène et rouge, soit finement granoclassé et à litage plan ou ondulé (structure madrée). De teinte grise à vert pâle, il contient alors souvent de petits débris végétaux et des indices cuprifères (malachite surtout). Une microflore a été mise en évidence dans certains lits argileux non rouge de la moitié inférieur de la série.

Plus haut dans la série, la pélite rouge et indurée bien que pratiquement dépourvue de carbonate (0 à 15 %, en moyenne moins de 5 %) représente le lithofaciès le plus développé. Elle alterne avec des grès micacés de granulométrie généralement fine et des siltites cimentées par une matrice argilo-ferrugineuse ou de la dolomite. Dans une strate détritico-chimique, la phase chimique est tantôt inférieure (arénite, siltite à ciment carbonaté), tantôt supérieure (dolomie détritique) à la phase terrigène. Ces roches, massives ou vacuolaires, ont une structure généralement hétérogène: grains et ciment sont répartis d'une manière anarchique et même forment des phases séparées (poches, canalicules souvent attribuables à de la bioturbation, observation en lame mince; cf. Pl. XXIII, fig. 5). Cette hétérogénéité est soulignée à l'échelle macroscopique par le bariolage des teintes: rouge, rose violacé, jaune, gris. J'ai donné à cette structure le nom de structure nuageuse (4).

Dans les derniers mètres, des séquences assez semblables à celles présentes en base de série réapparaissent. Les lamines argileuses à pseudomorphoses de sel gemme, les lits à structure madrée (azoïques) et même des arénites grossières peuvent constituer les termes de ces séquences positives. En revanche, la pélite homogène et rouge qui se présentait plus bas en épaisses couches manque. Les lits carbonatés sont également rares.

A ces quelques 10 à 15 m de rythmes toujours délimités par des diastèmes plans, en succèdent d'autres également détritiques mais débutant par un diastème ravinant. Lentilles et séquences, d'abord peu épaisses (20-50 cm), atteignent rapidement le mètre en même temps que le terme conglomératique devient prédominant.

J'ai placé la limite supérieure de ce terme 2 à la première couche ravinante et nettement lenticulaire (fig. 5). Sa puissance est de l'ordre de 80 m. P. Choffat, qui inclut dans cette série des couches que j'intègre dans la subdivision sus-jacente, donne une épaisseur de 93 m (tabl. 1). En revanche, G. Soares de Carvalho (1949) surestime ces «couches stratifiées» comme il les appelle; il leur attribue 170 m d'épaisseur.

b. 2 — *Les autres coupes*

α — Au Sud de la coupe de la R. N. 110 (chemin partant de Conraria, voie carrossable reliant Sobral à Anagueis), de petits affleurements permettent d'observer des rythmes composés de tout ou partie des termes suivants: rudite fine, arénite feldspatho-lithique grossière et moyenne, grès fin et très fin, siltite, pélite, empreintes cubiques de NaCl. Les épais niveaux argileux n'affleurent pratiquement pas; ils forment des dépressions herbeuses comme le fait remarquer P. Choffat. Il est toutefois possible d'y trouver, à la suite de C. Teixeira, de petits lits à Végétaux.

ß — La flore découverte à Portela de Mondego (banlieue Sud de Coimbra, coupe 4, fig. 25) (Choffat, 1894) provient de couches argileuses associées à des lits détritico-carbonatés. Cette passée fossilifère, qui se place au-dessus d'une vingtaine de mètres de séquences gréso-pélitiques, riches en indices cuprifères, ne peut être localisée avec précision par rapport aux limites de la formation, non visibles en ce point. En comparant cette série avec celle de la butte de Pereiros toute proche, on peut l'attribuer à la partie médiane du terme A 2.

(4) Quant ou lithofaciès, il a été classé dans la catégorie des roches détritiques, même lorsque le pourcentage en carbonates dépasse celui de la fraction terrigène.

— A Eiras et Gondileu, l'existence de failles ne permet pas d'observer toute la série (fig. 25, coupes 6 et 7).

A l'Est de la première bourgade, certaines couches d'arénite de couleur rouge violacé à violette du terme A 2, contiennent du manganèse finement diffus dans une matrice argileuse.

Près de la seconde localité, signalons la présence de dalles de grès fin carbonaté à rides d'oscillation et à terriers d'organismes fouisseurs.

— Aux environs de Botão (coupe 8, fig. 25), les affleurements sont nombreux mais très dispersés; il n'est donc pas possible de lever de coupe détaillée et suivie. Les observations que l'on peut y faire sont néanmoins très intéressantes.

On constate le passage entre les termes 1 (très réduit car en contact tectonique avec le socle) et 2 n'est pas aussi tranché qu'au Sud. Des séquences possèdent encore l'ensemble des caractères stratonomiques de la base de la série et interrompent de place en place les strates planes et parallèles (petits chenaux, Pl. I, fig. 3).

La partie inférieure du terme 2, dans laquelle les lithofaciès arénitiques dominent sur les lutites, fait de l'ordre de 80 à 90 m de puissance. On y observe de belles structures sédimentaires de petite taille (slump, rides,...), de nombreux indices de cuivre (exploitation ancienne; Choffat, 1894; Carvalho, 1948), quelques uns de manganèse et des couches fossilifères à Végétaux. La flore découverte par P. Choffat (1894) est, d'après ses descriptions et mes propres recherches, située à une trentaine de mètres au-dessus de la première série de couches planes observée et attribuée à la base du terme 2 (Pl. I, fig. 3). Deux couches de pélite noirâtre, localisées sensiblement au même niveau ont fourni une association palynologique pratiquement identique à celle mise en évidence dans la moitié inférieure de la coupe de Pereiros.

Le reste de la série (50 à 70 m) est surtout constituée par une alternance de puissantes couches de pélite rouge, de bancs carbonatés à structure nuageuse et de fins lits silto-gréseux rouges ou gris-vert pâle. Cet ensemble est apparemment directement surmonté par des dépôts grossièrement détritiques de couleur blanchâtre (localement de couleur verte car cuprifères; extrémité NE d'Outeiro).

b. 3 — *Les fossiles*

La liste des Végétaux fossiles découverts sur ce secteur (Pereiros, Portela de Mondego, Botão) par Choffat (1894) et C. Teixeira (1948) est donné dans le tableau 2.

Mes recherches permirent de trouver beaucoup plus de couches à fossiles végétaux que n'en signalait la littérature, mais rarement des formes déterminables. Ces fossiles sont en effet charbonneux et généralement de taille inférieure au centimètre. De plus, le délit irrégulier de la roche qui contient habituellement les plus gros fragments (siltite shale à structure madrée), permet difficilement de dégager les quelques pièces intéressantes.

Quelques fragments provenant des coupes de Pereiros, Sobral et Botão, sont assimilables à *Ginkgoîtes dilatata*, à *Pagiophyllum peregrinum* (?) et à *Voltzia* sp. ([5]).

Cinq échantillons parmi 16 analysés (12 de la coupe de Pereiros, fig. 5; 4 de Botão ([6])) ont livré une association palknologique riche en espèces et significative sur le plan stratigraphique ([7]).

([5]) Que M. Boureau et ses Collaborateurs et M. Maubeuge, qui ont bien voulu examiner les échantillons que je leur ai soumis, reçoivent tous mes remerciements.

([6]) La localisation précise de tous les prélèvements faits au Nord du Tage est donnée dans la publication consacrée à la microflore des «Grès de Silves» de cette bande d'affleurement (Adloff, Doubinger et Palain; Comunicações Serviços Geologicos de Portugal, Service Géologique du Portugal 1974).

([7]) Ce problème sera discuté en détail en conclusion à l'étude de cette zone d'affleurement.

Pereiros C 3	*Voltzia* ou *Pachyphyllum*	*Voltzia ribeiroi* Teixeira
Pereiros C 5		*Voltzia ribeiroi;* *Ginkgoïtes dilatata* (Heer) Teixeira *Neocalamites* sp.
Pereiros C 7	*Pachyphyllum peregrinum* Brong. *Voltzia rembariensis* Schenk. *Voltzia pachyphylla* Schenk.	*Voltzia ribeiroi*
Pereiros; base de la butte		*Voltzia ribeiroi* *Ginkgoïtes dilatata*
Portela de Mondego	*Voltzia* ou *Pachyphyllum*	*Voltzia ribeiroi*
Botão	*Yuccites; Pachyphyllum*	*Voltzia ribeiroi* *Neocalamites* sp. *Equisetites?* sp.

Tableau 2 — La macroflore du terme A 2 de la région de Coimbra. A gauche, liste d'après P. Choffat (1894); à droite celle établie par C. Teixeira (1948).

Aucun fossile animal n'a été trouvé dans ces dépôts, à l'exception d'une aile de Blatoïde (Teixeira, 1947). Tous les lavages de pélite (une quarantaine) ont été négatifs. Signalons l'existence de nombreuses traces d'activité organique à certains niveaux. Elles ne sont malheureusement pas utilisables en stratigraphie.

c — Le terme B 1

Ce terme, qui s'observe très bien sur les deux coupes de Pereiros et d'Anagueis, (fig. 25, coupes 1 et 2), est représenté à la base par des dépôts ayant dans leur ensemble les mêmes caractères lithologiques, séquentiels et stratonomiques ainsi que la même couleur rouge que ceux constituant le terme A 1. Les conglomérats et microconglomérats polygéniques, les arkoses et les grès feldspatho-lithiques à grands feldspaths potassiques sont généralement les seuls constituants de séquences positives mesurables en mètres. Ces unités sont limitées par des surfaces de ravinement dont certaines correspondent à la limite de chenaux bien individualisés (Pl. XXXVIII, fig. 1). Les strates les plus grossières se présentent le plus souvent en lentilles étirées sur un petit nombre de mètres et d'épaisseur variable mais dépassant rarement le mètre. Les rudites fines et les arénites peuvent être granoclassées et dans ce cas présenter un litage oblique ou au contraire avoir une structure très hétérogène et aucun litage apparent.

Ce niveau, principalement arénitique, correspond à la «Couche C 9» de la coupe de P. Choffat. Il est azoïque comme la base des «Grès de Silves» et atteint selon moi entre 40 et 50 m à Pereiros et de l'ordre de 25 m dans la partie méridionale du secteur. Au Nord de Coimbra, son épaisseur est impossible à déterminer (tectonique); elle n'est toutefois pas inférieure à 30 m, sauf à Botão où ce faciès «grès rouges» manque au-dessus des strates du terme A 2.

— Comme le fit P. Choffat, il est possible d'individualiser un niveau «conglomératique» (Couche 10) compte tenu de la fréquence et de la puissance de strates conglomératiques sur les deux coupes signalées plus haut.

Les amas de conglomérats, parfois très grossiers (éléments, dont des blocs de granite, dépassant 50 cm de longueur (Pl. II, fig. 1) et souvent de forte hétérogranulométrie, sont mieux représentés que les arénites, toujours feldspathiques et lithiques et de couleur rouge.

Les dépôts de ce niveau, que P. Choffat et les géologues portugais placent au sommet des «grès rouge brique», admettent une forme grossièrement lenticulaire. Cette lentille, qui atteint jusqu'à 40 à 50 m de puissance, se délimite mal tant au Sud (cf. chap. IV) qu'au Nord où n'existe pas une telle densité de rudites. Les amas visibles, peu nombreux, constituent la base de séquences à terme arénitique bien développé, semblables à celles qui existent dessous et dessus.

— Au-dessus des séquences à conglomérat prédominant ou de celles composées principalement d'arénites rouges existe une puissante série détritique dont la teinte, beige à blanchâtre, tranche sur celle des niveaux inférieurs. Il s'agit des «grès à nuances claires» de P. Choffat.

Les observations les plus complètes ont été faites sur les routes et chemins grimpant sur la butte de Pereiros (coupe 2, fig. 25). Les premiers quinze mètres de la série, bien visibles sur la route N 110 (km 20, 4) sont bariolés de rouge, de violet, d'orange et de beige et présentent une stratification en lentilles de dimensions modestes (Couche 11). De nombreuses traces de bioturbation d'origine vraisemblablement végétale sont observables au sommet de certaines de ces lentilles; elles sont soulignées par les couleurs (violette en particulier) et des concentrations de carbonates (arénites à ciment dolomitique). Un examen rapide des affleurements supérieurs laisse à penser que la série est constitué par la succession monotone d'épaisses couches arénitiques, de granulométrie et de structure assez uniforme, entre lesquelles s'intercalent, de place en place, des lits discontinus de pélite généralement multicolore (vert, rouge, violet, jaune à ocre).

L'étude détaillée de ces dépôts montre que la rythmicité et la stratification, apparemment régulières, sont en fait relativement complexes et rappelle celles observées dans le terme A 1. Si un certain nombre de gros bancs (1 à 3 m) sont représentés par une seule unité séquentielle positive arénitique, la plupart sont formés par plusieurs unités séquentielles se relayant tant verticalement que latéralement. Les diastèmes séparant ces unités, bien que souvent difficiles à mettre en évidence sur quelques distances, apparaissent comme autant de surfaces d'érosion. Ils ne sont pas en effet systématiquement soulignés par des galets et graviers allochtones et/ou intraformationnels. Lorsqu'il existent, ces éléments sont répartis en amas irréguliers épousant la forme des creux d'érosion, en lentilles d'épaisseur décimétrique ou en pavages constitués d'une seule épaisseur d'éléments. Ils peuvent être également dispersés dans une matrice arénitique, soulignant plus ou moins nettement la base de faisceaux et de feuillets de litage oblique (Pl. II, fig. 3).

Le terme principale des séquences est toujours une arénite de granulométrie grossière à moyenne, plus ou moins riche en feldspaths et grains lithiques. L'orthoclase, habituellement de taille inférieure au centimètre et de teinte blanchâtre à rose, est en moyenne moins abondant que dans les arénites rouges; son pourcentage est néanmoins généralement supérieur à celui des éléments lithiques. La muscovite, la biotite et les minéraux argileux peuvent être abondants. Le ciment est parfois également représenté par des carbonates.

Les arénites présentent généralement un litage oblique de grande taille (Pl. II, fig. 3 et Pl. XXXVI, fig. 5). Celui-ci n'est souligné le plus souvent que par le granoclassement des éléments et l'altération météorique le met rarement en évidence; il en est de même pour la plupart des diastèmes. Cela tient à la faible induration des roches qui se désagrègent facilement en sable.

Le terme le plus fin est une pélite souvent riche en particules quartzeuses de la taille des silts grossiers et même de celle des arénites grossières. Ce lithofaciès n'est jamais de couleur rouge uni contrairement à ce qui existe dans les termes sous-jacents; lorsque la teinte est unie, il s'agit d'un gris vert pâle ou d'un vert franc. Le plus souvent il y a

mélange de plusieurs teintes. Dans certains lits, les teintes ocre et violette sont disposées en taches allongées perpendiculairement à la stratification: elles soulignent l'existence d'une bioturbation.

La limite inférieure des lits argileux, généralement nette, peut être irrégulière ou parfaitement plane et dans ce cas correspondre au seul plan susceptible de donner le pendage régional de la série. La limite supérieure de ce terme ultime de certaines séquences correspond toujours à une surface de ravinement ce que confirme la présence de fragments intraformationnels (Pl. II, fig. 2). Les lits sont de ce fait généralement discontinus et se présentent sous forme de lentilles juxtaposées de plusieurs dizaines de mètres ou de quelques décimètres de long (Pl. II, fig. 2).

Cette puissante série n'a livré aucun macro ou microfossile animal (8). Les couches de grès à Végétaux affleurant à proximité de la Quinta do Peneireiro n'appartiennent pas à ce terme comme cela fut avancé par certains auteurs, mais à un terme plus récent.

Si les trois échantillons de pélite prélevés à la base, dans les parties médiane et sommitale de la coupe de Pereiros se sont révélés azoïques, la pélite noirâtre à menus débris végétaux et à racines en place, qui sépare le dernier gros banc de grès blanchâtre d'une série de petits lits carbonatés à Mollusques (fig. 6), renferme une microflore (tabl. 13; échantillon CCP 128). Celle-ci, comme les fossiles animaux sus-jacents, est d'âge Hettangien.

Du point de vue séquentiel, ce niveau argileux, visible également à Coimbra mais néanmoins d'extension limitée (fig. 6), se rattache au grès inférieur. Nous admettrons toutefois avec P. Choffat que ce premier niveau daté du Lias représente la base d'une nouvelle unité lithostratigraphique. Rappelons que P. Choffat en fit la base des «Couches de Pereiros» et, jusqu'en 1903, la base de l'Hettangien. A partir de cette date, l'auteur admit que cette limite lithostratigraphique pouvait correspondre à une limite possible de zone au sein de l'Hettangien.

Ce niveau, caractérisé par des séquences à terme arénitique beige prédominant, incomplet au Nord de Coimbra, atteint 210 ∓ 20 m d'épaisseur dans la partie sud du secteur.

d — Le terme B 2

Plusieurs coupes pratiquement complètes de ce terme B 2 et de l'unité qui la surmonte (C 1) sont observables sur ce secteur (fig. 6). Celle sur laquelle j'ai pu effectuer les observations les plus détaillées se situait (9) dans le quartier Montes Claros de Coimbra (fig. 25, coupe 5). Comme sur la route de la butte de Pereiros, il existe sous le premier lit dolomitique, une couche argilo-silteuse renfermant de menus débris charbonneux et des traces de racines de Végétaux bien conservées. Ce niveau à racines ne constitue toutefois pas une couche repère de grande extension; sur deux autres coupes (fig. 6), le lit intercalé entre arénite grossière et dolomie est, l'un à rares fragments de plantes et à structure madrée, l'autre azoïque et homogène. D'autre part, selon P. Choffat (1903) un lit de «lignite à nombreuses tiges d'Equisetum...» reposant sur plusieurs mètres de grès blanc passe latéralement à une «...argile gris bleu à nombreux fossiles animaux écrasés» (Coimbra, place D. Luiz).

Les autres couches, dont l'épaisseur est en général comprise entre 10 et 25 cm, sont constituées par des lithofaciès détritiques de granulométrie fine et chimio-détritiques s'ordonnant en petites séquences positives. Dans une publication récente (Fischer et Palain, 1971), nous avons montré que ces séquences débutent souvent par un lit de fossiles animaux disposés sur une seule épaisseur (biocalcirudite). Ces organismes étant

(8) Une trentaine de lavages de pélites récoltées sur plusieurs coupes, à différents niveaux, furent exécutés, sans donner de résultats paléontologiques.

(9) Dégagé par des travaux de terrassement, cet affleurement n'est plus visible car caché par un mur.

Faune	Choffat	Schott et Staeche	G. S. de Carvalho	Palain
Parallelodon bonneti (Choffat)	2	+	—	—
Modiolus hillanus Sowerby	5	—	19	f
Pteria? capellini (Boehm)	5	—	—	—
Pteria? sp.	5	—	—	—
Gervillia? conimbrica (Choffat)	2	—	1	—
Plicatula meridionalis (Boehm)	—	—	1	f
Plicatula hettangiensis Terquem	2	—	—	—
Lima (Plagiostoma) aff. compressa Terquem	—	—	1	—
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	5	+	2	f
Isocyprina (Eotrapezium)? porrecta Dumortier	—	—	2	—
Pronoella? heeri (Choffat)	4	+	3	—
Pronoella? seebachi (Boehm)	3	—	—	—
Homomya? cuneata Boehm	4	+	—	—
Neritopsis sp.	—	—	—	r
Coelostylina gracilior Boehm	—	—	2	—
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	4	+	8	pf
Promathildia? aff. zinkeni (Dunker)	—	—	2	—
Cycloserpula-Tetraserpula	1	—	—	f
Madréporaires (caryophylliformes)	—	—	—	2

Flore	Choffat	Schott et Staeche	G. S. de Carvalho	Palain
Equisetites pseudo-hoerense Saporta	+	—	2	—
Equisetites sp.	+	—	—	+

Tableau 3 — La macrofaune et la macroflore du terme B 2 (base des «Couches de Pereiros»).

La liste de P. Choffat, extraite de sa publication de 1903, donne la fréquence (1 très rare à 5 très commun) des fossiles trouvés sur différents affleurements situés entre Coimbra et Lamas (secteur 4). Celle de Schott et Staeche (1957) se rapporte à la coupe de Pereiros (RN 110). La numérotation de G. S. de Carvalho correspond au nombre d'espèces découvertes près de l'observatoire magnétique de Coimbra.
Ma liste faunistique donne les quelques espèces récoltées à Coimbra (Montes Claros) et déterminées par J. C. Fischer (1971). (f : fréquent; pf : peu fréquent; r : rare).

collés à la surface supérieure des lits carbonatés, le diastème n'est généralement pas net. Grès fin micacé, siltite micacée ou pélite plus ou moins dolomitique peuvent reposer directement sur la biocalcirudite et se succéder (fig. 6). Le terme argileux, formant assez fréquemment la base de séquence, est souvent fossilifère: elle contient généralement des débris végétaux millimétriques et charbonneux, parfois de petites coquilles de Gastéropode et exceptionnellement de grandes empreintes de Lamellibranches. Ce lithofaciès est de teinte gris à gris bleuté et forme des lits atteignant plus de 20 cm ou de simples joints d'épaisseur millimétrique.

Le terme supérieur de la séquence est une dolomie argileuse et généralement silteuse. Son grain est très fin et sa teinte varie du gris bleuté (surface fraîche) au brun roux. Il peut se présenter en un banc massif et apparemment homogène, en plusieurs lits séparés par des joints secs ou même avoir un délit en fines plaquettes. A l'oeil nu, les fossiles et les traces de bioturbation ne s'observent qu'en surface supérieure de strate; de petits fragments d'organismes divers (coquilles de Mollusques, entroques) et des indices de bioturbation existent fréquemment dans la masse (lame mince).

Les arénites plus ou moins grossières, qui partout succèdent brusquement à cette série par l'intermédiaire d'un diastème d'érosion, sont placées dans une autre unité lithostratigraphique (fig. 6 et fig. 5, Pl. II).

Le terme B 2, de 5, 4 m d'épaisseur à Coimbra, de plus de 4 m sur les autres coupes, renferme des fossiles d'âge Hettangien (fig. 4, Pl. II).

Les Mollusques, qui permirent à P. Choffat de dater cet horizon dès 1880, sont abondants mais généralement très mal conservés. Il s'agit uniquement d'empreintes de valves de Lamellibranches et de coquilles de Gastéropodes. Ces organismes, de petite taille (longueur rarement supérieure à 2 cm), appartiennent à une vingtaine d'espèces (Boehm, 1903; tabl. 3). La plupart d'entre elles se retrouvent plus haut dans la série des «Grès de Silves» et certaines également dans les niveaux attribués au Sinémurien par P. Choffat («Couches de Coimbra»).

e — Le terme C 1

Là où le contact entre les termes B 2 et C 1 est visible (Coimbra, Eiras, fig. 6), il correspond à une surface de discontinuité de ravinement.

— A Coimbra, la nouvelle récurrence détritique terrigène débute soit par une séquence constituée par une brèche intraformationnelle à galets de pélite grise, un grès fin et une pélite (épaisseur de 45 à 0 cm), soit par un banc gréso-conglomératique peu induré et sans litage apparent, de 6, 5 m de puissance. Ce banc, dont la base est très irrégulière, est formé par des grès feldspathiques et lithiques de granulométrie très grossière à fine, la fraction la plus grossière se composant de graviers argileux et métamorphiques dispersés ou concentrés en poches ou lentilles biconvexes.

Des arénites de même nature et de fourchette granulométrique aussi large s'observent sur les autres coupes. Ils se présentent en lits d'épaisseur inférieure au mètre, représentant chacun généralement une séquence positive. Ainsi, sur la coupe de Pereiros (cimetière de Castelo-Viegas), les lits-séquences débutent par une arénite plus ou moins grossière et se terminent par un grès fin à feuillets psammitiques plans ou ondulés (rides, fig. 5 Pl. XV et fig. 6).

— A Torre de Bera, de fines lentilles charbonneuses (1 cm × 50 cm) s'individualisent entre les lits gréseux à l'intérieur desquels se trouvent de belles empreintes de Végétaux (*Clathropteris meniscoïdes* Brong. et *Equisetites* sp.).

Les fossiles les plus abondants et les mieux conservés ont toutefois été trouvés sur l'affleurement très connu de la Quinta do Peneireiro (quelques mètres à l'Est des bâtisses). Ils se présentent sous la forme d'empreintes dans des psammites gréseux à silteux de teinte orange, termes supérieurs de séquences de quelques centimètres d'épaisseur seulement. C. Teixeira (1946) y a également découvert des Esthéries.

Cette série très fossilifère et finement rythmique se place indiscutablement au-dessus de couches dolomitiques à faune hettangienne (terme B 2) et est surmontée suivant une surface de ravinement légèrement ondulée par environ 2 m de grès microconglomératique à fin (fig. 6).

La puissance de ce terme ne dépasse pas 10 m.

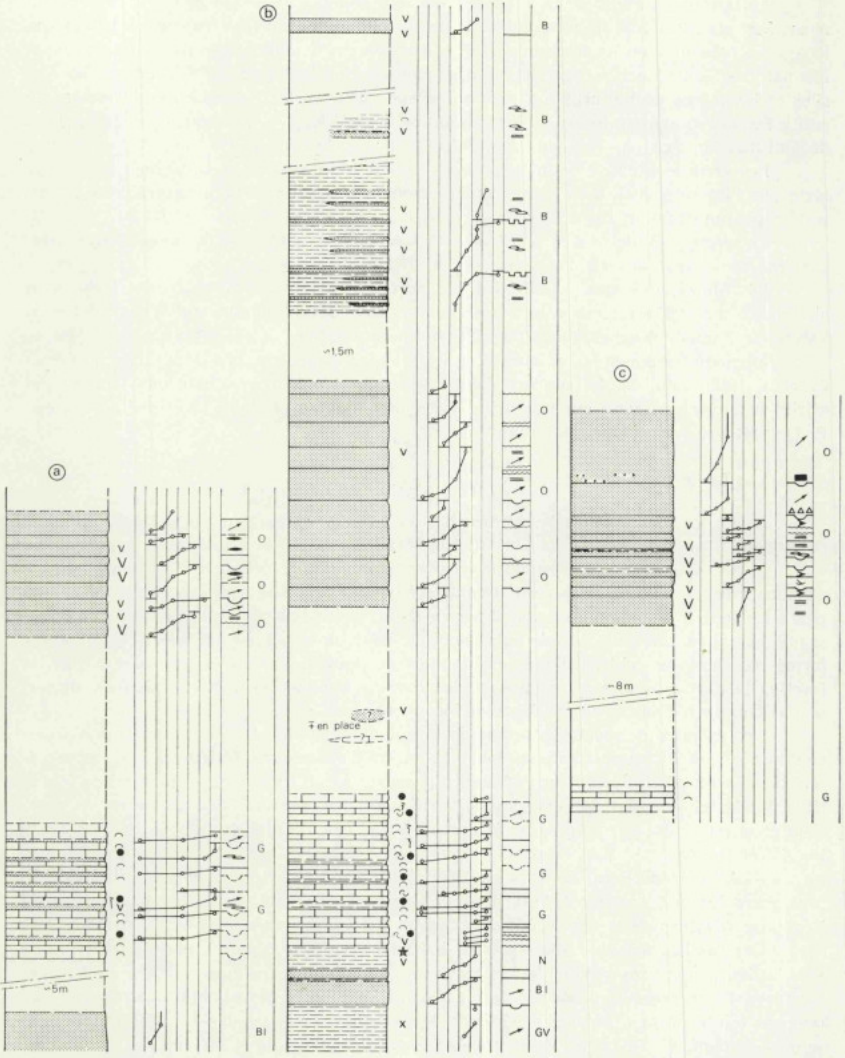
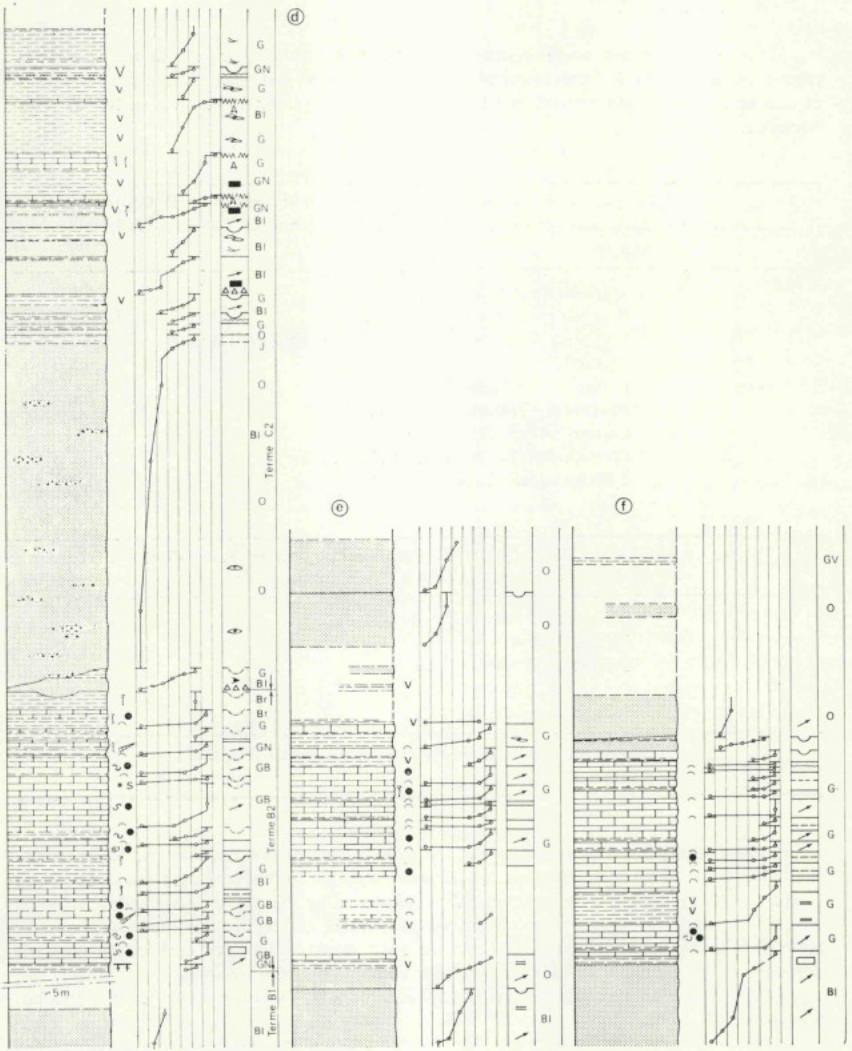


Fig. 6 — Six coupes détaillées montrant les limites et les caractères d'ensemble des termes B 2 à faune hettangienne, C 1 localement riche en macroflore et C 2, derniers dépôts principalement détritiques des « Grès de Silves ».



a: Torre de Bera; *b:* butte de Pereiros, RN 110; *c:* butte de Pereiros, Quinta do Peneireiro; *d:* Coimbra, Montes Claros; *e:* Coimbra, observatoire magnétique; *f:* Eiras, Est du cimetière.

f — **Le terme C 2**

Au-dessus de ces quelques mètres de dépôts essentiellement clastiques, la série se résout en séquences à termes variés. L'arénite, toujours présente, a une granulométrie et une épaisseur qui diminuent; la pélite et la dolomie prennent en revanche de l'importance.

Faune:	Mollusques de 6 coupes levées entre Coimbra et Lamas par P. Choffat (1903) Conchostracés: coupe de la Quinta do Peneireiro; C. Teixeira (1946) *Estheria* sp.
	Modiolus hillanus Sowerby (5) *Plicatula meridionalis* (Boehm) (1) *Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari* (Dunker) (5) *Pronoella ? heeri* (Choffat) *Pronoella ? seebachi* (Boehm) *Homomya ? cuneata* (Boehm) (3) *Coelostylina* sp. (3) *Promathidia (Teretrina) turritella* (Dunker) (3) *Cylindrobullina sharpei* Boehm (1)
Flore:	Affleurements de la Quinta do Peneireiro et de Coimbra (Montes Claros): détermination C. Teixeira (1948)
	Clathropteris meniscoïdes Brongniart *Voltzia ribeiroi* n. sp. *Otozamites coninbricensis* n. sp. *Equisetites ?* sp. *(Gimnospermica)* sp.

Tableau 4 — Fossiles animaux et végétaux des termes C 1 et C 2.

Des sulfates, qui peuvent être à l'origine de petites déformations de la stratification (Montes Claros) et du sel gemme, exprimé sous forme d'empreintes cubiques (W de Castelo Viegas) ont pu être observés. Des Végétaux en menus débris charbonneux ou en grandes empreintes ([10]) existent dans les psammites ou les pélites; des fossiles animaux sont localement concentrés à la surface supérieure de fins lits carbonatés ou dans des shales dolomitiques. P. Choffat a trouvé dans ces niveaux (couches 3 à 7; tabl. 1) une riche faune (tabl. 4). Les espèces les plus fréquentes sont identiques à celles des couches du terme B 2.

Cette subdivision, la dernière dans la série des «Grès de Silves» à posséder des lithofaciès gréseux, ne s'observe nulle part en continu sur ce secteur et il est notamment impossible de voir comment s'effectue le passage aux faciès essentillement carbonatés supérieurs. Selon P. Choffat, l'horizon à alternance de «grès et argiles» de la base des «Couches de Pereiros» fait entre 20 et 25 m d'épaisseur et passe progressivement à l'unité «dolomies en couches minces et argiles».

([10]) De beaux échantillons de *Clathropteris meniscoïdes* ont été découverts sur l'affleurement de Montes Claros par un enseignant de Géologie de la Faculté de Coimbra.

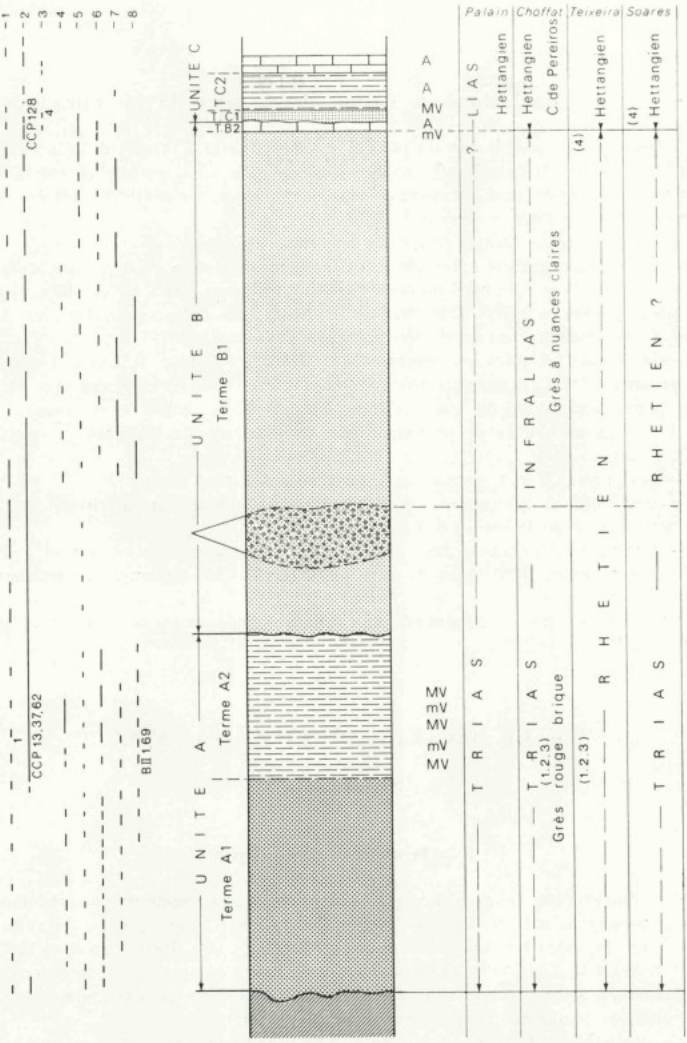


Fig. 7 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations faites sur le secteur de Coimbra, à partir des cheminements suivants:

1: la route et les chemins reliant Sobral, Cartaxos, Anagueis et Torre de Bera (cf. log fig. 6a);

2: la route N 110 grimpant sur la butte de Pereiros (Con.aria, Castelo Viegas) (cf. logs fig. 5 et 6b);

3: chemins sillonnant la butte de Pereiros, dont celui conduisant à la Quinta do Peneireiro (log 6c; gisement de macroflore n.° 4);

4: chemins aux environs de Portela de Mondego (gisement de macroflore n.° 2);

5: routes et chemins E-W aboutissant dans Coimbra (log fig. 6d et 6e);

6: routes et chemins reliant San Paulo de Frades à Eiras (fig. 4 et log fig. 6f);

7: chemins E-W passant par Gondileu et Vilarinha da Cima;

8: route et chemins aux environs de Botão (Outeiro de Botão) (gisement de macroflore n° 3).

4 — Conclusions à l'étude du secteur de Coimbra

L'étude de coupes de terrain permet d'individualiser 6 termes dans la base détritique du Mésozoïque affleurant aux environs de Coimbra. Chacune d'elles est définie par un ensemble de caractères, notamment stratonomiques et séquentiels, c'est-à-dire facilement reconnaissables sur le terrain.

Les remarques suivantes peuvent être faites (fig. 7):

— le passage vertical entre terme uniquement terrigène et à stratification irrégulière (A 1, B 1, C 1) et terme à lithofaciès détritiques moins grossiers et chimiques répartis en strates planes (A 2, B 2, C 2) n'est pas tranché. Il ne correspond notamment à aucune coupure de l'évolution granulométrique positive des lithofaciès;

— le contact séparant les termes A 2 et B 1 d'une part et B 2 et C 1 d'autre part est en revanche franc; il correspond à une discontinuité de ravinement qui se traduit par un changement brutal de l'ensemble des caractères des bases de rythmes.

Il nous a paru utile de regrouper ces subdivisions lithologiques en trois unités (fig. 7):

— une unité A représentée par les dépôts A 1 et A 2;

— une unité B comprenant deux termes, l'un uniquement détritique B 1, l'autre chimio-détritique avec le terme B 2;

— une unité C débutant avec des arénites à végétaux fossiles (terme C 1) et un ensemble de rythmes détritiques et chimiques (C 2). Son sommet, dolomitique n'est pas étudié.

Les données paléontologiques, sont peu nombreuses et de répartition verticale limitée (A 2, B 2, C 1-C 2).

C — LE SECTEUR DE LUSO — ANADIA

SECTEUR 2

1 — Histoire géologique

La bibliographie relative aux «Grès de Silves» de ce secteur est assez abondante. Elle traite principalement de la paléontologie (Heer, 1881; Saporta, 1894; Teixeira, 1948), de la position lithostratigraphique et de l'âge (Choffat, 1894, 1903; Teixeira, 1942, 1948; Carrington da Costa, 1944; G. S. de Carvalho, 1946, 1950) de plusieurs gisements de Végétaux fossiles: Vacariça et Raposeira, découverts antérieurement aux travaux de P. Choffat, et Carvalhais et Sangalhos trouvés par ce dernier (1894).

Ce géologue, bien qu'ayant fait de nombreuses recherches sur ce secteur, ne donne aucune coupe complète de la série. Se basant principalement sur les conclusions de paléontologie stratigraphique de G. de Saporta, il parallélise ces quatre gisements et leur attribue un âge infraliasique.

G. Soares de Carvalho est le seul auteur à rejeter cette interprétation, après avoir rassemblé de nombreuses données de terrain (1946-1950). Il considère que les flores de Vacariça et de Raposeira sont plus anciennes que celles de Carvalhais et de Sangalhos et que l'on ne peut se baser sur elles pour dater valablement les niveaux les renfermant.

M. de Cerveira (1963), de son côté, fait connaître la nature du sous-sol, grâce à la description d'une série de 21 sondages de reconnaissance forés dans le but de déterminer l'importance et l'extension du gisement de manganèse de la région d'Anadia. Cet auteur replace les très précieuses et nombreuses informations qu'il avait à sa disposition dans l'échelle lithostratigraphique de P. Choffat.

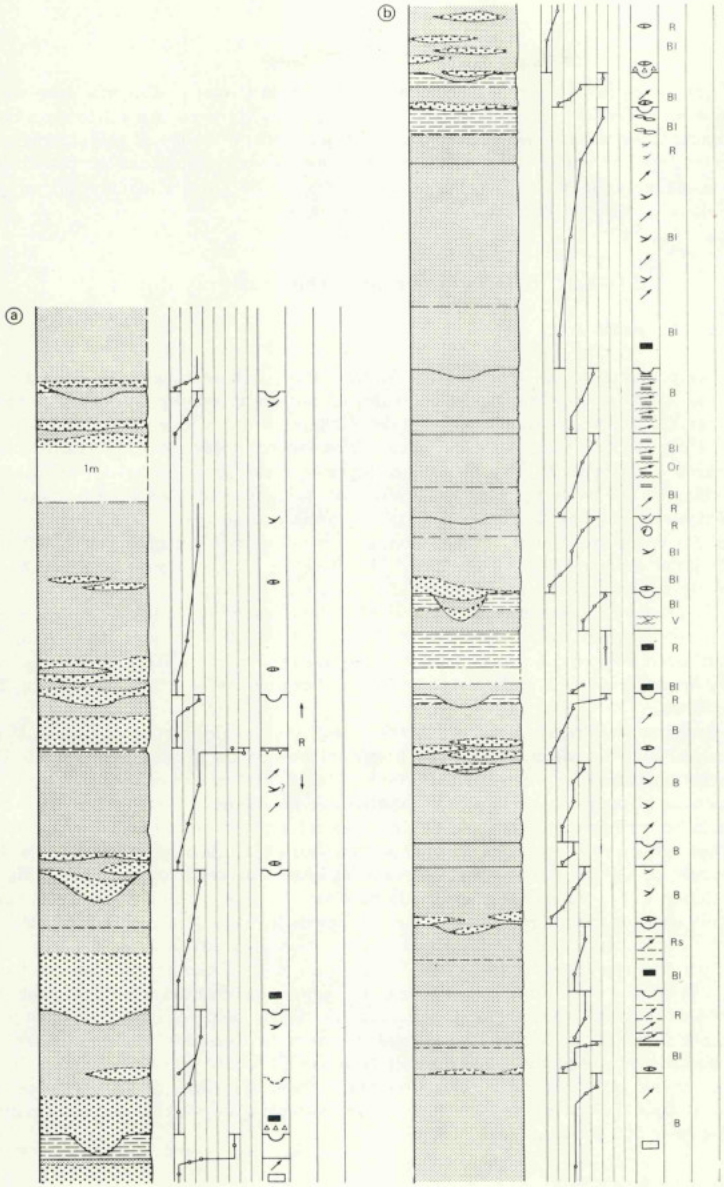


Fig. 8 — Deux coupes partielles dans le terme de base A 1.
Le log a été levé dans la partie médiane, entre Luso et Vacariça; le log b, au sommet de la subdivision, à l'Est de Moita.
Les séquences inférieures sont plus grossières que celles du sommet; celles-ci contiennent toutefois encore fréquemment un épisode conglomératique au-dessus du diastème, toujours nettement ravinant.

Les cartes géologiques au 1/25 000e de Mealhada (Luso) et d'Anadia, établies par S. Courbouleix (1972) représentent très précisément les contours des «Grès de Silves». Leur commentaire volontairement succinct en ce qui concerne les séries anté-liasiques, est néanmoins très intéressant car il apporte des éléments stratigraphiques et pétrographiques nouveaux sur le socle. Signalons entre autres, la découverte d'une flore stéphanienne dans la série de Buçaco, réputée permienne.

2 — Les différents termes lithostratigraphiques

a — Le terme A 1

Les premiers dépôts des «Grès de Silves», composés de conglomérats et d'arénites rouges comme à Coimbra, reposent sur des formations métamorphiques anté-permiennes et sur l'Autunien inférieur également détritique et rouge.

Le contact non faillé entre ces deux séries sédimentaires n'est observable qu'aux environs de S. Cristina. Il est difficile à cartographier car les surfaces de stratification susceptibles de donner le pendage structural sont pratiquement inexistantes dans chacune des séries. Comme S. Coubouleix (1972), je me suis servi des caractères pétrographiques des corps arénitiques, lesquels contiennent ou ne contiennent pas de gros quartz (jusqu'à 1 cm de diamètre) à inclusions de biotite et de phénocristaux de feldspaths suivant qu'ils appartiennent aux «Grès de Silves» ou au Paléozoïque.

La présence de ces éléments est systématique dans les arénites grossières du terme 1, représentées par des arkoses et des grès feldspatho-lithiques. Ces lithofaciès alternent avec des conglomérats polygéniques à éléments métamorphiques et granitiques ou monogéniques à intraclastes pélitiques, des arénites de granulométrie plus fine et des pélites.

Le terme arénitique, largement prédominant, se présente en couches dépassant fréquemment 2 m d'épaisseur. Ces strates possèdent ou non un litage oblique et/ou un à plusieurs granoclassements positifs nets (fig.8 et fig. 1, Pl. III). Les rudites et lutites, termes inférieur et supérieur de séquences positives et ravinantes, sont en lentilles de hauteur moindre et d'extension latérale faible, rarement supérieure à la centaine de mètres.

Les remarques concernant l'évolution verticale et la lithologie, faites pour la division de base de Coimbra, sont également valables ici (comparer les logs a et b de la fig. 8). L'importance que prennent les lithofaciès fins dans les unités séquentielles de la partie sommitale de ce terme ne modifient pas sensiblement les caractères stratonomiques, les diastèmes étant toujours des surfaces de stratification très irrégulières, car ravinants.

Puis très rapidement, des strates fines, planes et parallèles se manifestent. Toutefois, contrairement à ce qui se passe à Pereiros, cette stratification régulière peut être perturbée de place en place par des récurrences de dépôts dont les caractères sont ceux du terme 1. Comme à Botão, une limite a été placée à la base des premiers mètres de dépôts possédant cette stratification plane et régulière à l'échelle de l'affleurement.

De même que le terme A 1 de Coimbra, la base des «Grès de Silves» de ce secteur est azoïque. La puissance de cette dernière, variable d'un point à l'autre, est partout comprise entre 200 et 300 m.

b — Le terme A 2

b. 1 — *Une coupe détaillée représentative de la partie inférieure du terme A 2.*

La coupe de la voie ferrée au Sud de Pego (fig. 9) bien que faite dans des dépôts situés à une cinquantaine de mètres au-dessus de la base du terme 2 montre ce que l'on peut observer sur d'autres affleurements, plus petits et plus dégradés, de la moitié infé-

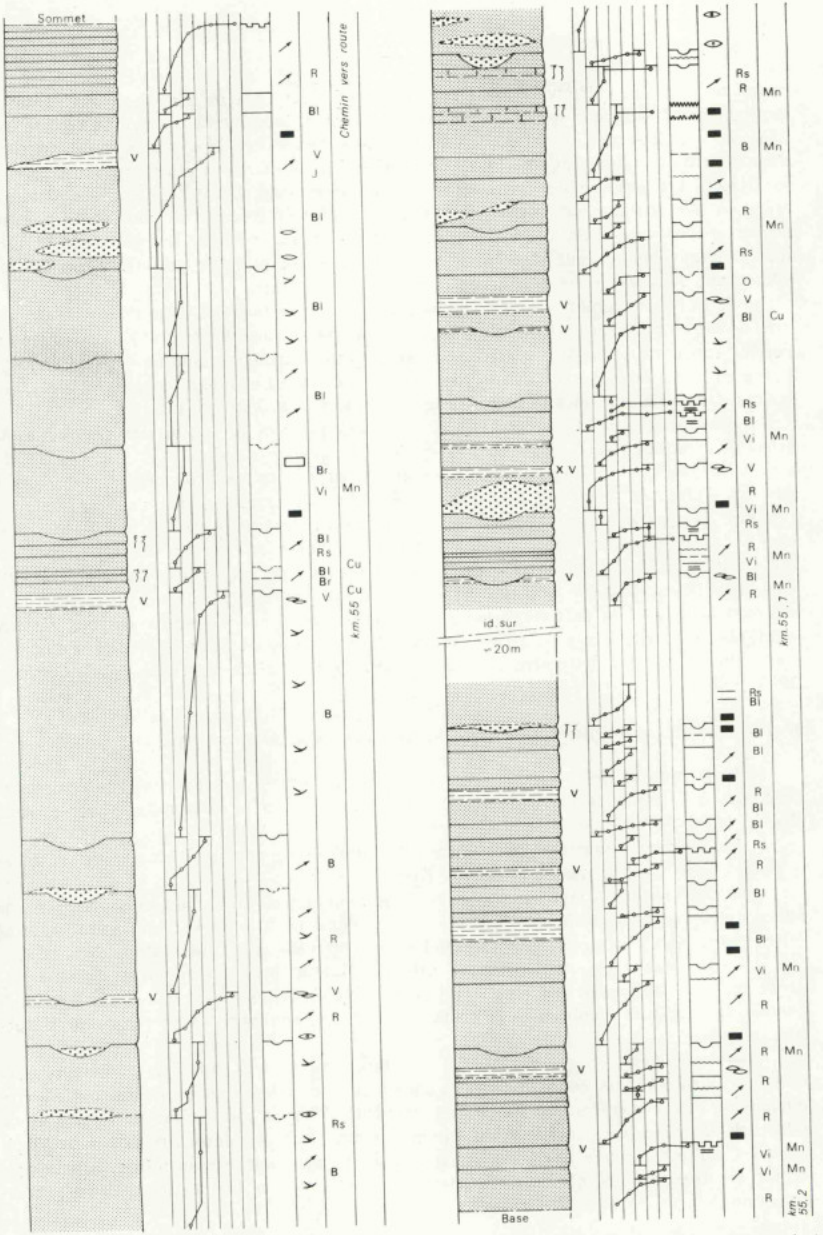


Fig. 9 — Coupe dans le moitié inférieure du terme A 2, levée sur la voie ferrée de Beira Alta, au Sud de Luso (soit le coupe 10, fig. 25). Elle montre une alternance de strates planes de granulométrie fine et de corps lenticulaires plus grossièrement détritiques. Ceux-ci ne sont pas visibles sur les affleurements de la route voisine. (La coupure pratiqué dans le dessin correspond à une zone à fines strates, planes et parallèles, identiques à celles situées dessous et au-dessus).

rieure de A 2. On y trouve encore une puissante récurrence de séquences ravinantes et lenticulaires. Grâce aux deux talus de la voie et aux affleurements de la route voisine (RN 336), on constate que les différentes séquences et l'ensemble de ce corps assez grossièrement détritique admettent une forme lenticulaire. La plupart des unités séquentielles, qui localement atteignent plusieurs mètres de puissance (voie; fig. 9), disparaissent latéralement en une centaine de mètres (route). Elles sont soit érodées et remplacées par une séquence identique, c'est-à-dire composée essentiellement de grès feldspathique et lithique à litage oblique, soit relayées par des couches planes et de granulométrie fine qui s'intègrent dans une série dépourvue de cicatrices d'érosion.

Un certain nombre de lits argilo-silteux, observés tant sur cette coupe qu'au sommet de séquences situées juste au-dessus (et au contact du Pliocène) [11], contiennent de petites concentrations de Végétaux en minuscules fragments charbonneux. Comme à Pereiros, la majorité de ces débris sont indéterminables. Les mieux conservés présentent les caractères de certaines des formes figurées par C. Teixeira (cf. tabl. 5).

En plus des débris de Végétaux, les shales peuvent présenter des empreintes de cristaux cubiques (NaCl)) de moins d'un demi-centimètre d'arête.

Des indices de manganèse, représentés par des oxydes finement diffus dans la matrice d'arénites de différentes granulométries et plus rarement par de petits amas de cristaux de pyrolusite sont fréquents dans la moitié inférieure de la subdivision. Ces observations de terrain sont confirmées par les données du sondage 6, le plus profond qui ait été foré; il a en effet traversé plusieurs niveaux de grès noir «vraisemblablement manganésifère» ainsi que quelques «fins lits de manganèse» (M. de Cerveira). Ces indices sont localisés à la partie inférieure d'une série constituée de «grès moyens ou fins stratifiés» et «grossiers sans stratification» d'une centaine de mètres d'épaisseur auxquels font suite des dépôts nettement plus fins et bien lités de même puissance (M. de Cerveira, 1963, p. 34).

b. 2 — *Une coupe représentative de la partie supérieure du terme A 2*

Une centaine de mètres de dépôts répartis en strates et séquences peu épaisses et continues à l'échelle de l'affleurement sont observables sur la route reliant Luso et Anadia, au Nord de Vila Nova de Monsarros (fig. 10 et fig. 3, Pl. III).

Les couches, bien parallèles entre elles quoique souvent limitées par des surfaces à petites irrégularités, sont constituées par:

— des arénites à matrice argileuse, de granulométrie variant du grès grossier à la siltite gréso-micacée. Un à plusieurs granoclassements positifs, mesurables en millimètres ou en centimètres, caractérisent les couches plus souvent unies que multicolores;

— des roches chimio-détritiques: grès ou siltite à ciment dolomitique, dolomie gréseuse ou silto-argileuse. Eléments, matrice et ciment sont répartis d'une manière quelconque; les couleurs nombreuses et en taches diffuses, soulignent l'hétérogénéité (structure nuageuse);

— des pélites: en règle générale, ce lithofaciès est très induré et admet un débit noduleux bien qu'il ne contienne pratiquement pas de carbonates. La pélite contient fréquemment des micas (muscovite-biotite) et peut renfermer des grains de quartz et de feldspath de diamètre supérieur au millimètre ainsi que de minuscules débris de Végétaux. La pélite est rouge lie-de-vin, rouge violacé ou gris noirâtre: un même lit peut présenter ces trois teintes; elles se répartissent généralement en bandes parallèles à la stratification;

---

[11] Les conditions d'affleurements étant défectueuses (chemin creux reliant voie et route), il n'a pas été possible de compléter la coupe d'une manière précise. Coupe qui est interrompue par une série grossièrement détritique attribuable au Pliocène (carte au 1/500 000e de 1899 et au 1/50 000e de Courbouleix). Il est possible que les couches fossilifères trouvées en cet endroit, plus riches qu'ailleurs, correspondent au gisement de Raposeira, dont les coordonnées exactes n'ont jamais été données.

— des pseudomorphoses de sel gemme existent parfois à la base d'une lamine ou d'un feuillet argilo-micacé;

— du manganèse, intimement mélangé à des particules détritiques et/ou à de la silice et de la dolomite. Plusieurs petits lits à gerbes de pyrolusite et concrétions mamelonnées de psilomélanes s'indivisualisent en sommet de subdivision.

Au-dessus de cette série de strates bien individualisées existent des couches grossièrement détritiques, dans l'ensemble de puissance supérieure au mètre, et limitées par des diastèmes d'érosion très irréguliers. Ces dépôts, constitués de séquences positives à microconglomérat, arkose, grès feldspathique et lithique et pélite, se différencient très nettement de ceux auxquels ils succèdent, que ce soit sur la route (fig. 10) ou sur la pente dominant la chaussée (ils représentent le terme B 1).

b. 3 — *Les autres coupes de terrain et les données de sondage*

» — Sur la butte de Vacariça (coupe 3, fig. 11), les faciès caractéristiques des parties médiane et supérieure du terme A 2 s'observent à la faveur de nombreux petits affleurements dispersés. Ceux situés à proximité de l'établissement thermal «Agua de Cruzeiro», soit dans la zone où fut découvert le gisement de Végétaux dit de Vacariça, montrent plusieurs mètres de rythmes composés d'arénite grossière à fine et psammitique, se siltite à structure madrée et de pélite azoïque ou à rares Végétaux en débris hachés. Des pistes et galeries d'Invertébrés et des fentes de dessication sont visibles dans les termes fins.

Ces lithofaciès, les uns blanc uni ou tacheté de violet, les autres gris noirâtre, contrastent avec ceux qui les surmontent. Il s'agit en effet de grès rouge à rouge violacé en lits peu épais (ordre du décimètre), séparés les uns des autres par des joints secs, des lamines argilo-micacées ou de très fins lits de psilomélanes.

Cette série détritique, à Végétaux et à manganèse, qui se situe à plus de 150 m de la base du terme A 2, est en contact par faille (accident que j'appellerai faille de Vacariça, comme Courbouleix (1972)), avec des dolomies fossilifères datées du Sinémurien (Choffat, Boehm: 1903; Carvalho, 1950; Coubouleix, 1972 ([12])).

ß — Un des affleurement situé sur le nouveau tracé de la RN 234 (non représenté sur la fig. 25), entre Luso et Mealhada, permet d'observer une succession de strates de surfaces très ondulées à la base, planes et parallèles dans la partie supérieure (Pl. III, fig. 2). Ces couches sont constituées par les mêmes lithofaciès que la base de la coupe de Vacariça donnée ci-dessus. On y trouve également de menus débris de Végétaux associés ou non à des pseudomorphoses de sel gemme ou à des ichnites (traces d'Invertébrés). Cet affleurement, très intéressant du point de vue sédimentologique, ne peut être calé dans la formation, car localisé dans un compartiment faillé.

γ — En longeant, à partir de Barro, les deux rives de la ribeira do Salgueiral (coupe 12, fig. 25), il est possible de retrouver toute la succession caractérisant le terme 2. Son sommet (visible en falaise sur la rive droite), très semblable à celui de la coupe représentée figure 10, avec ses nombreux indices de manganèse, ses arénites finement granoclassées et ses bancs détritico-chimiques à structure nuageuse, est surmonté dans l'ordre par:

— une quinzaine de mètres de séquences d'épaisseur égale ou supérieure au mètre, composées, au-dessus d'un diastème ravinant, d'arénites microconglomératiques et grossières rouges à roses, de grès fins et de siltites roses ou blancs;

— des dépôts bariolés et plus ou moins argileux dans lesquels s'individualisent de magnifiques chenaux à remplissage arkosique blanchâtre (RN 234) (cf. Palain 1971 et fig. II-38). Cet ensemble constitue le terme B 1.

δ — Sur la rive droite du rio da Serra, le terme A 2 affleure par place sous le Pliocène (notamment à Vale de Barão fig. 25, coupe 14). Un petit front de taille montre très nette-

([12]) Le secteur de Vacariça, très tectonisé, est remarquablement cartographié par ce jeune géologue.

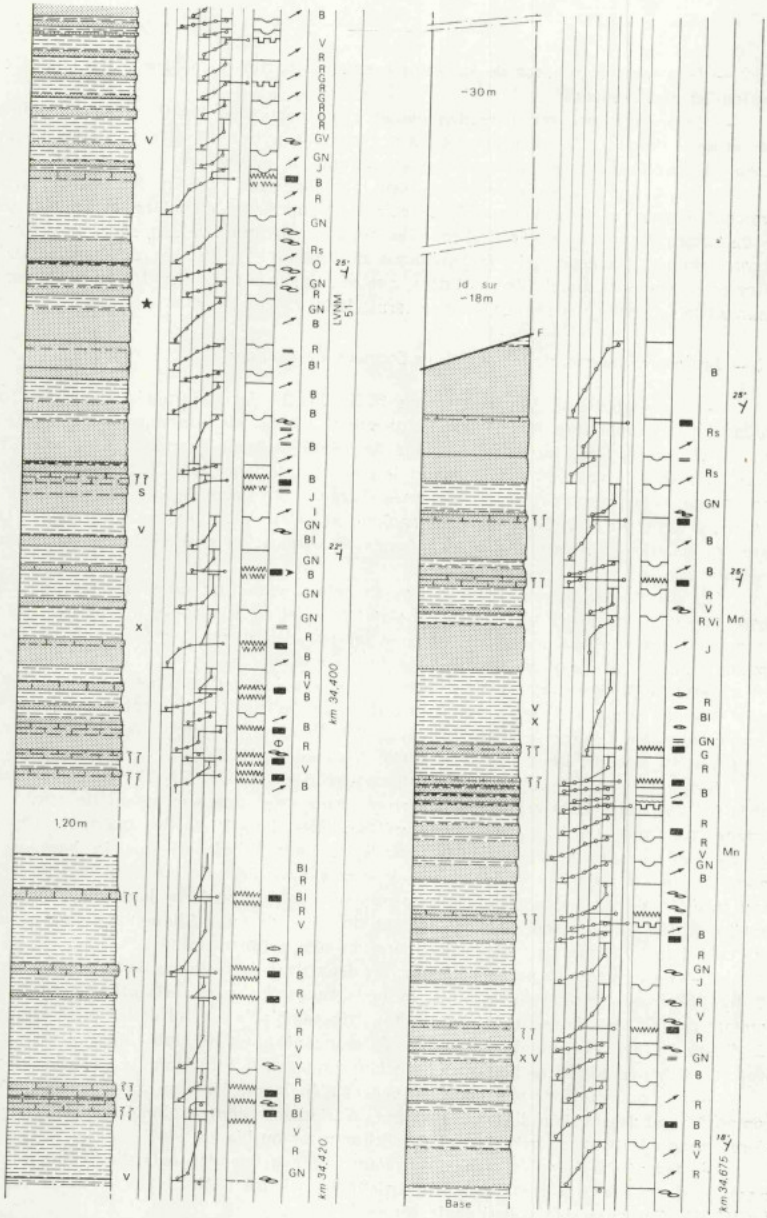
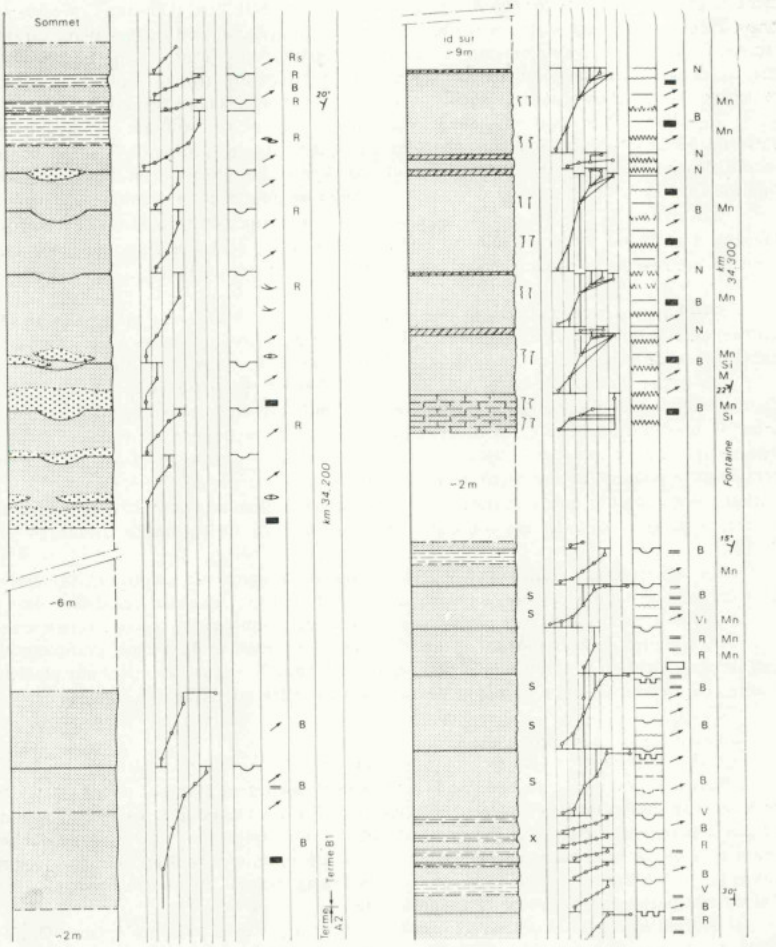


Fig. 10 — Coupe montrant la partie supérieure du terme A 2 et la base du terme B 1, Route Luso — Anadia (coupe 13, fig. 25). Le terme A 2 est caractérisé par une stratification plane et des séquences peu puissantes et composées essentiellement de termes détritiques terrigènes. Au sommet s'individualisent de petits lits manganésifères.



Le contact entre les termes A 2 et B 1 este masqué (2 m de lacune de visibilité au-dessus de 9 m de fines strates planes identiques à celles qu'elles surmontent et non reproduites. Les premiers lithofaciès du terme B 1 sont nettement plus grossiers et s'organisent en séquences de base ravinante. Les lentilles siliceuses, absentes dans ces dépôts riches en feldspaths et de couleur rouge unie, existent en revanche dès la base du terme B 1 sur une coupe voisine (rive droite de la ribeira da Serra).

ment le contact entre les termes A 2 et B 1. Au-dessus de 9, 2 m d'arénites (grossières à fines, avec ou sans carbonates et manganèse)en couches régulières à surface plane ou ridée, reposent 2 m de microconglomérat et d'arénites hétérogènes. Cette couche épaisse, blanche, au-dessus d'un diastème très irrégulier, devient bicolore (rouge violacé et gris) et se charge de mouches et de fines lentilles siliceuses de teinte beige à brun pâle (B 1).

— Je n'ai pas visité les galeries qui ont été taillées sur le flanc occidental de la butte de Moita ([13]). Signalons que près des baraquements de la mine de Freixial existent encore des amas de minerai broyé ou brut; ce dernier se présente en blocs composés d'un mélange de psilomélane, pyrolusite, acerdèse et de quartz et calcédoine.

Au niveau de ces bâtiments, ou plus exactement aux cotes 53 et 60 m, deux sondages n° 4 et 5) ont atteint le minerai à plus de 70 m de profondeur, sous une soixantaine de mètres de grès blanchâtres à accidents siliceux (terme B 1).

— La plupart des sondages ont traversé plusieurs dizaines de mètres d'une série représentant le terme 2. D'après les logs donnés par M. Cerveira, celle-ci est essentiellement formée de «grès fins ou moyens, stratifiés», de couleur rouge, grise ou marron.

Du gypse est signalé dans trois forages (6, 7 et 13; cf. fig. 25, coupes 6 et 8 établies d'après les données de sondage). Le sommet de l'unité est partout manganésifère. La puissance du niveau minéralisé (grès noirs et lits à minéraux exprimés) varie de 5,5 à 13 m; l'épaisseur cumulée des lits de pyrolusite est plus faible, de l'ordre de 4 à 6 m. Ces derniers, dont le pourcentage en métal peut atteindre 43,5 % (strate de 30 cm, sond. n° 2), sont pratiquement toujours interstratifiés avec des couches dolomitiques et siliceuses. Localement, ils sont associés à des lits contenant de 10 à 30 % de Fe (hématite; sondages 4, 9, 15, 20).

Des «grès fins, stratifiés et rouges», reposent toujours sur ce niveau minéralisé. Dans un certain nombre de cas, ils sont peu épais (2 à 10 m) et s'individualisent bien de la série surincombante, plus ou moins grossièrement détritique et de couleur rouge à rose et à taches claires (manchado do claro). Ailleurs, des arénites de même granulométrie mais de stratification plus ou moins nette et à «lits de silice» leur succèdent sur plusieurs dizaines de mètres. Ce type de dépôt devrait correspondre au terme B 1.

b. 4 — *Les données paléontologiques*

Bien que l'on ne connaisse pas la nature des couches surmontant celles ayant livré des Végétaux déterminables (couverture pliocène à Raposeira; faille à Vacariça), je n'hésite pas à placer les deux gîtes à macroflore dont il a été question dans les pages qui précèdent à la partie inférieure des «Grès de Silves». Le gisement de Raposeira se localise dans la partie médiane du terme 2; le second (Vacariça), proche du niveau manganésifère, se situe à la partie sommitale de ce même terme.

Les fossiles végétaux découverts ont été examinés par trois paléontologistes: O. Heer (1881), G. de Saporta (1894) et C. Teixeira (1948). Le tableau n° 5 donne les déterminations spécifiques de chacun de ces auteurs.

([13]) L'accès des galeries est soit impossible (entrée murée) soit très dangereuse en raison de l'ancienneté des travaux et surtout de la médiocre tenue des plafonds, constitués de grès argileux peu induré.

Heer	Saporta	Teixeira
Clathropteris sp. (R)	Clathropteris sp.	Clathropteris meniscoïdes Brongniart
Baeira dilatata Heer (R)	Baeira dilatata Heer	Ginkgoïtes dilatata (Heer) * (Teixeira)
Schizoneura hoerensis Hisinger (R + V)	Equisetum pseudo-hoerense Saporta	Neocalamites? sp.
Palissya Braunii Endl. (R et? pour V)	Palissya lusitanica Sap.	Voltzia ribeiroi Teixeira *
Cheirolepis münsteri Schenk	Cheirolepis münsteri Schenk	Voltzia ribeiroi

Tableau 5 — Macroflore dans le terme A 2 du secteur Luso-Anadia. R : Raposeira; V : Vacariça.
* Spécimens récoltés sur la coupe 10 possédant les caractères des espèces figurées par Teixeira (1948).

Des vingt-trois échantillons pélitiques récoltés sur différentes coupes et soumis à l'analyse palynologique, un seul a livré une association intéressante sur le plan stratigraphique (LVNM). Prélevé à la partie supérieure de la coupe levée sur la route Luso-Anadia, il se place à une trentaine de mètres sous le sommet du terme 2 (fig. 10).

P. Choffat, dans sa publication de 1903, parlant des gisements de Raposeira et de Vacariça, signale que «...dans ces gisements, les Mollusques ne sont représentés que par de rares débris indéterminables, dont une Avicula...» (p. 66). Aucun des auteurs plus récents qui étudièrent ces couches à macroflore n'a signalé de faune et je n'ai nulle part découvert de fossiles animaux dans ce terme, malgré une analyse très détaillée de la plupart des affleurements.

Les lavages de pélite (plus de 80) n'ont pas non plus révélé de microfaune. Les seuls indices de vie animale sont représentés par des pistes et des terriers.

c — Le terme B 1

Nous avons signalé que la série en strates fines et parallèles (terme A 2) fait brusquement place à des corps grossièrement lenticulaires et limités par des diastèmes de ravinement. Dans certains cas, ces derniers correspondent à la base de splendides chenaux (fig. II-38). Au-dessus de ces surfaces irrégulières, conglomérat à éléments du socle de diamètre rarement supérieur à la dizaine de centimètres, arkose à gros phénocristaux d'orthoclase et/ou grès litho-feldspathique et pélite s'ordonnent en séquence positives. Le litage oblique est presque systématique dans l'arénite, terme le plus développé de ces rythmes. Ceux-ci possèdent généralement une puissance supérieure au mètre.

Ce type de dépôt, semblable à ceux de la base de la série et du terme B 1 de Coimbra, n'a nulle part une grande extension verticale. Il est interrompu localement par une masse conglomératique rouge, de 10 à 15 m d'épaisseur (rive droite du rio Serra au Nord de Vila Nova de Monsarros, coupe 14, fig. 25) ou fait directement place à une succession de rythmes moins épais, gréso-pélitiques et caractérisés par une silicification plus ou moins intense.

Le terme arénitique, qui surmonte un diastème habituellement peu ondulé, est hétérogranulométrique et cimenté par des phyllites fréquemment accompagnées par de la silice. Il passe soit directement, soit par l'intermédiaire d'un grès finement granoclassé à une pélite gréso-silteuse. Dans le premier cas, les deux termes composant la séquence passent brusquement de l'un à l'autre et sont bariolés de différentes teintes: rouge, rose,

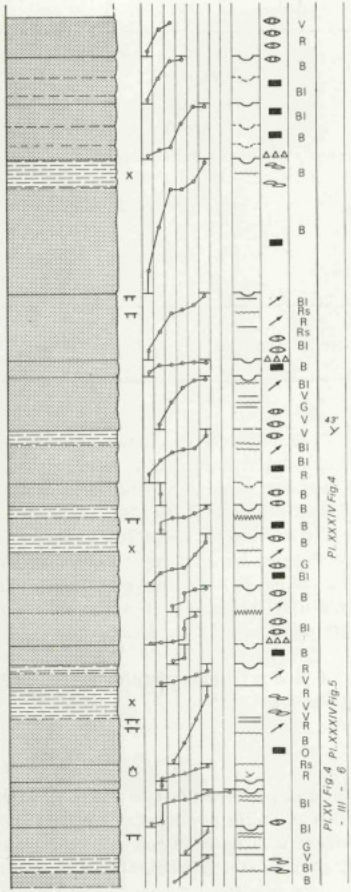


Fig. 11 — Log partiel de la partie supérieure du terme B 1. Levé effectué sur la butte «Castro de Anadia» (cf. Pl. III, fig. 5). Les strates sont planes et parallèles (partie inférieure du profil) ou lenticulaires car limitées par des surfaces d'érosion (partie supérieure). La bioturbation est intense dans certaines strates planes, localement existent des empreintes de pas de Vertébrés. Les arénites, lithofaciès principal des séquences, sont à matrice argilo-ferrugineuse ou à ciment siliceux. Les lentilles de chert rouge (par endroits tachées de vert par de le malachite) sont abondantes à certains niveaux.
Ces dépôts n'ont pu être datés par la microflore. Ils devraient être déjà d'âge Hettangien (cf. texte p. 59).

violet, blanc, vert franc. Ces séquences, de puissance habituellement inférieure au mètre, s'observent bien à Moita (près et dans le lit du rio de Quintela, coupe 15, fig. 25 et Pl. III, fig. 4) et à Quintela das Lapas. Dans le second cas le grès médian forme des lits réguliers, tantôt à granoclassements réguliers, tantôt bioturbés (Pl. III, fig. 7), limités par des surfaces planes, à rides (Pl. XV, fig. 4) ou comportant des empreintes de pas de Vertébrés (Pl. III, fig. 6). Ces arénites, cimentées par une matrice argileuse, plus rarement par des argiles et de la silice, sont de teinte unie et pâle (rose, beige, grise) qui contraste avec celle du terme plus grossier sous-jacent et du terme argileux supérieur, vert ou rouge vifs.

Des accidents siliceux, mouches et taches irrégulières, lentilles de quelques centimètres d'épaisseur pour plusieurs dizaines de mètres de long existent fréquemment dans ces deux variétés de séquence. La silice, de couleur rouge vif, exceptionnellement brune,

affecte n'importe quel lithofaciès. Les formes allongées sont parallèles ou obliques à la stratification.

Ces cherts, bien que localement présents dans la partie inférieure sont surtout abondants dans la partie supérieure du terme B 1 et permettent de caractériser ce niveau. Ce fait avait déjà été remarqué par G. Soares de Carvalho (1946).

En effet, si sur la butte du Crasto de Anadia où fut levé le log de la figure 11, il est impossible de compléter la coupe vers le haut d'une manière précise (tectonique, rares affleurements), aux environs de Moita et avec encore plus de netteté près de Monsarros et de Vacariça, on peut observer le passage de cette série à des faciès dolomitiques et argileux fossilifères (coupes 6, 7 et fig. 25).

Le site du Crasto de Anadia est néanmoins intéressant et mérite qu'on en dise quelques mots. Comme l'a justement montré P. Choffat en 1905, le relief, entouré de dépôts récents, est très tectonisé et constitué de dolomies «sinémuriennes» dans sa partie orientale, de «grès... d'arkoses... de lits argileux et de rognons de jaspe rouge disposés en lits» dans sa partie occidentale. Cet auteur ne signale pas l'existence de plusieurs lits fins dolomitiques intercalés dans les pélites grises que l'on peut observer çà et là sur la pente Ouest (soit en aval-pendage) de ce petit mont et qui sont sans nulle doute supérieurs à la série détritique levée.

Faute de précision suffisante, il n'est pas possible de savoir si les deux espèces de Lamellibranches: *Isocyprina (Eotrapezium)* aff. *germari* et *Pteria? capellini* trouvées dans un lit argileux par cet ancien auteur appartiennent encore à la série terrigène B 1 ou déjà aux termes carbonatés supérieurs (B 2 ou supérieur).

Un problème identique se pose à propos des *Equisetites pseudo-hoerense* découverts à Lograssol (près de Vacariça; Choffat cite Lograçol, 1894). Cette localité est en effet pour moitié construite sur les arénites du terme B 1, pour moitié sur la série argilo-dolomitique B 2.

En ce qui concerne le gisement de Carvalhais (*Isocyprina* sp. et *Equisetites pseudo-hoerense*), il appartient très vraisemblablement aux arénites du sommet du terme B 1 puisqu'il a été trouvé dans «des grès en bancs minces, rouges et blancs verdâtre» (Choffat, 1894, p. 237) et que l'on observe de nombreux accidents siliceux dans et aux alentours du village.

Aucun autre élément paléontologique n'a permis de lever le doute, malgré de nombreuses recherches tant sur le terrain qu'au laboratoire (9 analyses palynologiques, une cinquantaine de lavages de pélites).

Rappelons que les deux espèces de Mollusques citées plus haut sont fréquentes dans l'Hettangien du Portugal et d'autres régions d'Europe. *Equisetites pseudo-hoerense* est également connue à Coimbra dans les niveaux hettangiens (tabl. 3).

Le terme B 1 qui partout où il affleure se différencie nettement des dépôts encaissants, a une puissance comprise entre 60 et 70 m. Celle-ci ne semble pas varier au Nord où, sous la couverture pliocène, les sondages 2 et 13 ont traversé des grès attribuables à notre subdivision sur 60 m.

d — Les termes B 2 et C 1

Trois coupes, effectuées l'une sur le chemin carrossable reliant la RN 234 à Vacariça (coupe 11, fig. 25), les deux autres dans et à proximité du lit du rio da Serra (SE de Monsarros (coupe 6)), permettent d'observer le passage entre les termes B 1 et B 2 et B 2 et C 1. Sur les différents affleurements, une des séquences positives à lithofaciès détritiques (arénite à ciment siliceux, pélite) et à accidents siliceux se complète par une dolomie silto-argileuse. Elle est surmontée, sur 6, 5 à 8 m, par une alternance rythmique des couches tendres de shale et de pélite micacés et de bancs durs de dolomie plus ou moins terrigène. Ces derniers supportent parfois de petites concentrations de valves de Lamellibranches et de coquilles de Gastéropodes (essentiellement moulages).

— Dans le rio da Serra, un banc de grès microconglomératique à litage oblique, d'environ un mètre de puissance, repose sur ces lithofaciès (Pl. III, fig. 8). Autant que l'on peut en juger, sa base, qui correspond à celle du terme C 1, est ravinante. Quelques mètres plus loin, les faciès du terme A 2 réapparaissent (faille dite da Serra).

— Au Nord de Vacariça, deux bancs d'arénite grossière à fine (visibles sur 80 cm) s'observent entre deux horizons composés d'argilite dolomitique grise et de dolomie beige. L'alternance supérieure qui représente le terme C 2 a livré des Classopolis hettangiens (échantillon LV XI 1, fig. 27 et tabl. 13).

Au Nord d'Anadia, deux autres coupes permettent de retrouver la même succession. Il s'agit des chemins reliant Avelas de Caminho et S. João de Azenha respectivement à Sà et Paço, deux petites agglomérations attenantes à Sangalhos (coupe 17, fig. 25). Comme pour les coupes signalées plus haut, il n'a pas été possible de lever de log détaillé de l'ensemble (talus anciens, très altérés).

— En empruntant la voie la plus septentrionale, on trouve de la base au sommet:

. des grès et des pélites rouges à bariolés et par place des lentilles siliceuses rouge (environ 40 m, terme B 1);

. des shales et des pélites grises à noires, azoïques ou à menus débris charbonneux, interstratifiés avec des grès fins blancs et des dolomies microcristallines gris bleuté (terme B 2). Les déblais d'un puits m'ont permis d'observer à la surface de petits lits de ces deux derniers lithofaciès, des fentes de dessication, des rides de courant et d'oscillation et des traces d'activité organique ($\pm$ 15 m);

. quelques 3,5 m d'arénites blanchâtres (terme C 1). L'affleurement, en bon état, permet de voir plusieurs séquences emboitées comprenant tout ou partie des termes: brèche intraformationnelle à éléments argileux discoïdes, arénite de granulométrie moyenne et fine à litage oblique, pélite ou shale à petits débris de Végétaux et moulant parfois des rides de courant ou d'oscillation;

. lacune de visibilité et Pliocène.

— Entre le rio Certima et Sà, les seuls niveaux visibles appartiennent aux termes B 1 et C 1.

La coupe levée, quoique discontinue, montre parfaitement l'agencement séquentiel des lithofaciès finement détritiques composant l'essentiel du terme B 2; le terme dolomie est très peu exprimé (Fischer et Palain, 1971). Des fossiles animaux bien ou mal conservés ont été trouvés dans une pélite et du grès fin. Des débris végétaux, très finement hachés existent en plusieurs endroits.

Les dépôts sus-jacents sont constitués par des arénites à lentilles siliceuses de couleur noire, des pélites dolomitiques et des dolomies en très fins lits (C 1). Cette série, azoïque et où dominent les arénites, est recouverte par le Pliocène.

— Faune trouvée à Sà-Sangalhos par P. Choffat (1903). Détermination Choffat et J. Boehm (1901)	
Modiolus hillanus Sowerby	4
Pteria? capellini (Boehm)	5
Plicatula hettangiensis Terquem	3
Protocardia choffati Boehm	1
Astarte sp.	3
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	5
Isocyprina (Eotrapezium)? porrecta Dumortier	1
Pronoella? heeri (Choffat)	?
Pronoella? seebachi (Boehm)	3
Homomya? cuneata Boehm	2
Katosira pimenteli Boehm *ex* Choffat	3
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	4

— Faune trouvée à Sà-Sangalhos par Palain. Détermination J. C. Fischer et H. Hess.	
Isocyprina (Eotrapezium) aff germari (Dunker)	5 moules
Isocyprina sp.	65 moules
Articles, plaques d'Ophiures : fam. Aplocomidae	très nombreuses
Radioles d'Oursins	nombreuses

Tableau 6 — Faune dans le terme B 2 du gisement de Sà-Sangalhos.

P. Choffat, qui analysa plusieurs fois ces deux affleurements de Sangalhos (1880, 1894, 1903), précise que la riche faune hettangienne de Sà (tabl. 6) se trouve à 3 m sous les couches à Végétaux, déterminables, (Paço) ou non (Sà). Si l'auteur indique la nature argileuse de la couche à Mollusques, il omet en revanche de donner les caractères de celle contenant la flore. Selon G. Soares de Carvalho (1946), ces Végétaux proviendraient d'un ensemble de couches de grès et d'argiles à «masses lenticulaires de silex».

J'ai trouvé des fragments de Végétaux dans l'une et l'autre des formations, mais ils sont indiscutablement plus abondants et mieux conservés dans les grès fins et les shales du terme C 1 affleurant à Paço. Il est donc A PEU PRES CERTAIN QUE LA FLORE ANALYSEE PAR G. DE SAPORTA (1894) ET C. TEIXEIRA (1948) PROVIENNE DE CE DERNIER. Seul le gisement de Avelas de Caminho où fut découvert *Voltzia ribeiroi* par C. Teixeira (1948) est plus ancien [14].

La répartition des fossiles animaux et végétaux est donc identique à celle qui existe dans la partie sommitale du complexe gréseux des «Grès de Silves» du secteur de Coimbra. L'association faunistique, d'âge Lias inférieur indiscutable, date la flore (tabl. 7) qui la surmonte.

[14] Les coordonées indiquées par cet auteur permet de situer ce gisement dans le terme B 1.

G de Saporta (1894)	C. Teixeira (1948)	Palain
Equisetum tenue Saporta	Non déterminable	
Equisetum striatulum Saporta	Non déterminable	
Gutbeira angustiloba Presl	*Clathropteris meniscoides* Brong.	
Otozamites terquemi? Saporta	*Otozamites coninbricensis* Teixeira	
Podozamites? obtruncatus Saporta	*Otozamites coninbricensis* Teixeira	
Cheirolepis münsteri Schenk	*Voltzia ribeiroi* Teixeira	Plusieurs spécimens
Palissya lusitanica Saporta	*Voltzia ribeiroi* Teixeira	
Pachyphyllum (Pagiophyllum) combanum Heer	*Voltzia ribeiroi* Teixeira	
Pachyphyllum (Pagiophyllum) liasinum Saporta	*Voltzia ribeiroi* Teixeira	
Paleocyparis vetustior Saporta	*Voltzia ribeiroi* Teixeira	
Poacites cyperaceus Saporta	Non déterminable	
Poacites angustiformis Saporta	Non déterminable	
Yuccites fimbriatus n. Saporta	Non déterminable	

Tableau 7 — La macroflore du gisement de Paço-Sangalhos: terme C 1 (très vraisemblablement).

e — La partie supérieure des «Grès de Silves»

Les dépôts supérieurs à ceux du terme C 1 affleurent très mal. Contrairement à ce qui existe sur le secteur de Coimbra où les derniers termes des «Grès de Silves» forment des reliefs généralement plus prononcés que les grès, ils correspondent ici à des zones basses et sont en grande partie recouverts par du Pliocène ou des alluvions récentes.

15,25 m : sable, cailloux de quartz et d'argile-Pliocène	
7,86 m : calcaires	
6,98 m : marnes et argiles grises	partie supérieure des «Grès de Silves» terme C 2
4,60 m : calcaires	
21,09 m : marnes et argiles claires	
22,22 m : gypse gris et blanc	
14,11 m : marnes et argiles grises	
8,24 m : grès calcaires	terme C 1
17,23 m : marnes grises très bien stratifiées	terme B 2 (sans dolomie comme à Sà)
58,92 m : grès fins et moyens, de ton généralement rouge et tacheté de clair ou de vert, avec quelques lits de silex et de grès siliceux, sans stratification	terme B 1
1,00 m : grès fin, rouge, avec quelques lits de silice, stratification marquée	
9,70 m : grès fins, noirs, (Mn ?), avec lits de grès fin lie-de-vin à la base	terme A 2
8,30 m : grès fins, argileux, de teinte généralement grise, sans stratification ou en gros bancs	
sur 6,12m : grès fins, de teinte marron et lits d'argile gris foncé	

Tableau 8 — Coupe du sondage n.° 13 d'après M. Cerveira (1963, p. 40) et cadre lithostratigraphique personnel.

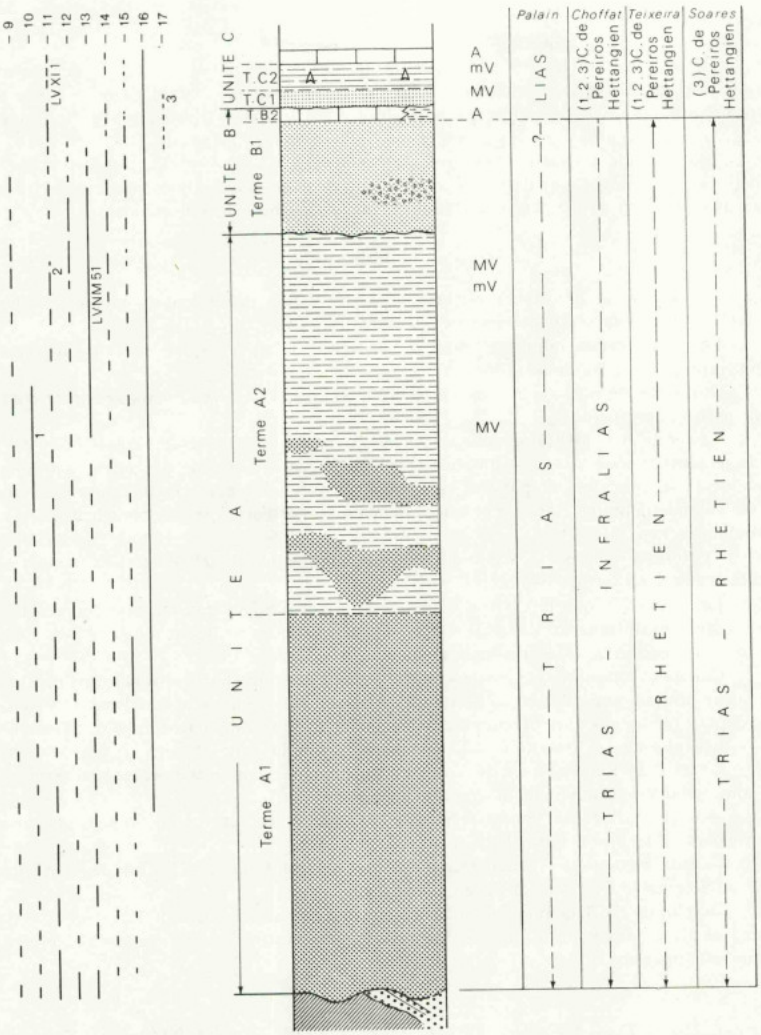


Fig. 12 — Coupe lithostratigraphique représentative du secteur 2. Elle résume les observations faites lors des levés suivants:

9: chemins E-W aboutissant à Larça;

10: chemins entre Sao Cristina et Pego et voie ferrée du Beira Alta (log. fig. 9) (1: gisement de macroflore de Raposeira);

11: chemins et route aboutissant à Vacariça (log. fig. 8a) (2: gisement de macroflore de Vacariça);

12: route N 235 (cf. fig. II 38);

13: route reliant Luso à Anadia (log fig. 10);

14: chemins entre Vale de Avim et Monsarros;

15: chemin carrossable reliant Vale de Mô, Moita et Anadia (logs fig. 8b et fig. 11);

16: données de sondages faits au Nord de Moita (n.° 1, 2, 3, 12 et 13); cf. Morais Cerveira);

17: chemins à l'Est de Sangalhos (3: gisement de macroflore de Paço-Sangalhos).

De petits affleurements altérés, montrant des dalles dolomitiques à empreintes indéterminables de Molusques emballées dans des pélites grises, existent çà et là sur la bordure orientale de la vallée da Serra, entre Moita et Monsarros (coupes 14, 15, fig. 25). Près de ce village, P. Choffat a trouvé une faune hettangienne abondante.

Les logs de plusieurs sondages, tel celui du sondage n° 13 transcrit page 62 (fidèlement et intégralement), nous apprennent que ces deux lithofaciès forment d'épais niveaux et que du gypse peut également constituer de puissants horizons.

3 — Conclusions

Les «Grès de Silves» du secteur de Luso-Anadia présentent la même succession de faciès que sur le secteur voisin de Coimbra (fig. 12).

Les deux termes inférieurs, dont le passage de l'un à l'autre se fait progressivement, représentent les deux termes A 1 et A 2 de l'unité A.

Puissante de plus de 250 m, cette unité comporte un niveau manganésifère continu à sa partie supérieure.

Le terme B 1, identique pour sa partie inférieure à celle de l'unité B observée au Sud, se particularise par des silicifications exprimées sous forme de ciment d'arénite et d'accidents lenticulaires et par des passées à stratification plane et à nombreux indices de vie animale: ichnites (terriers et traces de pas de Vertébrés) et semble-t-il des tests de Lamellibranches.

Ce terme et la série argilo-dolomitique à faune hettangienne sus-jacents sont assimilables aux deux termes de l'unité B voisine.

Le terme B 2, que P. Choffat n'avait observé qu'à Sà, ne doit pas être confondu avec les niveaux fossilifères de Vacariça et de Raposeira comme le fit cet auteur et ses successeurs, à l'exception de G. Soares de Carvalho.

Comme à Coimbra, cet horizon parfaitement continu (horizon-repère) et bien daté, est surmonté par une dernière récurrence détritique (C 1) qui cède rapidement la place à des dépôts terrigènes fins et chimiques (carbonates et sulfates) (terme C 2, cf. tabl. 8).

Les gisements fossilifères se répartissent comme suit:

— ceux de Raposeira et de Vacariça appartiennent indiscutablement au terme A 2. Ils sont, semble-t-il, uniquement composés de Végétaux;

— la microflore est moins fréquente que sur le secteur voisin; un seul gisement a été reconnu à la partie supérieure du terme A 2;

— ceux signalés à Anadia, Lograssol et Carvalhais par P. Choffat peuvent appartenir au sommet du terme B 1 ou au terme B 2;

— celui de Sà-Sangalhos, caractérisé par une abondante faune de Mollusques hettangienne se place dans l'horizon B 2; la flore de Paço appartient très vraisemblablement à un niveau supérieur, C 1.

D — LE SECTEUR D'AGUEDA — ANGELA

SECTEUR 3

1 — Histoire géologique

P. Choffat ne consacre que trois lignes aux «Grès de Silves» de ce secteur, signalant qu'aucun fossile n'a été découvert malgré quelques recherches (1894).

Cette absence de flore et de faune explique que la littérature soit peu abondante; elle se réduit à deux publications (Carvalho, 1946; da Silva, 1951) dans lesquelles on trouve une description sommaire d'un certain nombre d'affleurements. Aucun de ces auteurs n'indique la présence de manganèse, pas plus d'ailleurs que la carte minière du Portugal.

2 — Les différents termes lithostratigraphiques

a — Le terme A 1

Les «Grès de Silves» n'affleurent pratiquement qu'à la base des vallées, sous un épais manteau de dépôts post-jurassiques. Ceux-ci masquent presque partout le contact entre le Permien ou le métamorphique plus ancien et les premiers dépôts mésozoïques.

Ce contact, bien visible à 1,5 km au Sud d'Angela, montre un socle schisteux légèrement raviné surmonté soit par un conglomérat hétérogranulométrique et riche en éléments granitiques (Pl. IV, fig. 1), soit par des arénites à litage oblique et à galets isolés, soulignant la base des faisceaux et des feuillets (Pl. VI, fig. 3).

Les 30 à 50 premiers mètres de la série présentent les mêmes caractères. Les rudites, souvent épaisses et assez systématiquement présentes en base de séquence, alternent avec des arénites plus ou moins grossières, de couleur rouge ou bariolées de rouge et de beige. Les termes de granulométrie fine manquent ou sont très peu épais.

Puis, très rapidement, deux types de dépôts s'individualisent et se succèdent sur plus de 200 m de hauteur.

— Le premier type de dépôt est représenté par des corps lenticulaires à base de ravinement (Pl. IV, fig. 2 et 3 et Pl. XIV, fig. 2) et de grandes dimensions: leur longueur dépasse couramment celle des plus grands affleurements, soit la centaine de mètres et leur épaisseur atteint souvent la dizaine de mètres.

Ces corps se composent de plusieurs séquences positives emboitées (Palain, 1970) dont le terme principal est un grès feldspatho-lithique ou une arkose (arénite ou microconglomérat), cimentés par une matrice généralement peu abondante. Ces lithofaciès, granoclassés et souvent à litage oblique, peuvent être les seuls constituants de l'unité séquentielle ou en revanche être encadrés par un mince lit conglomératique à intraclastes (brèche intraformationnelle) ou à éléments divers du socle et par une pélite (cf. fig. II-13 et II-35). Les termes grossiers, à la différence de ceux de la base des «Grès de Silves» des secteurs plus méridionaux, sont généralement de couleur blanchâtre. Les termes fins, silto-argileux, sont en revanche roses ou franchement rouge lie-de-vin.

— Le deuxième type de dépôt se présente sous la forme de puissantes couches d'aspect argileux (2 à plus de 15 m), ne présentant à première vue ni litage ni structure interne. Un examen plus détaillé montre qu'elles sont représentées par une pélite homogène sur plusieurs centimètres ou décimètres ou au contraire composées d'une succession de très fins granoclassements à deux ou trois termes: grès très argileux, pélite riche en silt grossier, pélite à quartz très fin (moins de 20 microns). Comme dans le grès de granulométrie fine des corps gréseux, les micas (muscovite et biotite) sont abondants, mais leur répartition, irrégulière, ne définit aucun délit feuilleté. La roche, indurée bien que ne contenant pas ou très peu de carbonates, se débite en fragments de dimensions et de forme quelconques.

A l'échelle de ce terme, on constate que les conglomérats à éléments allochtones de plus de 10 cm sont essentiellement limités à la base (30-50 premiers mètres). Par contre, ceux à fragments lithiques de taille inférieure existent à n'importe quel niveau.

Les lithofaciès fins et contenant une fraction argileuse importante, qu'ils soient localisés dans ou entre les corps gréseux, sont très bien représentés sur les grands affleurements entaillés dans la partie médiane de la division (RN 1 de part et d'autre du rio Vouga et route entre Macinhata de Vouga et Vouga). Ils s'observent beaucoup plus rarement à l'Ouest dans les niveaux supérieurs (environs de Segadais et S. Joào de Loure notamment). Dans cette zone, les affleurements étant nettement plus petits, il n'est pas possible de dire si l'apparente diminution de ces lithofaciès, par rapport aux arénites, est réelle ou liée aux seules conditions d'observation. Par ailleurs, il faut noter que les arénites, presque toujours blanches à l'Est, sont plutôt bariolées de rouge, blanc et vert pâle ou même rouge uni, à l'Ouest.

Aux environs immédiats de Pinheiro, les tout derniers mètres du terme 1, représentés par des séquences ravinantes et gréseuses, contiennent du manganèse. Une passée, d'environ 0,50 m d'épaisseur et continue sur plusieurs hectomètres, est particulièrement riche: le manganèse est d'une part très finement divisé et constitue le ciment d'une arénite de granulométrie moyenne à fine, d'autre part sous forme de concrétions de pyrolusite. Ces dépôts de stratification irrégulière et peu marquée sont surmontés par une épaisse série de fines strates planes et parallèles (terme A 2).

Un contact tout aussi brutal et net entre deux séries très différentes par leur stratification s'observe également près d'Agueda (Borralha, RN 1): les arénites blanchâtres ou bariolées et à litage oblique du sommet du terme 1 ne présentent aucune trace de manganèse en cet endroit.

La puissance du terme 1 est impossible à déterminer avec précision compte tenu de la discontinuité des affleurements (couverture discordante), de l'absence de niveau-repère et de la fréquence des failles (dont certaines doivent présenter un fort rejet car repérables sous le Piocène à la photographie aérienne). Elle devrait être de l'ordre de 300 m.

Les lithofaciès de granulométrie fine sont azoïques: aucun macrofossile n'a été trouvé sur le terrain et les recherches de microfaune (50 lavages) et de microflore (3 analyses) se sont avérées négatives.

b — Le terme A 2

Tant à Pinheiro qu'à Borralha, la base du terme 2 présente des caractères stratonomiques, lithologiques et séquentiels identiques. Il existe toutefois une petite différence en ce sens que l'on trouve des indices de manganèse sur les affleurements de la première localité, de cuivre à Borralha (grès tacheté de malachite).

La plupart des strates, planes ou à ondulations peu prononcées (souvent rides), se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres avec des épaisseurs variant de 40 cm à une fraction de millimètre. De minuscules gouttières d'érosion (Pl. IV, fig. 4 et Pl. XXXIX, fig. 2) interrompent çà et là ces lits composés de lithofaciès détritiques. Grès feldspathique et lithique de granulométrie grossière ou grès micacé et fin, siltite micacée, shale et pélite homogène sont agencés en unités séquentielles positives dépassant rarement la dizaine de centimètres d'épaisseur.

A Pinheiro, le manganèse imprègne les grès, cimentant et enrobant d'un film noirâtre les grains, ou forme des concrétions mamelonnées (psilomélanes) allongées sur plusieurs décimètres dans la stratification. Ces concentrations métalliques, peu épaisses (2 à 3 cm) mais répétées un certain nombre de fois sur l'affleurement haut de 5 à 6 m, furent autrefois exploitées [15].

Cette coupe intéressante étant interrompue par la vallée faillée du rio Vouga ne permet d'observer que les 15 premiers mètres de cette série. Au Sud Est, les 40 à 50 m de dépôts séparant le profil de Borralha de la coupe Agueda-Piedade (fig. 13) ne sont observables qu'à la faveur de minuscules affleurements. Les lithofaciès visibles sont identiques à ceux de la base: on note toutefois la présence de quelques lits détritico-dolomitiques.

L'excellente route de la rouge Agueda-Piedade permet de découvrir la partie supérieur du terme 2 (fig. 13).

Elle montre une série toujours finement stratifiée et composée principalement de lithofaciès terrigènes de granulométrie fine: psammites gréseux et silteux, shale (fréquemment à structure madrée) et pélite ou argilite homogène.

Les séquences décimétriques qui s'individualisent et comprennent tout ou partie

---

[15] Présence de nombreux boyaux ouverts à différentes hauteurs et confirmation par les «habitants de la région».

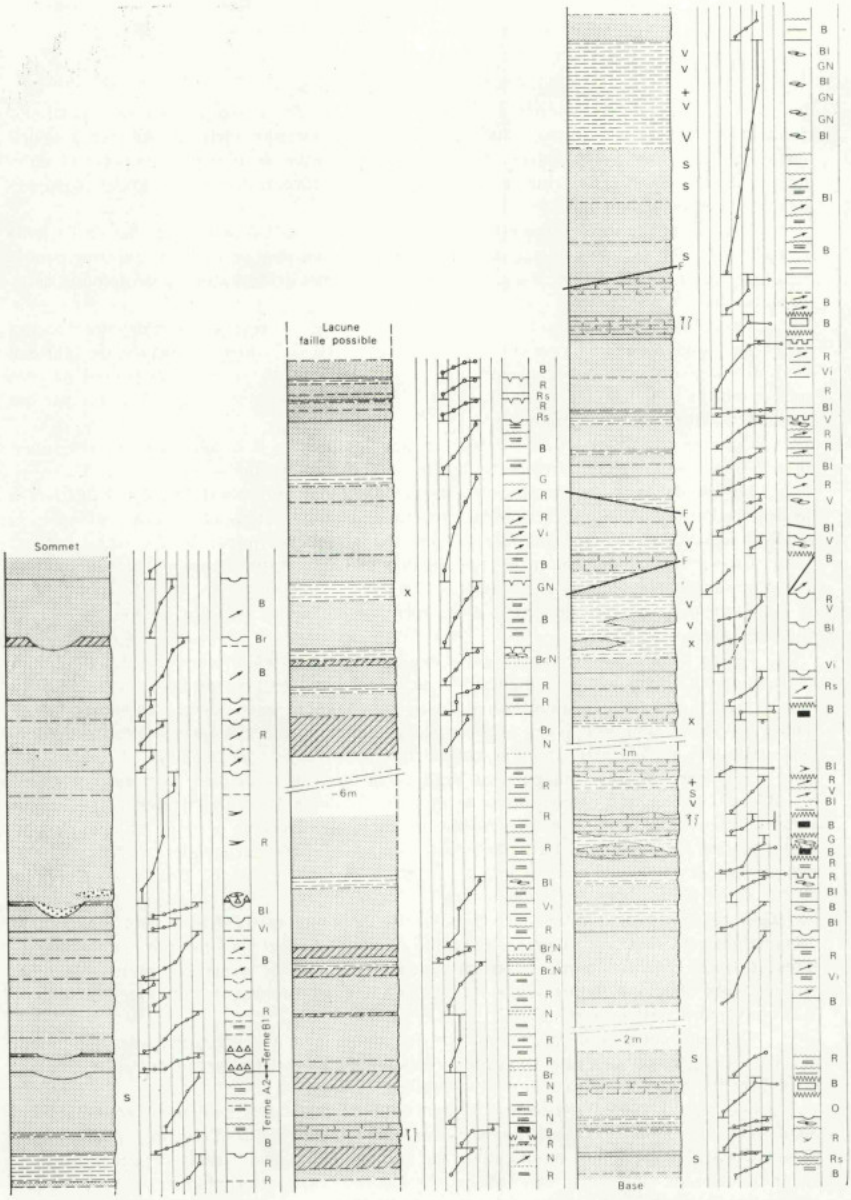


Fig. 13 — Coupe partielle dans la partie supérieure du terme A 2 et la base du terme B 1. Route N 333, au Sud d'Agueda.

La série A 2 est riche en lutites: siltites, pélites, shales. La bioturbation et les débris hachés de Végétaux sont fréquents mais sans intérêt sur le plan stratigraphique. La microflore est également trop pauvre pour dater ces dépôts. Au sommet, présence de plusieurs lits minéralisés en manganèse.

Le contact entre les termes A 2 et B 1 est net. Dans ce dernier, les séquences de granulométrie grossière, sont limités par des diastèmes irréguliers de ravinement,

de ces termes, apparaissent constituées par une multitude de séquences-unités positives. Certaines admettent un terme «charbon» représenté par une série de lamines à débris hachés de Végétaux ou un terme chimique sous la forme de quelques empreintes cubiques de NaCl (fig. 13). Les rides et les indices de bioturbation accompagnent fréquemment ce type de sédiment.

Dans la partie inférieure de la coupe, des couches d'épaisseur irrégulière à l'échelle de l'affleurement et limitées par des surfaces mamelonnées perturbent quelque peu la régularité de la stratification. Il s'agit de couches de grès dolomitique ou de dolomie détritique, de texture nuageuse.

Dans la partie supérieure, en revanche, en note la présence de plusieurs couches riches en manganèse. Ces couches, brun-noirâtre et très tendres en surface (le marteau s'enfonce sans difficulté, libérant une poudre tachant les doigts) sont constituées par des grès et siltites granoclassés et cimentés par des oxydes finement divisés ainsi que par des concrétions fibreuses de pyrolusite.

Comme à Pinheiro, il ne semble pas que les passées à minéraux exprimés soient liées à une granulométrie préférentielle du matériau détritique.

Le toit de deux lits minéralisés est représenté par un shale déformé par des fentes de dessication (Pl. IV, fig. 5). De telles structures s'observent également au sommet de couches argileuses plus épaisses, et non liées à une séquence minéralisée.

Un accident cassant dont le rejet semble peu important sépare ce niveau minéralisé d'un affleurement présentant successivement:

— un petit nombre de strates fines identiques à celles existant de l'autre côté de la faille (mais sans Mn);

— une série de séquences essentiellement arénitiques et limitées par des diastèmes de ravinement. Bien que les échancrures ne soient pas très prononcées et souvent difficiles à mettre en évidence (mimétisme, c'est-à-dire contact entre deux lithofaciès identiques), les joints sont liés à des érosions; la présence locale d'éléments intraformationnels et de biseaux l'atteste. Du Pliocène masque les niveaux plus récents.

A la gare d'Eirol (soit en aval pendage de la série de Pinheiro) il est également possible d'observer une discontinuité de ravinement entre les fines strates et séquences gréso-pélitiques du terme 2 et une masse gréso-conglomératique à litage oblique de plusieurs mètres de puissance. La carte géologique au 1/500 000 (Delgado et Choffat, 1899) indique en cet endroit le contact entre le «Trias» et du Crétacé. G. Soares de Carvalho (1946) et G. H. da Silva (1951) signalent à propos de cet affleurement, le premier que les «Grès de Silves» se limitent aux fines strates, le second qu'ils se terminent par «...20 m de conglomérats rhétiens». Une cartographie de détail du secteur ainsi que certains caractères des pélites, termes lenticulaires du sommet de certaines séquences ravinantes (consistance très plastique, teinte jaune ou orange vifs) me conduisent à attribuer ces dépôts à la couverture post-jurassique.

Plusieurs couches de granulométrie fine de la coupe Agueda-Piedade renferment des débris végétaux. Ces gîtes n'ayant jamais été étudiés, j'ai effectué des recherches et un échantillonnage d'une manière très détaillée.

Les résultats sont décevants. Une dizaine de fragments seulement sont parfaitement déterminables: ils correspondent à l'espèce *Voltzia ribeiroi* Teixeira. La microflore (7 analyses) n'est pas plus significative: aucune des deux associations dégagées (ni l'ensemble) est assez riche pour être interprétée sur le plan stratigraphique.

Sur ce secteur, la puissance du terme 2 doit être comprise entre 100 et 150 m.

c — Le terme B 1

En dehors des quelques séquences ravinantes et de granulométrie assez grossière visibles près d'Agueda que je place dans ce terme (fig. 13), les seuls dépôts qui puissent être également attribués au terme B 1 des «Grès de Silves» sont ceux qui affleurent sous

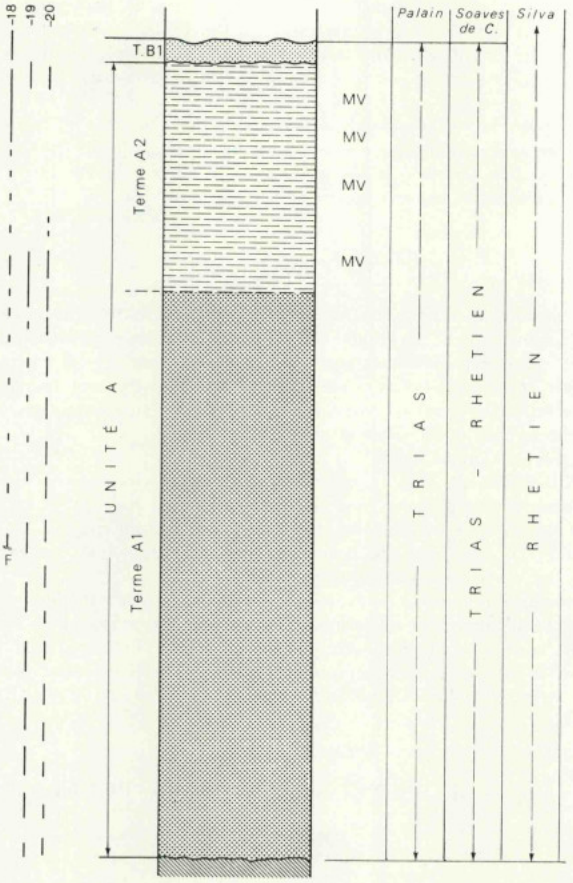


Fig. 14 — Coupe lithostratigraphique du secteur 3 établie à partir des observations de terrain faites principalement:
18: sur la rive gauche du rio Agueda (log fig. 13);
19: sur le nouveau tracé de la route N 1, les routes et chemins reliant Serem et Jafafe (Socle) et Eirol (cf. fig. II 33 et II 35);
20: route N 230, entre Angela, Piedade et Eirol.

le Pliocène aux environs de Piedade ([16]). Il s'agit là encore de séquences mesurables en mètres, remplissant des structures chenalisantes. Les termes: conglomérat polygénique, grès lithique et feldspathique (orthoclases roses atteignant le centimètre de long), pélite indurée, sont en couches de dimensions très variables et présentent une couleur rouge lie-de-vin.

Par leur position, en aval pendage de la série finement litée d'Espinhel, ces dépôts correspondent très vraisemblablement aux niveaux les plus récents des «Grès de Silves» visibles sur ce secteur. En effet, je n'ai observé et il n'a été signalé aucun affleurement qui puisse représenter un horizon supérieur à ceux décrits.

3 — Conclusions

Sur ce secteur, les «Grès de Silves» n'affleurent que partiellement (fig. 14).

L'agencement à petite et grande échelle des lithofaciès, essentiellement détritiques terrigènes, est en tous points semblable à celui observé sur les secteurs méridionaux.

Les deux termes inférieurs, visibles en totalité, représentent les deux termes de l'unité A. Les quelques rythmes grossièrement détritiques surmontant les dépôts fins de A 2 constituent la base d'une seconde unité (B).

Il est utile de signaler que:

— les lithofaciès de A 1, en général pauvres en gros phénocristaux d'orthoclases, sont fréquemment blanchâtre alors que ceux constituant la base de la récurrence supérieure B 1 (et des niveaux plus récents, Piedade ?) sont surtout rouges.

Le critère couleur, base du découpage lithostratigraphique des anciens auteurs, apparaît donc ici particulièrement aléatoire;

— un important niveau manganésifère existe à la partie supérieure du terme A 2. Bien que masqué ailleurs et ne comportant aucun terme carbonaté et/ou siliceux, il pourrait être le prolongement du niveau continu sur plusieurs kilomètres dans la région voisine d'Anadia. Le niveau minéralisé inférieur paraît être en revanche tout à fait local.

Aucun élément paléontologique ne permet de dater ces différents dépôts.

E — LE SECTEUR DE LAMAS — PENELA

SECTEUR 4

1 — Histoire géologique

P. Choffat n'a étudié que le Nord du secteur. En 1894, il donne quelques précisions sur des gisements fossilifères. Sa coupe synthétique des «Couches de Pereiros», publiée en 1903, intègre aux quatre levés de la région de Coimbra deux profils situés entre le Nord du secteur et Chão de Lamas (cf. tabl. 1).

Le Sud ne fut prospecté qu'en 1961 par un géologue ayant eu surtout pour mission d'étudier en détail la série liasique (Saint-Gal de Pons, élève de R. Mouterde). Son levé géologique de la carte au 1/25 000e d'Espinhal est assez précis et fournit d'utiles renseignements sur la tectonique et les limites des «Grès de Silves».

([16]) Ces affleurements, qu'aucun auteur n'a signalés, se situent *a)* dans le village de Piedade, *b)* sur la route Agueda-Piedade entre les km 22,2 et 22,3, *c)* et sur le nouveau tronçon routier, au SW de la localité.

2 — Les termes lithostratigraphiques

a — Le terme A 1

Les «Grès de Silves» sont séparés du socle métamorphique précambrien ou ordovicien, affleurant respectivement au Nord et au Sud de Penela, soit par une surface d'érosion à irrégularités assez prononcées, soit par des plans de faille verticaux. Ce type d'accident, fréquent, est également responsable de la remontée de petits panneaux de socle qui ainsi se trouvent isolés dans la base de la série (zone de Penela, fig. 3).

Les lithofaciès représentant ce terme inférieur sont détritiques terrigènes et de couleur rouge lie-de-vin. Les éléments de la classe des rudites sont fréquents. Ils forment des amas dépassant souvent le mètre d'épaisseur ou sont dispersés dans une arénite très grossière. La majorité de ces fragments est de taille inférieure ou égale à 10 cm et représentée par des quartzites-grauwackes et du quartz laiteux.

La fraction arénite est constituée, outre le quartz, par de très nombreux grains lithiques et des feldspaths. D'une manière générale, les dimensions et la fréquence de ces derniers sont moins élevées dans ces niveaux que dans ceux de même position stratigraphique des secteurs de Coimbra et de Luso-Anadia.

La pélite, souvent riche en silt grossier et parfois en particules de la granulométrie des sables, est peu représentée.

Les caractères des affleurements (taille réduite, altération importante) ne permetent souvent de déterminer ni l'agencement des lithofaciès, ni l'aspect de la stratification. Quelques profils (vallée du rio Dueça; Est de Canove, coupes 23, 24 et 26, fig. 25) montrent deux types de succession.

Dans un premier cas, des surfaces de discontinuité de ravinement, diversement inclinées, délimitent des corps lenticulaires dans lesquels les lithofaciès, conglomérat, microconglomérat, arénite, pélite, passent de l'un à l'autre d'une manière brutale ou progressive. Ces séquences positives, dont le terme principal est un grès feldspatho-lithique à litage oblique, sont nettes (Pl. V, fig. 5).

Dans le second cas, le caractère séquentiel des dépôts est moins évident. L'arénite forme des niveaux homogènes, sans litage ni granoclassement; ils sont interstratifiés avec des conglomérats en amas de forme grossièrement lenticulaire et de taille généralement modeste (quelques mètres de longueur) ou en couches à bord plus ou moins parallèles et nets. Si les amas sont dans l'ensemble assez bien classés, les couches peuvent être très hétérogranulométriques.

Partout où la série se superpose normalment au socle, on constate que sa puissance est faible: de l'ordre de 75 m au SW de Lubases, moins de 40 m aux environs de Cheira (zone Nord du secteur), entre 75 et 100 m près de Canove dans la partie méridionale.

b — Le terme A 2

b. 1 — *Dans le Nord du secteur*

Dans le Nord, principalement aux environs de Cheira (coupes 23 et 24, fig. 25), les premiers mètres du terme 2, situés à moins de 10 m au-dessus d'épaisses lentilles conglomératiques, sont représentés par de fines couches, d'épaisseur comprise entre quelques milimètres et 50 cm et régulière sur plusieurs dizaines de mètres. Les surfaces de stratification sont planes pour la plupart; certaines présentent de petites irrégularités liées à une érosion. Les séquences s'individualisent bien: elles sont constituées par une arénite pouvant être à graviers fins à la base, psammitique au sommet, une siltite et une pélite. Lorsque ces deux termes sont étroitement associés (structure madrée) les surfaces des lentilles centimétriques sont tapissées de menus débris végétaux.

Ces rythmes, répétés sur une quinzaine de mètres, fait place à environ 10 m d'unités séquentielles plus épaisses (40 à 100 cm) et plus grossièrement détritiques. Les diastèmes, tout en étant sensiblement parallèles entre eux, correspondent à des surfaces de ravinement. Les creux d'érosion, qui dépassent rarement 10 cm de profondeur, sont comblés par une brèche intraformationnelle à éléments pélitiques mélangés à des fragments de socle (surtout schistes). Un grès induré à ciment argilo-ferrugineux et dolomitique, granoclassé ou homogène, passe à une pélite rouge, terme supérieur du rythme.

La partie supérieure de ce terme qui correspond à une zone ravinée et herbeuse, semble être essentiellement argileuse.

Des séquences ravinantes à terme conglomératique développé existent au-dessus; elles représentent la base du terme supérieur.

L'épaisseur totale de cette coupe, difficile à déterminer avec précision, devrait être de l'ordre de 35 à 40 m. Plus au Nord, il n'a pas été possible d'estimer la puissance de A 2.

b. 2 — *Dans le Sud du secteur*

Au Sud du secteur et à l'Est de Canove (coupe 26, fig. 25), les pélites rouges et homogènes sont bien représentées à la base du terme où elles succèdent brusquement aux séquences gréso-conglomératiques du terme 1. Elles forment des strates d'épaisseur voisine du mètre, interrompues uniquement par des niveaux constitués de nodules dolomitiques juxtaposés, plus rarement coalescents. La puissance de ces dépôts est d'au moins 10 m. Leur succèdent, sur 65 m $\pm$ 10 m, des lits d'arénite à matrice argilo-ferrugineuse, parfois riches en fer (croûtes) et pratiquement toujours nettement granoclassés positivement. Ces strates mesurent entre 5 et 20 cm et sont limitées par des joints argileux parallèles, de quelques millimètres à 5 cm d'épaisseur, dont certains présentent des fentes de dessication (Pl. XXXIX, fig. 3). Localement, les séquences sont composées d'un terme inférieur à galets lithiques atteignant 10 cm de diamètre et d'un terme supérieur pélitique à nodules dolomitiques identiques à ceux des pélites de base. De tels rythmes, rares, ont une puissance comprise entre 2 et 3 m et une extension latérale qui paraît réduite (inférieure à 500 m).

Le passage aux dépôts de l'unité supérieure est brutal: il se fait par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

A mon avis, cette série finement stratifiée doit être continue d'une extrémité à l'autre du secteur. Son absence sur certaines coupes correspond plutôt à des conditions d'observation défectueuses ou à la présence d'accidents tectoniques qu'à une lacune sédimentaire car partout où la densité d'affleurement est suffisante, il est possible de l'identifier (fig. 25).

b. 3 — *Les données paléontologiques*

P. Choffat signale (1894) l'existence d'une flore dans les niveaux les plus anciens des «Grès de Silves» (proximité de la route Miranda do Corvo à Lamas (coupe 22, fig. 25). Les fossiles ont été découverts dans «...une argile sablonneuse, micacée, gris-jaunâtre, de nuances claires». Cette couche, située à un mètre du socle, ne serait pas en position normale selon l'auteur. Je n'ai retrouvé que quelques fins lits (psammite, pélite) mais aucune trace de Végétaux fossiles dans la zone fossilifère (mal localisée); quant au socle qui affleure à proximité, il appartient bien à un lambeau remonté par faille.

La macroflore de ce gisement est représentée par *Ginkgoïtes dilatata* et par *Voltzia ribeiroi* (Teixeira, 1948), soit deux espèces communes dans les gisements les plus anciens des «Grès de Silves». Les débris de Végétaux, localement abondants à Cheira ne sont pas déterminables, car de taille très réduite (un demi centimètre au plus). Un échantillon à nombreux fragments hachés, soumis à l'analyse palynologique, n'a pas livré de microflore (coupe 24, fig. 25).

c — Le terme B 1

A Cheira et semble-t-il jusqu'à l'extrémité septentrionale du secteur, les premiers 50 à 60 m de dépôts surmontant ceux du terme A 2 sont très semblables à la base de la série, que ce soit par la nature et l'agencement des lithofaciès que par les caractères stratonomiques et la couleur.

Plusieurs niveaux épais (2 à 5 m) de poudingue à fort pourcentage d'éléments de taille supérieure à 10 cm s'intercalent dans des arénites homogènes ou à litage oblique. Il n'est pas possible de déterminer leur extension latérale et dans ces conditions de les paralléliser avec ceux constituant un niveau bien individualisé à la partie inférieure du terme B 1 du secteur voisin (cf. p. 35).

En montant dans la série, on remarque (principalement entre Cheira et Pousafoles) (coupes 23, fig. 25) que la couleur, rouge uni, devient bigarrée (rouge et beige) puis uniformément beige à blanchâtre.

Ce changement, qui s'effectue en moins d'une vingtaine de mètres, s'accompagne d'une diminution de la taille et de la fréquence des galets. La nature du ciment des arénites en revanche ne se modifie nullement; il est argilo-ferrugineux.

Près de Chaens (coupe 24, fig. 25), des arénites grossières à fines, de teinte blanche et entrecoupées de rares lits conglomératiques, surmontent directement les fines strates du terme 2.

Dans le Sud secteur, les lithofaciès de couleur rouge uni manquent également. Les premières séquences, d'échelle métrique, sont à termes bicolores, rouge et blanc: conglomérat et microconglomérat en petits amas, arénite en strates lenticulaires avec ou sans litage oblique. Seule la pélite, quand elle existe, possède la teinte rouge lie-de-vin.

Les «grès à nuances claires» sont peu différents des dépôts rouges ou bariolés auxquels ils succèdent en certains points. Ils sont en effet répartis en unités séquentielles d'épaisseur généralement supérieure au mètre et composées de termes détritiques granodécroissants. Les surfaces de stratification, qu'elles soient nettes ou floues, sont rarement planes et continues sur des distances supérieures à l'hectomètre (Pl. V, fig. 3). Un petit nombre de caractères permettent toutefois de particulariser ces dépôts. Les plus remarquables intéressent les termes inférieur et supérieur des séquences. Les amas conglomératiques et même microconglomératiques de plus d'un demi-mètre de puissance et d'extension latérale supérieure à la centaine de mètres sont tout-à-fait inhabituels. Les éléments allochtones ou intraformationnels, de diamètre rarement supérieur à 8 cm, se disposent dans les creux d'érosion ou forment des pavages, soulignant un diastème ou la base de faisceaux de litage oblique. La pélite, en lentilles peu épaisses (quelques centimètres à 50 cm) n'est jamais de couleur rouge uni; la teinte gris-vert pâle (à sec, plus franchement verte quand la roche est humide) est tachetée de blanc, d'orange, de rose, de rouge. Les deux premières teintes forment souvent des bandes allongées perpendiculairement à la stratification.

Dans la moitié nord du secteur, la puissance de ces faciès non rouges et principalement arénitiques est de l'ordre de 225 $\pm$ 25 m. A Canove, au Sud, bien que la limite supérieure ne puisse être observée, le terme B 1 est au minimum de 100 m.

Aucun fossile n'a été trouvé dans ce terme. L'examen des résidus d'un échantillon soumis à l'analyse palynologique et d'une quinzaine d'autres lavés sur tamis s'est révélé négatif.

d — Les termes B 2, C 1 et C 2

Les dépôts détritiques et chimiques en strates planes et parallèles qui surmontent les arénites du terme B 1 présentant des différences plus ou moins marquées avec ceux

du Nord (Coimbra) et du Sud (secteur Avelar-Alvaiazere; cf. p. 83-88) il est utile de donner quelque développement à l'analyse des données de terrain ([17]).

Les levés faits entre Monfortes et Casais (coupe 21, fig. 25) permettent d'observer la succession suivante:

— des séquences de puissance égale ou supérieure au mètre représentant le terme B 1. Elles comprennent du grès feldspathique et lithique à litage oblique à la base, des psammites gréseux et silteux et des pélites en alternance fine au sommet. Ces derniers prédominent dans les dix derniers mètres du terme B 1;

— des séquences d'épaisseur comprise entre 5 et 50 cm, à termes détritiques et chimiques: biocalcirudite, pélite plus ou moins dolomitique, dolomie microcristalline. Les fossiles, très nombreux à la surface de certaines dalles ([18]), sont essentiellement des valves de Lamellibranches (principalement *Isocyprina aff. germari*) à l'état de moules. La pélite est de couleur gris noir à verte; la dolomie, gris bleuté et à patine brun rouille.

Cette série fossilifère fait 4, 5 m de puissance. Elle représente le terme B 2.

— sur 2, 5 m au moins (peut-être 4 m), les unités séquentielles, demi-métriques, sont à nouveau uniquement composées de lithofaciès détritiques (terme C 1). Les diastèmes, y compris celui de la base, sont pratiquement plans et parallèles entre eux et à la stratification de couches carbonatées sous-jacentes. L'arénite grossière à moyenne de base de rythme est subordonnée à des psammites gréso-silteux et à des shales. Les grès très fins et les siltites, dont les surfaces de délit sont planes ou à rides de courant, ont une teinte orange, parfois rouge. Les shales, également très micacés, sont gris-vert pâle à noirâtre et contiennent localement de très petits débris de Végétaux.

Ces lithofaciès (terme C 1), qui par leurs structures, granulométrie et teinte, rappellent ceux associés à la macroflore de la Quinta do Peneireiro, sont surmontés par:

— des pélites micacées et plus ou moins dolomitiques, rouges, vertes ou grises et par des dolomies micritiques de teinte généralement beige clair. Les différentes couches atteignent souvent plus du mètre de puissance. Les lits argileux peuvent présenter des passées à structure madrée (teinte grise), être homogènes ou à fins granoclassements. Les bancs d'origine chimique sont soit homogènes et massifs, soit finement lités et à délit fin. La surface des dalles est parfois ondulée (rides nettes dans quelques cas) ou supporte des moulages très mal conservés et isolés de Lamellibranches et de Gastéropodes.

Cette alternance, qui atteint entre 35 et 40 m de puissance, constitue le terme C 2.

— au-dessus existe une importante série de dolomies plus ou moins cargneulisées, la stratification y est peu nette.

Plus au Sud, soit entre Lamas et Chão de Lamas (coupe 22, fig. 25), la coupe, très discontinue, montre une quinzaine de mètres de pélites gris verdâtre ou rouge et de fins lits de grès et de siltite psammitiques (terme B 1). Puis plusieurs niveaux dolomitiques très fossilifères (Mollusques, moulages) de 2 à 3 m de puissance alternent avec des niveaux argileux d'épaisseur comparable (terme B 2).

Un lit de grès psammite d'environ un mètre d'épaisseur existe à 10-15 m au-dessus des premières couches dolomitiques; il est surmonté par une trentaine de mètres de dépôts identiques à ceux sur lequel il repose. Il représente le seul niveau assimilable à la dernière récurrence détritique soit au terme C 1 de la coupe décrite précédemment.

L'étude systématique des affleurements existant entre cette coupe et celle de Vale de Espinhal (fig. 15) montre que le passage entre le terme B 1, essentiellement arénitique, et la supérieure argilo-dolomitique se fait très progressivement. Dans les rythmes

---

([17]) Un habitat assez dense existe sur ces dépôts plus propices aux cultures que les grès sous-jacents. De ce fait, la densité des voies de communication et par conséquent des affleurements est nettement supérieure et favorise l'observation.

([18]) L'affleurement de Monfortes, actuellement disparu en raison de la construction d'une route, était très intéressant. Les dalles dolomitiques formaient le pavage naturel d'un chemin; les fossiles étaient bien visibles mais en général très usés (usure due aux générations de marcheurs).

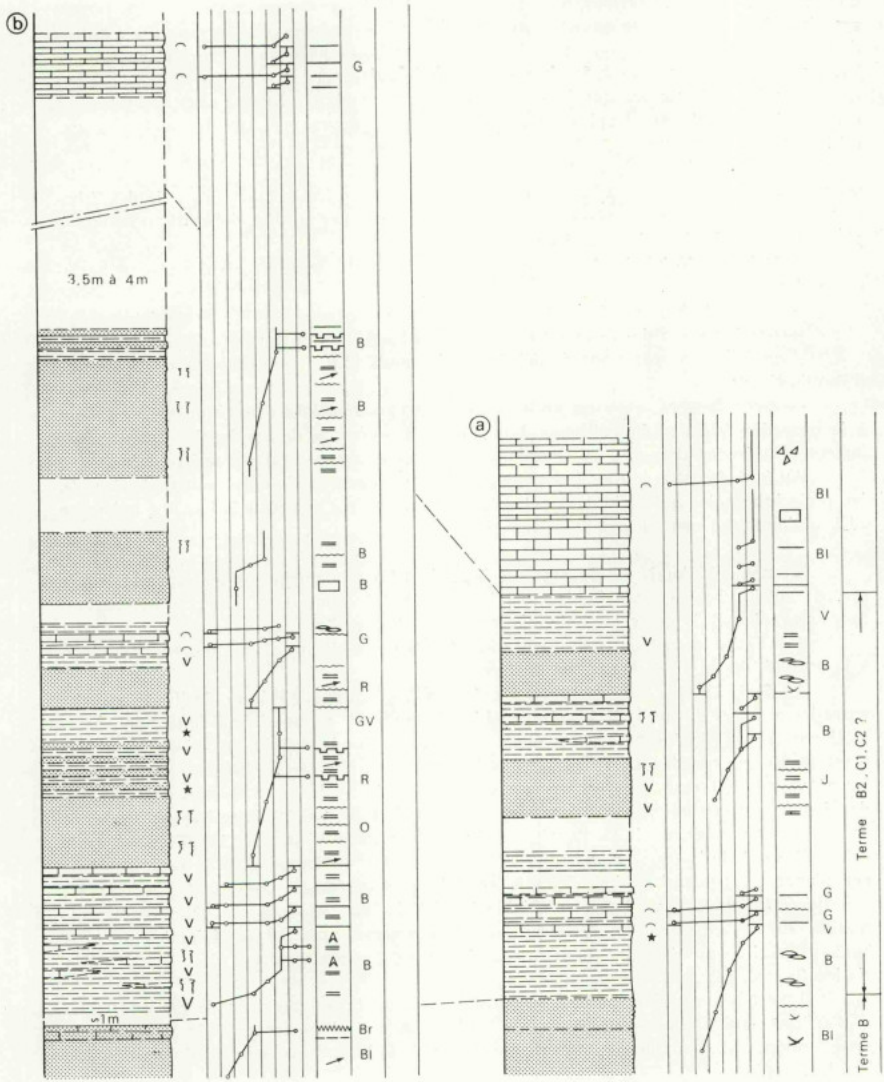


Fig. 15 — Ces deux logs (a: Gateira; b: Vale de Espinhal) montrent l'équivalent latéral des termes B 2, principalement dolomitique et C 1, essentiellement détritique terrigène (peut-être C 2).
Les lits carbonatés ainsi que les biocalcirudites à Mollusques liasiques sont peu exprimés. Les lithofaciès, finement détritiques, sont intensément bioturbés et renferment une association microfloristique du Lias inférieur.

d'échelle métrique, les termes fins, psammites et pélite prennent le pas sur les termes grossiers. En même temps que ces derniers disparaissent, le faciès dolomitique s'individualise, d'abord en petits lits ou en lentilles de quelques millimètres ou centimètres de haut, puis en bancs pouvant dépasser le mètre de puissance.

Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Sud, on constate que ces gros bancs carbonatés apparaissent de plus en plus tardivement (par rapport aux derniers lits d'arénite grossière du terme B 1). Sous ces dolomies massives et sur quelques mètres (de l'ordre de 5 m de Gateira, sur plus de 15 m entre Penela et Espinhal), les séquences, d'épaisseur inégale, moins de 20 cm à plus d'un mètre, sont formées de tout ou partie des lithofaciès suivants: psammite gréseux et silteux, shale, argilite, argilite dolomitique, dolomie plus ou moins détritique ou azoïque.

A Vale de Espinhal, où cette série affleure particulièrement bien, on note l'existence de:

— traces de bioturbation très frèquentes (terriers, galeries d'Invertébrés);

— nombreuses rides de courant ou d'oscillation (psammites);

— petites concentrations de débris charbonneux (notamment des fragments de tige d'Esquisetites);

— rares fossiles animaux au sommet et pseudomorphoses de chlorure de sodium à la base des feuillets dolomitiques. L'examen microscopique de ces derniers montre également la présence de gypse au sein d'une dolomicrite plus ou moins recristallisée.

Au Sud de cette coupe, je n'ai pas d'éléments d'information suffisants. A Canove, les seuls lithofaciès qui affleurent entre les arénites claires du terme B 1 et une puissante série dolomitique sont des pélites bariolées.

En résumé: Au Nord du secteur, la série admet la même succession que sur le secteur voisin. On y reconnaît aisément le terme B 2 à faune de Mollusques hettangiens (horizon-repère B 2) entre les arénites des termes B 1 et C 1.

A la latitude de Lamas, on peut admettre que le petit lit gréseux correspond, sinon à la totalité, du moins à une partie du terme C 1.

Au Sud, l'absence de récurrence gréseuse bien individualisée et de limite franche entre les arénites du terme B 1 et l'ensemble séquentiel à terme dolomitique non systématiquement exprimé rend les corrélations délicates. Sur le terrain, en suivant pratiquement pas à pas ces dépôts, j'avais acquis la conviction que la formation comprise entre les séquences à termes gréseux grossiers (terme B 1) et les gros bancs dolomitiques devaient correspondre sensiblement aux termes B 2, C 1 et C 2. Cette hypothèse devait se confirmer par les résultats d'analyse palynologique (fig. 27 et tabl. 13). En effet, trois échantillons (1 de la coupe Gateira, PRGN 8; 2 de Vale do Espinhal, VE) prélevés dans ces niveaux à psammites-shale-dolomie en dalles centimétriques ont livré une association microfloristique tout à fait semblable à celle de l'horizon-repère et de son toit arénitique. En revanche un prélèvement issu d'un niveau supérieur (à dolomies en gros bancs, PRGN 5) possède des spores caractéristiques d'une association plus récente (asso ciation 3; tabl. 13).

Il n'est pas question de faire un découpage plus fin à l'intérieur de cet ensemble, ni d'affirmer que sa base (que je place à la disparition de l'arénite grossière et des diastèmes ravinants) est rigoureusement synchrone de la base du premier lit dolomitique de l'horizon-repère.

3 — Conclusions

La partie inférieure de la série étudiée est semblable à celle observée au Nord. Aux séquences gréso-conglomératiques, ravinantes et lenticulaires, de la base (terme A 1) succèdent une série gréso-pélitique en unités séquentielles et strates fines et planes (A 2). L'unité A, caractérisée ici comme à Coimbra par des lithofaciès de couleur rouge uniquement, est de puissance faible (en moyenne 100 m) (fig. 16).

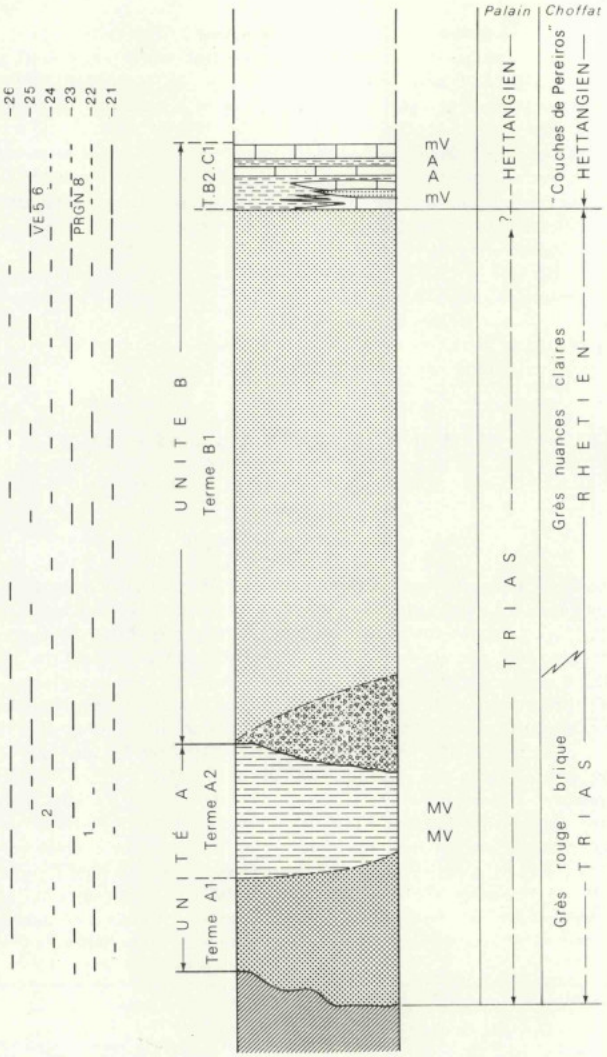


Fig. 16 — Coupe lithostratigraphique du secteur 4.
Les coupes effectuées ayant servi à son établissement sont les suivantes:
21: chemins entre Lubases et Monfortes;
22: route N 342 reliant Miranda da Corvo à Lamas et Chão de Lamas (1: gisement de macroflore de Lamas);
23: chemins reliant Fraldeu, Pousafoles et Gateira (log fig. 15 a);
24: chemins reliant Cheira, Chaens et Podentes (2: gisement de macroflore de Cheira; log. fig. 15 b);
25: chemins entre Espinhal et Vale de Espinhal et aux environs de Penela.
26: chemins à l'Est de Canove.

Si au Nord de Lamas, les termes B 1, B 2 (horizon-repère), C 1 et C 2 sont aisément identifiables, dans la majeure partie de ce secteur, le découpage lithostratigraphique de la partie supérieure des «Grès de Silves» ne peut être calqué sur celui établi dans la moitié nord de la bande d'affleurement.

Entre les séquences arénitiques de base ravinante représentant le terme B 1 et les épaisses strates carbonatées du sommet des «Grès de Silves», les dépôts ne sont en effet pas différenciés. Ils se composent de lithofaciès détritiques de granulométrie fine, plus rarement chimiques, agencés en strates planes et en séquence se répétant semblables à elles-mêmes sur plusieurs mètres.

Si les données de terrain et paléontologiques ne sont pas suffisantes pour fixer une limite précise entre les unités B et C, elles permettent toutefois d'assimiler ces dépôts à fossiles hettangiens aux termes B 2, C 1 et C 2.

En conséquence, nous considérons cet ensemble comme un terme lithostratigraphique (B 2′) équivalent latéral des termes B 2, C 1 et C 2.

F — LE SECTEUR DE AVELAR — ALVAIAZERE

SECTEUR 5

1 — Histoire géologique

P. Choffat n'a réservé aux «Grès de Silves» de cette région qu'un nombre très limité de pages dans ses publications de 1903 et de 1905. Dans la seconde, les observations faites par ses collecteurs et lui-même, sur les affleurements localisés entre Avelar et Tomar, sont présentées sous la forme d'une coupe récapitulative (tabl. 9). Bien que par la suite (1912), il se soit intéressé aux indices de fer existant tant dans le socle que dans les grès inférieurs aux «Couches de Pereiros», aucune description détaillée de ces dépôts détritiques ne complète celle, très succincte, présentée quelques années plus tôt.

L'étude effectuée par G. Soares de Carvalho (1946) sur les environs d'Alvaiázere arrive aux mêmes résultats que ceux obtenus par P. Choffat.

Les travaux cartographiques de C. Duronsoy (1961) et de Lavigne Sainte-Suzanne (1963) mettent en évidence la complexité structurale signalée brièvement par les deux auteurs précédents. La plupart des failles et des lambeaux de socle, ainsi que les limites des unités lithologiques constituant la base du Mésozoïque sont bien figurées sur leurs cartes au 1/25.000 (coupures Ancião et Alvaiázere). Ces deux géologues ont distingué trois ensembles lithologiques: grès, marnes (auxquelles le premier auteur cité donne le nom de «Marnes de Dagorda») et dolomies (couches de Pereiros et de Coimbra de Choffat).

SINEMURIEN : Zone à *Boehmia exilis*.
Dolomie jaunâtre en bancs épais (Areias).

HETTANGIEN : «Couches de Pereiros».

c) Calcaires dolomitiques: couche 4.
Calcaire dolomitique en bancs minces, alternant à la base avec des bancs d'argile mal représentés sur les coupes ou (Areias) dolomie jaunâtre, vacuolaire, à fossiles à l'état de moules (nombreux Lamellibranches, rares Gastéropodes); quelques mètres plus haut: dolomie blanche, oolithique et fossilifère.

b) Grès feldspathiques: couche 3.
Grès grossier, à grains de feldspath, quartzites plus ou moins arrondis. Il est surmonté de grès fins micacés de couleur rouge ou verte. Localement

(Vila-Verde), présence d'un banc de calcaire dolomitique à Lamellibranches indéterminables.

Puissance: 15 m à Vila-Verde d'après un collecteur.

a) Grès micacés: couches 1 + 2; puissance maxima 10 m?

Couche 2 — grès plus calcaire qu'à la base, en alternance avec des bancs de calcaire dolomitique en plaquettes analogues à celles des environs de Coimbra (Vila-Verde) ou de calcaire brun, oolithique à nombreux Mollusques (Mosqueiro, Venda-dos-Tremoços);

Couche 1 — grès fins, micacés, souvent argileux, font contraste avec ceux qui précèdent. Encore des bancs rouges, mais prédominance des teintes grises et verdâtres. Ils contiennent quelques restes de Végétaux (Mosqueiro) et parfois de Mollusques, dans un sable brun, micacé, faiblement coagulé.

TRIAS : Le complexe de conglomérats sans fossiles animaux est terminé par des bancs non ferrugineux, blanchâtres ou jaune brun, à cristaux de feldspaths bien reconnaissables.

A la base, couches terreuses, rouges ou jaunâtres, à cailloux mal arrondis comme c'est le cas dans les environs de Coimbra. Plus haut, le grès devient très ferrugineux et présente un banc assez riche en hématite pour avoir été exploité (teneur de 30 à 60%). L'épaisseur de la couche varie de 0,60 à 1,90 m. Elle ne semble pas être à plus de 50 m de la base du Trias mais il est possible que le gisement de Ho:ta do Vale (près d'Alvaiázere) appartienne à un niveau supérieur.

Tableau 9 — Coupe synthétique, représentative des «Grès de Silves» affleurant entre Avelar et Tomar; d'après P. Choffat (1905; pp. 125-127).

2 — Les termes lithostratigraphiques

a — Le terme A 1

La base des «Grès de Silves» est formée de dépôts essentiellement détritiques terrigènes.

Les rudites, abondamment représentées, renferment des graviers et galets d'origines diverses; la plupart sont issus du socle métamorphique (quartz, quartzites et grauwackes, gneiss, micaschistes et schistes), un petit nombre est de nature granitique ou pélitique (Pl. VI, fig. 2). Les arénites contiennent toujours des grains lithiques et feldspathiques. Les premiers, de même nature que les galets, dépassent 30 % dans certains grès de granulométrie grossière. Les seconds, roses ou blancs et en majeure partie de taille inférieure au demi-centimètre, atteignent rarement le pourcentage des fragments de roches.

Les proportions des ciments fluctuent également. En général, les dépôts possèdent une matrice argilo-ferrugineuse. Ils sont alors faiblement indurés et de couleur rouge lie-de-vin. Certains niveaux sont nettement plus riches en fer, d'autres sont essentiellement cimentés par des carbonates.

Le fer peut constituer l'unique ciment d'arénites ou seulement des enduits pelliculaires autour de galets (patine noire). Les niveaux les plus riches se situent près d'Avelar (coupe 27, fig. 25), au lieu-dit Mineiro (NE d'Alvaiazere, coupe 30, fig. 25) où existe quelques vestiges d'une exploitation ancienne et à Moinho de Ferro (N d'Alvaiázere). Il n'est pas possible de déterminer l'extension de ces passées minéralisées, dont l'épaisseur et la teneur en fer semblent irrégulières sur de courtes distances.

Selon P. Choffat (1912), le fer peut être concentré soit dans des conglomérats [19] situés dans le «Trias inférieur», soit dans des grès fins supérieurs. Ces derniers, qui constitueraient deux «couches», appartiendraient au terme sus-jacent, selon moi.

Les passées cimentées par des carbonates peuvent avoir quelques centimètres d'épaisseur et correspondre à un lit de granulométrie déterminée (généralement terme fin) ou plusieurs mètres et être formées par différents lithofaciès appartenant à une ou plusieurs séquences. Dans ce cas, les contours du niveau carbonaté sont tantôt parfaitement concordants, tantôt discordants sur la stratification (Pl. VI, fig. 1). De tel faciès peuvent être observés au contact du socle (Venda da Cima) ou plus haut dans la série (route Barquero-Alvaiázere; vallée de Pau, coupes 29-30, fig. 25).

Quelle que soit la nature des ciments, les lithofaciès présentent un agencement séquentiel habituellement net. Ces unités, positives, sont caractérisées par un terme rudite généralement bien développé, représentant souvent plus des deux-tiers de leur épaisseur, soit plus du mètre (Pl. XIX, fig. 3, 4). Dans la partie supérieure de l'unité lithostratigraphique, le terme de base de séquence perd de son importance et l'unité se complète par une pélite pouvant atteindre plusieurs décimètres de puissance. Quelle que soit leur position stratigraphique, les séquences sont limitées par des surfaces de ravinement et les couches se présentent en lentilles irrégulières.

Aucun fossile n'a été découvert dans ce terme dont la puissance paraît être assez constante sur le secteur et ne pas dépasser la centaine de mètres.

b — Le terme A 2

Les dépôts constituant le terme A 2, de même nature pétrographique que ceux sur lesquels ils reposent, s'en distinguent par une rythmicité plus fine et un agencement stratonomique nettement plus régulier à l'échelle de l'affleurement.

— Ainsi, sur les routes reliant Alvaiázere à Barqueiro et à Maças de Caminho (fig. 18), on constate que les surfaces de stratification, limitant les couches d'épaisseur comprise entre 5 et 50 cm, sont planes ou à ondulations peu accusées. Les séquences sont de granulométrie assez fine, le terme argileux ayant souvent le même développement que l'arénite inférieure.

— Dans la partie orientale de la zone d'affleurement, contrairement à ce qui existe sur les profils décrits ci-dessus, les unités séquentielles débutent souvent par un diastème d'érosion (creux de 5 à 10 cm), surmonté par de petits amas de graviers allochtones ou/et intraformationnels. De ce fait la série est assez difficile à individualiser, d'autant que les conditions d'observation sont très défavorables pratiquement partout. A l'Est d'Avelar, par exemple, le terme A 2 n'affleure quasiment pas alors qu'il peut être levé d'une manière pratiquement continue à moins de 4 km tant au Sud (RN 237) qu'au Nord (Canove, coupe 26, fig. 25, déjà décrite).

Comme dans l'unité inférieure, certaines couches sont cimentées par des carbonates; celles-ci présentent une texture nuageuse caractéristique (bariolage diffus des couleurs). D'autres contiennent de l'hématite en quantité supérieure à la moyenne. Je n'ai toutefois observé nulle part de roche qui puisse être qualifiée de minerai. Dans les zones signalées par P. Choffat comme étant minéralisées (vallée «do Almeida», Valle do Alcaide, Seiceira et Farroeira), les affleurements, petits et peu instructifs, paraissent essentiellement formés de termes détritiques fins répartis en lits et rythmes peu épais (demi-métriques au plus).

La puissance de cette série est difficile à déterminer avec précision, ses limites inférieure et supérieure n'étant jamais visibles sur une même coupe. Signalons qu'à proxi-

(19) L'auteur cite «Corte da Pedra» et «Carvalhal de Pussos» qui ne figurent pas sur les cartes actuelles à grande échelle. Les affleurements et exploitations de couches de grès fin ferrugineux ne peuvent pas non plus être tous localisés.

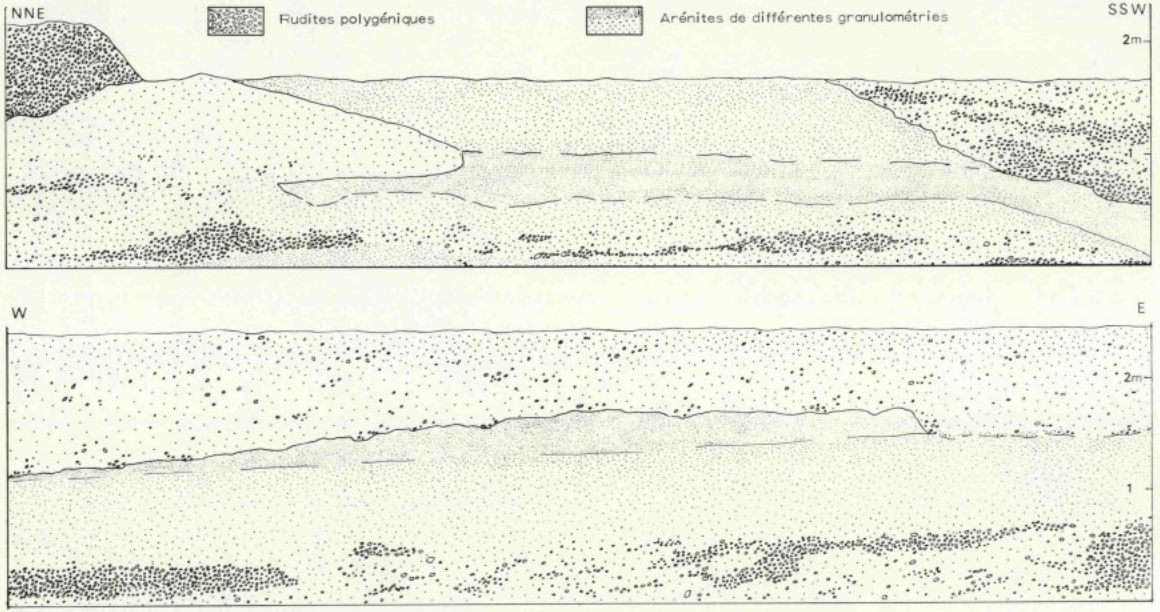


Fig. 17 — Aspect des affleurements de la partie supérieure du terme A 1 aux environs de Alvaiázere.
Les surfaces de stratification sont tantôt planes, tantôt irrégulières, parfois nettes, souvent floues. Les lithofaciès représentés par des dépôts détritiques terrigènes sont agencés en séquences positives limitées par des diastèmes d'érosion. Les pélites sont absentes ou peu développées en sommet de séquence.

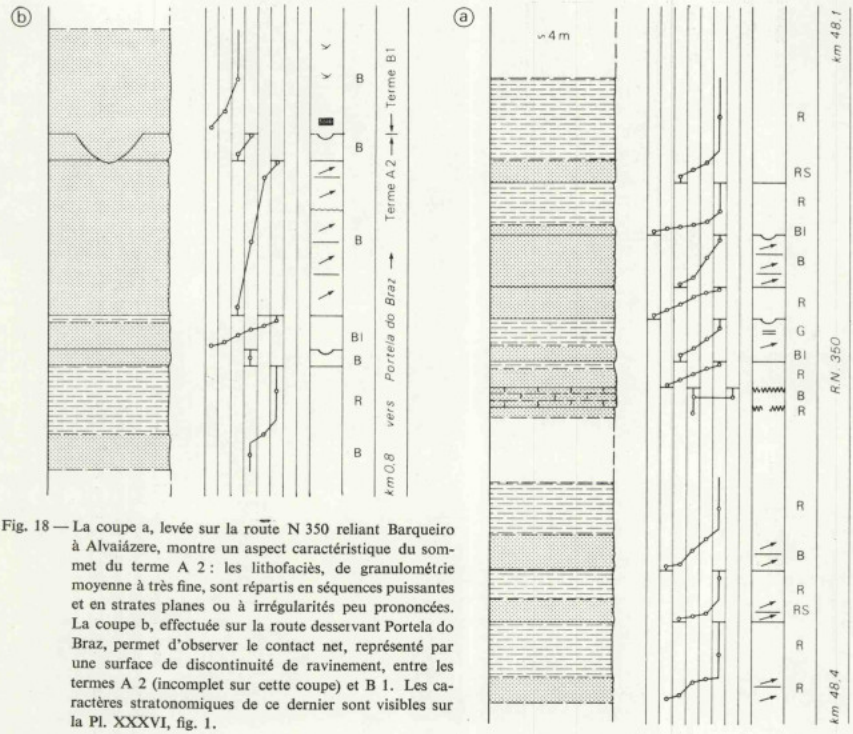


Fig. 18 — La coupe a, levée sur la route N 350 reliant Barqueiro à Alvaiázere, montre un aspect caractéristique du sommet du terme A 2 : les lithofaciès, de granulométrie moyenne à très fine, sont répartis en séquences puissantes et en strates planes ou à irrégularités peu prononcées. La coupe b, effectuée sur la route desservant Portela do Braz, permet d'observer le contact net, représenté par une surface de discontinuité de ravinement, entre les termes A 2 (incomplet sur cette coupe) et B 1. Les caractères stratonomiques de ce dernier sont visibles sur la Pl. XXXVI, fig. 1.

mité de Portela do Braz, la limite supérieure, seule à être visible, correspond à une surface de ravinement très nette (fig. 18).

L'épaisseur paraît être supérieure au Nord du secteur (60 ∓ 10 m) qu'à la latitude et au Sud d'Alvaiázere où elle peut être estimée à 35-40 m. Il est probable que des variations de l'ordre de 10 à 20 m existent dans cette partie du secteur.

Sur pratiquement chaque coupe, il est possible de mettre en évidence un ou plusieurs lits de shale gris verdâtre à minuscules débris végétaux; ceux-ci ne peuvent être déterminés. Aucun échantillon n'a été soumis à l'analyse palynologique.

c — Le terme B 1

Les premières assises visibles du terme B 1 ont une granulométrie comprise entre celles d'une rudite à élément de 10 cm de diamètre et d'une pélite fine. Elles présentent une teinte rouge ou blanche unie ou encore un bariolage des deux. Plus ou moins rapidement suivant les endroits, ,la première ne subsiste plus que dans les lits argileux, se répartissant avec la couleur verte en taches irrégulières ou en bandes allongées suivant la stratification.

Les conglomérats, assez fréquents et épais (jusqu'à 1 m) dans le tiers inférieur de la formation, régressent ensuite et ne forment plus que des pavages composés par une

seule épaisseur d'éléments. Ceux-ci soulignent les cicatrices d'érosion, base de chenal, de grand faisceau de litage oblique ou de séquences (Pl. VI, fig. 3 et 4). Les arénites, en corps lenticulaires d'extension latérale réduite (50-200 m), représentent l'essentiel des unités séquentielles. Elles sont fréquemment surmontées par des lits de pélite dont la forme (lentilles discontinues, interruption brutale de strates d'échelle métrique (Pl. VI, fig. 4 et fig. II-36) et les inclinaisons variées à petite échelle évoquent des phases d'érosion prononcées et répétées ainsi que des surfaces de dépôt très irrégulières.

L'analyse palynologique d'un des quatre échantillons argileux prélevés dans cette série a fourni, en plus d'une association de spores et pollens liasiques (association 2; tabl. 13), plusieurs fragments de tissus de Lepidopteris (Adolff, Doubinger et Palain, 1974).

L'affleurement fossilifère appartient à la moitié supérieure du terme B 1. Celui-ci a une puissance comprise entre 50 et 80 m sur toute l'étendue du secteur.

d — **Les termes B 2, C 1 et C 2**

d. 1 — *La coupe de Mosqueiro (N. d'Alvaiázere)*

La coupe de Mosqueiro, signalée par P. Choffat (1905), est la coupe la plus complète que l'on puisse lever dans la partie supérieure des «Grès de Silves» (fig. 19 et Pl. VI, fig. 5).

Au-dessus de séquences ravinantes et essentiellement arénitiques appartenant au terme B 1 et séparées de celles-ci par une lacune de visibilité de plusieurs mètres, s'observent quelques strates de grès plus ou moins carbonaté et bioturbé ou psammitique et de pélite homogène ou feuilletée. Elles sont surmontées par une passée dolomitique à faune de Mollusques hettangiens. Les couches surincombantes, lorsqu'elles atteignent plusieurs décimètres, sont finement litées et granoclassées. Les lithofaciès: grès fin à très fin, siltite, shale et pélite légèrement dolomitique, constituent des séquences-unité d'échelle millimétrique.

Plus haut, deux séquences présentent des caractères différents. L'une comprend, au-dessus d'un diastème légèrement ondulé, quelques graviers quartzeux et argileux, un grès moyen à fin qui devient très dolomitique au sommet et un lit argilo-silteux, à structure madrée et débris végétaux millimétriques. La base de la seconde unité est une siltite micacée contenant de nombreuses valves de Lamellibranches à l'état de moules, beaucoup mieux conservés que ceux existant à la surface supérieure des lits dolomitiques sous-jacents. Ils sont principalement répartis près du diastème mais en certains points on en observe sur toute l'épaisseur du lit. Le terme supérieur de cette séquence, que je considère représenter le sommet du terme B 2, est azoïque.

Les caractères du lithofaciès silteux fossilifère sont ceux d'un des termes de la couche 1 de P. Choffat (tabl. 9: «sable brun, micacé, faiblement coagulé» à Mollusques) que l'auteur place sous des couches dolomitiques (couche 2), lesquelles seraient directement surmontés par des grès grossiers (niveau b). La différence dans la répartition des faciès peut s'expliquer de deux manières: P. Choffat a livré une coupe synthétique établie à partir de nombreux levés, dont certains (et peut-être celui de Mosqueiro?) n'ont pas été exécutés par lui; les deux coupes ont été levées sur des affleurements différents où le diastème d'érosion supérieur (base de C 1) repose soit sur des lits carbonatés (observation Choffat) soit sur des niveaux supérieurs préservés du ravinement (observation personnelle).

Le contact entre les termes B 2 et C 1, bien visible (Pl. VI, fig. 5), correspond en effet à un diastème d'érosion. Il est surmonté par un grès feldspathique et lithique à graviers dispersés, de couleur blanche, auquel fait suite une pélite rouge et jaunâtre et un

ensemble de plusieurs séquences positives de base souvent plus grossière (éléments jusqu'à 12 cm).

La coupe devient très discontinue, mais il est possible d'observer en aval pendage des unités séquentielles de même type dont les lithofaciès, arénitiques et pélitiques, sont bariolés de blanc, orange et rouge.

Ce terme, grossièrement détritique, passe à des pélites rouges et vertes qui affleurent mal. Sa puissance fait entre 20 et 30 m.

d. 2 — *Coupe de Serrada da Mata (près de Pontão)*

Le contact ravinant existant entre les termes B 2 et C 1 s'observe également très bien dans une des multiples carrières situées à proximité de Serrada da Mata (fig. 19).

Le front de taille, rafraîchi localement (en raison du creusement d'un puits aquifère; 1969) montre à la base une série finement litée et séquentielle (terme B 2), constituée par les lithofaciès suivants: arénites très grossière à fine en granoclassements de 2 à 5 cm, psammites gréseux et silteux de couleur orange, shale micacé gris-noirâtre. Les deux derniers lithofaciès contiennent des débris végétaux charbonneux; ceux disposés entre les feuillets gréseux atteignent plusieurs centimètres de long et appartiennent pour la plupart à des tiges d'Equisetites. Un shale prélevé à ce niveau (Po 69) a livré un nombre très élevé de variétés de spores et de pollen (tabl. 13).

Il ne m'a pas été possible de compléter la coupe par le bas. Les déblais accumulés à proximité du trou permettent toutefois de se faire une idée sur la série. On trouve des lithofaciès identiques à ceux visibles en place (provenant peut être uniquement de ces niveaux) ainsi que des roches grises à gris-bleuté contenant fréquemment de la pyrite. Certaines sont détritiques, granoclassées (grès moyen-siltite) et cimentées par des carbonates, la plupart correspondent à des dolomies microcristallinnes contenant plus ou moins de matériau terrigène et de fragments coquilliers. La surface des dalles est d'aspect varié: lisse, ondulée (rides ordinaires de courant parfois nettes), craquelée (très vraisemblablement mud-cracks). Elle peut présenter également des pistes, des galeries en relief ou des moules de Lamellibranches en majorité non déterminables spécifiquement.

Les deux couches supérieures du terme B 2, d'une épaisseur totale de 70 cm, s'interrompent brusquement au contact de surfaces de ravinement (base de C 1). Elles sont surmontées par une arénite microconglomératique renfermant localement de nombreux éléments intraformationnels (fig. 19). C'est ce matériau peu induré qui fut exploité dans les carrières voisines. Il n'est pas possible d'y faire des observations détaillées: microconglomérat et grès lithique et feldspathique constituent l'essentiel de ces affleurements altérés où la stratification et le litage sont peu apparents.

Ce terme C 1, qui atteint 8 m au minimum, est surmonté (W de la RN 110, levé non représenté) par une vingtaine de mètres de dépôts (terme C 2) toujours détritiques mais nettement agencés en séquences, dont la puissance, la granulométrie globale et l'amplitude des ondulations des diastèmes diminuent progressivement vers le haut. On voit également apparaître la couleur rouge dans les arénites fines, les termes plus grossiers conservant une teinte orange ou blanche.

Des alluvions interrompent la coupe.

d. 3 — *La coupe d'Avelar*

Cette coupe se complète par celle qu'il est possible de lever près d'Avelar.

En aval pendage de l'affleurement de dolomies fossilifères signalé par P. Choffat (1905) près de Casal de Santo Antonio ([20]) se trouvent des arénites plus ou moins carbo-

([20]) Ni Duronsoy, ni moi, n'avons observé d'affleurement de ce type entre Avelar et Casal. Il ne fait néanmoins aucun doute que ce gisement a dû exister et se situe à l'Ouest de la faille mise en évidence entre ces localités.

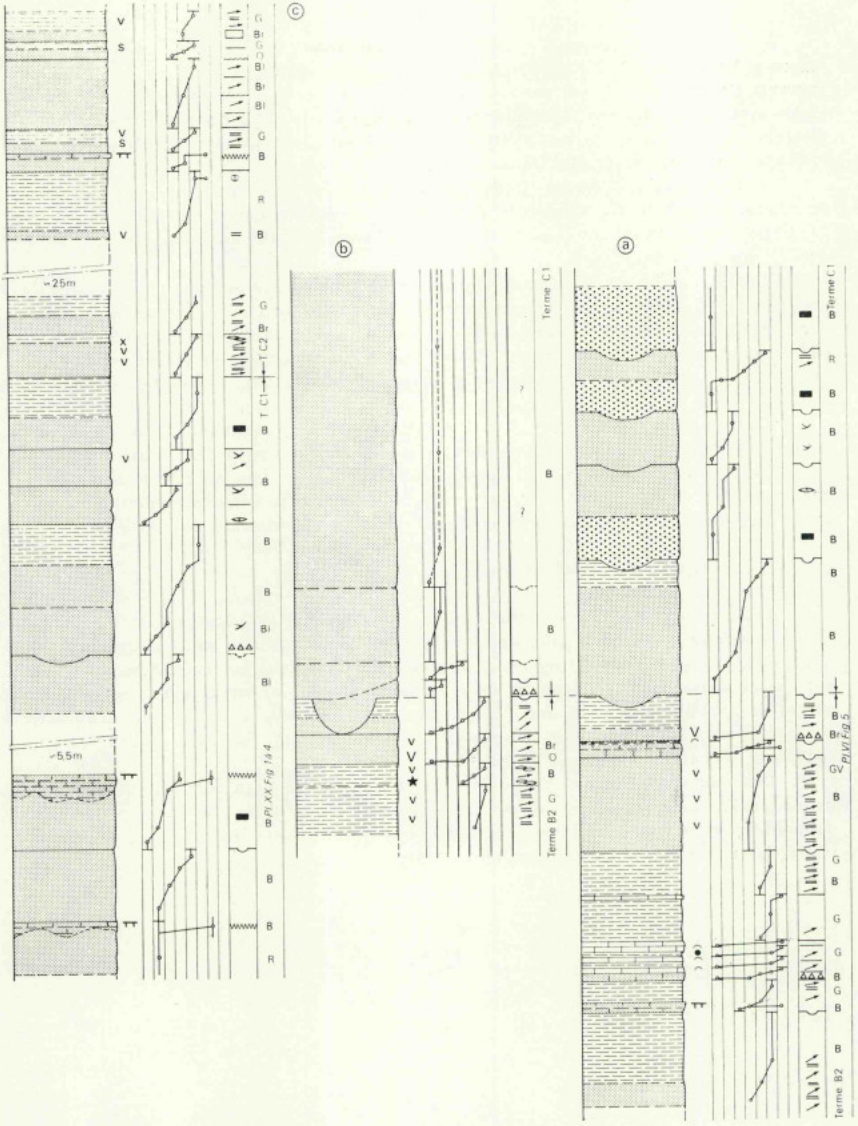


Fig. 19 — La partie supérieure de la série étudiée: les termes B 2, C 1 et C 2.
Les coupes a et b (respectivement de Mosqueiro et de Serrada da Mata) montrent le contact entre les termes B 2 et C 1.
Le terme B 2, riche en traces de vie diverses (macro et microflore, faune et ichnites) et représenté par des séquences détritico-chimiques, est surmonté suivant une surface de discontinuité de ravinement par une série de séquences grossièrement détritiques (C 1).
La coupe c (environs d'Avelar) permet de voir une partie de l'évolution positive de l'unité C: C 1 grossier — C 2 à lithofaciès détritiques fins; ces derniers sont ensuite remplacés par des pélites en strates épaisses et à indices de minéraux évaporitiques (non représenté).

natées et bioturbées (Pl. XXIII, fig. 1, 2, 3 et 4) ou à matrice argileuse et structures de courants (terme C 1) ([21]), qui passent rapidement à une série présentant de grandes analogies avec les dépôts non dolomitiques du terme B 2. Elle se compose en effet, sur une trentaine de mètres, de termes détritiques fins répartis en séquences de deux ordres de grandeur, métrique et centimétrique (terme C 2).

Les lithofaciès finement laminés, psammite et shale, contiennent fréquemment de minuscules débris charbonneux et des traces d'activité organique. Quelques lits de siltite brune, friable, rappèlent celui de la coupe de Mosqueiro. Ils sont apparemment azoïques. Il n'y a pas de dolomie.

Ce lithofaciès est également absent des quelque 20 à 30 m supérieurs, constitués uniquement de pélites et de marnes bariolées. Les bandes de couleur, vert pâle et rouge, dont les limites sont tantôt floues, tantôt franches, soulignent la stratification. La rythmicité est parfois nette: elle se met en évidence grâce à la répartition de particules silteuses associées ou non à de très petits intraclastes ou debris végétaux, des carbonates et des sulfates.

Des spores ont été trouvés dans 4 échantillons (P lc. P le; RN 65 et BA VII) appartenant à ce terme C 2, que Duronsoy appelait «unité des Marnes de Dagorda».

Les premiers gros bancs de dolomie s'observent dans une carrière située à quelques centaines de mètres d'Avelar. Ils sont représentés par des dolomies micritiques, beiges et azoïques. Des lits argileux versicolores,d'épaisseur décroissante, les séparent.

d. 4 — *Coupes près d'Aveleira*

Les termes C 1 et C 2 qui affleurent à l'Est d'Aveleira sont fossilifères.

Une lentille d'argilite micacée et de couleur grise, ravinée par un grès grossier orange, renferme de grands fragments de feuilles de *Clathropteris meniscoïdes* Brong. De plus petits débris (2-3 cm) appartenant à la même espèce ont été trouvés, mélés à des valves de Lamellibranches et des éléments intraformationnels, à la base de séquences composées d'un grès psammite, d'une siltite et d'une argilite. Spores et pollen existent également (échantillon argileux RNAP 1).

Des mud-cracks et des pistes d'Invertébrés s'observent au sommet de ces fines unités que l'on peut considérer comme la partie inférieure du terme C 2. Elles sont en effet surmontées par d'autres rythmes dans lesquels le grès, sinon absent, est d'importance insignifiante par rapport aux autres termes fins.

([21]) Un affleurement situé à moins de 2 km au Sud d'Avelar et de même position lithostratigraphique a fourni une association palynologique significative (échantilon AP 69; tabl. 13).

Faune	Découvertes Choffat ([22])			Découvertes Palain ([24])	
	Casal de S. António	Barqueiro	Mosqueiro	Mosqueiro	Pontão
Modiolus hillanus Sowerby	5 ([23])	+	—	—	—
Pteria? capellini (Boehm)	5	+	—	—	—
Gervillia? sp.	+	—	—	—	—
Plicatula meridionalis (Boehm)	—	—	—	+	+
Plicatula hettangiensis Terquem	3	?	?	—	—
Protocardia choffati Boehm	—	+	+	—	—
Tancredia? partita Bohem	—	+	—	—	—
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	+	+	+	+	—
Isocyprina (Eotrapezium)? porrecta (Dumortier)	—	—	3	—	—
Isocyprina sp.	—	—	—	+	+
Pronoella? seebachi Boehm	—	+	—	—	—
Homomya? cuneata Boehm	—	3	—	—	—
Neritoma (Neridomus) liasina (Dunker)	1	—	—	—	—
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	—	3	—	—	—
Echinodermes (fragments)	—	—	—	+	+
Serpula sp.	+	—	—	—	+
Flore					
Otozamites sp.	+	—	—	—	—
Equisetites sp.	—	—	—	—	+
Microflore (cf. tabl. 13)	—	—	—	—	+

Tableau 10 — Fossiles hettangiens du terme B 2. Secteur Avelar-Alvaiazere.

	Choffat Barqueiro	Palain Aveleira
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	+	—
Isocyprina? sp.	—	+
Pronoella? heeri (Choffat)	+	—
Pteria? capellini (Boehm)	+	—
Clathropteris meniscoïdes Brong.	—	+

Tableau 11 — Macrofossiles hettangiens des termes C 1 et C 2.

([7]) Les fossiles du gisement de Lameirão (Sud-d'Avelar) n'ont pas été portés, la localisation n'étant pas indiquée sur les cartes récentes. S'il s'agit de Lameiras, les couches fossilifères doivent être rapportées à un niveau plus élevé dans la série (V-6).

([22]) Rappelons la signification de la numérotation donnée par P. Choffat : 1 : très rare, 5 : très commun.

([24]) Détermination spécifique de J. C. Fischer; cf. Fischer-Palain, 1971.

Ce terme C 2 est ici très incomplet (l'échantillon palynologique BA VII provient de cette coupe). Il est en revanche possible d'estimer la puissance du terme C 1 sous-jacent (25 à 30 m) car sa base, qui repose sur des dolomies, a été observée par G. Soares de Carvalho (1946), dans un puits situé à peu de distance des affleurements à flore décrits ci-dessus.

d. 5 — *Observations de P. Choffat*

C'est également dans un puits creusé près de Barqueiro que Choffat (1903, note infrapaginale, p. 92) a noté la présence de grès fossilifères appartenant très vraisemblablement au terme C 1 ([25]). Sa description est la suivante «...un grès argileux, micacé, gris foncé, contenant de nombreux moules de bivalves peu distincts... Au-dessus, on trouve un gros banc de grès blanchâtre, puis un grès bariolé, avec intercalations de couches argileuses contenant des quartzites...».

Le même auteur signale d'autres gisements faunistiques sans les décrire mais les place tous dans la couche 2 de sa coupe (1905), ce qui signifie qu'ils appartiendraient au terme B 2.

La succession des faciès est donc identique à celle connue dans la moitié septentrional de la bande d'affleurement. La récurrence gréseuse, plus puissante qu'au Nord, permet de bien individualiser le terme chimio-détritique inférieure (horizon-repère B 2).

Celui-ci apparaît moins riche en lits dolomitiques; il comprend en revanche des lithofaciès et des unités séquentielles très semblables à ceux du secteur voisin (zone Lamas-Vale do Espinhal).

La faune et la microflore permettent de dater ces dépôts et la série détritique supérieure (termes C 1 et C 2) du Lias inférieur.

3 — Conclusions

La conclusion à cette étude ne sera pas différente de celle émise par P. Choffat en 1905. Les «Grès de Silves» de cette région sont en effet très semblables, sur le plan lithostratigraphique, à ceux affleurant sur les secteurs de Coimbra et du Nord.

Trois unités sont identifiables (fig. 20):

— Les deux termes de l'unité inférieure A renferment localement des minéralisations en fer et des passées ou couches fortement carbonatées. Les autres caractères sont ceux de l'unité de base des autres secteurs. On note toutefois l'abondance des rudites dans le terme inférieur A 1 et la faible représentation des lits pélitiques dans le terme A 2.

— L'unité médiane est constituée par un terme de base arénitique peu épais, qui localement renferme une flore à caractères rhétiens. Le terme supérieur correspond au niveau-repère de la série (B 2). Il est représenté par la superposition des deux types de séquences (biocalcirudite-argilite-dolomie et psammites-shale) qui, au Nord, étaient juxtaposés et passaient latéralement de l'un à l'autre.

Cet horizon hettangien est séparé des puissants lits dolomitiques du sommet de la série des «Grès de Silves» par une épaisse récurrence détritique granoclassée, identique à la base de la troisième unité, C, de Coimbra et de Luso-Anadia.

Il est intéressant de souligner que celle-ci:

— débute par un diastème de ravinement;

([25]) Une faille sensiblement N-S, signalée pas Lavigne Sainte-Suzanne (1963) isole les dépôts existant sous les alluvions au niveau de Barqueiro et appartenant à l'unité A de ceux visibles à l'Ouest. Cet accident mettrait donc en contact la base et le sommet des «Grès de Silves».

— contient des arénites beiges et oranges mais également de couleur rouge (couches fines du terme C 1);

— présente de puissantes couches argileuses bariolées et localement gypsifères (terme C 2) qui ne sont pas sans rappeler les «Marnes de Dagorda» des aires diapiriques, comme l'indique Duronsoy (1961).

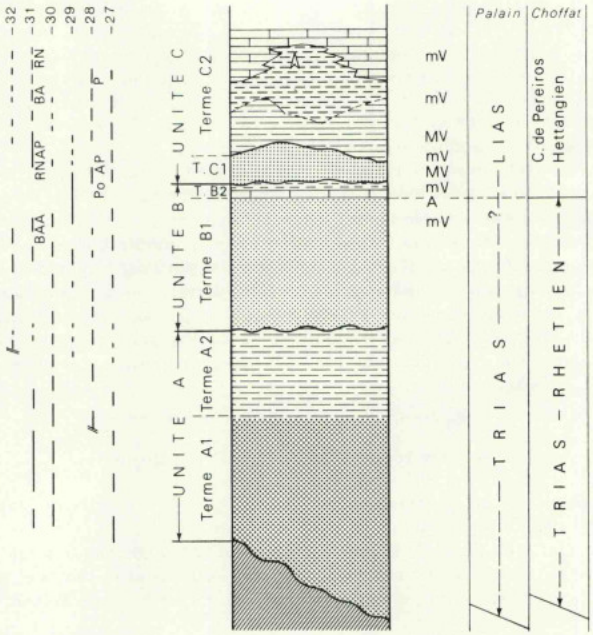


Fig. 20 — Coupe lithostratigraphique du secteur 5 établie à partir des observations récoltées :
27: sur les chemins E-W passant par Casal de Santo Antonio, Rapoula et Avelar (log fig. 19c);
28: entre la ribeira Pequena et Serrada da Mata (log fig. 19b);
29: sur les chemins desservant Barqueiro et Mosqueiro (fig. 19a);
30: entre Alqueidão, Pombaria et Alvaiázere (log fig. 18a);
31: le long de la ribeira da Mata et aux environs de Aveleira;
32: entre Portela do Braz et Sandoeira (log fig. 18).

G — LE SECTEUR DE AREIAS — TOMAR

SECTEUR 6

1 — Histoire géologique

P. Choffat fait quelques remarques sur les «Grès de Silves» en guise d'introduction à sa publication de 1908, intitulée «Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger dans la région de Thomar». Il remarque, grâce à quelques coupes rapidement levées, que la série présente une importante réduction de puissance bien que la largeur d'affleurement soit maximale, voisine de 7 km. Il «...se demande s'il n'y pas disparition partielle (de la série) par suite de mouvements orogéniques...», la présence de plusieurs horts de socle indiquant l'existence de nombreux accidents cassants.

Les cartes géologiques au 1/25 000 e de M. Baileu (Tomar, 1963) et de G. Boisse-Duplan (Rio de Couros, 1965) concrétisent les observations de Choffat. Le commentaire accompagnant ces documents (Diplômes d'Etudes Supérieures), bien que succint en ce qui concerne les «Grès de Silves» (listes d'affleurements), mérite d'être lu car il fournit d'utiles renseignements sur les séries encaissantes. Ces documents montrent en effet que sur ce secteur, les «Grès de Silves» sont répétés deux à trois fois par des failles Nord-Sud remontant des panneaux de socle métamorphique (fig. 3). Bien que ces accidents mettent localement en contact du Lias dolomitique et du Précambrien (série cristallophyllienne gneissique), leur rejet n'est pas particulièrement important, les «Grès de Silves» étant très peu épais sur tout ce secteur.

2 — Les termes lithostratigraphiques

Si les caractères structuraux sont uniformes, ceux d'ordre stratigraphique en revanche varient considérablement sur de courtes distances.

Pour la clarté de l'exposé, il convient de modifier le plan adopté jusqu'ici et d'étudier successivement trois zones: septentrionale, au Nord d'Areias; centrale, entre Areias et Alviobeira; méridionale enfin, qui se termine à 2,5 km au Nord de Tomar.

a — La zone septentrionale

Les dépôts détritiques en contact discordant non tectonique sur le socle métamorphique sont identiques à ceux du terme A 1 voisin. Ils sont représentés par de puissantes unités séquentielles (1 à 4 m) limitées par des diastèmes ondulés et composées de deux ou trois termes. Celui de base est un conglomérat polygénique et souvent mal classé. Son épaisseur est souvent supérieure à celle des autres termes, grès litho-feldspathique et pélite. Suivant les proportions des différents ciments (argiles, fer, dolomite), les rudites et les arénites peuvent être rouge lie-de-vin et peu consolidées, bariolées (rouge, violet et jaune pâle) ou noirâtre et très indurées. La pélite est systématiquement rouge et de débit finement esquilleux.

Ce lithofaciès, peu exprimé en base de série devient ensuite le terme le plus épais de séquences dépourvues de conglomérat. Grès et pélite présentent alors une stratification nette et plane. L'arénite est généralement granoclassée; certaines couches argileuses d'échelle métrique renferment des nodules carbonatés ovoïdes répartis en un ou plusieurs niveaux parallèles entre eux.

La succession de ce type de séquences, observée sur la route reliant Areias à Alvaia-

zere (coupe 33, fig. 25) et entre Galequia et le rio do Porto Chão (26) (coupe 34, fig. 25), peut être considérée comme le terme supérieur de l'unité A.

La puissance de cette unité, estimée à 75 m ∓ 15 m (soit 50 m pour A 1 et 25 m pour le terme A 2) à l'Est et à l'Ouest de San Saturnino, s'amenuise rapidement pour n'être plus que de 20 m à Gontigas (1 km au Sud d'Areias) et à Vila Verde. Dans la première localité, je n'ai observé que des couches lenticulaires grossièrement détritiques; au niveau de la seconde, il semblerait que les faciès fins du terme A 2 soient directement en contact avec le socle.

Le nouvel épisode plus grossièrement terrigène succédant au terme A 2 se distingue du terme A 1 uniquement par l'absence d'une part de véritables couches conglomératiques, d'autre part de la teinte rouge unie. Les galets (de taille inférieure à 10 cm) sont peu abondants et pratiquement toujours dispersés dans une arénite blanche ou orangée à litage oblique. La pélite, terme supérieur des séquences ravinantes, est de couleur verte ou est bicolore: verte et rouge.

La puissance de ce terme B 1 diminue également depuis Casal Novo (50 m ∓ 10 m; coupe 33) jusqu'à Vila Verde (25 à 30 m; coupe 35, fig. 25).

Le chemin reliant Vila Verde à Pereiro (coupe 35) que dut emprunter le collecteur de Choffat pour établir sa coupe de la base des «Couches de Pereiros» (1905; cf. tableau n° 9), permet d'observer les couches supérieures, formées de dolomies calcaires à faune de Mollusques, de siltites et d'argilites à macroflore (fig. 21). Les Mollusques, concentrés à la surface supérieure de lits de 5 à 20 cm d'épaisseur, sont à l'état de moules; on reconnaît toutefois les genres *Isocyprina, Modiolus* et *Plicatula.* Les fragments de Végétaux, plus gros (jusqu'à 8 cm de long) et mieux conservés dans les psammites que dans les argilites, sont pour certains attribuables à des débris de feuilles de *Clathropteris meniscoïdes.*

Ces couches fossilifères, visibles aussi partiellement à Telhadas, font de l'ordre de 5 à 10 m de puissance (fig. 21).

Cet horizon-repère B 2 est surmonté par des arénites identiques à celles du terme B 1 par leur granulométrie (grès microconglomératique à grès très fin) et leur couleur blanche dominante. Un puits creusé à l'extrémité occidentale de Casal Novo (fig. 21) m'a permis d'observer le contact légèrement ravinant qui sépare ces arénites des dolomies à faune hettangienne. La coupe montrait une seule unité séquentielle: elle comprenait une arénite grossière et apparemment homogène sur 3, 2 m, du grès fin et de la siltite en lits d'épaisseur centimétrique (sur 45 cm), une pélite verte (1, 3 m). Les déblais permettaient de voir que la surface des lits fins présentait des empreintes indéterminables de Lamellibranches et de nombreux débris hachés de Végétaux. Des rognons de pyrite de plusieurs centimètres de diamètre existaient également.

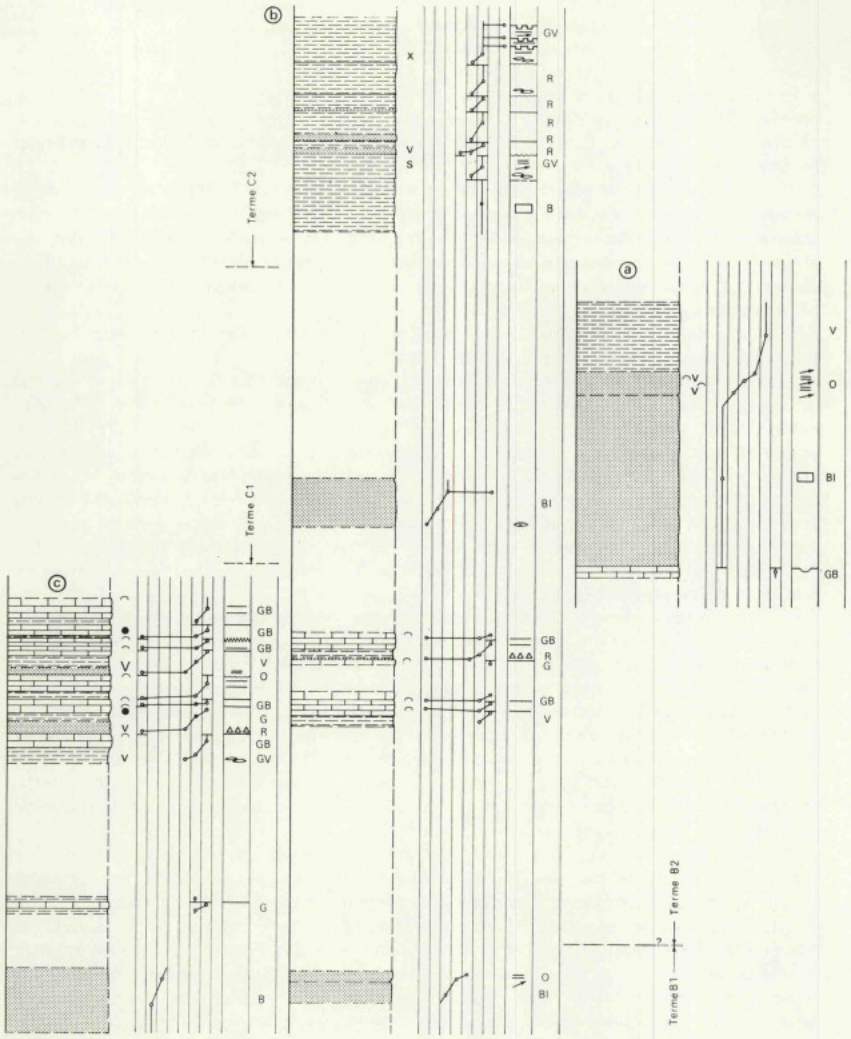
Contrairement à ce qui a été signalé par le collecteur du Service Géologique, ces grès feldspathiques ne sont pas directement surmontés par des dolomies. Ils passent à une série composée de rythmes de granulométrie modale très fine, comme ceux du terme C 2 du secteur voisin, auxquels ils correspondent. Les lithofaciès, agencés en séquences positives d'échelle centimétrique et métrique nettes (fig. 21), sont des psammites gréseux et silteux, du shale et de l'argilite. Localement, de petits lits de dolomie inférieurs à 10 cm et des concentrations de pseudomorphoses de sel gemme sont visibles. La couleur des deux premiers lithofaciès est le plus souvent rouge, celle des deux derniers, verdâtre.

La puissance de cet ensemble représentant la base de l'unité C paraît être constante dans cette zone: elle est comprise entre 10 et 15 m pour les grès C 1 et d'une trentaine de mètres pour C 2.

Ce n'est qu'au-dessus qu'apparaissent des dolomies en bancs de quelques centimètres à plus d'un mètre d'épaisseur.

---

(26) Sur la rive gauche du rio, j'ai bénéficié de coupes fraiches sous la forme de puits aquifères. En 1966, l'été ayant été particulièrement sec, les paysans multipliaient les puits, dont certains atteignaient une dizaine de mètres de profondeur (sans donner d'eau).


b
a
c
Terme C2
Terme C1
Terme B2
Terme B1
GV
R
R
R
R
R
GV
B
BI
GB
R
G
GB
V
x
V
S
V
O
BI
GB
V
O
BI
GB
GB
GB
V
O
GB
G
R
GB
GV
G
B
V
V
V

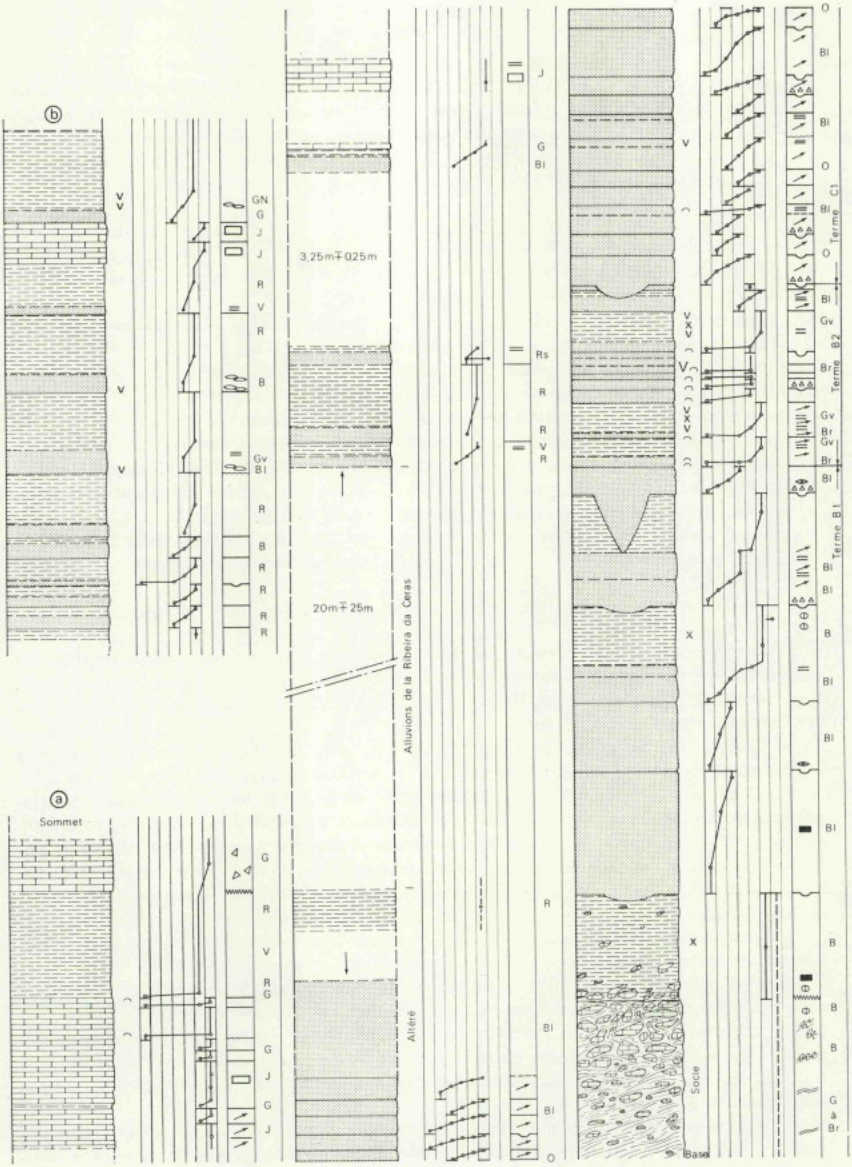


Fig. 22 — Coupes détaillées effectuées à proximité de Ceras (a) et sur la route conduisant à Jamprestes (b). La première montre que le socle altéré mais non tectonisé, est directement surmonté par des dépôts attribuables au terme B 1; ceux-ci supportent en effet quelques mètres de fines séquences, essentiellement détritiques mais riches en Mollusques hettangiens. Ce terme B 2 est interrompu par une surface de discontinuité de ravinement et des séquences plus ou moins grossièrement détritiques représentant le terme C 1. La coupe b, qui correspond à une partie des dépôts masqués par les alluvions de la ribeira da Ceras de la coupe a voisine, représente le terme C 2 auquel succèdent les dolomies supérieures des «Grès de Silves».

En conclusion: les six termes, répartis en trois unités de granulométrie décroissante et de plus en plus riches en termes chimiques, correspondent à ceux du secteur contigu. Les trois divisions inférieures présentent une rapide réduction de puissance vers le Sud.

b — Zone centrale

S'il est possible d'observer le contact faillé socle — sédimentaire en de nombreux points entre Gontigas et Castelo, le contact normal, repérable sur photographie aérienne, qui passe à peu de distance des maisons de Daporta, Fonte de Lage, Portela de Vila Verde et Ceras, n'est visible que près de ce dernier village.

Entre Vila Verde (coupe 35, fig. 25) et la coupe de Ceras, décrite ci-après (coupe 38), les premiers dépôts affleurant au-dessus du gneiss (à moins de 5 m en certains points), sont représentés par des arénites blanchâtres plus ou moins grossières. Ils correspondent au terme B 1 car ils sont directement surmontés par les niveaux hettangiens de B 2. La découverte à Fonte de Lage (Boisse-Duplan, 1963; localisation précise non fournie) de «plaques fossilifères ayant donné des moules internes de Lamellibranches» représentant très vraisemblablement le terme B 2, indique que ces arénites sont peu épaisses, peut-être moins de 20 m, au plus 35 m. Signalons que près de ce village, des pélites gris-verdâtre, intercalées dans des arénites blanches que je pensais plus récentes (C 1), ont livré une microflore liasique (association 2; FLRN 3), ce qui tend à confirmer mon opinion ([27]).

A Ceras, une excellente coupe permet de faire les observations suivantes d'Est en Ouest (fig. 22):

— des gneiss gris à brun, de schistosité nette et régulière (plongement 5 à 10° vers l'Ouest);

— une zone d'aspect bréchique. Les déformations de la foliation, déterminées par l'existence de nodules dolomitiques, augmentent lorsque l'on se rapproche du contact. Près de celui-ci, les concrétions, bariolées de rouge et de jaune, sont coalescentes et isolent des paquets de gneiss plissoté;

— deux mètres de pélite dolomitique, rouge à taches vertes, surmontant le socle et contenant les mêmes nodules. Leur taille etleur nombre diminue vers le haut de la couche;

— sur 8 m, des arénitiques grossières, plus ou moins riches en éléments autochtones et allochtones, des psammites gréseux et silteux et des pélites s'ordonnant en séquences positives d'épaisseur variable. Les diastèmes limitant ces unités sont assez irréguliers. Les arénites, cimentées par des phyllites ou des carbonates, sont grises à blanchâtres; les pélites, dans lesquelles s'observent quelques nodules dolomitiques, sont rouges ou vert pâle;

— une série de strates planes et de séquences fines constituées par des siltites brunâtres, peu à très friables, des shales et des argilites grises ou vert franc. Le premier lithofaciès, dont le ciment dolomitique a partiellement ou totalement disparu, peut être riche en empreintes déterminables de Lamellibranches. Le shale renferme de minuscules débris végétaux, mais pas de microflore (1 analyse, CRN). Cette série fossilifère représente indiscutablement l'horizon-repère B 2, bien que ne contenant pas de lits de dolomie franche. Elle fait 3,5 m d'épaisseur. De ce fait, on est conduit à assimiler les niveaux sédimentaires sous-jacents au terme B 1;

— une succession de bancs d'épaisseur régulière bien que certains joints soient des surfaces d'érosion. Pratiquement chaque strate montre plusieurs granoclassements positifs; épaisseur 8 m. Il s'agit du terme de base de l'unité C (C 1);

— la coupe est interrompue. Les terres cultivables en contrebas sont argileuses et de couleur rouge; du sable et des cailloutis d'origine alluviale (vallée du rio Ceras) y sont mélangés. La rive droite du cours d'eau, nettement plus pentue que celle formée par les lithofaciès détritiques, laisse voir, entre des bancs de dolomie micritique beige, des péli-

([27]) Ceci explique que cet échantillon ait été placé à part et en limite unité B — unité C dans le tableau n.° 13.

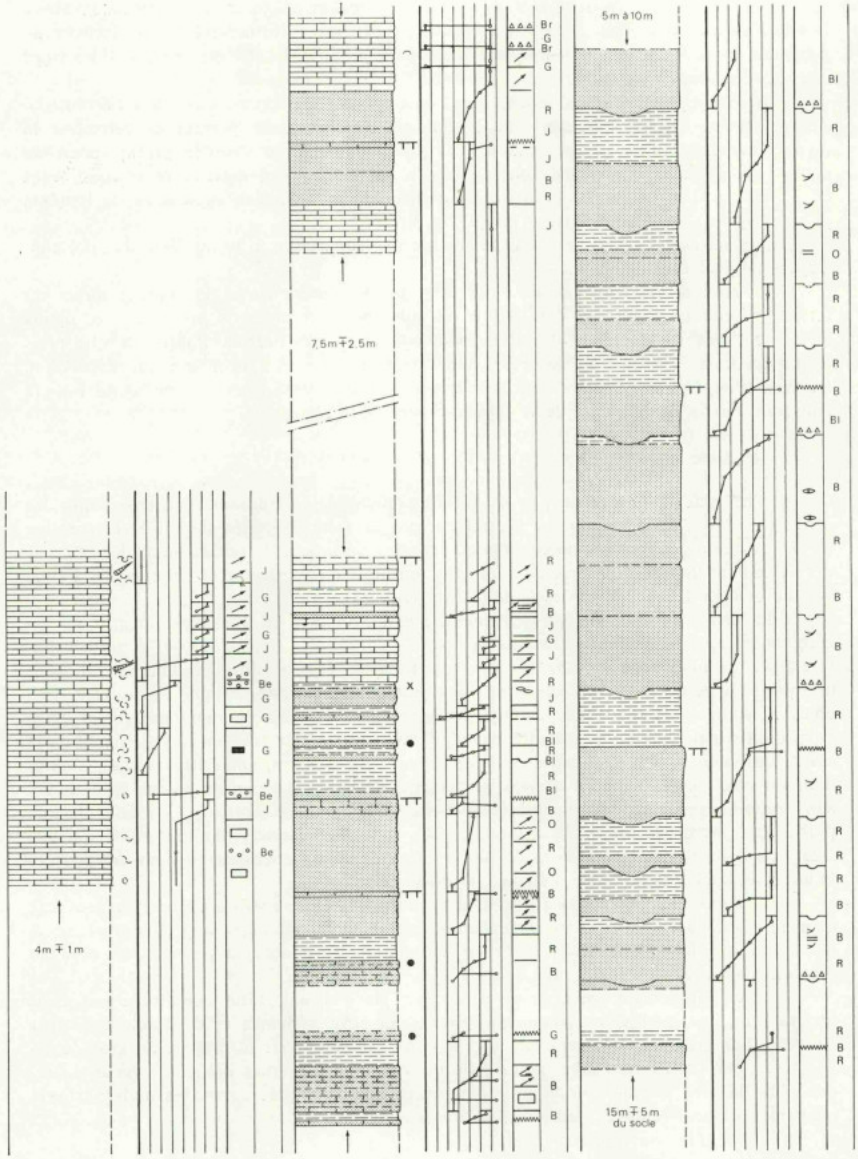


Fig. 23 — Coupe discontinue mais montrant l'essentiel des dépôts détritiques terrigènes de la base du Mésozoïque et leur passage à la formation carbonatée couronnant les « Grès de Silves » aux environs de Casais.
Il n'a pas été possible d'individualiser l'horizon B 2 et de ce fait de paralléliser cette série avec celle affleurant à quelques kilomètres au Nord. Je pense qu'elle pourrait correspondre en totalité à l'unité C.

tes rouges, localement des siltites et même du grès très fin, rouge, dans les premiers mètres. Les termes intermédiaires, masqués à ce niveau par les cultures, sont bien visibles au début de la route menant à Jamprestes; ils sont identiques à ceux du terme C 2 du Nord (fig. 22).

La coupe que l'on peut lever sur la route en lacets joignant Castelo à Ferreira do Zêzere (coupe 37, fig. 25), bien que discontinue et tectonisée, permet de retrouver la même succession. Les arénites blanches à graviers dispersés visibles pratiquement au contact du socle (B 1) sont surmontées par de fines séquences détritiques et fossilifères (B 2). Les moules de Lamellibranches sont disposés à la surface supérieure de feuillets psammitiques blancs à brunâtres (Pl. VI, fig. 6).

L'épaisseur des grès de base ne semble pas supérieure à 20 m; celle de l'horizon--repère ne peut être déterminée.

En résumé: on note l'absence des deux termes inférieurs et le contact direct du terme gréseux de l'unité B, très réduit en puissance, sur un socle présentant au moins localement des caractères d'altération pédologique (cf. 2ᵉ Partie). Rappelons que nous avons constaté la réduction progressive des termes A 1 et A 2, et même leur disparition. Le terme supérieur de cette unité, toujours à faune hettangienne, représente malgré l'absence du faciès dolomitique le niveau-repère de la série.

c — Zone méridionale

Ainsi que le fait remarquer P. Choffat (1908), les conditions d'affleurements des «Grès de Silves» de cette zone ne permettent pas de faire de coupe détaillée et complète et encore moins de voir comment s'effectuent les variations latérales de faciès. Or ces dernières sont importantes ainsi que l'on peut en juger en comparant les coupes de la zone voisine et celle levée aux environs de Casais (fig. 23).

La disconformité, visible localement, met en contact du gneiss et du grès microconglomératique blanc uni ou tacheté de rouge. D'après P. Choffat (1908), la série débuterait par un niveau de «marnes rouges» dans Casais (église; affleurement actuellement masqué). La pélite rouge est un lithofaciès pratiquement systématique et souvent très épais en sommet de séquence (couches voisines du mètre). Un lit conglomératique lenticulaire existe parfois au-dessus du diastème ravinant; le plus souvent, les éléments de la classe des rudites, peu abondants et de taille inférieur à 8 cm, sont dispersés ou alignés dans un grès rouge, blanc ou bariolé de ces deux couleurs. Le ciment de ces arénites est soit argilo-ferrugineux, soit également carbonaté. La dolomite semble plus abondante à la partie supérieure des lits gréseux lorsque ceux-ci sont surmontés par une pélite qui elle n'est pas carbonatée. Des indices de bioturbation existent généralement dans ces passées indurées et bariolées de jaune, de rouge et de violet.

La succession de ces séquences, d'épaisseur souvent supérieure au mètre, peut être estimée à une quarantaine de mètres. Choffat admet «une puissance approximative de 35 m» à Casais. Au Nord et au Nord-Est, elle diminue rapidement (à peine 20 m à Assamassa) comme le fait remarquer l'auteur.

Assez rapidement, ce type de dépôt fait place à une série constituée par trois lithofaciès (grès, pélites et dolomies) répartis en strates planes et de faible épaisseur (fig. 23). Les grès argilo-ferrugineux ou dolomitiques sont pour la plupart de granulométrie fine; leur teinte est rouge, jaune pâle ou versicolore (taches blanches, vertes). Certains lits de grès à ciment chimique contiennent des entroques corrodées mais parfaitement identifiables (articles de tige d'Encrine, radioles).

Les pélites sont unicolores et rouges.

Les dolomies sont plus ou moins riches en éléments détritiques: quartz, argiles, fragments intraformationnels de dolomicrite. En même temps que le terme gréseux disparaît de la base des séquences, les particules terrigènes des dolomies sont remplacées par des éléments coquilliers et parfois par des pseudoolithes.

La totalité des couches argileuses localisées sous ces dolomies fossilifères étant de couleur rouge, il n'a pas été possible d'envisager une recherche palynologique conséquente. Le seul échantillon analysé s'est avéré azoïque. Les résidus de lavage d'une quinzaine d'échantillons n'ont fourni que quelques fragments de radioles d'Oursin.

A l'extrémité méridionale de la bande d'affleurement du Nord du Tage, les «Grès de Silves» présentent une succession de faciès qu'il n'est pas aisé de paralléliser avec ce qui est connu à proximité.

La série gréso-pélitique en strates fines, intercalée entre les arénites de base et les unités séquentielles à terme «dolomie» exprimé, correspond peut-être:

— uniquement à l'horizon-repère B 2; la base de l'unité C manque;

— à l'horizon B 2 et aux deux premiers termes de l'unité C; on aurait dans ce cas une série semblable à celle de la zone de Penela, où B 2, C 1 et C 2 sont indissociables (fig. 16). Cette hypothèse suppose que la base gréso-pélitique rouge correspond à B 1.

— au terme C 2 qui, au Nord, sert de terme de passage entre les arénites grossières C 1 et l'ensemble dolomitique terminant les «Grès de Silves». Si l'on tient compte de la couleur rouge, fréquente dans les lithofaciès caractérisant cette subdivision lithostratigraphique, inhabituelle en revanche dans le terme B 1, on est amené à attribuer toute la série de Casais à l'unité C.

Bien que je n'aie jamais accordé beaucoup d'importance au critère couleur dans l'interprétation stratigraphique, je suis plutôt tenté par la troisième et dernière hypothèse envisagée.

3 — Conclusions

Le secteur se caractérise par (fig. 24):

— la disparition des termes A 1 et A 2 (zone centrale du secteur);

— la réduction d'épaisseur du terme B 1 et peut-être même son biseautage (Sud de Ceras);

— le terme B 2 à faune hettangienne bien individualisée jusqu'à la latitude de Ceras; au Sud de cette bourgade, il disparaît ou ne peut s'individualiser des niveaux supérieurs;

— une base de l'unité C composée jusqu'à Ceras des séquences détritiques grossières, puis fines. A l'extrémité méridionale, cette unité pourrait reposer directement sur le socle.

Faune	Vila Verde [28]	Pereiro	Ceras	Castelo	Casais [28]
Modiolus hillanus Sowerby	+	+	+	—	—
Modiolus sp.	—	+	+	+	—
Pteria capellini (Boehm)	1	—	—	—	—
Plicatula sp.	—	+	—	+	—
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	+	—	+	+	—
Isocyprina sp.	—	+	+	+	+
Pronoella? heeri (Choffat)	+	—	—	—	—
Homomya? cuneata Boehm	3	—	—	—	—
Katosira pimenteli Boehm *ex* Choffat	1	—	—	—	—
Coelostylina gracilior Boehm	1	—	—	—	—
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	4	—	—	—	—
Cylindrobullina sharpei Boehm	1	—	—	—	—
Flore	**Vila Verde**	**Pereiro**	**Ceras**	**Castelo**	**Casais**
Clathropteris meniscoïdes Brong.	—	+	+	—	—
Equisetites sp.	—	—	+	—	—

Tableau n.° 12 — Macrofaune et macroflore découverte dans les termes B 2, C 1 et C 2 du secteur méridional.

[28] Données bibliographiques: P. Choffat (1905 et 1908).

L'auteur signale également (1905) un gisement fossilifère à Venda dos Tremoços sans fournir ni liste de fossiles, ni localisation lithostratigraphique précise.

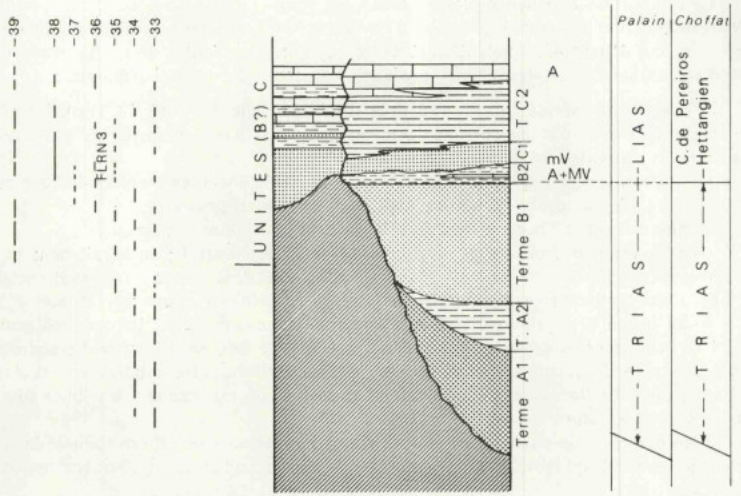


Fig. 24 — Coupe lithostratigraphique du secteur 6.
Les cheminements faits sont:
33: San Saturnino (mont), Telhadas, Casais, Casal Novo (log fig. 21a et 21b);
34: Carril, Galequia, vallée de la ribeira do Porto Chão;
35: Vila Verde, Pereiro (log fig. 21c);
36: environs de Fonte de Lage (microflore FLNR);
37: environs de Castelo;
38: environs de Ceras (log fig. 22);
39: Venda Nova et environs de Casais (log fig. 23).

H — CONCLUSIONS A L'ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES «GRES DE SILVES» DE LA BORDURE DU NORD DU TAGE

1 — Les subdivisions lithostratigraphiques

Les caractères pétrographiques et l'agencement spatial des lithofaciès ainsi que l'aspect de la stratification permettent d'individualiser un certain nombre de termes lithostratigraphiques. L'ordonnance séquentielle à petite et grande échelle des dépôts conduit à regrouper ces subdivisions en trois unités, facilement identifiables et cartographiables sur pratiquement toute l'étendue de l'affleurement.

— L'unité de base A (fig. 26) comprend deux termes.

Le terme inférieur A 1 repose d'une manière discordante sur de l'Autunien inférieur détritique et différentes formations métamorphiques plus anciennes. Il se compose de dépôts terrigènes (rudites, arénites et lutites) qui se répartissent en unités séquentielles positives et ravinantes et en corps de strates admettant une forme généralement lenticulaire. La couleur dominante est un rouge lie-de-vin. Elle n'est toutefois pas systématique sauf pour les pélites. Aucun fossile n'y a été trouvé.

Le terme supérieure A 2 présente les mêmes lithofaciès mais est caractérisé par une stratification plane et parallèle à l'échelle de l'affleurement d'extension latérale hectométrique. Les séquences possèdent très généralement une granulométrie modale fine et par-

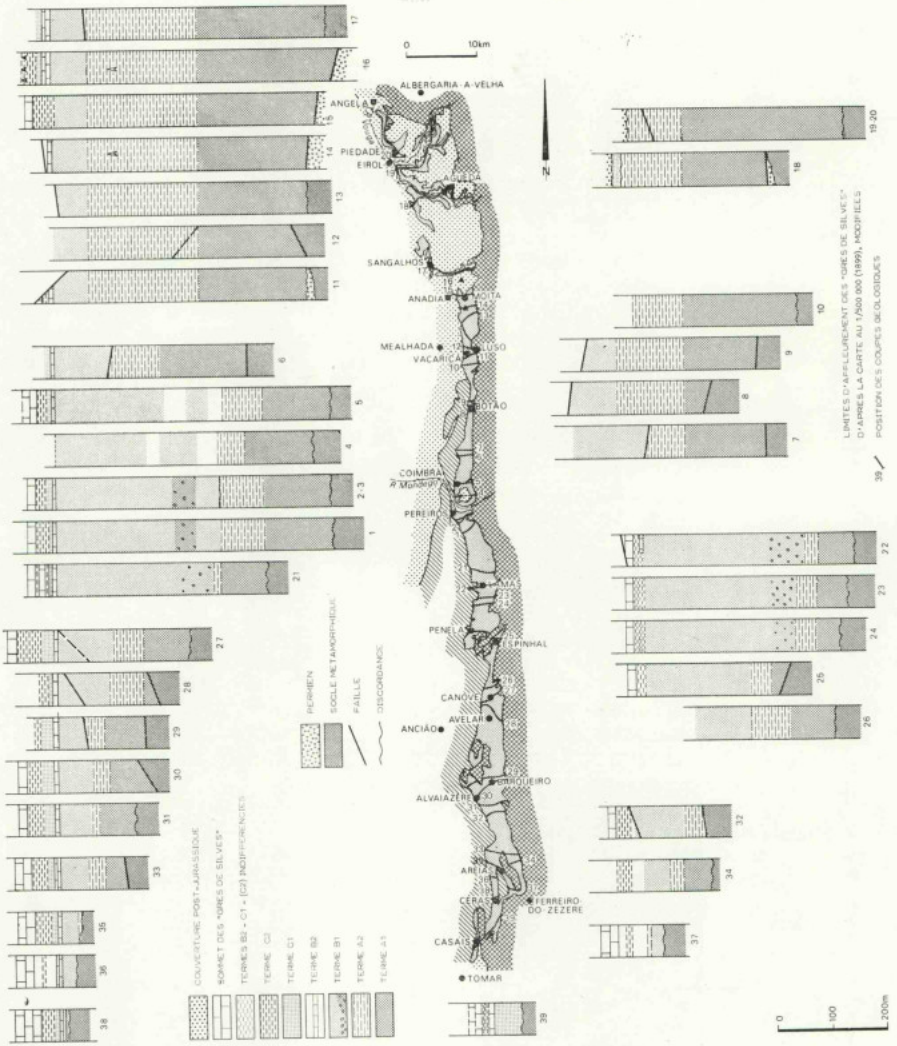


Fig. 25 — Les coupes géologiques effectuées dans la bande d'affleurement du Nord du Tage.
Dans la partie haute du dessin ont été placées les coupes sur lesquelles l'horizon B 2 à faune hettangienne abondante est bien représenté; dans la partie basse, les coupes où B 2 est absent, affleure mal ou présente un faciès ne permettant pas de l'individualiser de la base de l'unité C (zone de Penela).

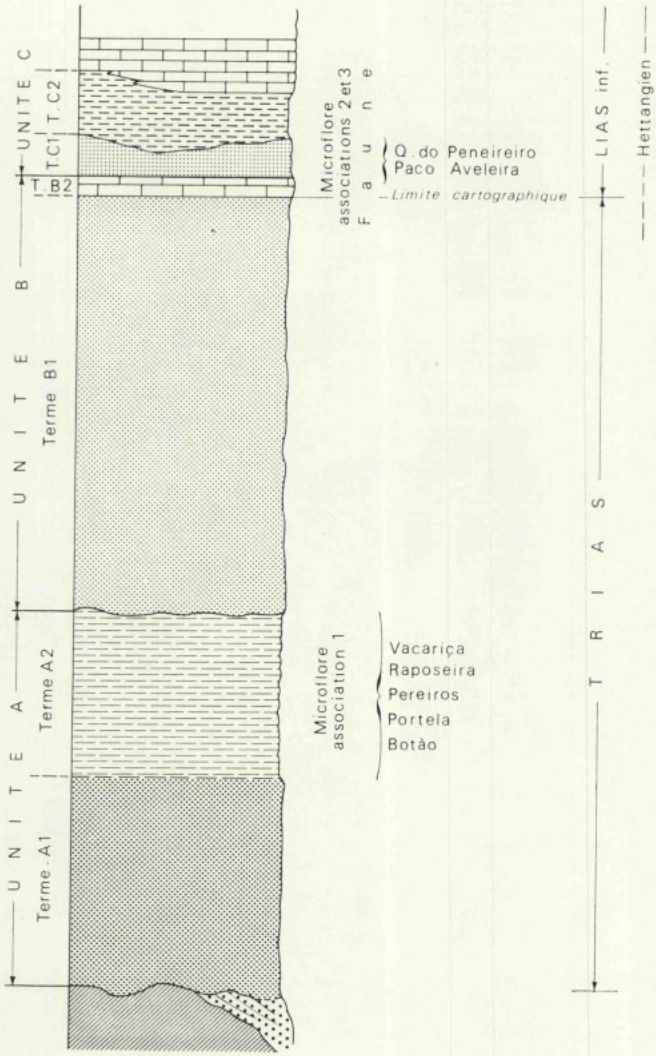


Fig. 26 — Les subdivisions lithostratigraphiques, les données stratigraphiques et les coupures cartographiques dans la base du Mésozoïque de l'affleurement de bordure du Nord du Tage.

fois des constituants d'origine chimique (carbonates, sulfates ou chlorure pénécontemporains de la sédimentation, cf. IIe Partie).

Une macroflore et une microflore existent en un petit nombre d'endroits (zone de Coimbra essentiellement).

La puissance de cette unité, variable sur de courtes distances diminue du Nord vers le Sud et atteint la valeur O à moins d'une dizaine de kilomètres de l'extrémité méridionale de la bande d'affleurement.

— L'unité suivante B débute partout par des dépôts terrigènes de granulométrie nettement plus grossière que ceux ur lesquels ils reposent en concordance. La surface de contact est une surface de discontinuité de ravinement.

Le terme inférieur est composé des mêmes lithofaciès que la base des «Grès de Silves». Localement, il renferme des accidents siliceux étroitement liés à des arénites à ciment siliceux (Anadia).

La stratification est irrégulière; les strates lenticulaires, les structures chenalisantes et le litage oblique sont la règle.

La couleur des roches peut être rouge, notamment à la base, ou beige à blanche.

Un gisement à fossiles végétaux (Alvaiázere) et quelques Mollusques (Anadia) ont été trouvés à la partie supérieure de ce terme B 1.

Le terme B 2 se substitue brusquement au terme B 1. La faune de Lamellibranches et de Gastéropodes, systématiquement présente, est liée soit à des séquences à lithofaciès détritiques et dolomitiques, soit uniquement à des termes détritiques de granulométrie fine.

Bien que peu puissant, ce niveau est continu et constitue un excellent horizon-repère.

— Lorsque cet horizon-repère est surmonté par des arénites plus ou moins grossières, il est possible de définir une troisième unité. Cette succession ne manque que dans la zone de Penela et peut-être aux environs de Casais (Tomar).

La base de cette unité C, peu épaisse (4-20 m) et de stratification tantôt plane, tantôt irrégulière, renferme par place une macroflore dont l'âge, fort discuté par le passé, ne peut être qu'Hettangien.

Elle fait place à une série essentiellement détritique de granulométrie fine (C 2). Lorsque les lithofaciès se succèdent rapidement la stratification et le litage, plans, sont nets; lorsqu'en revanche les pélites et les marnes sont très développées, la stratification est peu apparente.

Les lithofaciès constituant ce terme sont fréquemment rouges. Ils passent plus ou moins rapidement à un ensemble dolomitique représentant la partie sommitale des «Grès de Silves».

2 — Les données paléontologiques

Les données paléontologiques à notre disposition, quoique nettement plus abondantes que celles existant antérieurement, sont toujours très localisées dans l'espace. Avant de discuter de leur valeur stratigraphique, il convient de caler les différents gisements dans la série définie plus haut.

a — Le calage lithostratigraphique des gisements fossilifères

a. 1 — *La macroflore*

Les gisements de macroflore de la coupe de Pereiros (tab. 1), de Portela de Mondego, de Botão et de Lamas, que P. Choffat (1894) situe «dans la moitié inférieure des grès rouges» appartiennent à notre terme A 2.

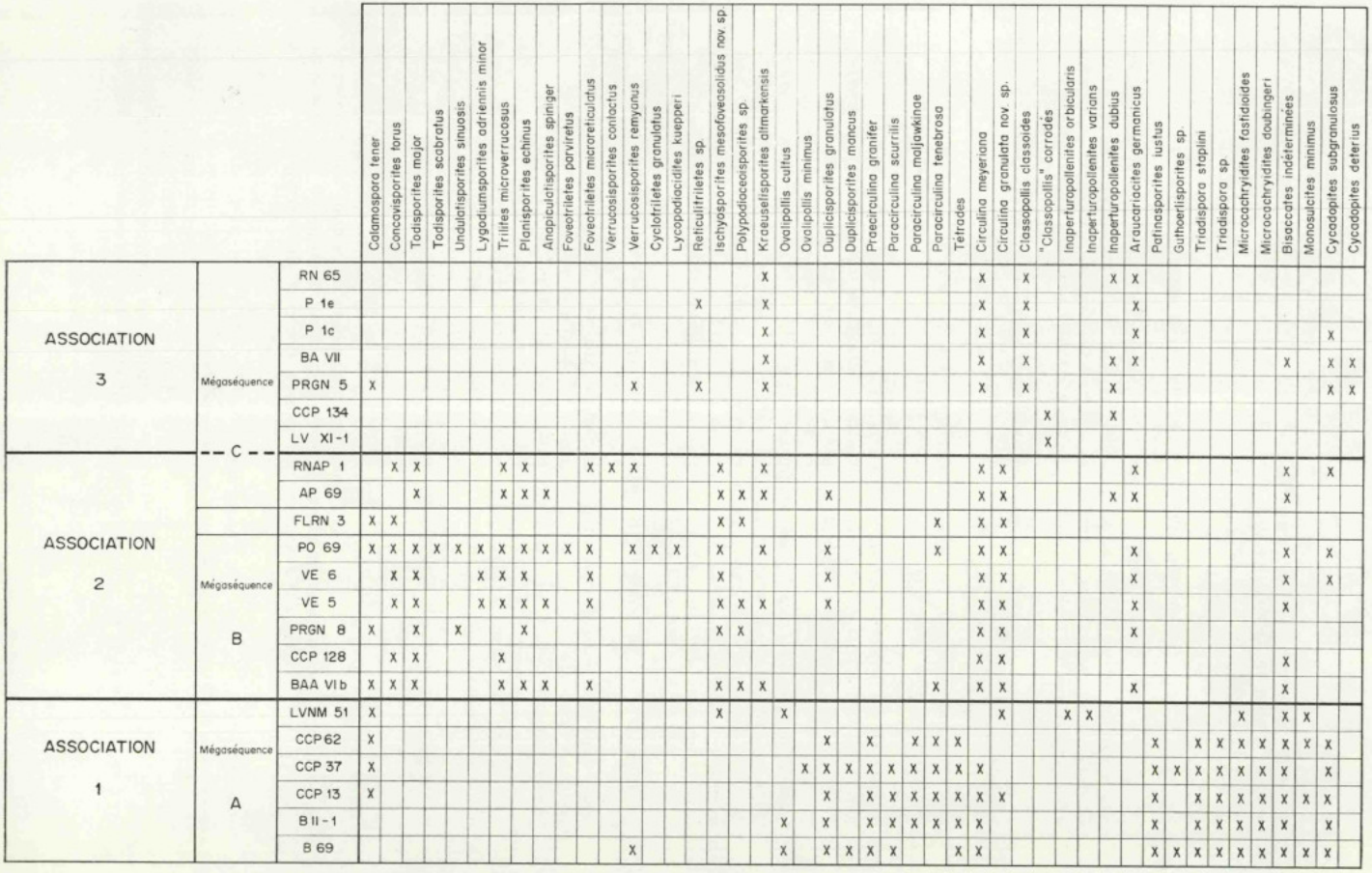


Tableau 13 — Répartition des spores et du pollen dans les unités lithostratigraphiques

Il en est même pour les gisements de Vacariça et de Raposeira (près de Luso; cf. paragraphe C), que P. Choffat plaçait en revanche nettement plus haut dans la série, bien que «...les grès blancs contenant les lits à Végétaux de Vacariça sont surmontés par des grès rouges ayant des reflets métaeliques...» (1903, p. 66) et que le sommet de la série lui apparaisse très différente de celle des environs de Coimbra. G. Soares de Carvalho (1946, 1950) a été le premier et le seul à contester cette interprétation. Selon lui les deux gisements sont à paralléliser avec ceux des «Grès rouges» des environs de Coimbra, non avec celui de Paço-Sangalhos comme le suggéraient les autres auteurs. Nos observations concordent dont avec celles de Soares de Carvalho tant pour ces gisements que pour celui de la Quinta do Peneireiro (voir plus loin). D'après mes travaux sur le terrain, le gisement de Rapozeira appartient à la moitié inférieure, celui de Vacariça au tiers supérieur de A 2.

Ces recherches m'ont permis de découvrir de nombreux lits à fins débris végétaux dans ce même terme sur les autres secteurs. La macroflore y est mal conservée et les formes identifiables appartiennent aux genres décrits dans les autres gisements connus.

Plusieurs gisements de macroflore existent également dans la partie supérieure, détritique, des «Grès de Silves». Le plus anciennement connu se situe à Paço-Sangalhos. Les éléments bibliographiques (Choffat 1894, 1903; Soares de Carvalho 1946, 1950, 1951) permettent de l'attribuer au terme C 1.

La position lithostratigraphique du gisement de la Quinta do Peneireiro, découvert par R. de Miranda (1926) n'a pas en revanche fait l'unanimité. Pour C. Teixeira (1942), les couches arénitiques renfermant les plus beaux exemplaires de Végétaux fossiles trouvés dans les «Grès de Silves» se situent au sommet des «Grès à nuances claires». Pour G. Soares de Carvalho, elles surmontent les premières couches carbonatées à faune hettangienne des «Couches de Pereiros». Cette dernière attribution s'avère perfaitement exacte: le gisement de la Quinta de Peneireiro ainsi que ceux de Coimbra-Montes Claros et de Torre de Bera (fig. 6) sont tous localisés dans le terme C I, c'est-à-dire au-dessus de l'horizon à faune hettangienne.

C'est également à la base de l'unité C que l'on doit attribuer les empreintes de *Clathropteris meniscoïdes* que j'ai trouvé aux environs de Alvaiázere (paragrapre F). Les fragments de tissus de *Lepidopteris* associés à une riche microflore trouvés sur ce secteur, appartiennent par contre au terme B 1.

Il pourrait en être de même pour les niveaux à *Equisetites pseudo-hoerense* de Lograssol (près de Luso) et de Carvalhais (Anadia) cités par P. Choffat (1894).

a. 2 — *La microflore*

Cent cinquante échantillons ([29]) ont été analysés au Laboratoire de Palynologie du Centre de Sédimentologie et Géochimique de la Surface de Strasbourg-([30]). Vingt-deux d'entre eux se sont montrés particulièrement riches en microflore.

Des impératifs ayant limité le choix des échantillons (nature pétrographique, couleur...) il n'a pas été possible de procéder à l'étude de toute la série: le terme A 1 en particulier n'a pu être pris en considération.

Six des échantillons à microflore caractéristique proviennent de couches situées dans le terme A 2 (coupe de Pereiros, CCP, fig. 5; Botão, B; coupe Luso-Anadia, LVNM, fig. 10 et fig. 26, tableau 13). Seize autres sont issus de la partie supérieure de la série (fig. 27).

([29]) Une centaine d'autres prélèvements faits sur les séries de l'Algarve, de Santiago de Cacem (5 éch.) et des aires diapiriques (une quinzaine) ont également été étudiés.

([30]) Mlle J. Doubinger responsable.

a. 3 — *La faune*

La faune se localise essentiellement dans les couches carbonatées de la partie supérieure des «Grès de Silves», soit dans le terme B 2 et l'unité C.

Toutefois, si l'on en croit P. Choffat (1903) «... de rares débris indéterminés (de Mollusques), dont une *Avicula*...», auraient été observés dans les gisements de Vacariça et de Raposeira.

Toujours selon cet auteur, il est très probable que la couche à *Isocyprina* de Carvalhais (Anadia) appartienne au terme B 1, caractérisé dans cette zone par une stratification plane, de nombreuses traces de vie animale (fouissement d'Invertébrés, empreintes de pas de Vertébrés) et des accidents siliceux.

Des ichnites ont été observés çà et là dans A 2 et B 1, fréquemment dans B 2 et C 2.

b — **La valeur stratigraphique des fossiles**

b. 1 — *La macroflore*

La macroflore, à laquelle P. Choffat donnait une grande importance [31]) fut déterminée et révisée par O. Heer (1881), G. Marquis de Saporta (1894) et C. Teixeira (1948).

Pour le premier paléontologiste, les fossiles des gisements de Vacariça et de Raposeira, les seuls qu'il ait eu à étudier, sont rhétiens. Le Marquis de Saporta, à qui P. Choffat confia les mêmes fossiles, accompagnés de ceux trouvés à Paço-Sangalhos et aux environs de Coimbra, donne une détermination spécifique peu différente de celle de son prédécesseur (Tabl. 5) mais considère que l'ensemble floristique Vacariça-Raposeira-Sangalhos appartient à un même niveau, infra-liasique. En ce concerne les formes des gisements de la région de Coimbra (cf. Tabl. 2), ce spécialiste signale en revanche «...qu'un nombre d'espèces aussi restreint ne permet pas de juger de l'âge avec certitude, mais qu'il y a une très grande probabilité pour que cet âge soit du Trias plus ou moins récent, mais plutôt du Trias que de l'Infralias». (*in* Choffat, 1894, p. 238).

En 1948, C. Teixeira révise et étudie toute la flore connue au Portugal. Il récuse la détermination de ses ainés qui aurait été faite sur des spécimens peu caractéristiques ou indéterminables et met en évidence des espèces différentes, grâce à de nouvelles récoltes (Tabl. 2, 4, 5, 7). Cet auteur admet un âge Rhétien pour l'ensemble des gisements qui, pour lui, se localisent tous sous les niveaux à faune hettangienne.

Si l'on tient compte des déterminations de ce dernier paléontologiste on constate que:

— les deux ensembles: celui du terme A 2 (gisements de Pereiros, Portela, Botão, Raposeira, Vacariça) comme celui de la base de l'unité C (Quinta de Peneireiro, Sangalhos, Coimbra) sont pauvres en espèces;

— seule l'espèce *Clathropteris meniscoïdes* Bong. est connue hors du pays et communément associée à des fossiles du Keuper-Rhétien (H. et G. Termier, 1960; Migatcheva, 1962; Depape et Doubinger, 1963). Au Portugal, elle existe surtout dans les couches datées de l'Hettangien par la faune et la microflore (termes B 2, C 1, C 2).

— *Voltzia ribeiroi* Teix. qui a été découverte dans des strates datées du Carnien-Norien par la microflore et coexiste avec Clathropteris dans l'Hettangien, admet également une répartition stratigraphique importante.

En d'autres termes, *il convient d'être très réservé sur la signification stratigraphique de ces flores*, comme le soulignait G. Soares de Carvalho en 1950. Ceci n'est pas particulier au Portugal ainsi que le montre la conclusion à l'analyse de la macroflore du Trias

---

([31]) Cet auteur écrivit «...les renseignement fournis par la faune ne sont pas aussi précis que ceux que l'on peut tirer de la flore.» (1894, p. 239).

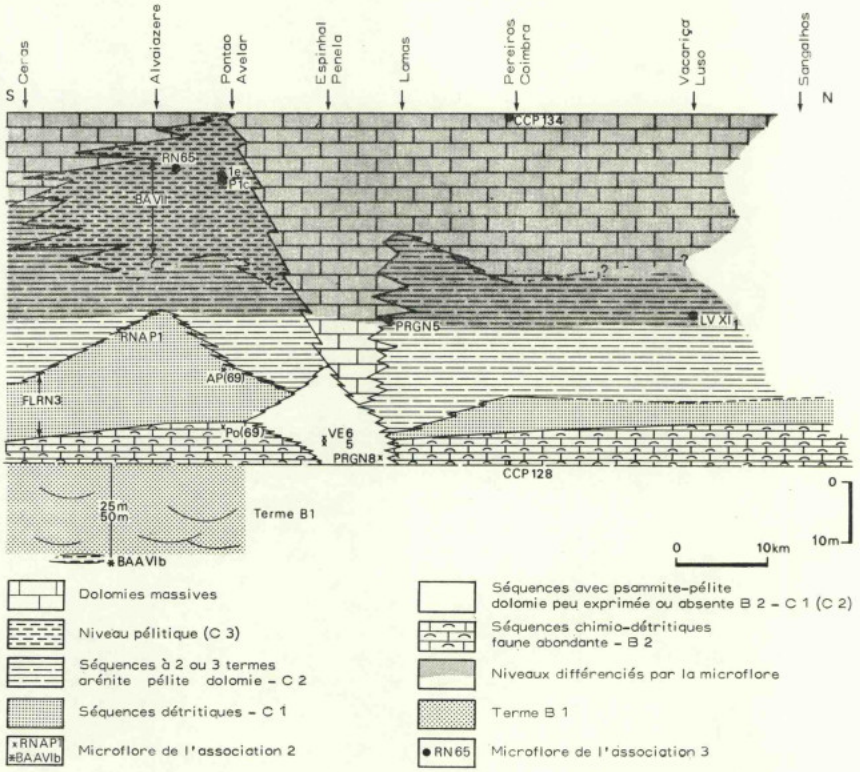
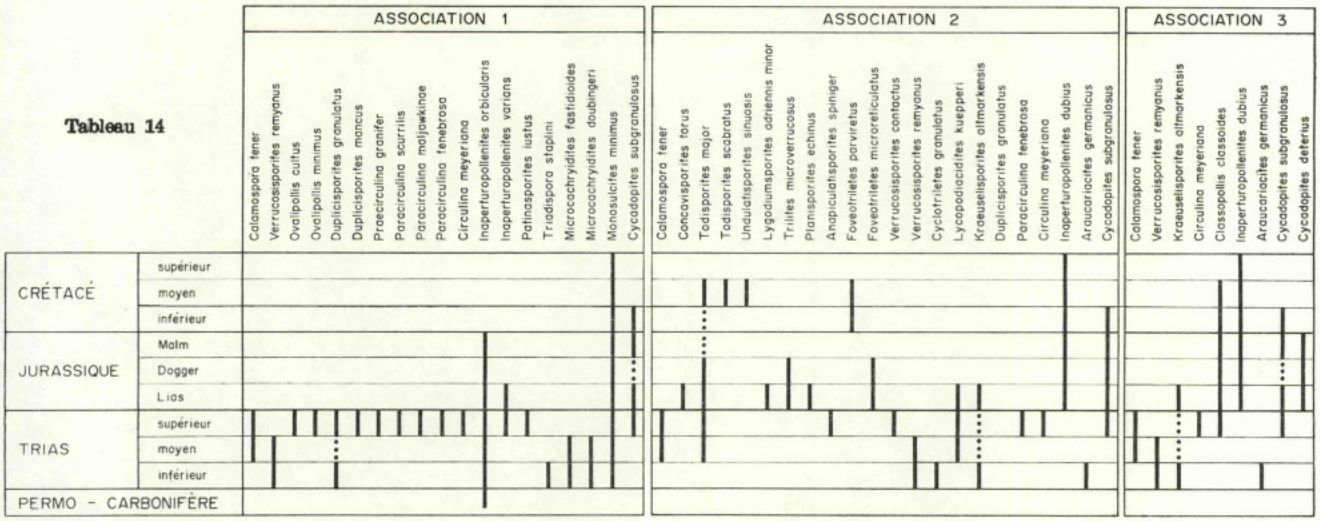


Fig. 27 — Répartition des faciès et des associations palynologiques 2 et 3 dans la partie supérieure, d'âge Hettangien, des «Grès de Silves»: sommet de l'unité B et base de l'unité C.
Le changement net des caractères de la microflore (cf. tableau n° 13) traduit une modification brutale des conditions de vie des organismes Végétaux situés dans ou à proximité du bassin de sédimentation. La ligne séparant les deux ensembles microfloristiques peut être considérée comme une ligne temps. On remarque qu'elle est sensiblement parallèle à l'horizon-repère B 2.

Tableau 14



français faite par G. Depape et J. Doubinger (1963): «La composition des flores, avec ce mélange de genres et d'espèces, rend difficile parfois la détermination de leur âge et le choix entre le Trias supérieur et le Rhétien» (considéré alors comme appartenant au Lias).

b. 2 — *La microflore*

La microflore, en plein essort ces dernières années, permet lorsque les espèces dégagées sont nombreuses, de faire des datations qui peuvent être plus précises que la macroflore. Toutefois, il est difficile aux palynologistes (pour la raison évoquée à propos de la macroflore) d'individualiser le Rhétien.

Les analyses faites sur les dépôts du Nord du Tage (Tabl. 13, 14 et fig. 27) donnent des résultats permettant de faire une datation satisfaisante des couches porteuses. On distingue nettement trois associations palynologiques.

— L'association 1 correspond aux spores et pollen trouvés dans le terme A 2. Elle se compose d'une majorité de formes appartenant au Trias supérieur. Il est par conséquent possible d'attribuer un âge Trias antérieur au Rhétien à la moitié inférieure du terme A 2 du secteur compris entre Pereiros et Botão. La microflore mise en évidence dans la partie supérieure de ce même terme (LVNM, coupe Luso-Anadia), quoique présentant certaines particularités, doit être rangée dans le même ensemble (association 1) (Adloff, Doubinger, Palain, 1974). En l'absence de certaines formes, en particulier de celles que certains palynologistes considèrent être caractéristiques du Rhétien, il n'est pas possible d'affirmer que cette couche appartient à une subdivision stratigraphique plus récente que les gisements microfloristiques situés plus bas dans la série. Signalons que cet échantillon a été prélevé à proximité du mur du niveau manganésifère terminant A 2, comme l'est aussi le gisement de Vacariça.

— Les associations 2 et 3 sont liasiques. Tous les échantillons, à l'exception de BAA (fig. 27) proviennent de strates situées dans ou au-dessus de l'horizon-repère B 2, daté de l'Hettangien par la faune.

L'analyse palynologique du prélèvement fait au-dessous de ce terme B 2 a mis en évidence ds fragments de tissus de *Lepidopteris*. Pour B. Lundblad (1949), ce genre caractériserait assez bien le Rhétien. Il n'est pas impossible que le niveau fossilifère soit effectivement de cet âge. Toutefois, l'examen de la macroflore portugaise nous a suffisamment démontré l'imprécision stratigraphique des espèces végétales pour ne pas admettre ce résultat sans réserves.

La différence entre les associations 2 et 3 ne peut être utilisée pour faire une coupure d'étage. Elle est néanmoins très intéressante car elle montre, entre autres, que le terme B 2, qui est pratiquement parallèle à la limite séparant les deux «niveaux palynologiques» (fig. 27), peut être considéré comme un horizon pratiquement synchrone à l'échelle de la bande d'affleurement.

b. 3 — *La faune*

L'attribution de l'âge Hettangien à la faune de Lamellibranches et de Gastéropodes existant dans la partie inférieure des «Couches de Pereiros» (B 2, unité C) par P. Choffat en 1880, n'a pas été contestée.

Il ne saurait être toutefois question de vouloir reconnaître les zones de cet étage comme le fit J. Boehm (1901-1903). P. Choffat avait déjà critiqué cette démarche en faisant remarquer qu'au Portugal de nombreuses espèces de Lamellibranches et de Gastéropodes se rencontrent sur de grandes épaisseurs de dépôts représentant l'Hettangien («Couches de Pereiros») et une partie plus ou moins importante du Sinémurien («Couches de Coimbra») (1903).

3 — Le problème des limites stratigraphiques

Les dépôts du terme A 1 n'ayant pu être datés, l'âge de la discontinuité majeure de la base de la série reste posé. La présence à la partie inférieure du terme A 2 de fossiles appartenant au Trias supérieur permet toutefois de penser que le début de la sédimentation détritique terrigène sur la bordure occidentale du Massif Hespérique ne s'est très vraisemblablement pas fait au tout début du Mésozoïque et que les «grès de faciès Buntsandstein» ne sont pas du Trias inférieur.

— La limite entre A 1 et A 2 peut en effet difficilement être interprétée comme une surface d'arrêt de sédimentation; si elle coïncide, localement, avec une lacune, l'épisode ne semble pas avoir été particulièrement long.

— Après l'analyse des faits bruts de terrain, la surface de discontinuité de ravinement séparant les unités A et B, pas plus que celle limitant B et C, ne peuvent être considérées comme des surfaces matérialisant des lacunes de durée particulièrement importante.

— Le Rhétien, qui selon C. Teixeira, devait représenter l'essentiel des faciès détritiques terrigènes des «Grès de Silves», n'a pu être reconnu nulle part d'une manière certaine par la paléontologie. Un seul gisement fossilifère à débris Végétaux et à microflore (Alvaiázere; BAA) peut être considéré de cet étage.

Il est donc tout à fait illusoire, même à l'échelle locale, de vouloir matérialiser la limite inférieure du Rhétien. Ce dernier ne manque pas sauf peut-être près de Tomar. Il est représenté par une partie plus ou moins importante des dépôts B 1, voire même par une tranche du terme A 2, sur certains secteurs.

— L'horizon-repère B et la partie inférieure de l'unité C appartiennent indiscutablement au Lias inférieur. Ils sont datés par une faune et une microflore riches en espèces.

La faune, composée essentiellement de Lamellibranches et de Gastéropodes, permet de leur attribuer un âge Hettangien. En l'absence d'Ammonites et en raison de la répartition verticale importante de bon nombre de formes il convient, avec P. Choffat (1903), de ne pas tirer d'autres conclusions, en essayant notamment de reconnaître les deux zones de l'étage de base du Lias.

Grâce à la microflore, dont le changement tranché s'effectue parallèlement aux limites de l'horizon et indépendamment des faciès de la base de l'unité C (fig. 27), il est possible d'affirmer que le niveau B 2 est pratiquement synchrone à l'échelle de l'affleurement du Nord du Tage. Aussi j'admets que la BASE DE L'HORIZON-REPERE B 2 PEUT ETRE CONSIDEREE COMME LA LIMITE ENTRE LE TRIAS ET LE LIAS, bien que quelques fossiles indiquent la présence d'Hettangien au-dessous (Anadia). Je me range en effet de l'avis de G. Busson (1970) qui admet qu'il est parfois préférable d'adopter une solution simple mais approchée plutôt que de s'en tenir aux principes théoriques et rigoureux de la stratigraphie. Cette limite, que P. Choffat admit dès 1880 dans la région de Coimbra puis étendit aux secteurs méridionaux, à l'immense intérêt d'être pratiquement partout aisément cartographiable.

Il n'est pas et il ne sera question ici d'aborder les problèmes concernant le synchronisme des autres subdivisions et limites admises. Je considère en effet que les données sédimentologiques qui permettent de dégager l'évolution du bassin de sédimentation, peuvent fournir d'utiles informations et doivent être par conséquent analysées avant. La seconde partie de l'ouvrage leur étant consacrée, le lecteur est prié de se reporter au chapitre VI pour compléter cette première phase de l'analyse stratigraphique.

CHAPITRE II

LES «GRÈS DE SILVES» DE SANTIAGO DE CACÉM

A — LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE DE LA SÉRIE

Aux environs de Santiago de Cacem, les «Grès de Silves» forment une étroite bande d'affleurement allongée Nord-Sud sur une vingtaine de kilomètres (fig. 1). Ils s'appuient sur des formations carbonifères épimétamorphiques et sont surmontés soit par des «roches vertes» auxquelles succèdent des faciès calcaréo-dolomitiques peu fossilifères attribués au Lias, soit directement par des dépôts détritiques plio-pléistocènes.

La série, dans l'ensemble monoclinale, longe vers l'Ouest avec des pendages variables mais généralement compris entre 20 et 40 degrés.

Le paysage est assez différent de celui observable au Nord du Tage. La végétation, composée quelle que soit la nature du sol d'oliviers, de chênes-liège, de pins-parasols isolés ou en petits bosquets, ainsi que d'herbes sèches ou de cultures céréalières, indique un climat relativement plus sec bien que l'on soit très proche de l'Océan Atlantique (une quinzaine de kilomètres).

L'habitat est isolé. De coquettes maisons blanchies à la chaux parsèment tout ce secteur. Santiago de Cacem est la seule agglomération. Ses vestiges romains attestent de son importance ancienne, ses maisons et ses usines neuves de sa vitalité actuelle.

Il faut prêter une certaine attention pour remarquer l'influence du contexte géologique sur le relief. En effet, de prime abord, le région apparait formée d'une suite ininterrompue de petites buttes aux formes arrondies. Ce n'est qu'après avoir effectué plusieurs cheminements Est-Ouest que l'on s'aperçoit que les faciès détritiques représentant l'essentiel des «Grès de Silves» correspondent à une zone plus basse que les terrains cristallins et moins résistante.

Comme le signalent les auteurs qui cartographièrent les «Grès de Silves» (Choffat, 1887; Freire de Andrade, 1937), l'étude de terrain n'est pas aisée car la tectonique cassante y est très développée et les affleurements peu nombreux. Les voies de communication ouvertes récemment ainsi que quelques grandes carrières permettent toutefois de faire des observations intéressantes.

J'ai effectué 4 coupes complètes ainsi qu'un certain nombre d'observations ponctuelles, me basant sur les données bibliographiques ainsi que sur les précieuses indications que me fournit D. Fantinet [1].

---

(1) Communications épistolaires et orales. Qu'il reçoive ici tous mes remerciements.

B — HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les «Grès de Silves» de Santiago de Cacem ont été étudiés par P. Choffat (1887) et C. Freire de Andrade (1937).

La mission du premier, bien que courte, lui permit d'établir une stratigraphie qui ne sera pratiquement pas contestée par le second auteur, qui analysa et cartographia très sérieusement tous les terrains post-carbonifères localisés entre Santiago et le cap Sines (carte géologique au 1/80 000).

La coupe de P. Choffat concernant les «Grès de Silves» est la suivante (de la base au sommet:

— 1: couches conglomératiques à nombreux cailloux peu émoussés provenant en partie de grès du Culm, en partie de quartzites. Ciment parfois peu abondant;

— 2: grès devenant plus fin; bancs micacés et feuilletés ou à petits éléments de quartzite;

— 3: marnes gréseuses rouges, sans consistance; elles alternent avec un ou deux bancs de dolomie ou à petits quartzites. Localement, présence de malachite dans conglomérat.
Cet ensemble fait 85 m de puissance près de Santiago.

— 4: «Couches de Pereiros». A la base, calcaire feuilleté ressemblant au Wellenkalk mais sans être ondulé. Riche en magnésie. Fossiles peu nombreux.
Natica?, nombreux individus appartenant à deux espèces d'Isocyprine, *Avicula*. Présence de nombreuses digitations irrégulières, assez courtes. Epaisseur maximum: 3 m;
Remarque de P. Choffat:
«Quoique cette faune soit en elle-même insignifiante, elle ne laisse aucun doute sur l'identité des couches qui la contiennent avec les dolomies analogues de l'Algarve qui ont fourni la faune des «Couches de Pereiros»;

— 5: calcaire riche en magnésie, en bancs de 1 à 3 m. Couleur blanc verdâtre ou blanc rosé. Azoïque. 3 m;

— 6: calcaire rose intense, riche en carbonate de magnésie; maximum d'épaisseur 10 m.

Les dolomies marneuses, blanchâtres, dont les bancs supérieurs ont livré quelques fossiles, sont attribuées au Lias (étages et puissance non précisés).

C. Freire de Andrade établit une distinction entre «marnes» micacées de faciès triasique qu'il ne sépare pas, sur sa carte, des dépôts grossièrement détritiques de la base et «marnes» non micacées hettangiennes qu'il individualise cartographiquement des faciès gréso-conglomératiques inférieurs et des calcaires surincombants. Les premières se localisent au Sud, les secondes au Nord de Santiago de Cacem.

Par ailleurs, il affirme que les roches vertes sont systématiquement situées entre les calcaires hettangiens et ceux représentant le reste du Lias.

Récemment, G. Manuppella (1970), dans son étude sur les dolomies de la région, livre quelques coupes intéressantes, quoique succintes, et de nombreuses données chiffrées sur la partie supérieure des «Grès de Silves» qu'il nomme Infra-Lias.

C — ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Comme pour l'étude de la série du Nord du Tage, je me suis servi de la nature pétrographique et de l'agencement séquentiel des lithofaciès ainsi que des caractères stratonomiques des dépôts pour définir le cadre lithostratigraphique de la série.

Sur ce secteur, il a été possible de mettre en évidence trois termes bien différenciés (fig. 28).

1 — Le terme de Base Sc 1

La surface de discordance séparant le socle des «Grès de Silves» est rarement observable et difficile à cartographier. Cela tient au fait qu'il n'y a aucun changement notable ni des caractères de la topographie ou du couvert végétal, ni de la couleur du sol, les roches métamorphiques présentant souvent une teinte rouge semblable à celle des «Grès de Silves» à proximité du contact (quelques dizaines à quelques centaines de mètres).

Lorsque le contact est visible, on constate que les petites irrégularités de la surface sont généralement recouvertes par un conglomérat plus ou moins grossier ou un microconglomérat. Ces deux lithofaciès, très fréquents sur toute l'épaisseur de la formation, alternent d'une manière séquentielle avec des grès lithiques de différentes granulométries.

Les unités séquentielles, d'épaisseur habituellement comprise entre 1 et 3 m, débutent systématiquement par un diastème d'érosion plus ou moins facile à mettre en évidence sur plusieurs mètres de distance.

Le terme de base correspond le plus souvent à une rudite polygénique. Les éléments représentés par du quartz laiteux, des quartzites et grauwackes, des grès-quartzites et des schistes, ont des tailles dépassant rarement 15 cm (Pl. VII, fig. 2). Ils forment des amas généralement lenticulaires; les uns sont hétérogranulométriques, les autres montrent un assez bon classement et même un granoclassement vertical. Lorsque plusieurs granoclassement s'observent, ils soulignent pratiquement toujours un litage oblique (Pl. VII, fig. 1).

Le terme suivant est une arénite qui peut aussi être ou non granoclassée et litée obliquement. Les grains lithiques sont toujours très abondants, parfois plus que le quartz. Les feldspaths en revanche sont très rares et ne peuvent être dénombrés que sous le microscope. La muscovite est commune.

Les lithofaciès de granulométrie fine, grès psammitique, siltite et pélite, sont le plus souvent absents des séquences constituant le tiers inférieur de ce terme. Ceci ne signifie pas pour autant qu'au sommet ceux-ci soient systématiquement présents dans les rythmes ni que les termes plus grossiers, arénites et conglomérats, manquent.

Les conglomérats et les arénites peuvent être cimentés par des argiles, du fer, de la silice (auréoles de nourrissage exclusivement) ou de la dolomite. Cette dernière, localement abondante, peut donner un aspect bréchique aux poudingues, par éclatement des éléments. Dans certains cas, ces roches terrigènes à ciment chimique sont associées à une dolomie plus ou moins riche en matériau terrigène et en gypse; celle-ci se présente en passées de contours diffus. Il ne semble pas que ces passées caractérisées par des carbonates, qui parfois atteignent plusieurs mètres d'épaisseur, aient une grande extension latérale. On en trouve à différents niveaux dans la série.

La couleur dominante est la couleur rouge lie-de-vin. Comme le remarquait C. Freire de Andrade, il existe ça et là, plus particulièrement à la partie supérieure du terme Sc 1, des couches grisâtres à blanches. Celles-ci renferment généralement des indices cuprifères.

La puissance de ce terme, qui correspond aux niveaux 1 et 2 de la coupe de P. Choffat, semble osciller entre 80 et 120 m.

Aucun fossile n'y a jusqu'ici été découvert.

2 — Le terme Sc 2

Les pélites, subordonnées aux conglomérats et aux arénites dans la partie inférieure de la série, prennent brusquement de l'importance et forment de puissantes couches. Des récurrences de matériau plus grossier (grès fin à microstratifications obliques surtout) s'intercalent çà et là, soulignant la stratification. Cette subdivision correspond au niveau 3 de P. Choffat.

Quel que soit l'endroit, le lithofaciès argileux est pauvre en carbonates (moins de 15 % en général); il renferme en revanche une quantité plus ou moins importante de quartz silteux et même sableux. La muscovite, même si elle n'est pas visible à l'oeil nu, manque rarement (lavage).

L'examen détaillé que l'on peut faire sur un affleurement frais montre que les couches, d'apparence homogène, présentent fréquemment une certaine rythmicité liée à la répartition du matériau terrigène grossier. La roche se débitant en petits fragments de taille voisine du centimètre, il n'est pas possible de pousser plus avant l'examen (lame mince) et de parler de microséquence.

Ces dépôts de teinte rouge lie-de-vin uni et rouge à taches et bandes vertes n'ont livré ni microfaune ni microflore (trente lavages + 5 analyses palynologiques).

A la limite supérieure de ce terme existe un lit argileux gris à noirâtre qui localement présente des traces de racines de Végétaux (fig. 28 et Pl. VII, fig. 4). L'un des échantillons, confiés aux palynologistes (²), provient de ce lit qui a pu être repéré en trois points distants de 3 km. Il est partout surmonté par des faciès dolomitiques.

Cette succession rappelle ce que l'on observe à la base de l'horizon-repère B 2 (ou des «Couches de Pereiros») aux environs de Coimbra (cf. p. 41).

Le terme Sc 2, de limite inférieure souvent difficile à cartographier faute d'affleurements, mais de toit net et bien repérable dans la topographie, a une puissance qui oscille entre 80 et 0 m, ce dernier chiffre étant avancé par C. Freire de Andrade (1937, p. 106, coupe établie aux environs de Fatiota). Les plus fortes valeurs sont enregistrées au Nord de Santa Cruz les plus faibles au Sud de Santiago de Cacem où elles sont en moyenne inférieures à 50 m.

3 — Le terme Sc 3

Ce terme, constitué principalement par des roches dolomitiques (niveaux 4, 5 et 6 de la coupe Choffat), forme généralement un ressaut dans la topographie. Sa base, qui ne correspond pas toujours avec le point d'inflexion de la surface topographique, est concordante avec la stratification des dépôts détritiques sous-jacents, comme l'ont signalé P. Choffat et C. Freire de Andrade.

Les observations du second auteur concernant le sommet des «Grès de Silves» sont parfaitement exactes. Des roches vertes recouvrent en effet d'une manière apparemment continue et concordante les couches 5 et 6 de la coupe de P. Choffat.

Cette unité, ainsi délimitée, présente une grande homogénéité à l'échelle du secteur des points de vue puissance, caractères et répartition des lithofaciès et de la stratification.

(²) Résultat d'analyse négatif comme pour les 4 autres échantillons, tous prélevés dans ce terme (pélites de couleur grise à vert pâle).

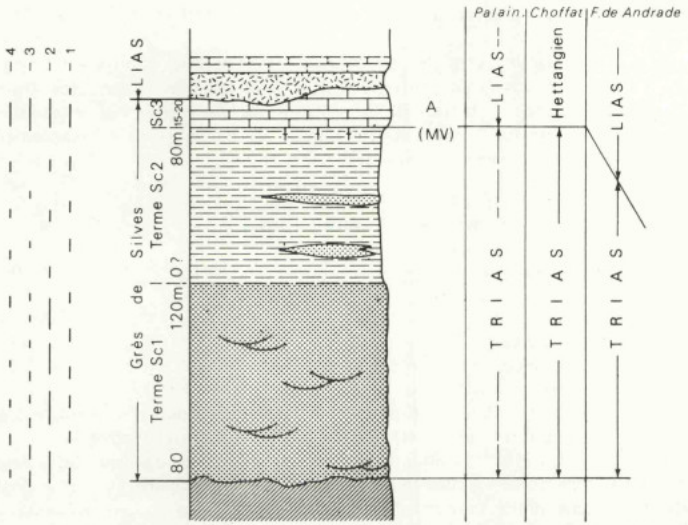


Fig. 28 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations faites dans les «Grès de Silves» de l'affleurement de Santiago de Cacem.
Les cheminements E-W ont été les suivants:
1: Nord de la bande d'affleurement, chemins aboutissant aux moulins de Tio Chiné;
2: voie ferrée au Nord de Santiago de Cacem;
3: chemins et routes aux environs immédiats de Santiago;
4: partie méridionale de la bande d'affleurement, environs de Chãos.

L'épaisseur du terme Sc 3 varie entre 15 et 20 m. Selon Freire de Andrade, elle serait plus important au Sud qu'au Nord. Les quelques coupes effectuées ne m'ont pas permis de confirmer ce fait.

Du point de vue pétrographique, on observe des argilites dolomitiques grises à jaunâtres et des dolomies pratiquement pures (85 à 95 % de dolomite; cf. fig. II 31 et Manuppella, 1970), micritiques ou microspathiques, homogènes ou à très fin litage horizontal.

Le premier lithofaciès ne forme que de minces joints entre les bancs de dolomie grise de la base (Pl. VII, fig. 4). Ces bancs sont tantôt limités par des surfaces planes, tantôt par des surfaces ondulées. Ces ondulations, qui échappèrent à P. Choffat, sont dans la plupart des cas indiscutablement des rides de courant ou d'oscilation déformées (Pl. VII, fig. 5). Les digitations que signale cet auteur (niveau 4) correspondent très vraisemblablement aux nombreuses traces d'activité organique qui existent à la surface supérieure de certaines strates (Pl. XXXIII, fig. 1). D'autres surfaces, la plupart planes, présentent quelques moules isolés de Lamellibranches appartenant aux genres les plus fréquents dans l'Hettangien du reste du pays. A côté de spécimens attribuables aux genres *Isocyprina* et *Plicatula*, j'ai trouvé trois exemplaires d'*Isocyprina* (*Eotrapezium*) aff. *germari*.

A ces dépôts fossilifères qui partout présentent les mêmes caractères et auxquels je donne une puissance plus grande que ne l'ont fait Choffat et Manuppella, soit de l'ordre de 10 m quel que soit l'endroit, succèdent des bancs d'une dolomie rose à rouge. Les strates, séparées par des joints secs, sont d'épaisseur régulière à l'échelle de l'affleurement et comprise entre 5 et 25 cm. Les surfaces, parallèles et planes, ne comportent aucune trace de vie animale. On peut en revanche y observer des réseaux chevelus rappelant des

marques de ruissellement (rill-marks) ou des ondes d'atterrissement de vagues (swash-marks).

Les couleurs particulières de ces dolomies, tantôt unies, tantôt en fines bandes parallèles à la stratification sont peut-être à relier aux dolérites supérieures. On ne note toutefois pas de différence de cristallinité entre les dolomies grises et celles-ci.

Les plans de diaclases sont souvent tapissés de dendrites de manganèse et Freire de Andrade signale l'existence de limonites.

4 — Conclusions

A Santiago de Cacem, les «Grès de Silves» présentent la succession de faciès suivante:

— reposant sur le socle, des conglomérats et des arénites, de couleur pratiquement toujours rouge lie-de-vin; terme Sc 1;

— des pélites rouges ou bariolées en épaisses couches entre lesquelles s'intercalent des lithofaciès de granulométrie plus grossière; terme Sc 2;

— des dolomies pratiquement pures de couleur grise, puis rose à rouge. Les fossiles sont rares; les ichnites peuvent être en revanche abondantes; terme Sc 3.

Avec P. Choffat (1887), nous admettrons que le terme supérieur Sc 3 représente une partie ou la totalité de l'Hettangien et que sa limite inférieure peut être provisoirement utilisée comme limite cartographique pour séparer Trias et Lias, en précisant toutefois (ce que n'avait pas fait l'auteur ancien) que ce terme dolomitique n'est pas nécessairement synchrone de l'horizon-repère B 2 du Nord du Tage.

L'hypothèse émise par C. Freire de Andrade, consistant à placer la limite Trias-Hettangien tantôt à la base, tantôt au sommet de la division argileuse médiane, ne peut être accrédité. Cette limite paraît être d'un hétérochronisme nettement plus prononcé que ne peut l'être la base du terme supérieur. Il est en fait très probable que ce dernier soit pratiquement synchrone à l'échelle de la bande d'affleurement.

CHAPITRE III

LES GRÈS DE SILVES» DE L'ALGARVE

A — INTRODUCTION

1 — Localisation géographique et géologique de la série

La bande d'affleurement des «Grès de Silves» localisée dans la partie méridionale du Portugal est orientée Est-Ouest et dessine un arc de cercle irrégulier de faible rayon de courbure. Elle s'étend sur environ 140 km depuis la frontière hispano-portugaise (rio Guadiana-Castro Marim) jusqu'à la côté occidentale (Telheiro). Un petit affleurement isolé existe à Carrapateira (fig. 29).

Intercalés entre la série épimétamorphique d'âge Carbonifère et d'épaisses formations carbonatées du Jurassique inférieur ou supérieur, les «Grès de Silves» correspondent pratiquement partout à une zone déprimée (Pl. XII, fig. 3). De nombreux petits cours d'eau la parcourent. Leur présence et la relative fertilité du substratum font que cette étroite vallée (1 km en moyenne) est relativement peuplée et le siège d'une culture intensive d'agrumes. Lorsque les barres calcaires ou dolomitiques sont absentes et remplacées par des dépôts détritiques miocènes ou plio-pléistocènes (partie orientale), la morphologie est beaucoup plus molle. Les niveaux étudiés ne se différencient guère de l'encaissent que par leur couleur rouge.

2 — Historique géologique

La série de base du Mésozoïque de l'Algarve a été beaucoup moins étudiée que celle du Nord du Tage.

Bien que plusieurs pionniers de la géologie et le géographe C. Bonnet aient entrepris des travaux dans cette province, deux auteurs seulement, P. Choffat (1887) et J. C. Pratsch (1958), donnent quelques indications sur la stratigraphie des «Grès de Silves» dans leurs volumineuses publications consacrées à la géologie régionale.

Le premier auteur détermine trois unités dans la série qu'il nomme «Grès de Silves», du nom de l'ancienne capitale de l'Algarve bâtie à la limite supérieure de l'affleurement.

— L'unité de base, composée de grès rouges associées à des niveaux conglomératiques et marneux, est attribuée au Rhétien bien qu'il soit azoïque;

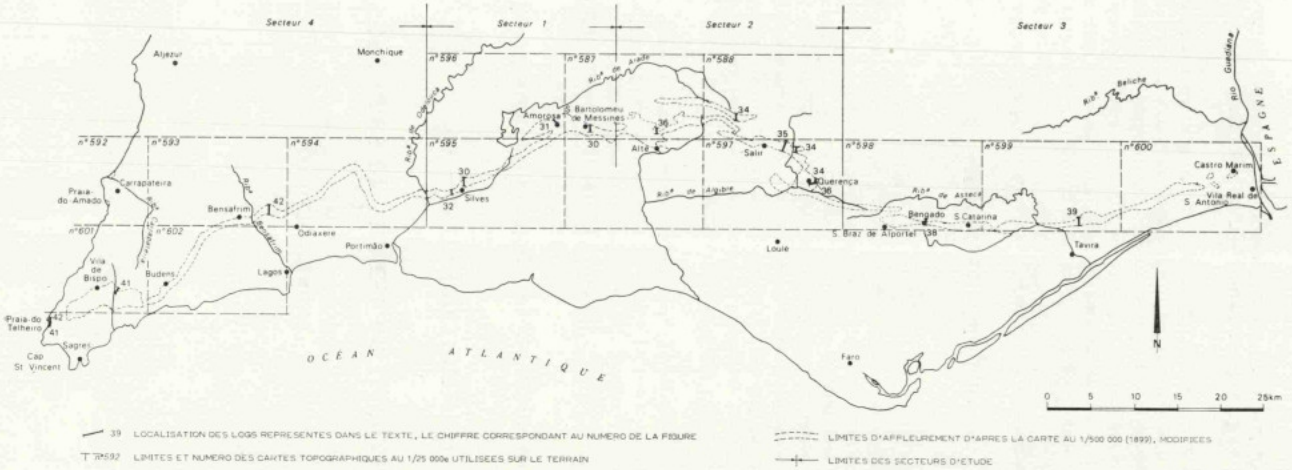


Fig. 29 — L'affleurement des « Grès de Silves » de l'Algarve.
Position des cartes topographiques utilisées, extension des secteurs d'étude et localisation des logs détaillés figurant dans le texte.

— La seconde, formée de grès, de marnes et de dolomies, est attribuée à l'Hettangien: la faune de Mollusques découverte dans des dolomies de la partie supérieure de l'unité étant identique à celle des «Couches de Pereiros» du Nord.

— Les marnes azoïques terminant la série ne sont pas datées.

J. C. Pratsch en revanche distingue quatre formations:

— (1) gréseuse rouge à la base;

— (2) argilo-marneuse;

— (3) marneuse et dolomitique à fossiles;

— (4) marneuse au sommet.

Il subdivise donc l'unité médiane de P. Choffat en 2 formations. Sur le plan stratigraphique J. C. Pratsch place les deux premières formations dans le Trias supérieur (Obertrias), assimile l'unité (3) à la totalité de l'Hettangien et enfin attribue un âge Sinémurien au terme sommital (4), rejoignant en cela J. Carrington da Costa (1944). Cet auteur figure un certain nombre de coupes complètes de la série. Les épaisseurs des différentes formations concordent rarement avec ce que l'on peut déterminer sur le terrain.

Ces géologues signalent la présence très fréquente de roches ignées basiques dans les «Grès de Silves» et des formations plus récentes et abordent le problème de l'âge de leur mise en place. D'autres, M. J. Mac Pherson (1887) et P. Sousa (1922, 1927, 1930) font une étude pétrographique des différents faciès ignés existants.

De récentes découvertes paléontologiques faites sur le terrain (Esthéries: Palain, 1968 b) et en laboratoire (pollens: Doubinger, Adloff et Palain, 1970) ont permis de dater ponctuellement des dépôts qui jusqu'ici n'avaient livré que quelques fragments de Végétaux appartenant à une espèce nouvelle (Teixeira, 1948).

3 — Plan d'étude

Le plan est le même que celui adopté pour l'étude lithostratigraphique de l'affleurement septentrional.

La bande d'affleurement a été découpée en 4 secteurs de longueur à peu près équivalente (fig. 29). Le secteur limité par les villes de Silves et de San Bartolomeu de Messines offrant la série la plus complète qui soit, sera étudié en premier. Seront analysés ensuite: le secteur Alte-Salir-Querença et celui de Alportel-Tavira-Castro Marim situés dans la partie orientale, puis l'extrémité occidentale de l'affleurement.

Je signale que, conformément aux désirs du Service Géologique, je n'ai pas développé l'étude de la partie supérieure des «Grès de Silves». Il était toutefois difficile de passer sous silence certaines données qui se révèlent importantes sur le plan stratigraphique et sur celui de l'interprétation paléogéographique du bassin.

B — LE SECTEUR DE SILVES — SAN BARTOLOMEU DE MESSINES

SECTEUR 1

Ce secteur offre, depuis Arge jusqu'à San Bartolomeu de Messines (1) (fig. 29) une très grande densité d'affleurements. Toutefois si les faciès indurés affleurent bien à la faveur d'entailles existant le long des voies de communication et des canaux d'irrigation (grès) et de petites carrières abandonnées (dolomies supérieures), de puissantes assises plus tendres échappent à l'observation de détail (levés de log, échantillonnage). C'est principalement grâce aux travaux destinés à l'agrandissement des vergers qu'il a été possible de définir les caractères de ces dépôts argileux.

(1) Comme le font couramment les portugais, j'utiliserai Messines pour nommer cette ville

1 — Le découpage lithostratigraphique proposé: Présentation sommaire et comparaison avec les données bibliographiques

L'analyse détaillée des «Grès de Silves» de l'Algarve montre la succession suivante, de la base au sommet:

— des dépôts gréso-conglomératiques (a). Ceux-ci n'existent que d'une manière discontinue au contact des formations épimétamorphiques du Paléozoïque (Culm des anciens auteurs);

— ils sont rapidement relayés vers le haut ou remplacés latéralement par une série composée principalement de pélites rouges (b);

— une surface de discontinuité de ravinement (D) met en contact la série argileuse inférieure avec une puissante assise arénitique (c). Les autres lithofaciès, rudites et pélites, sont peu représentés. La stratification est de type lenticulaire; le litage oblique est très fréquent;

— des pélites en épaisses couches, agencées d'une manière séquentielle avec des grès, siltites et dolomies en lits peu puissants (d) succèdent rapidement au terme arénitique. La stratification est plane. Les dépôts sont bariolés;

— un horizon (e), représenté principalement par des dolomies (parfois fossilifères), s'individualise parfaitement bien entre le terme sous-jacent constitué principalement de lithofaciès finement détritiques et les «marnes» supérieures des «Grès de Silves»;

— les «marnes» terminant la série (non étudiées) sont en contact concordant ou discordant avec des formations carbonatées plus ou moins bien datées.

Me basant sur les mêmes critères de terrain que ceux utilisés pour l'étude lithostratigraphique de la série du Nord du Tage, j'ai établi les coupures suivantes (fig. 33):

— Unité AA: Elle est représentée par les dépôts (a) et (b) compris entre la discordance de base et la surface de discontinuité de ravinement (D).
Les conditions d'affleurement permettant difficilement de cartographier séparément les deux ensembles lithologiques qui la composent, je n'ai pas jugé utile de faire de subdivision plus fine.
Ni P. Choffat, ni J. C. Pratsch n'ont individualisé une telle subdivision. Le premier auteur signale toutefois l'existence de «marnes» à la base de son unité inférieure qui se compose de (a), de (b) et de (c).

— Unité AB: Cette unité regroupe l'ensemble des dépôts arénitiques (c), pélitiques (d) et dolomitiques (e) situés entre la surface (D) et la base des «marnes» supérieures.
Les limites et les caractères lithologiques ou/et stratonomiques étant tranchés, il est possible de faire de chaque type de dépôt un terme lithostratigraphique.
Le terme AB 1, caractérisé par son homogénéité pétrographique (arénites (c)) et sa stratification non plane, représente la partie supérieure de la subdivision de base des coupes établies par P. Choffat et J. C. Pratsch.
Le terme AB 2, représenté par une succession de séquences détritico-chimiques, correspond à l'essentiel de l'unité médiane de P. Choffat et à la totalité de la formation (2) de J. C. Pratsch.
Le terme AB 3, essentiellement dolomitique, constitue le sommet de l'unité médiane de P. Choffat et se confond avec la formation (3) de J. C. Pratsch.

2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques: analyse de détail

a — L'unité AA

Le socle, représenté par des schistes et des grès plus ou moins quartzitiques de couleur grise à brunâtre, est recouvert tantôt par des conglomérats et des grès, tantôt directement par des pélites rouges (Pl. VIII, fig. 2).

Les rudites et les arénites sont cimentées soit par des carbonates, soit par une matrice argilo-ferrugineuse. Aucune stratification ou litage n'est visible sur les affleurements qui présentent un aspect plus ou moins déchiqueté. L'examen attentif permet cependant de constater qu'il existe une certaine rythmicité des faciès. La séquence type peut se définir comme suit: à la base un conglomérat polygénique à éléments allochtones atteignant 15 cm de diamètre auxquels sont parfois associés de minuscules intraclastes de dolomie, surmonté par un microconglomérat ou un grès lithique plus ou moins grossier. Un calcaire (plus ou moins dolomitique), à grains et granules dispersés ou concentrés en poches irrégulières, termine parfois l'unité séquentielle d'épaisseur voisine du mètre. Ces roches ont des teintes variées sur cassure fraiche: rouge à rose, jaune vif, ocre et grise.

Ce niveau, qui atteint au plus une quinzaine de mètres d'épaisseur, est surmonté par des pélites identiques à celles reposant directement sur le socle. Ces pélites, de couleur rouge lie-de-vin, se présentent en couches de plusieurs mètres d'épaisseur. Elles sont apparemment homogènes dans la plupart des cas; localement elles sont finement granoclassées et même finement laminées (shales avec indices de bioturbation (fig. 30)). De fines strates de siltite ou de dolomie de teinte gris vert pâle ou beige leur sont associées. Ces lits, que l'on peut suivre localement (NE de Pedreiras, coupe 6, fig. 44) sur plusieurs centaines de mètres, sont plus fréquents au sommet de l'unité lithostratigraphique. Ils présentent généralement de nets indices de bioturbation (Pl. XXXI, fig. 2 et 3).

Près de Messines (fig. 30), l'un des lits silteux renferme un très grand nombre de fragments d'os de Stégocéphale (²) (Pl. VIII, fig. 4 et Pl. IX, fig. 2). Certaines plaques osseuses atteignent 15 cm de longueur. En dehors de ces éléments, il n'a été trouvé aucun fossile susceptible de dater ces dépôts.

La puissance de cette série argileuse n'est pas constante sur le secteur; maximale et de l'ordre de 90 + 10 m à Messines (coupe 7, fig. 44), elle décroît plus ou moins régulièrement vers l'Ouest: 75 à 90 m au Nord d'Amorosa (coupe 6, fig. 44), entre 50 et 75 m au niveau de Fonde da Vila où la dépression argileuse est occupée par un affluent du Rio Arade (coupe 5, fig. 44), de 50 à 55 m entre Monte Branco et Almarjão au Nord de Silves (coupes 2 et 3, fig. 44). Entre les rivières Odelouca et Boina (coupe 1, fig. 44), les pélites, absentes en certains points, n'atteignent ailleurs qu'une dizaine de mètres et reposent directement sur le substratum métamorphique.

b — Le terme AB 1

La base de ce terme, concordante avec les assises inférieures, apparaît à l'échelle de l'affleurement comme une surface d'érosion à irrégularités peu prononcées bien que les couches qui la surmontent présentent à peu près partout des caractères de dépôts érosifs: brèches intraformationnelles à éléments pélitiques, stratification obliques en auge de toutes tailles (fig. 30; Pl. VIII, fig. 2 et Pl. IX, fig. 2).

Sur ce secteur, les rudites ne sont pratiquement représentées que par des brèches intraformationnelles; quelques petites lentilles à graviers de quartzite et de quartz laiteux existent localement dans la partie inférieure alors que les brèches se répartissent sur toute l'épaisseur du terme. Ces dernières, composées d'éléments toujours discoïdes et de taille

(²) Je remercie J. C. Gall d'avoir déterminé ces fossiles.

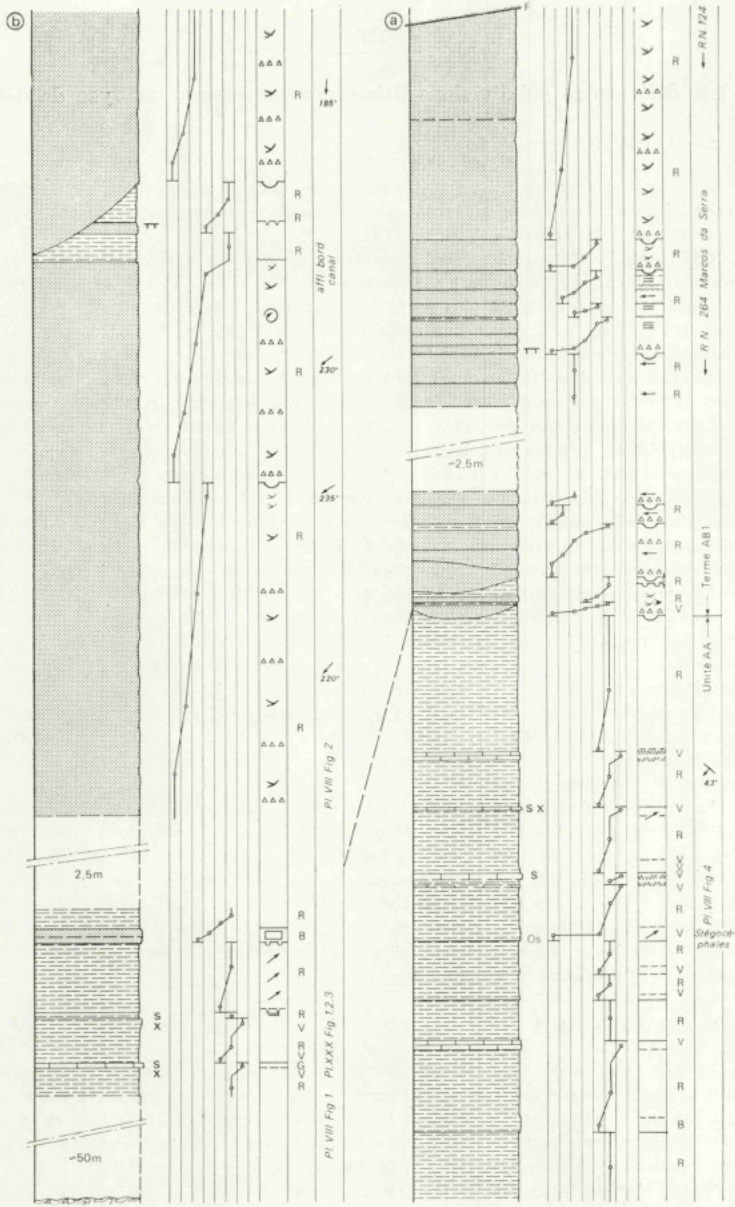


Fig. 30 — Coupes montrant les caractères lithologiques stratonomiques et séquentiels de la partie supérieure de l'unité AA et de la base du terme AB 1 ainsi que la nature de contact (discontinuité de ravinement) séparant ces deux subdivisions lithostratigraphiques.
Log a: coupe effectuée à la bifurcation des routes N 264 et N 124, à 1 km à l'Est de San Bartolomeu de Messines;
Log b: coupe levée au Nord de Silves (Monte Branco).

inférieure ou égale à 5 cm, se présentent en lentilles dépassant rarement le demi-mètre d'épaisseur pour quelques mètres d'extension latérale ou en fines passées disposées à la base de faisceaux et feuillets de litage oblique.

L'essentiel du terme 1 est constitué par des grès rouges, exceptionnellement beiges ou bariolés de ces deux teintes. Ils contiennent un faible pourcentage (généralement inférieur à 10 %) de feldspaths et de grains lithiques (identifiables seulement sous le microscope pour les premiers). Les micas sont toujours présents. Le ciment peut être constitué d'une partie ou de la totalité des phases suivantes: argiles, oxydes de fer, silice, carbonates.

Les siltites, pour la plupart psammitiques et à microstratifications obliques, sont fréquentes. Les pélites sont en revanche peu représentées et forment généralement des lentilles de quelques mètres de long. Localement, à la partie supérieure de ce terme, elles se présentent en lentilles de dimensions respectables (50 à 150 m d'extension, plusieurs mètres de puissance). L'une d'entre elles a livré des Esthéries (Palain, 1968) (Pl. VIII, fig. 3).

La plus grande partie des grès est caractérisée par un litage oblique. La cohésion de ces lithofaciès, très supérieure à celle des arénites du Nord du Tage et de Santiago de Cacem, fait que les faisceaux et feuillets élémentaires sont bien individualisés (Pl. VIII, fig. 2) et les mesures directionnelles aisées à exécuter (3).

Les structures de grande taille, c'est-à-dire mesurables en mètres ou en décimètres, forment généralement des groupements de plusieurs mètres de puissance. Lorsque le plan d'observation est disposé perpendiculairement à la direction des courants générateurs, on constate qu'elles forment des corps lenticulaires. Le litage oblique d'échelle centimétrique existe dans les grès très fins et les siltites psammitiques. Dans certains cas on observe des couches finement feuilletées présentant une structure de courant appelée linéation de délit (3).

Structure de courant et lithofaciès admettent une répartition verticale rythmique. Le rythme le plus complet comprend de la base au sommet: une brèche intraformationnelle, un grès grossier à moyen et à linéation de délit, un groupement de faisceaux de litage oblique de grande taille composé de grès moyen à fin, un grès très fin et une siltite à microstratifications obliques et à délit psammitique, une pélite homogène. Que les unités soient complètes ou non, elles sont limitées par des diastèmes de ravinement, soulignant parfois la forme concave d'un chenal (fig. II 40).

Je n'ai pas noté de variations importantes et surtout systématiques des caractères des lithofaciès ou de la stratification. En certains endroits, on observe le développement d'épaisses lentilles argileuses, en d'autres (Ouest de Silves notamment), la fréquence des lits à microstratifications obliques semble augmenter au sommet.

Les traces de vie (terriers, pistes, galeries d'Invertébrés), rares dans les deux premiers tiers, sont pratiquement systématiques dans et en surface des lits de granulométrie fine (psammites surtout) de la partie supérieure.

Du point de vue paléontologie, C. Teixeira (1948) signale une espèce végétale nouvelle (*Schizoneura algarbiensis*) qui aurait été trouvée dans ce faciès près de Silves (4).

L'association de Conchostracés représentée par *Euestheria minuta* (von Zieten) et *Pseudoasmussia destombesi* Defretin (Pl. VIII, fig. 3), permet de dater du Trias supérieur les niveaux les renfermant, soit le tiers supérieur du terme AB 1. Bien que les tests chitineux des Conchostracés (dont la composition est voisine de l'enveloppe protectrice de la microflore) soient conservés, les pélites rouges n'ont livré ni spore, ni pollen.

---

(3) Ces problèmes liés aux structures directionnelles sont étudiés en détail dans la seconde partie de l'ouvrage, chapitre I.

(4) La localisation du gisement est uniquement géographique et n'est pas suffisamment précise pour connaître sa position lithostratigraphique. C. Teixeira signale seulement: «As camadas do Moinho de Cabeços, perto de Silves» (p. 17; 1948).

La puissance des grès décroît irrégulièrement d'Est en Ouest: 140 m ∓ 20 m jusqu'aux environs d'Amorosa (coupe 6, fig. 44), 75 m seulement à la hauteur de Silves (coupe 3, fig. 44).

Signalons que ces valeurs sont très différentes de celles avancées par J. C. Pratsch (1958) qui donne pour son unité de base (soit nos subdivisions AA et AB 1 (5) des coupes de Silves et d'Arge respectivement 80 et 50 m. P. Choffat, de son côté, avance le chiffre de 150 m pour les dépôts gréseux qui «...contiennent des couches marneuses, souvent d'une épaisseur assez considérable et reposant directement sur le Culm.»; 1887, p. 230) des environs de Silves.

c — Le terme AB 2

La limite entre les termes AB 1 et AB 2 est franche. Elle se traduit par une modification brutale des dépôts, en l'occurrence par l'apparition de lits argileux épais et de très grande extension latérale et la disparition concommitante des corps gréseux lenticulaires et du litage oblique de grande taille.

Ce changement lithologique se matérialise sur le terrain par une rupture de pente qui, bien que peu conséquente (dénivelé inférieur à 10 m), est parfaitement repérable.

Les deux-tiers inférieurs du terme sont constitués par l'alternance de strates planes et parallèles de grès, siltite, pélite et dolomie (fig. 31 et 32). La partie sommitale en revanche semble essentiellement formée de pélites bicolores: rouges et vertes (Pl. XI, fig. 1).

Le grès, de granulométrie moyenne à très fine, et la siltite ont soit une matrice argilo-ferrugineuse et une couleur unie, rouge ou rose, soit un ciment carbonaté et des teintes variant du beige à l'orange. A l'échelle de la strate, qui dépasse rarement le demi-mètre, ces lithofaciès sont homogènes, nettement granoclassés ou à fin litage oblique. Assez fréquemment, la surface supérieure du lit présente des rides et/ou des traces d'activité organique.

La pélite, terme le mieux représenté, admet un pourcentage en dolomite avoisinant en général 15 %. Les particules silteuses et les micas, plus ou moins abondants suivant les strates, sont habituellement répartis d'une manière quelconque. Aucun litage n'est observable; la roche se débite toujours en petits fragments auguleux (dans certains cas, on obtient de petits nodules qui, une fois manipulés, se scindent en morceaux anguleux). Les couleurs observées sont le rouge lie-de-vin, le vert (franc ou gris vert pâle suivant que la roche est humide ou sèche), plus rarement le rose violacé, exceptionnellement le noir. Une couche peut être unicolore ou bicolore et dans ce cas les deux teintes sont disposées en taches de contours irréguliers ou en bandes parallèles à la stratification.

La dolomie forme des bancs de 5 à 25 cm d'épaisseur, compacts ou se délitant en fines plaques. Elle est généralement silteuse et contient de 50 à 85 % de dolomite (0 à 5 % de calcite). Le matériau terrigène se répartit en fines lamines (observations microscopiques; Pl. XXX, fig. 1). Sa couleur est grise, localemente franchement noire.

La surface inférieure des lits carbonatés est pratiquement toujours plane, la surface supérieure, en revanche, est irrégulière et laisse voir des structures telles que fentes de dessication (Pl. XXXI, fig. 4) ou rides, et parfois des indices d'activité organique (ceux-ci sont surtout visibles sur lame mince; Pl. XXXI, fig. 1).

Les séquences, positives, nettes en base de l'unité lithostratigraphique, sont difficiles à mettre en évidence au sommet. On constate que les bandes de teinte verte, parallèles à la stratification et plus ou moins continues sur plusieurs centaines de mètres, corres-

---

(5) Cet auteur ne signale pas l'assise argileuse AA et affirme que les rudites à éléments de socle sont associées aux grès sur toute l'épaisseur de son unité de base. Je passerai désormais sous silence ses résultats qui ne concordent pratiquement jamais (sauf en ce qui concerne les dolomies hettangiennes, unité (3), avec ceux qu'il m'a été possible de dégager sur le terrain.

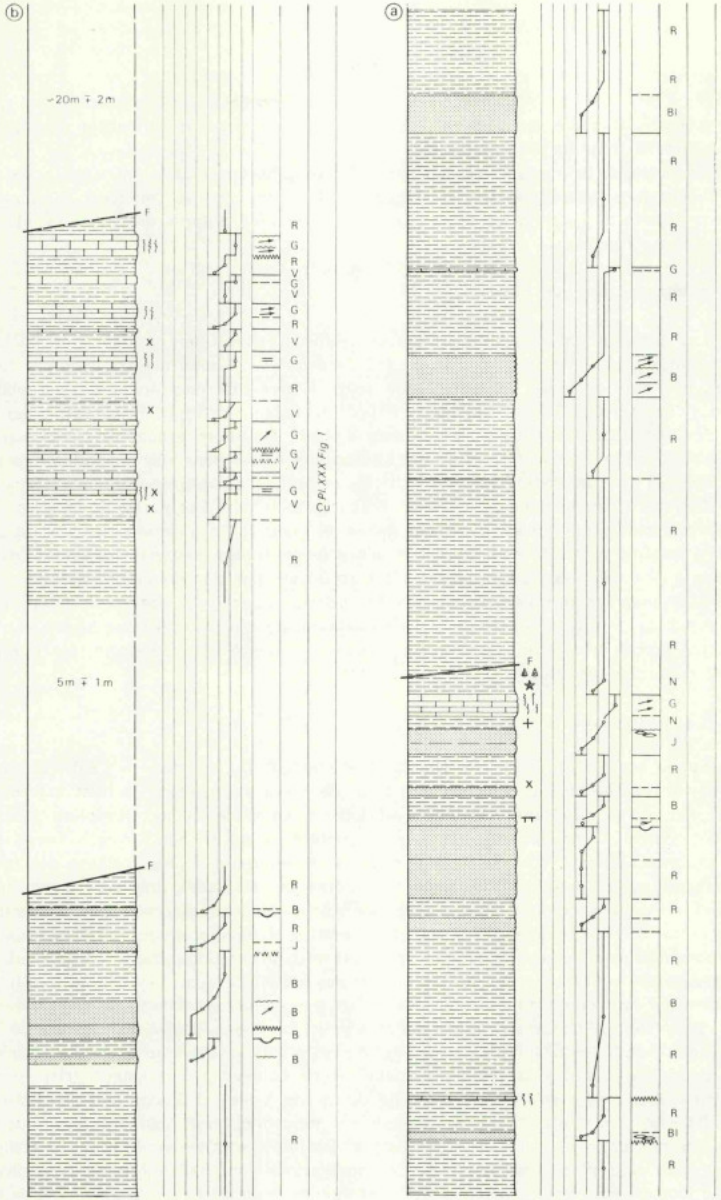


Fig. 31 — Coupes détaillées dans le terme AB 2 des environs d'Amorosa.
Log a: levé effectué dans le tiers inférieur de la subdivision. La plupart des unités séquentielles possèdent un terme arénite. Les Esthéries découvertes dans un lit argileux, se présentant sous la forme de fragments de tests, ne sont pas déterminables.
Log b: partie médiane du terme AB 2. Le lithofaciès dolomitique est bien représenté et termine de nombreuses séquences. Ces dolomies sont pratiquement toutes intensément bioturbées.

pondent généralement à des passées plus riches en silt (et parfois en carbonates) que les niveaux rouges, toujours plus épais.

Des masses de roches vertes s'intercalent en plusieurs points entre les faciès argileux et ceux de la formation supérieure. Leur contact avec l'encaissant n'est pas observable. A proximité de celui-ci, les pélites présentent une induration et des couleurs (violette, brunâtre) inhabituelles.

Ce terme AB 2 est très épais sur le secteur: atteint 180 m $\mp$ 20 à Messines, 130 à 140 m aux environs de Silves.

Les analyses palynologiques d'une quinzaine d'échantillons argileux et dolomitiques de coupes détaillées (fig. 30-31) ont été décevantes. Si deux d'entre elles ont fourni des microfossiles de faciès (algaires), une seule a livré quelques pollens. L'association, pauvre, donne un âge Trias (Doubinger, Adloff et Palain, 1970). Ce résultat, unique et peu précis, ne permet pas d'avancer un nom d'étage. Toutefois, grâce aux Conchostracés découverts dans le terme inférieur et aux Mollusques hettangiens des dolomies supérieures (terme AB 3), l'âge Trias supérieur (Rhétien inclus) peut être proposé. Les observations de Choffat étant rarement miss en défaut, il faut admettre qu'une partie de la série AB 2 est également liasique puisqu'il affirme (sans préciser la localisation des ou du gisements [6]) que les grès alternent avec des bancs dolomitiques contenant quelques fossiles et ajoute «...ce complexe, assez puissant est recouvert par des dolomies analogues plus épaisses et dont certains bancs sont très fossilifères.» Ces dernières représentent notre terme AB 3. J. C. Pratsch en revanche ne signale aucun fossile dans cette série. Je n'y ai moi-même jamais trouvé ni macro ni microfaune [7] malgré une recherche très intensive (une cinquantaine de lavages).

d — Le terme AB 3

Sur la butte d'Amorosa (Pl. IX, fig. 1 et coupe 6, fig. 44), le terme AB 3 est représenté par un unique banc de dolomie gris clair, de 4,5 m d'épaisseur. Ce banc massif, fortement diaclasé et minéralisé (oligiste), est localisé entre des pélites bariolées, dont les bandes de couleur sont concordantes avec le contact, et des roches vertes.

Ailleurs, selon J. C. Pratsch, le terme AB 3 comprend successivement des pélites dolomitiques et des dolomies argileuses fossilifères en alternance fine, puis un ensemble de bancs de dolomie azoïque. Cette succession peut effectivement être observée sur les «Cabeços de Silves» (coupe 4, fig. 44). Les fossiles (Lamellibranches et Gastéropodes) sont abondants à la surface supérieure de certaines couches dolomitiques, mais leur état de conservation ne permet pas de les déterminer spécifiquement. Les pélites se différencient bien par leur couleur grise unie des pélites plus ou moins carbonatées du terme sous-jacent. Elles sont généralement micacées et à petits fragments roulés de coquilles de Mollusques et de radioles d'Oursins. Au-dessus de cette série rythmique existe une série de bancs de dolomie microcristalline ou cristalline de couleur généralement grise, parfois gris bleuté, localement rosâtre (à proximité de roches ignées). Elle contient peu de matériau détritique. Les strates, de 20 cm d'épaisseur moyenne, sont régulières sur plusieurs mètres (petites carrières) et sont séparées par des joints secs ou argileux millimétriques. Leurs limites sont planes ou ondulées. Ces ondulations sont irrégulières dans la plupart des cas; localement, elles correspondent à des moules épars de Lamellibranches et de Gas-

---

([6]) Ni dans sa publication de 1887 dont sont tirées les phrases citées (1887, p. 230), ni dans celle de 1903 consacrée à la faune et à la stratigraphie du Lias inférieur. De plus il ne distingue pas, dans ses listes d'espèces, celles appartenant à l'un ou à l'autre faciès.

([7]) A l'exception de fragments de test chitineux d'Esthéries. Les tests entiers ou leur empreinte n'existant pas, il n'a pas été possible de tirer d'informations de ces éléments (cf. fig. 31).

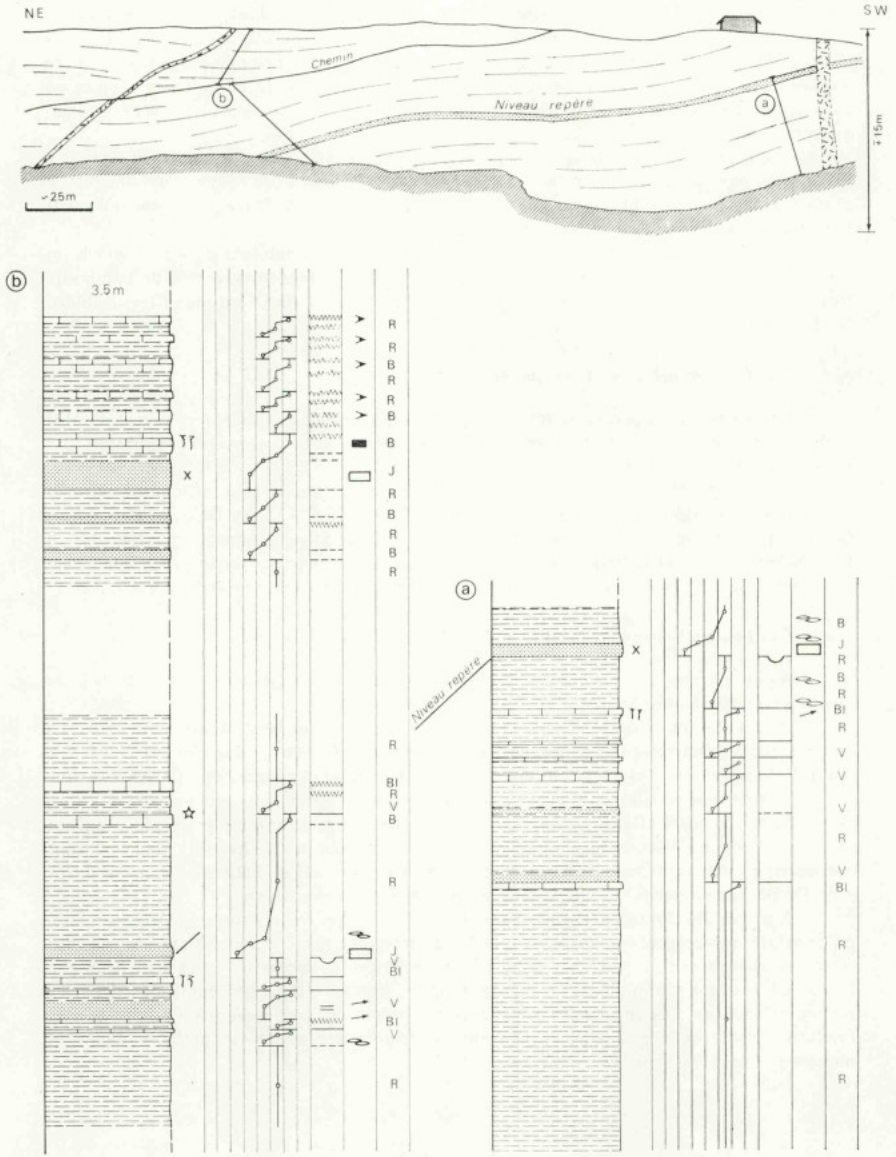


Fig. 32 — Affleurement de grande extension latérale montrant la partie médiane du terme AB 2 (Ouest de Silves). Les logs montrent les caractères lithologiques et séquentiels des dépôts et l'extension latérale de certaines strates.
Remarquer la présence de petits dykes de roches vertes

téropodes assez bien conservés (Isocyprines, Modioles, *Promathildia* sp. [8]). Des pistes sinueuses ou des rainures anastomosées ressemblant en tous points à des rill-marks existent également. On trouve un certain nombre d'indices métalliques: fer (oligiste) et cuivre abondent, le premier dans les diaclases de la barre d'Amorosa, le second sous forme de carbonates, également dans des fissures ou, localement, en imprégnation d'argilite dolomitique.

Il est très difficile de déterminer la puissance exacte de ce terme. Si à Amorosa il n'atteint que la demi-dizaine de mètres, à l'Ouest (Cabeços de Silves notamment) il semble dépasser les 10 m, chacun des deux niveaux mis en évidence ayant sensiblement la même puissance, soit entre 6 et 8 m.

Après les premières découvertes paléontologiques qui seraient dues à Seebach (*in* Choffat 1887), P. Choffat (1887, 1903) puis J. C. Pratsch (1958) trouvèrent de nombreux fossiles, pour la plupart identiques à ceux de l'Hettangien du Nord du Tage (tableau N° 16).

e — Le sommet des «Grès de Silves»

Les «marnes» supérieures n'affleurent pratiquement pas. Elles forment des talus herbeux en pente douce. Par endroits ces lithofaciès argileux bariolés renferment des «passées» de roches vertes très altérées.

P. Choffat (1887) ne donne aucune précision sur ces dépôts affleurant dans la région qui nous intéresse. D'après la carte au 1/500 000 de J. F. Nery Delgado et P. Choffat (1899), les «Camadas de Silves» («Couches ou Grès de Silves») sont surmontées par du Lias. Selon J. C. Pratsch (1958), les «marnes» supérieures, peu puissantes (une quinzaine de mètres d'après ses coupes), sont en contact avec du Kimméridgien inférieur.

f — Les roches ignées localisées dans la série

Avant de conclure, il convient de donner quelques indications sur le mode de gisement des roches ignées basiques.

De nombreux dykes verticaux ou obliques et de largeur généralement inférieure au mètre traversent la série des «Grès de Silves». On peut en observer dans les grès du terme AB 1 le long du canal d'irrigation entre Monte Branco et Almarjão et sur les chemins reliant la première localité à Silves. La figure 32 montre deux dykes recoupant les lithofaciès du terme AB 2. Dans certains cas, les couches sont déformées et le plus souvent ont subi un léger métamorphisme de contact. Les grès sont de teinte brun foncé et sont nettement plus indurés sur quelques centimètres à 1 m de part et d'autre de la roche intrusive. De petites mouches de cuivre et de manganèse peuvent exister.

A proximité du contact des masses ignées situées entre les termes AB 2 et AB 3, on constate assez systématiquement que les pélites sont parcourues en tous sens par des fractures remplies d'un matériau poudreux blanchâtre (?) et parfois d'un peu de roche ignée. Ici aussi et plus nettement encore dans les masses argileuses emballées dans les roches cristallines, les lithofaciès sédimentaires présentent une induration et des teintes (violette, brunâtre) inhabituelles et peuvent localement renfermer de petits globules et mouches cuprifères épars.

([8]) Des blocs, non en place, d'une dolomie très riche en fossiles, ont été observés parmi des boules de roche verte en plusieurs points des Cabeços de Silves. Je ne les ai pas récoltés ni étudiés.

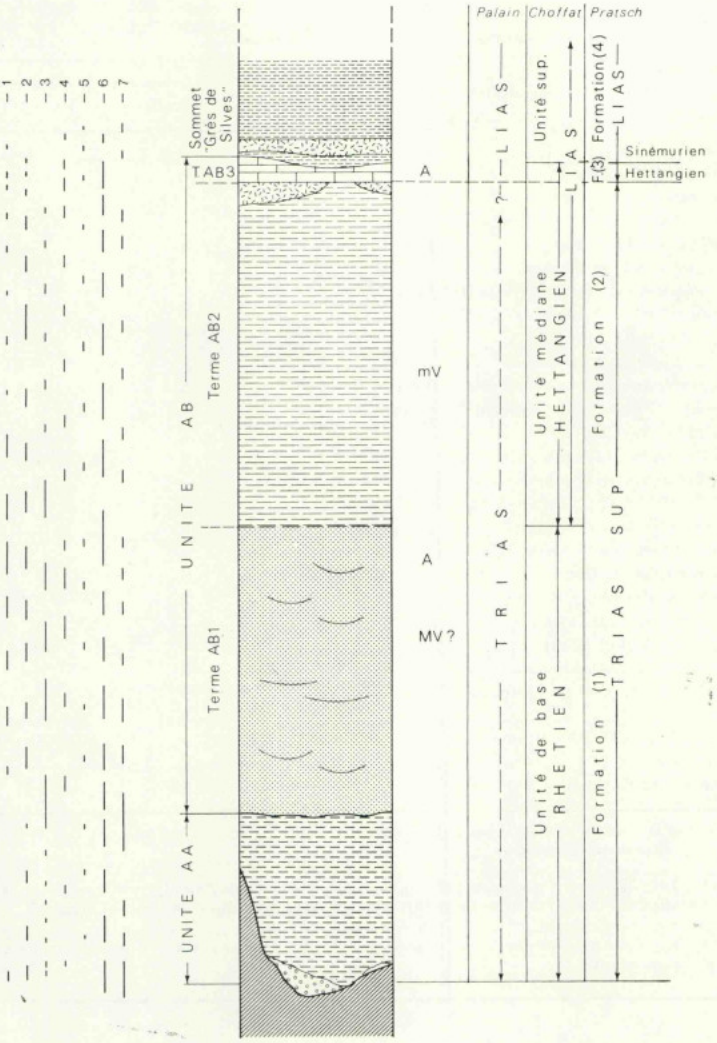


Fig. 33 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations faites sur le secteur de Silves — San Bartolomeu de Messines.

Les levés de terrain ont été effectués:

1: entre Arge (hameau) et le rio de Arade;

2: à l'Ouest de Silves: Almarjão — Palmeira (log fig. 32);

3: au Nord de Silves: Monte Branco — canal d'irrigation (log. fig. 30b);

4: à l'Est de Silves, entre Encherim et les Cabeços de Silves;

5: sur les deux rives de la ribeira de Arade (portion N-S);

6: entre Vale de Fuzeiros — Pedreiras et Amorosa (log. fig. 33; gisement d'Esthéries dans AB 1; microflore dans AB 2);

7: environs de San Bartolomeu de Messines (log fig. 30a).

Noms des espèces	Localisation (1) et auteurs Choffat (C)	Pratsch (P)
Parallelodon bonneti (Choffat)	S-B	S-A-D
Modiolus hillanus Sowerby	B	S-A
Pteria? cappellini (Boehm)	S-B	S
Cuneigervillia hagenowi (Dunker)	—	S-A
Plicatula crucis Dumortier	S	—
Dimyodon? ungulatus Boehm	S	—
Lima (Plagiostoma) aff. compressa Terquem	S	—
Unicardium? minus Boehm	S	—
Protocardia choffati Boehm	S	—
Tancredia? partita Boehm	S	—
Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari (Dunker)	S	S-A-D
Isocyprina (Eotrapezium)? porrecta (Dunker)	—	S
Pronoella? heeri (Choffat)	S	S-A-D
Pronoella? seebachi (Boehm)	S	—
Pronoella? percrassa (Boehm)	—	S
Neritopsis algarvensis Boehm	S	—
Neritoma (Neridomus) liasina (Dunker)	S	—
Coelostylina tumida Boehm	S	—
Coelostylina algarvensis Boehm	S	S-A-D
Coelostylina gracilior Boehm	—	S
Coelostylina choffati Boehm	—	D
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	S	S-A
Promathildia? aff. *dunkeri* (Terquem)	S	—
Promathildia? aff. *zinkeni* (Dunker)	S	S-A
Cylindrobullina subfragilis Boehm	—	S
Serpula trigona Capellini	S	S-D

Tableau 16 — Macrofaune découverte par P. Choffat et J. C. Pratsch dans le terme AB 3 (2). Secteur Silves-San Bartolomeu de Messines.

(1) Les localisations données sont assez imprécises: P. Choffat donne Silves-Cerro Branco (S) et San Bartolomeu de Messines, 5 km à l'Ouest du bourg (B). — Pratsch signale les lieux suivants: Silves-Cabeços (S), Arge (A) et Defeza (S).

(2) Rappelons que parmi les fossiles signalés par P. Choffat, certains proviennent vraisemblablement de dolomies plus anciennes (AB 2).

3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur Silves — San Bartolomeu de Messines

La coupe synthétique de la figure 33 montre qu'il est possible de distinguer 5 subdivisions dans les «Grès de Silves» de la zone centrale de l'Algarve.

L'unité AA comprend, lorsqu'elle est complète, un niveau gréso-conglomératique de base, des pélites en couches épaisses interstratifiées avec de fines strates de siltite et de dolomie.

Elle constitue une unité lithologique bien individualisée, parfaitement cartographiable. Ses limites sont tranchées et correspondent, à la base à une discordance, au sommet à une surface de discontinuité de ravinement. Sa puissance est comprise entre 100 et 10 m.

Cette unité, qui représente les plus anciens dépôts mésozoïques de l'Algarve, ne peut être datée car elle est dépourvue de fossiles stratigraphiques.

Le terme AB 1, concordant avec l'unité de base mais séparé de celle-ci par une surface de discontinuité de ravinement, est principalement constitué de grès rouges à litage oblique.

Son épaisseur, assez considérable dans la zone de San Bartolomeu de Messines (140 m $\mp$ 20 m), diminue de moitié vers l'Ouest (fig. 44).

Les Conchostracés découverts à la partie supérieure de ce terme AB 1 sont keupériens.

Le terme AB 2 est représenté par de puissantes couches de pélites auxquelles s'associent d'une manière séquentielle des grès et des dolomies. La stratification est plane. La bioturbation est fréquente dans les grès et les dolomies. Je n'y ai pas trouvé de fossiles (macro ou microfossiles).

P. Choffat signale des Mollusques dans ce terme qu'il attribue en totalité à l'Hettangien. L'association palynologique d'un seul échantillon, issu de la moitié inférieure, donne en revanche un âge Trias.

Les lithofaciès chimio-détritiques et dolomitiques du terme AB 3 sont hettangiens. La faune de Lamellibranches et de Gastéropodes qu'ils renferment est identique à celle des «Couches de Pereiros» hettangiennes du Nord du Tage.

Bien que peu épais (environ 10 m), ce niveau est continu à l'échelle du secteur.

Entre le terme AB 3 et les formations carbonatées attribuées au Lias ou au Kimméridgien, les «marnes» supérieures constituent les dépôts les plus récents des «Grès de Silves». Cette assise argileuse, que je n'ai pas étudiée, n'a pu être datée.

Les trois termes AB 1, AB 2, AB 3, que j'ai regroupés dans une unité lithostratigraphique, sont aisément cartographiables à l'échelle du secteur.

C — LE SECTEUR DE ALTE — SALIR — QUERENÇA

SECTEUR 2

1 — Introduction

La bande d'affleurement des «Grès de Silves», orientée sensiblement E-W jusqu'à Salir, devient ensuite N-S (fig. 29). Un important réseau de failles est à l'origine de cette virgation ainsi que du doublement de la puissance de la série ou de sa réduction, parfois importante.

Quelles que soit l'orientation des couches, des cours d'eau empruntent cette zone de moindre résistance, réduisant les conditions d'affleurement, soit directement, par leurs dépôts alluviaux, soit indirectement, par le développement de cultures.

2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques

a — L'unité AA

Dans la partie occidentale de ce secteur, on devine, par la présence d'une dépression topographique, plus qu'on ne voit, les lithofaciès tendres de la base des «Grès de Silves». Aucun coupe détaillée n'a pu être faite dans cette unité qui semble, comme à l'Ouest, essentiellement constituée de pélites rouges.

La puissance de cette assise argileuse, prolongement de l'unité AA, diminue rapidement vers l'Est (coupes 8 et 9, fig. 44) et au Nord de Alte, une épaisse série gréso-con-

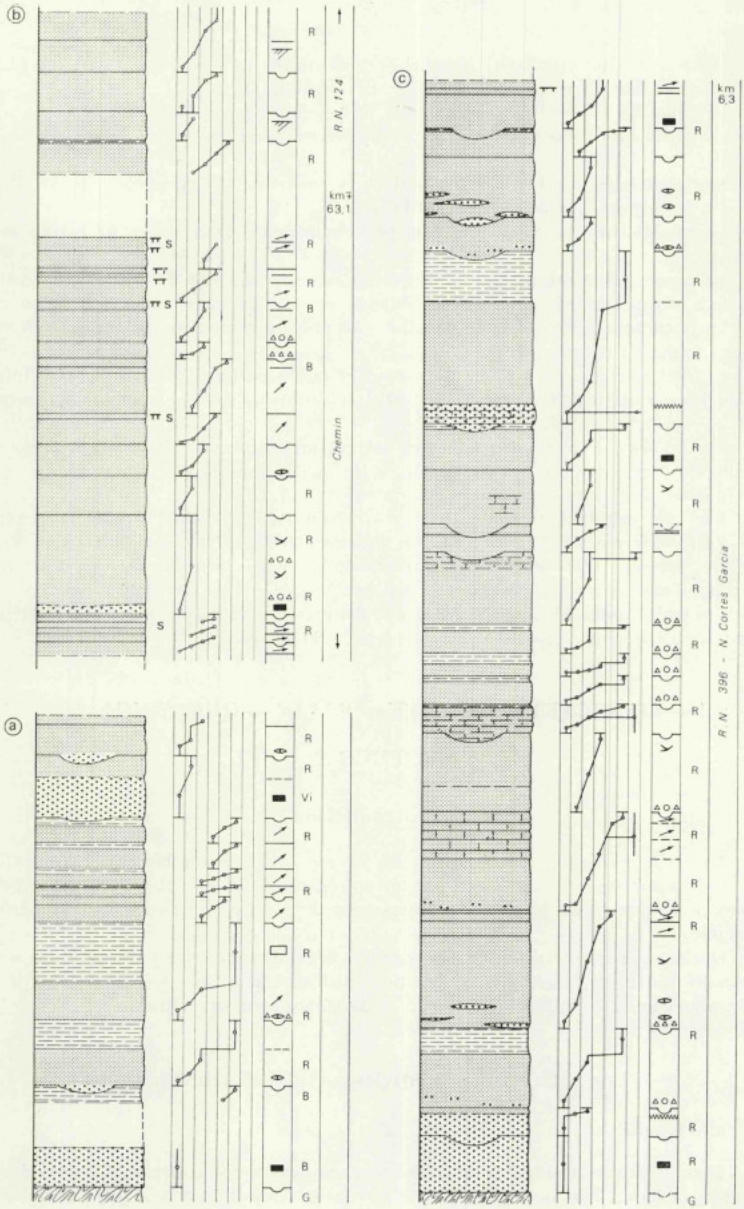


Fig. 34 — Le terme AB 1 du secteur Alte — Salir — Querença.
Les logs a et b représentent des coupes partielles, respectivement de la base et du sommet du terme AB 1. Le log c correspond à plus des deux tiers de cette même subdivision.
a: Monte Estèves, Nord-Ouest de Salir; b: Casa Branca, Est de Salir; c: Est de Querença.

glomératique appartenant à un niveau plus élevé (AB 1) repose directement sur le socle métamorphique.

b — **Le terme AB 1**

Là où les pélites de l'unité AA sont en contact avec le Culm, le terme AB 1 se compose principalement d'arénites. Conglomérats et microconglomérats à éléments lithiques et pélites forment de petits niveaux lenticulaires répartis çà et là sur toute l'épaisseur du terme AB 1. A l'Est de Alte, en revanche, le socle est surmonté par une succession d'unités séquentielles dans lesquelles le terme rudite est fréquemment exprimé. Le passage entre les dépôts pauvres en rudites et ceux à conglomérats abondants s'effectue dans la zone de biseautage de l'unité AA.

Quel que soit l'endroit considéré, la séquence virtuelle représentative du terme AB 1 est caractérisée par un diastème de ravinement et des lithofaciès détritiques terrigènes: conglomérat, microconglomérat, grès lithique grossier à moyen, grès fin, siltite, pélite; localement une dolomie détritique termine la séquence (fig. 34). Le diastème est une surface de ravinement dont l'amplitude des ondulations se mesure en centimètres, en décimètres, plus rarement en mètres. Les rudites se composent d'éléments allochtones dont certains, de teinte rouge, peuvent être confondus avec des intraclastes. Il s'agit de grès carbonifère, lequel est associé à du quartz, des quartzites et grauwackes et du schiste. Les plus gros fragments dépassent rarement 10 cm de diamètre; localement, il existe toutefois des blocs schisteux d'environ 50 cm de long (zone de Salir). Les lithofaciès grossiers de base de séquence se présentent soit en strates d'épaisseur variable mais habituellement comprise entre 10 et 100 cm, soit en lits composés d'une seule épaisseur d'éléments. Le classement est en général assez bon. Certaines couches possèdent un ou plusieurs granoclassements associés ou non à un litage oblique (fig. 34).

Les grès grossiers sont habituellement chargés en graviers et peu épais; ceux de granulométrie moyenne à fine sont en revanche bien représentés. Ils sont le plus souvent étroitement associés à des siltites auxquelles ils passent graduellement, constituant des granoclassements positifs successifs. Une partie plus ou moins importante de la séquence est ainsi formée par une succession de lits de grès et de siltite d'épaisseur inférieure au décimètre.

La surface supérieure de ces fines strates, pratiquement toujours planes, présentent ou non de nombreuses traces d'activité organique: terriers et/ou galeries (fig. 34). Le litage de ces arénites, lorsqu'il est visible, est plus souvent horizontal qu'oblique.

La pélite constitue de place en place des joints entre lits gréso-silteux récurrents, quelquefois des couches d'échelle décimétrique.

Certaines unités se terminent par des lits d'une roche d'aspect bréchique et bariolée de rouge, rose, violet et jaune. Ses composants (particules clastiques de la taille des sables et des silts, cristaux de dolomite) sont en proportions très variables de sorte qu'il est difficile de la classer dans l'une ou l'autre des deux catégories: grès silteux à ciment dolomitique ou dolomie gréso-silteuse.

Aucun de ces lithofaciès ne caractérise par son abondance tel ou tel niveau du terme AB 1.

Les traces d'activité animale existent à différents niveaux mais elles n'atteignent une très forte densité qu'au sommet de la série. Si aucune autre évolution verticale n'est notable, on peut remarquer que l'épaisseur des rudites et plus encore la taille des plus gros éléments de cette classe granulométrique sont décroissantes d'Est en Ouest. En revanche, ni la fréquence ni la puissance des lits pélitiques ne montrent nettement une évolution parallèle et de sens opposé comme cela devrait notamment se produire si le faciès gréso-conglomératique passait latéralement à l'unité AA.

La puissance du terme AB 1 diminue régulièrement d'Ouest en Est: supérieure à 100 m (grès seulement) à l'Ouest de Alte (coupe 8, fig. 44), elle n'atteint vraisemblable-

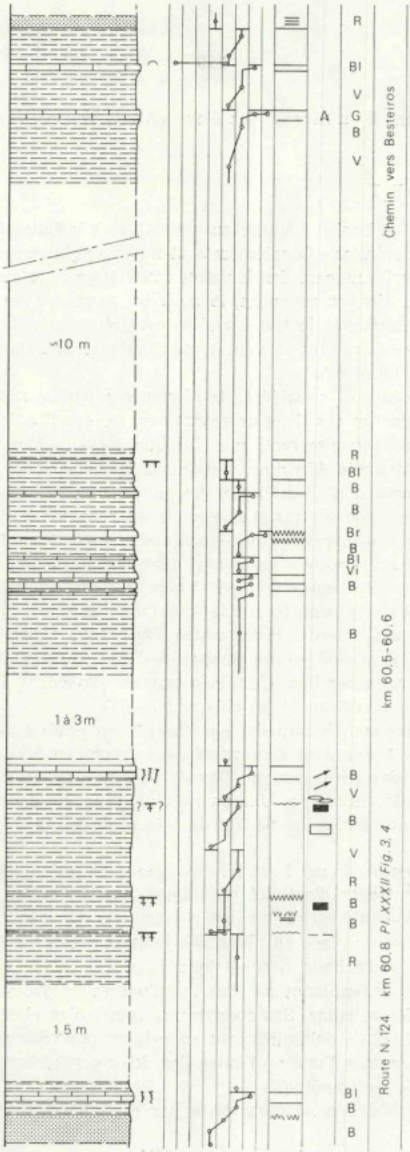


Fig. 35 — La partie supérieure du terme AB 2. Est de Salir.

La base de la coupe montre des lits silteux à racines de Végétaux (cf. Pl. XXXII, fig. 3 et fig. 4); le sommet séparé de cette base par une dizaine de mètres de pélites bariolées, présente un lit dolomitique à moules de Mollusques n'appartenant pas à l'horizon AB 3 (situé à 10-15 m au-dessus).

ment pas 50 m près de Querença (coupe 13, fig. 44). A l'Est de cette bourgade (RN 396), une coupe montre 25 m de faciès gréso-conglomératiques (fig. 34), puis après une zone de non visibilité équivalente à 50 m de série, les faciès dolomitiques hettangiens du terme AB 3. Les observations ponctuelles que l'on peut faire à proximité de Venda Nova (Ouest de Querença) confirment la faible épaisseur de ce terme dans la partie la plus orientale du secteur.

En dehors des traces de vie, aucun fossile n'a été découvert dans le terme AB 1.

c — Le terme AB 2

Comme sur le secteur 1, le changement brutal de lithologie se marque généralement dans la topographie par un ressaut de quelques mètres. Autant qu'on peut en juger au Sud de Monte Estèves et du hameau de Arneiro (NE de Salir; coupe 10, fig. 44), ce terme débute par des couches supérieures au mètre de pélite rouge alternant avec d'autres d'échelle centimétrique et constituées de siltite vert pâle, bioturbée ou non.

Ce n'est que plus haut (de 30 à 50 m de la base) que les séquences deviennent plus fines et différenciées (grès à dolomies). Du grès très fin, très rarement de granulométrie supérieure, peut former le terme de base de ces unités. Il repose sur un diastème plan ou légèrement ondulé et peut ou non présenter un litage oblique fin et/ou des traces de vie. La siltite argilo-ferrugineuse ou à ciment carbonaté est un lithofaciès bien représenté. Dans de nombreux cas, il est bioturbé: traces animales ou de racines végétales (fig. 35 et Pl. XXXII, fig. 3). La pélite, en lits de quelques centimètres à plusieurs décimètres, est rouge, violacée, vert pâle ou grise. La première de ces couleurs est généralement unie, les autres mélangées, soulignant parfois un fin litage horizontal. Les dolomies franches, telles qu'on les connaît sur le secteur voisin, sont rares dans les trois-quarts inférieurs du terme AB 2. Près de Salir, on observe des lits d'une roche beige et violette, très légère qui macroscopiquement fait penser à un tuff volcanique. A l'examen microscopique, on constate qu'il s'agit en fait d'une dolomie microcristalline pouvant renfermer des lamines silteuses (d'où le litage), composées uniquement de quartz détritique.

Sous l'importante masse de roches vertes visible depuis Salir jusqu'à Besteiros (qui est oblique sur la stratification) et au niveau de cette dernière localité (coupe 11, fig. 44), on trouve deux fins lits de dolomie grise; l'un contient du gypse et des éléments clastiques, le second montre des moules de Lamellibranches. Il s'agit de valves très mal conservées dont la forme rappelle celle des valves d'Isocyprine. La série se poursuit sur plusieurs décimètres par des pélites vertes ou violacées et un grès psammite à microstratifications obliques. La présence du sill doléritique ne permet pas de localiser avec précision ce niveau fossilifère intéressant par rapport au sommet du terme AB 2. Il semblerait qu'il soit très près des faciès dolomitiques du terme AB 3, visibles latéralement.

Ce terme AB 2 présente de rapides variations de puissance. La position discordante des roches intrusives ne suffit pas à expliquer l'importance de ces fluctuations: 80 m $\mp$ 5 m au Nord de Salir (coupe 11, fig. 44), de l'ordre de 100 m près de Touriz (coupe 12, fig. 44), à peine 50 m aux environs de Querença (coupe 13, fig. 44).

d — Le terme AB 3

Cette formation, que je n'ai étudiée d'une manière détaillée que près de Alte et de Querença (fig. 36), semble parfaitement continue sur ce secteur. Mes observations et celles de J. C. Pratsch concordent sur ce point.

Les deux niveaux reconnus par ce dernier auteur à Rocha de Messines, à l'Ouest et à l'Est de Querença, s'observent parfaitement près de Alte (Perna Seca). Les talus de la route et le flanc occidental du mont Atalaia montrent un dyke doléritique recoupant les différents niveaux: pélites rouges et dolomies beiges azoïques du terme AB 2, pélites dolomitiques et dolomies argileuses grises et fossilifères (3,5 m; base du terme AB 3), dolo-

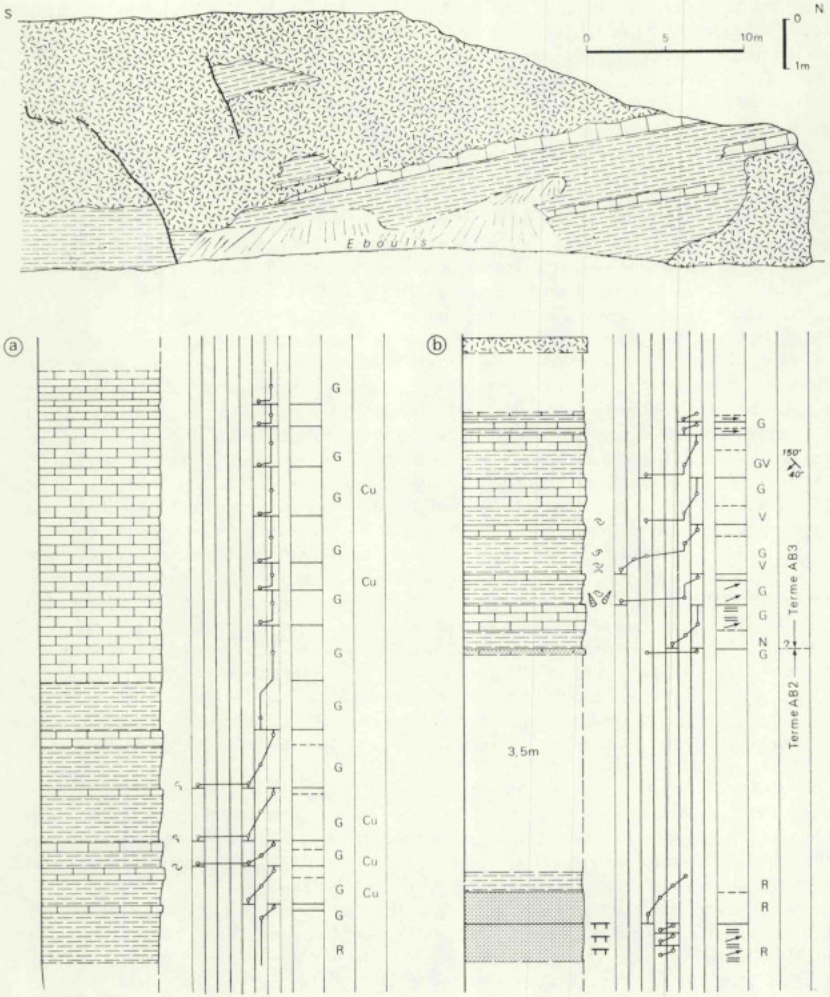


Fig. 36 — La partie supérieure des «Grès de Silves».
Le log a, représentant l'essentiel du terme AB 3, a été levé à peu de distance sous l'affleurement figuré. Celui-ci montre les niveaux argileux du sommet des «Grès de Silves» emballés dans des roches vertes (route Alte — San Margarida).
La coupe b montre une partie du terme AB 2, particulièrement riche en petits Mollusques (pélites grises).

Nome des espèces	Localisation (1) Pratsch	et auteurs Fischer et Palain
Parallelodon bonneti (Choffat)	C. G.	—
Pteria? capellini (Boehm)	C. G.	—
Cuneigervillia hagenowi (Dunker)	C. G.	—
Dimyodon? ungulatus Boehm	C. G.	—
Protocardia choffati Boehm	C. G.	—
Isocyprina (Eotrapezium) aff. *germari* (Dunker)	partout	partout
Isocyprina (Eotrapezium)? porrecta Dumortier	C. G.	—
Pronoella ? heeri (Choffat)	partout	—
Homomya ? cuneata Boehm	C. G	—
Preudomelania (Oonia) casta Boehm	C. G.	—
Katosira pimenteli Boehm *ex* Choffat	C. G.	—
Coelostylina algarvensis Boehm	C. G.	C. G.
Coelostylina tumida Boehm	—	C. G.
Coelostylina gracilior Bohem	C. G.	—
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	C. G.	C. G.
Cylindrobullina oryza (Terquem)	—	C. G.
Serpula trigona Capellini	C. G.	—
Oursins (radioles)	—	C. G.

Tableau n.° 17: Faune du terme AB 3: secteur de Alte-Salir-Querença.

(1) Pratsch (1958) cite les gisements suivants d'Est en Ouest: Corte Garcia = C. G., Alte = A, Pico Alto et Rocha de Messines = R. M. et Portela = P. Nos analyses paléontologiques n'ont porté que sur les gisements de Corte Garcia et Alte.

mies massives en bancs épais séparés par des joints argileux millimétriques (5 m; sommet de AB 3), pélites et shales dolomitiques rouges et dolomies sans fossiles de la partie supérieure des «Grès de Silves». A leur niveau, les roches vertes s'étalent plus ou moins parallèlement à la stratification (fig. 36).

La base du terme AB 3, observable également à Corte Garcia (Est de Querença), renferme des Lamellibranches et des Gastéropodes qui sont particulièrement abondants dans le lithofaciès argileux. Les coquilles, dégagées par lavage, quoique généralement usées, sont mieux conservées que les moules observables à la surface supérieure des lits dolomitiques. Certaines ont pu être déterminées spécifiquement (Fischer et Palain, 1971). Le tableau n° 17 donne la liste de la faune découverte sur ce secteur.

Comme sur le secteur voisin, cet horizon dolomitique hettangien fait entre 8,5 m et 14 m d'épaisseur.

e — **Le sommet des «Grès de Silves»**

e. 1 — *Les données d'affleurement*

Dans le triangle formé par les cours d'eau rio Seco, ribeira da Salgada et la route N 124, les faciès typiques du terme AB 3 ne sont pas visibles. En aval pendage d'une série argileuse et psammitique (terme AB 2), on trouve (coupe 12, fig. 44):

— une masse de roches vertes à laquelle sont associés des blocs de schistes (le socle

en place est proche, la zone est très faillée), d'une dolomie saccharoïde (terme AB 3 ?), et d'une roche ignée ayant certains des caractères des tufs spilitiques (9);

— des marnes bariolées renfermant des amas de gypse en grands cristaux maclés fer de lance et du calcaire dolomitique.

Trois auteurs, C. Bonnet (1852), P. Choffat (1887) et J. C. Pratsch (1958), signalent cet affleurement d'évaporites et le placent dans le terme supérieur des «Grès de Silves». Il en est de même pour deux autres gisements (Penina, N. D'Amendoeira; Choffat, p. 231; Pratsch, p. 23) que je n'ai pas étudiés. Près de Venda Nova en revanche, j'ai observé des amas lenticulaires de gypse maclé dans des marnes également supérieures au faciès dolomitique AB 3, localement riche en cuivre (mine de Ferrarias). Ces niveaux marno-évaporitiques sont surmontés par du Lias ou du Dogger d'après la carte au 1/500 000 de J. F. N. Delgado et P. Choffat (1899), par du Kimmeridgien pour J. C. Pratsch (1958).

e. 2 — *Les données de sondage*

Le gisement de sel gemme, exploité à Loulé, situé à 11,5 km au Sud de Salir et à 8 km au SW de Querença, est également rattaché à la partie sommitale des «Grès de Silves» (Zbyszewski et Barreto de Faria, 1971).

Les principaux résultats des études effectuées sur le dôme anticlinal de Loulé sont exposés ici car leur intérêt est grand tant sur le plan stratigraphique que paléogéographique.

Des 8 sondages décrits (épaisseurs apparentes), nous en donnons trois:

— Sondage T. D. 1. — Bord SE du diapir.

Entre	0,00	et	18 m:	marnes jaunâtres et calcaires dolomitiques jaunâtres et rose-marron;
»	18	»	20 m:	argiles et marnes brunes;
»	20	»	41 m:	marnes avec gypse, traversées par filons de dolérite;
»	41	»	161 m:	gypse et anhydrite en inclusions et intercalations dans des marnes et argiles brun-rougeâtre et noires; filons de dolérite;
»	161	»	199 m:	argiles en partie dolomitiques et marnes rouges en partie gypsifères avec quelques passages d'anhydrite et de gypse;
»	199	»	204 m:	brèche de dolérite, anhydrite et marnes brun-rougeâtre;
»	204	»	432 m:	sel rose ou orangé, inclusions d'argile grise ou brun-rougeâtre.

— Sondage T. D. 3. — Dans le noyau diapirique.

Entre	0,00	et	32 m:	calcaire plus ou moins dolomitique en alternance avec marnes oranges;
»	32	»	100 m:	anhydrite et gypse bréchiques avec inclusions de calcaires plus ou moins dolomitiques et de roches basiques; intercalations de marnes parfois dolomitiques et gypsifères;
»	100	»	119 m (?):	dolérite noire à verdâtre;
»	119	»	150 m:	alternance d'argiles dolomitiques vert sombre, grises et rougeâtres et de gypse blanc à gris avec inclusions de roches basiques;
»	150	»	367 m:	sel gemme rose à orangé, inclusions d'argile grise, d'anhydrite et de gypse.

(9) Les lames minces de roche ignée basique ont été examinées par T. Juteau. Je lui renouvelle mes remerciements.

— Sondage C. D. 7. — Bordure est du diapir.

Entre	0,00	et	25 m:	calcaires argileux avec concrétions et pisolites limonitiques;
»	52	»	60 m:	calcaire bréchique passant à dolomies bréchiques à éléments de calcaire et de dolomie;
»	60	»	87 m:	brèches dolomitiques;
»	87	»	135 m:	brèches calcaires avec passages de gypse et de marnes brunes;
»	135	»	172 m:	marnes gypsifères rougeâtres, grisâtres, alternant avec du gypse gris;
»	172	»	235,22 m:	sel gemme rose.

Tel que le texte est présenté, les épaisseurs doivent être apparentes. Quoiqu'il en soit, les niveaux de sel gemme sont puissants et, d'après les analyses chimiques faites, très homogènes car essentiellement constitués de NaCl (pourcentages variant de 92, 34 à 93,77 % avec moins de 3,5 % pour chacune des espèces KCl, $CaSO_4$, $MgCl_2$).

D'après les auteurs de cette publication et J. C. Pratsch (1958), les anticlinaux E-W de la région de Loulé correspondent à des structures diapiriques. Les «Grès de Silves» en constituent le coeur et affleureraient très localement au milieu du Callovien ou de l'Oxfordien (coupes et carte géologiques de Pratsch). Ce dernier auteur explique de la même façon l'affleurement de marnes gypsifères de la plage d'Albufeira signalé et attribué au Tertiaire par C. Bonnet (et daté de l'Infralias par P. Choffat (1887).

L'existence de ces plis nous amène à parler de leur âge. Selon J. C. Pratsch (1958), la tectonique souple s'est manifestée entre le Turonien et l'Helvétien-Tortonien et essentiellement dans la moitié méridionale de l'Algarve, soit dans la zone de grande épaisseur des différents étages (les séries se terminant en coin sur le socle).

Pour terminer, il convient de dire que si les divers géologues depuis P. Choffat considérent les niveaux à évaporites et marnes bariolées en position diapirique comme appartenant à la série des «Grès de Silves», aucun argument paléontologique n'a encore permis de confirmer cette hypothèse. On remarquera, ce que firent ces auteurs, qu'il existe des analogies sur le plan lithologique et structural entre cette série méridionale et les aires typhoniques du Nord du Tage (voir chapitre IV).

Enfin notons que les indices de gypse de la bordure sont liasiques et que les évaporites du diapir de Loulé se trouvent associées à des lithofaciès argileux présentant des teintes rouges à brun-rougeâtre, même à grande profondeur.

3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur Alte — Salir — Querença

La figure 37 synthétise les observations faites sur ce secteur.

— L'unité AA, essentiellement pélitique dans la partie occidentale du secteur, se biseaute rapidement vers l'Est.

— Le terme AB 1, suivant qu'il succède aux dépôts argileux AA (Ouest de Alte) ou repose directement sur le socle (Est de Alte), est constitué soit principalement par des arénites, soit par des séquences détritiques terrigènes à terme rudite de base.

Ce terme, dont la faune est seulement représentée par des ichnites, a une puissance décroissante d'Ouest en Est (fig. 44).

— Le terme suivant AB 2, essentiellement argilo-silteux, ne renferme que de petits bancs de grès et de dolomie. La surface supérieure d'un des lits carbonatés situé à proximité du sommet présente des moules de Lamellibranches appartenant vraisemblablement au genre Isocyprina. L'existence dans ce contexte argileux bariolé (teinte rouge dominante) de Mollusques qui apparemment appartiennent au genre le plus fréquent dans le Lias inférieur du Portugal, permet de penser que la limite Trias-Lias ne devrait pas être

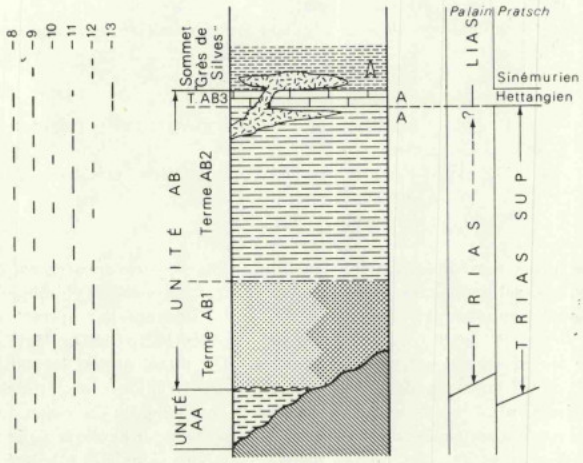


Fig. 37 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations faites sur le secteur Alte — Salir — Querença. Les coupes de terrain ont été faites: 8 — aux environs des monts Pico Alto et Rocha de Messines; 9 — au Nord de Alte (log fig. 36a); 10 — entre Montes Estêves et le mont Rocha de Pena (log fig. 34a); 11 — aux environs de Salir (log fig. 35); 12 — près de la ribeira das Salgada (log fig. 34b); 13 — entre Corte Garcia et Querença (logs fig. 34c et fig. 36b).

confondue avec le mur de l'horizon dolomitique fossilifère AB 3, continu sur l'ensemble des deux secteurs étudiés (1 et 2).

— Cet horizon AB 3, très aisément cartographiable, présente les mêmes caractères pétrographiques que sur le secteur central voisin et une association faunistique rigoureusement identique.

— Au-dessus, terminant la série des «Grès de Silves», existent des pélites et des marnes qui sur ce secteur sont localement gypsifères.

Les marnes et évaporites situées au coeur des structures anticlinales de type diapirique (zone de Loulé) représenteraient également la partie supérieure des «Grès de Silves».

D — LE SECTEUR DE SÃO BRÁS DE ALPORTEL TAVIRA — CASTRO MARIM

SECTEUR 3

1 — Introduction

Sur ce secteur oriental, la bande d'affleurement est à nouveau orientée E-W. Sa largeur est sensiblement plus faible que celle étudiée jusqu'ici. Ceci résulte soit de la forte inclinaison des couches (souvent de l'ordre de 45° S), soit d'un recouvrement partiel de celles-ci par du Plio-Pléistocène (Est de Tavira).

Du point de vue morphologie, le contraste est saisissant entre les deux régions situées de part et d'autre de Tavira. A l'Ouest de cette ville, les «Grès de Silves» forment une dépression étroite parcourue par de nombreux cours d'eau de régime torrentiel (Pl. X, fig. 1). Ce sillon pratiquement continu est dissymétrique. A l'est de Tavira, l'absence de puissantes masses de roches vertes et des barres calcaires ou dolomitiques du Jurassique, qui sont remplacées par des dépôts détritiques plus récents, font que les «Grès de Silves» présentent une topographie pratiquement plane et de même altitude que les séries surincombantes. La rupture de pente se situe à la limite grès mésozoïques — Culm. Si certaines rivières ont un cours rectiligne N-S quels que soient les terrains qu'elles traversent, d'autres, ici encore, coulent sur la série parallèlement aux couches.

2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques

a — Le terme AB 1

Sur toute l'étendue de ce secteur, les «Grès de Silves» débutent par une série détritique composée en proportions à peu près égales de rudites, d'arénites et de lutites.

A l'Ouest et au Nord de Tavira, où les affleurements sont relativement fréquents, il est possible de faire des observations détaillées de ces dépôts. Le log de la figure 38 et le commentaire ci-dessous permettent de se faire une idée précise des caractères de ce terme de base.

Les rudites sont principalement représentées par des micropoudingues polygéniques; les roches de granulométrie plus grossière sont moins fréquentes que sur le secteur voisin. Dans la plupart des cas, le pourcentage du quartz blanc laiteux est très supérieur à celui des autres éléments lithiques. Parmi les fragments allochtones (quartzites et schistes), bon nombre sont de couleur rouge à violacé comme les graviers autochtones, de sorte qu'il est parfois difficile de les distinguer à l'oeil nu et d'estimer leurs pourcentages respectifs sans examen attentif.

Les rudites forment des lentilles généralement peu épaisses, inférieures à 50 cm. Leur extension latérale est le plus fréquemment impossible à déterminer étant donné les faibles dimensions des affleurements. Elles sont en général bien classées, pauvres en matrice gréseuse et sans structure interne, litage ou granoclassement vertical. Les pavages discontinus sont également fréquents. Les limites de ces strates sont tantôt nettes, tantôt floues, ondulées ou planes. La base, généralement représentée par un diastème d'érosion, est tranchée. Le passage au lithofaciès supérieur ou latéral est en revanche souvent plus difficile à placer.

Les arénites, rouges, de granulométrie grossière à fine, semblent à l'oeil nu essentiellement composées de grains de quartz. Sous le microscope on constate toutefois qu'elles renferment des feldspaths (moins de 10 %) et des grains lithiques (jusqu'à plus de 35 %). Le ciment de ces arénites et de la matrice des rudites est constitué d'argiles, de fer, de silice et de dolomite. Suivant les proportions relatives de l'un ou de l'autre, la roche est relativement friable ou au contraire très dure.

Les lits gréseux sont soit homogènes, soit nettement granoclassés; les granoclassements, positifs, sont souvent d'échelle centimétrique. Le litage oblique de grande et de petite taille est rare dans les couches arénitiques, d'épaisseur variable mais rarement supérieure au mètre (fig. 38). A la partie supérieure de l'unité, les lits gréseux de granulométrie fine et de siltite sont souvent intensément bioturbés. Des galeries de tracé sinueux et anastomosées (observables dans la masse, à la faveur d'une altération différentielle de la roche; Pl. X, fig. 4) voisinent avec des terriers et des pistes (Pl. X, fig. 3). Habituellement, ces ichnites sont visibles à la surface supérieure des lits qui peuvent également comporter des rides de courant (lingoïdes ou à crête continue, fig. 38), des fentes de dessiccation et des empreintes de Végétaux.

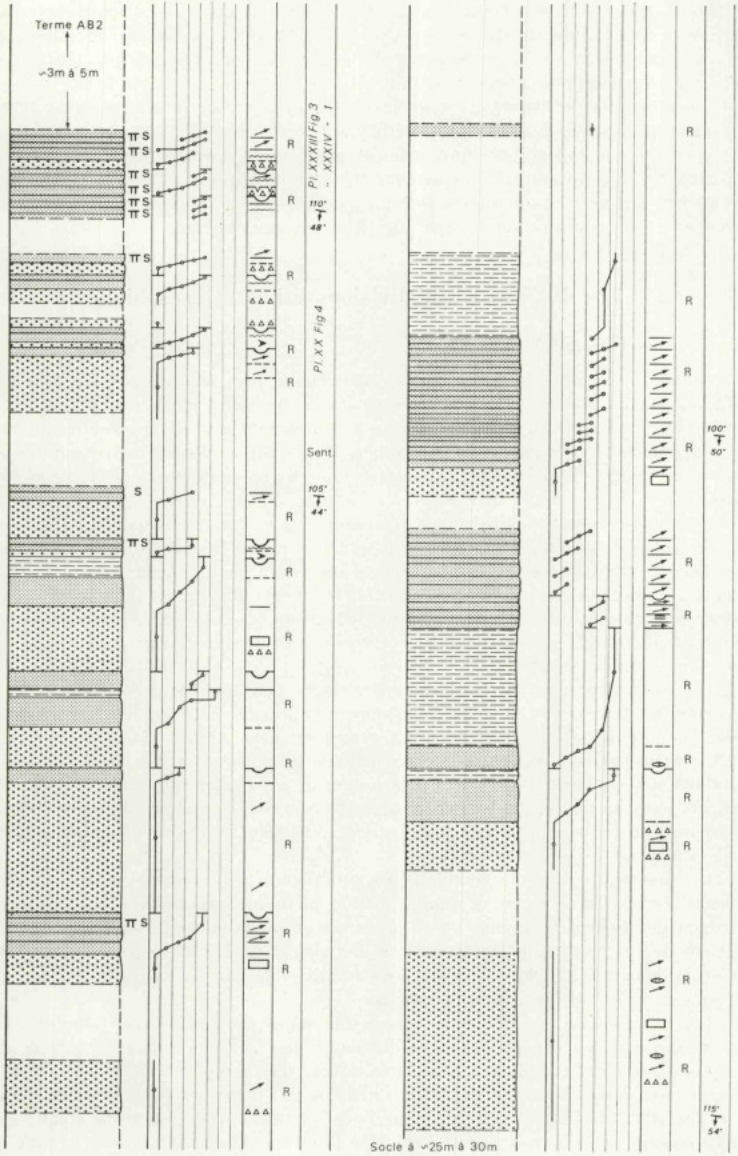


Fig. 38 — La partie supérieure du terme AB 1 dans la zone orientale du secteur São Brás-Tavira — Castro Marim (Bengado).
On remarque l'évolution positive des séquences qui deviennent de granulométrie de plus en plus fine vers le haut, et l'important développement de la bioturbation du terme.

Les pélites et les shales sont subordonnés aux siltites micacées. La muscovite, rare dans les autres lithofaciès décrits, peut être abondante, disposée en lamines ou au contraire répartie d'une manière quelconque dans la roche.

Ces lutites, de couleur uniformément rouge à rouge violacé, constituent les termes supérieurs de la plupart des séquences positives composées de tout ou partie des lithofaciès décrits ci-dessus. Les diastèmes sont pratiquement toujours des surfaces irrégulières; l'amplitude des ondulations est néanmoins peu importante, de quelques centimètres à moins de 50 cm (il est utile de rappeler qu'il est impossible de suivre ces surfaces sur plus de 50 m). A Bengado par exemple, les diastèmes, soulignés par des pavages de graviers et galets, semblent peu érosifs car ils respectent les dépôts fins bioturbés sous-jacents (cf. fig. II 12).

De nombreuses empreintes de pennes de Fougères appartenant semble-t-il à une seule espèce végétale ont été observées à la surface supérieure d'un banc de grès fin intensément bioturbé (Pl. X, fig. 3). Ces fragments de feuilles, dont certains font plus de 15 cm de long, sont très imparfaitement conservés. Il n'a pas été possible de les déterminer spécifiquement.

A l'Ouest et au Nord de Tavira où plusieurs coupes ont pu être levées, les limites et par conséquent l'épaisseur de ce terme sont presque toujours aisées à déterminer. Si le contact socle — «Grès de Silves» ne s'observe que très rarement et ne se traduit par aucune rupture de la pente topographique (Pl. X, fig. 1), il peut être localisé à 2-3 m près. Sa limite supérieure en revanche correspond généralement à une rupture de pente plus accentuée que sur les secteurs occidentaux, les rivières subséquentes ayant dans la plupart des cas arrêté leur sapement latéral à la limite grès de base — pélites du terme AB 1.

La puissance de ce terme varie assez sensiblement. Elle est de 35 $\mp$ 10 m à Alportel (coupe 14, fig. 44; zone très tectonisée), de 50 à 60 m entre cette bourgade et la ribeira do Zimbral (coupes 15, 16, 17; fig. 44), de 32 m $\mp$ 5 m à l'aplomb de Tavira (coupe 19, fig. 44).

A l'Est de Tavira, les différents cheminements N-S effectués m'ont surtout permis de constater la rareté et la mauvaise qualité des affleurements.

A Aroeira et à Castro Marim (coupes 20 et 21, fig. 44), le terme AB 1, d'épaisseur apparemment comprise entre 35 et 50 m, comprend des grès lithiques et des rudites fines (éléments rarement supérieur à 8 cm). Les poudingues sembleraient ne pas avoir de répartition verticale particulière. Ces observations sont données au conditionnel car il ne m'a pas été possible de lever de coupe détaillée dans cette zone, contrairement à J. C. Pratsch (1958). Je livre ses observations: à Castro Marim son unité de base des «Grès de Silves» serait constituée par 35 m de conglomérats (grès subordonnés) puis par 53 m de grès.

b — Le terme AB 2

Les lithofaciès de ce terme affleurent très mal quel que soit le lieu. La seule coupe pratiquement complète (Nord de Tavira, fig. 39) montre que, comme le laissent supposer les talus herbacés visibles ailleurs, les pélites constituent le lithofaciès dominant de cette unité. Elles se présentent en épaisses strates et alternent avec des grès fins à très fins, des siltites et des dolomies.

Quelle que soit la puissance des couches argileuses, on constate que leur composition minéralogique fluctue verticalement. Le pourcentage en particules silteuses varie constamment sans que l'on puisse déterminer comment s'effectuent ces changements. D'une manière pratiquement générale, la base de la couche est plus silteuse que le sommet qui, lorsque le banc surincombant est carbonaté, devient dolomitique.

La couleur reflète parfois ces variations: c'est ainsi que la pélite dolomitique (pourcentage en carbonates supérieur à 10 %) est généralement grise à gris verdâtre. La teinte

dominante est néanmoins le rouge uni, lie-de-vin ou violacé; le bariolage rouge et vert (pâle à franc) est assez rare.

Les grès et siltites forment des couches de quelques centimètres à quelques décimètres de puissance, isolées ou au contraire groupées en niveaux épais de plus d'une dizaine de mètres. Dans les deux cas, elles sont généralement constituées d'une succession de granoclassements positifs d'échelle centimétrique, le grès fin passant graduellement à la siltite. Brèche intraformationnelle à petits disques d'argilite et bioturbation existent de temps à autre respectivement à la base et au sommet de ces rythmes fins caractérisés par un litage soit horizontal, soit oblique (microstratigrafications obliques). Dans un des niveaux gréseux, des groupements de faisceaux obliques de grande taille s'observent à côté de couches planes (fig. 39); le passage entre ces deux types de dépôts n'a pu être mis en évidence.

Ces lithofaciès, cimentés par des phyllites, du fer, des carbonates et de la silice, sont de couleur rouge ou brun rouge et plus ou moins indurés. Les couches, bien visibles car en relief sur la coupe étudiée, sont toutes continues sur plusieurs centaines de mètres (San Marcos et Fonte Salgada; coupe 19, fig. 44). Au-delà, à l'Ouest comme à l'Est, la présence de rivières subséquentes (Rio Sequa, Ribeira da Fonte Salgada et das Solteira) ne permet plus de les suivre.

Il en est de même pour les couches dolomitiques qui déterminent toutes de petits ressauts topographiques (Pl. X, fig. 5). Il s'agit de roches claires, grises à beiges, qui apparaissent homogènes et sans structure interne à l'oeil nu. L'analyse quantitative des carbonates et des lames minces montre que le pourcentage en dolomite (la calcite est pratiquement inexistante) varie peu à l'intérieur d'une même couche, très sensiblement d'une couche à l'autre. Toutes sont finement silteuses, certaines sont bioturbées, une d'entre elles contient de la barytine.

Je n'ai trouvé nulle part ailleurs qu'au Nord de Tavira d'aussi puissants niveaux gréseux ([10]). En revanche les lits dolomitiques sont systématiquement présents, principalement à la partie supérieure du terme AB 2. Les strates gréso-silteuses, de puissance égale ou inférieure au demi-mètre sont moins fréquentes et semblent se répartir plus uniformément que les dolomies au sein de la série.

Si les lavages de pélite (une quinzaine d'échantillons pris essentiellement sur la coupe décrite) n'ont donné aucun résultat du point de vue paléontologique, une des deux analyses palynologiques effectuées sur les dolomies (fig. 39 c) a permis de mettre en évidence quelques pollens. L'association est néanmoins trop pauvre pour pouvoir lui donner un âge. Il n'a même pas été possible de dire s'il s'agissait de Trias ou de Lias.

La puissance de ce terme AB 2 varie entre 175 m (Bengado et Nord de Tavira; coupes 15 et 19, fig. 44) et 140 m (Santa Catarina et Marco; coupes 16 et 17, fig. 44) dans la partie occidentale. A l'Est, il ne semble pas qu'elle dépasse la centaine de mètres (coupes 20 et 21, fig. 44).

c — Le terme AB 3

Le terme AB 3 est visible sur toute l'étendue du secteur et P. Choffat signale ses faciès de l'autre côté du Guadiana, en Espagne ([11]).

Composée de pélites dolomitiques et de dolomie en fins lits à la base, de bancs d'épaisseur métrique au sommet, elle forme une petite falaise sur le front de la cuesta, à plus ou moins grande distance sous celle, plus imposante, formée par les calcaires ou

---

([10]) Signalons que J. C. Pratsch (1958) n'indique qu'un seul niveau gréseux de 19 m sur la coupe faite comme la mienne au Nord de Tavira. Il le situe juste sous les faciès fossilifères de son unité 3b, soit sous le terme AB 3.

([11]) Faute d'avoir pu me procurer une carte topographique détaillée de la rive orientale du Guadiana, il ne m'a pas été possible de trouver les affleurements signalés par P Choffat et fortement grossis sur la carte au 1/1 000 000 de la Péninsule Ibérique.

dolomies du Jurassique. Au Nord et à l'Est de Tavira, ces faciès constituent parfois un petit relief repérable dans la topographie (Pl. X, fig. 6). Dans cette zone peu accidentée, de nombreuses petites carrières, aujourd'hui abandonnées (et souvent comblées), ont été ouvertes pour la fabrication de chaux, si l'on en croit P. Choffat (1887).

Alors qu'à Marco (coupe 17, fig. 44) la partie inférieure fossilifère est surtout constituée de séquences dans lesquelles la pélite dolomitique fossilifère de base est plus développée que la dolomie, sur les autres affleurements étudiés, c'est l'inverse. L'argilite est réduite à une lamine alors que la dolomie pratiquement pure (85 à 95 % de dolomite) forme des dalles ondulées de 1 à 10 cm d'épaisseur. Les ondulations correspondent à des rides; certaines sont assimilables à des rides de courant (crête continue), d'autres pourraient être des rides d'oscillation à crête arrondie de grande longueur d'onde. Localement (carrières où il est assez aisé de dégager de grandes surfaces), on peut observer des rides d'interférence et des structures que je considère comme des marques de ruissellement ou «rill-marks».

Les fossiles, essentiellement Lamellibranches et Gastéropodes, existent soit dans les argilites quand elles ont plusieurs centimètres d'épaisseur, soit à la surface supérieure et plus rarement à l'intérieur des lits dolomiques. Dans le premier cas, valves et coquilles fragmentées et usées sont concentrées à la base de la couche et associées à des articles d'Echinodermes; dans le second cas, les moules sont dispersés ou groupés (creux de rides). Certaines surfaces sont ainsi très riches en fossiles, dont la plupart ne sont malheureusement pas déterminables spécifiquement.

Dans le tableau n° 18 sont indiquées les espèces déterminées par P. Choffat et J. Boehm et par J. C. Pratsch. Les lavages de pélite ont fourni un matériau abondant mais indéterminable (examen des résidus par Fischer). Notons toutefois l'existence presque systématique d'articles isolés d'encrines, des fragments de radiole et d'article d'oursin. A Marco quelques vertèbres d'Ophiure ont également été trouvées dans un lit argileux fossilifère.

A la partie supérieure de cet horizon, des bancs dolomitiques, de 30 à 60 cm de puissance ne contiennent ni ne supportent de fossiles. Ils sont séparés par des joints secs ou laminaires et leurs surfaces sont planes ou à ondulations irrégulières (Pl. X, fig. 6).

A Castro Marim (coupe 21, fig. 44), ces roches sont intensément modifiées près d'une passée de roches vertes (dyke apparement). Elles ont l'aspect de brèches ou de cargneules dont les interstices et géodes sont remplis de matériau igné.

d — Le sommet des «Grès de Silves»

Des sills doléritiques existent également à une plus ou moins grande distance au-dessus du terme AB 3. Sur la rive droite du Rio Sequa (à l'endroit où celui-ci, arrêté par les dolomies, prend une direction W-E: Pl. X, fig. 6), ces deux ensembles lithologiques sont séparés par une dizaine de mètres de pélites rouges et de fins lits d'une roche crayeuse à taches vertes. En lame mince, cette dernière apparaît formée d'un lacis filamenteux de dolomite disposé entre des sphérolites siliceux et une masse opaque riche en oxydes de fer.

Au Nord de Tavira, une roche de même type, d'un mètre de puissance, surmonte le dernier banc de dolomie du terme AB 3. Les dolérites sont environ 35 m au-dessus; entre, la terre argileuse rouge indique l'existence de pélites ou de marnes appartenant à la partie supérieure des «Grès de Silves». Elles contiennent localement du gypse (rio Almagem, cité par Choffat et Pratsch) et atteignent jusqu'à 50 m de puissance. Ces faciès, qui n'affleurent pratiquement pas, présenteraient leur épaisseur maximale entre les rio do Zimbral et Guadiana, selon J. C. Pratsch (1958). Pour cet auteur ils seraient en contact discordant avec du Kimméridgien inférieur. Pour P. Choffat en revanche, les «marnes» supérieures des «Grès de Silves» passent au Lias ou sont surmontées par du Dogger (1887; carte géologique au 1/500 000). Près de Castro Marim (San Bartolomeu), ce géologue a trouvé une

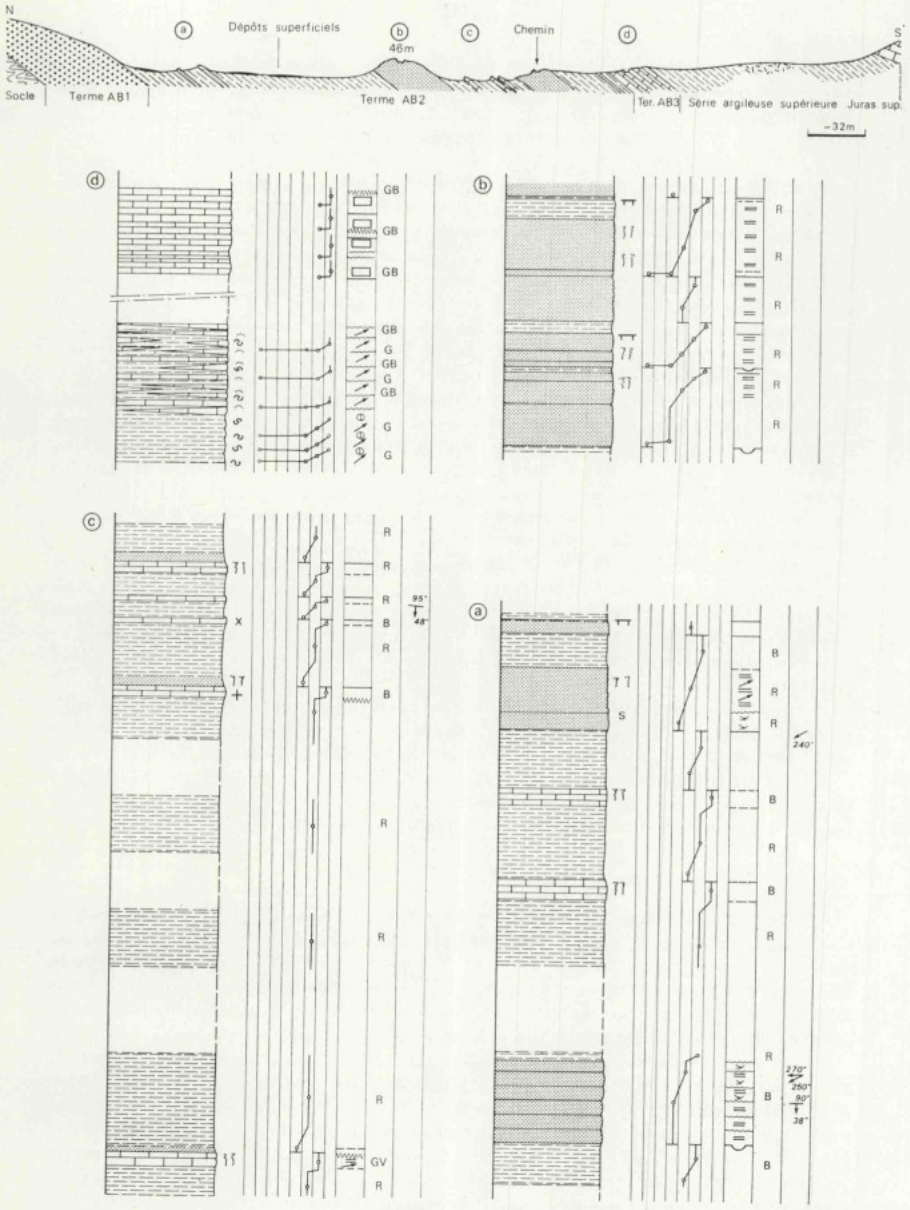


Fig. 39 — Coupe N—S dans la série des « Grès de Silves » au Nord de Tavira et quatre logs partiels dans le terme AB 2 (a, b, c) et le terme AB 3 (d). Ce log d ne montre qu'une faible partie du terme AB 3 épais en ce point de 16 à 17 m. La base, riche en fossiles hettangiens, fait de l'ordre de 10 m (2,5 m représentée); le sommet azoïque et massif, fait environ 6 à 7 m (1,5 m dessiné).

Noms des espèces	Localisation et auteurs	
	Choffat (1)	Pratsch (1)
Parallelodon bonneti (Choffat)	A(1)	—
Pteria ? capellini (Boehm)	A(2), CM(1)	—
Cuneigervillia hagenowi (Dunher)	—	CMr
Pecten sp.	—	CMr
Plicatula hettangiensis Terquem	A(?)	
Plicatula crucis Dumortier	—	CMr
Lima sp.	—	CMr
Protocardia choffati Boehm	A(4), CM(3)	M, CMr
Isocyprina (Eotrapezium) aff. *germari* (Dunker)	A(5), CM(5)	partout sauf CMr
Isocyprina (Eotrapezium) ? porrecta Dumortier		partout sauf CMg
Pronoella ? heeri (Choffat)	A(2), CM(3)	partout
Pronoella ? seebachi (Boehm)		A, M
Pronoella ? percrassa (Boehm)	A	—
Homomya ? cuneata Boehm	A ?	CMg CMr
Neritopsis algarvensis Boehm	A(1)	—
Preudomelania (Oonia) casta Boehm		M, Aguia 109, CMr
Katosira pimenteli Boehm *ex* Choffat	A(1)	CMr
Coelostylina algarvensis Boehm	A(4), CM(3)	CMg, CMr
Coelostylina gracilior Boehm	A(3)	M, Aguia 109, CMr
Coelostylina tumida Boehm	A(2), CM(2)	M, Aguia 109
Coelostylina choffati Boehm	—	M, Aguia 109, CMr
Promathildia (Teretrina) turritela (Dunker)	A(5), CM(4)	M, CMg
Promathildia ? aff. zinkeni (Dunker)	—	M
Cylindrobullina coarctata Boehm	A(2)	—
Cylindrobullina sharpei Boehm	CM(2)	—
Cylindrobullina subfragilis Boehm	A(2), CM(1)	CMr
Serpula trigona Capellini	A(1)	M, CMg, CMr

Tableau 18 — Faune découverte dans le terme AB 3 par P. Choffat et J. C. Pratsch. Secteur oriental de São Braz de Alportel-Tavira-Castro Marim.

(1) P. Choffat ne donne ancune précision sur la localisation des gisements de Alportel (A) et de Castro Marim (CM), mais indique les fréquences croissantes de 1 à 5 des différentes espèces. J. C. Pratschs signale plusieurs gisements: Nord de São Braz de Alportel (A); Marco (M); Aguia 109 à l'Est de Tavira; gare de Castro Marim (CMg); 1 km au Sud de Castro Marim (CMr).

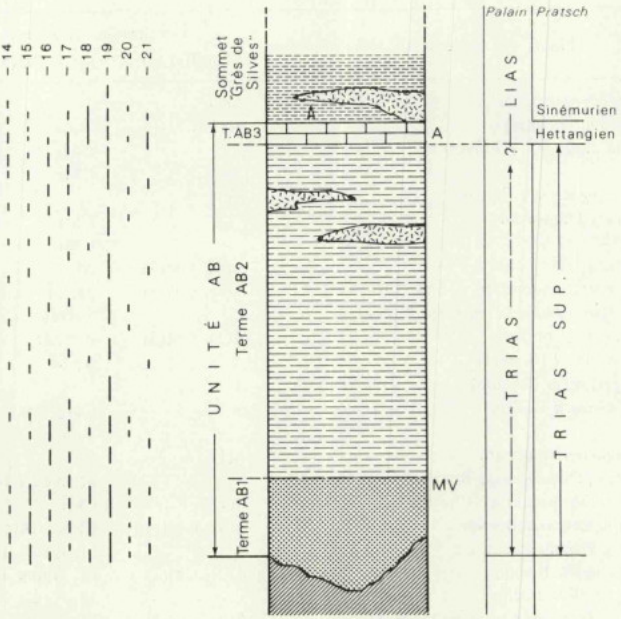


Fig. 40 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations de terrain faites sur le secteur oriental de l'Algarve.
Les levés ont été faits:
14: aux environs de São Braz;
15: aux environs de Bengado (log fig. 38);
16: à la hauteur de San Catarina;
17: aux environs de Marco;
18: à la confluence de la ribeira de Assaca et de la ribeira de Alportel;
19: au Nord de Tavira· hameaux Fonte Salgada et San Marcos (log fig. 39);
20: à la hauteur de Aroeira;
21: aux environs de Castro Marim.

faune semblable à celle des «Couches de Coimbra» (sinémurienne par conséquent) dans des dolomies reposant sur les «Grès de Silves».

3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur oriental de l'Algarve

La série étudiée ne comprend que trois termes (fig. 40):

— Le terme inférieur, gréso-conglomératique correspond à AB 1 des secteurs occidentaux.

Il est peu épais (moins de 75 m) et présente à sa partie supérieure surtout, de nombreux indices d'activité organique. Ces ichnites, pas plus que les fragments de Fougères trouvés localement, ne sont pas exploitables sur le plan stratigraphique.

— Le terme AB 2 est représenté par de puissants lits de pélite rouge, intercalés de bancs gréseux, silteux et de dolomie bioturbée.

— Le terme AB 3 représente l'horizon dolomitique à faune hettangienne des secteurs 1 et 2. Grâce à sa continuité et à son homogénéité pétrographique et paléontologique, ce terme constitue un excellent niveau repère à l'échelle de la moitié orientale de l'Algarve.

E — LE SECTEUR DE BENSAFRIM — VILA DO BISPO CARRAPATEIRA

SECTEUR 4

1 — Introduction

A l'Est de Budens, c'est-à-dire dans la majeure partie du secteur, l'aspect morphologique de la bande d'affleurement étudiée ne présente pas de différence notable avec son prolongement orientale (Pl. XII, fig. 3). Dans la partie ouest en revanche, cette bande s'étale plus largement, sans être pour autant plus épaisse et ne correspond plus à une zone déprimée marquée car aucune barre rocheuse continue et épaisse ne se localise dans (roches vertes) ou au-dessus d'elle (Jurassique).

Les accidents tectoniques cassants sont partout très développés; certaines failles expliquent les contours irréguliers de la bande d'affleurement qui se termine sur la côte par le splendide affleurement de la praia (plage) de Telheiro (Pl. XI). Au Nord de cette plage existe un affleurement isolé, dit de Carrapateira, qui comporte les dépôts détritiques de la base du Mésozoïque et des formations carbonatées appartenant à divers étages du Jurassique. P. Choffat décrivit cet affleurement à part des autres dans son ouvrage consacré au Secondaire du Sud du Sado (1887).

2 — Les différentes subdivisions lithostratigraphiques

a — Le terme AB 1

Les «Grès de Silves» débutent pratiquement partout par une série composée principalement d'arénites à litage oblique (fig. 41). Ces arénites de différentes granulométries peuvent être associées à des conglomérats à éléments lithiques de petite taille et à des pélites. Que ces deux lithofaciès soient ou non exprimés,, le caractère séquentiel des dépôts est net et en tous points identique à celui mis en évidence dans le terme AB 1 du secteur voisin. L'unité AA n'a pu être reconnue nulle part avec certitude. Entre Arge, extrémité occidentale du secteur 1 (coupe 1, fig. 44) et Arão (coupe 22, fig. 44), les conditions d'affleurements, particulièrement défectueuses, ne permettent pas de dire où et comment s'effectue le biseautage. A proximité de la rivière Barranco de Valverde ([12]), on observe un niveau pélitique reposant directement sur le socle qui semble épais de plusieurs mètres. Il pourrait représenter l'extrémité occidentale de AA ou une simple lentille contemporaine du dépôt des arénites environnantes. C'est cette dernière interprétation que l'on doit admettre pour expliquer la présence du lit argileux lenticulaire visible sur la coupe de Telheiro (fig. 41). Ce niveau est de faible extension puisqu'il manque sur l'affleurement située au Nord de la plage (Pl. XI, fig. 2).

Les microconglomérats, les grès microconglomératiques et les grès grossiers ne constituent guère qu'un petit nombre de base de séquences et se présentent généralement

([12]) Rivière alimentant le rio de Alvor que se situe à environ 3 km de Arão et 6,5 km de Arge.

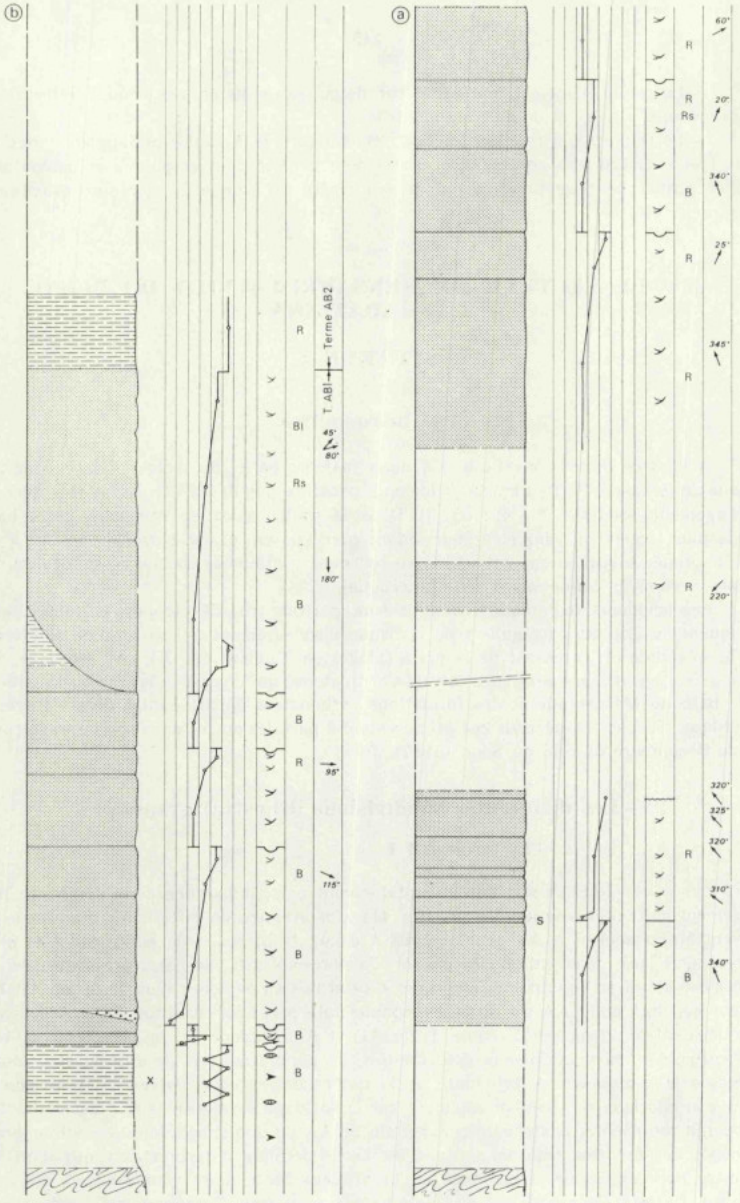


Fig 41 — La terme AB 1 de la partie le plus occidentale de l'Algarve.

a: coupe représentant approximativement les deux tiers inférieurs de la série, essentiellement gréseuse (Raporeira). Séquences à trois termes: grès moyen à grands faisceaux arqués, grès fin et siltite à faisceaux de petite taille.

b: cette coupe montre la totalité de la série affleurant sur la plage de Telheiro (cf. Pl. XI fig. 1). La coupe détaillée de la figure 42 représente la suite de celle-ci.

en couches lenticulaires de puissance et d'extension latérale réduite, respectivement inférieures au mètre et à l'hectomètre (Pl. XI, fig. 1 et Pl. XII, fig. 1). A proximité de Vila do Bispo (coupe 27, fig. 44), ces lithofaciès semblent exister sur toute la hauteur de ce terme AB 1 (qui n'atteint qu'au maximum 25 m d'épaisseur), alors qu'ils sont cantonnés dans la moitié et même le tiers inférieur.

Les éléments de la classe des rudites, dont la taille dépasse très rarement 4 cm, sont représentés par du quartz et des quartzites mais aussi souvent par un fort pourcentage d'éléments fissiles tels que schistes et grès peu métamorphisés.

Les arénites sont presque essentiellement de granulométrie moyenne à très fine et présentent une teinte rouge ou beige (Pl. XI). Elles présentent assez systématiquement un litage oblique (fig. 41 et Pl. XII, fig. 1).

Les séquences positives formées de grès moyen à litage oblique de grande taille, de grès fin, grès très fin et siltite à litage oblique de petite taille, les plus fréquentes dans la série, peuvent se compléter par une pélite (fig. II 41). Ce lithofaciès, essentiellement de couleur rouge, s'observe sur toute l'épaisseur de cette unité lithologique.

La fréquence et la puissance des lits argileux sont toutefois plus grandes au sommet du terme et il peut arriver que l'on ai quelque difficulté à placer sa limite supérieure, d'autant que des lits gréseux assez nombreux peuvent s'interstratifier dans les pélites du terme susjacent. L'accroissement très sensible, et dans la plupart des cas brutal, du faciès argileux étant encore très fréquent sur ce secteur, j'ai placé la limite entre les deux premiers termes des «Grès de Silves» dès que le rapport argilite/grès de plusieurs séquences est supérieur à 1 (fig. 41b et fig. 42b).

Terriers, pistes et galeries sont parfois abondants à la surface supérieure de lits gréso-siltеux situés à la partie sommitale de ce terme AB 1. Ce sont les seules traces de vie qui ont été observées. L'échantillon argileux prélevé dans l'unique lit non rouge (fig. 41) vu dans cette série n'a fourni aucun pollen.

La puissance du terme AB 1 diminue lorsqu'on se déplace du NE vers le SW, passant de plus de 75 m à peine 10 m (fig. 44). A Carrapateira en revanche la base des «Grès de Silves» atteint de l'ordre de 60 à 70 m.

b — Le terme AB 2

La photographie 2, Planche XI, permet de constater la régularité de la stratification sur plus de 250 m, l'importance des lits argileux (en sombre sur le cliché) et l'existence d'un nombre assez conséquent de petits bancs en saillie donnant à la moitié inférieure de la série un aspect rythmique. Cette rythmicité que l'on retrouve sur la plupart des profils représentant la base du terme AB 2 correspond à une succession de séquences à deux, trois ou quatre termes: grès fin à très fin, siltite, pélite, dolomie (fig. 42). Les deux premiers lithofaciès sont souvent semblables à ceux existant dans le terme AB 1 avec leurs structures directionnelles de petite taille et/ou des traces d'activité animale. Leurs teintes, unies ou mélangées, sont le rouge et le beige; dans certains cas, les lits sont uniformément gris: ils sont à ciment dolomitique.

Les dolomies de sommet de séquence sont généralement gris clair à gris foncé et d'aspect homogène à l'oeil nu. L'analyse microscopique montre qu'elles sont en fait presque toujours constituées par une succession de séquences d'échelle millimétrique, les particules clastiques présentes se répartissant en lamines parallèles ou déformées par des organismes fouisseurs. Parfois, on peut penser à des déformations liées à des fentes de dessication, bien que ces structures soient rarement aussi nettes que celles observées à Carrapateira (Pl. XXXI, fig. 4). Les bancs carbonatés, tantôt massifs, tantôt à délit facile, sont de puissance faible: quelques centimètres à une trentaine de centimètres.

La pélite, terme principal des unités séquentielles, est pauvre en carbonates; le pourcentage en dolomite + calcite (minoritaire) ne dépasse généralement pas 20 %, sauf

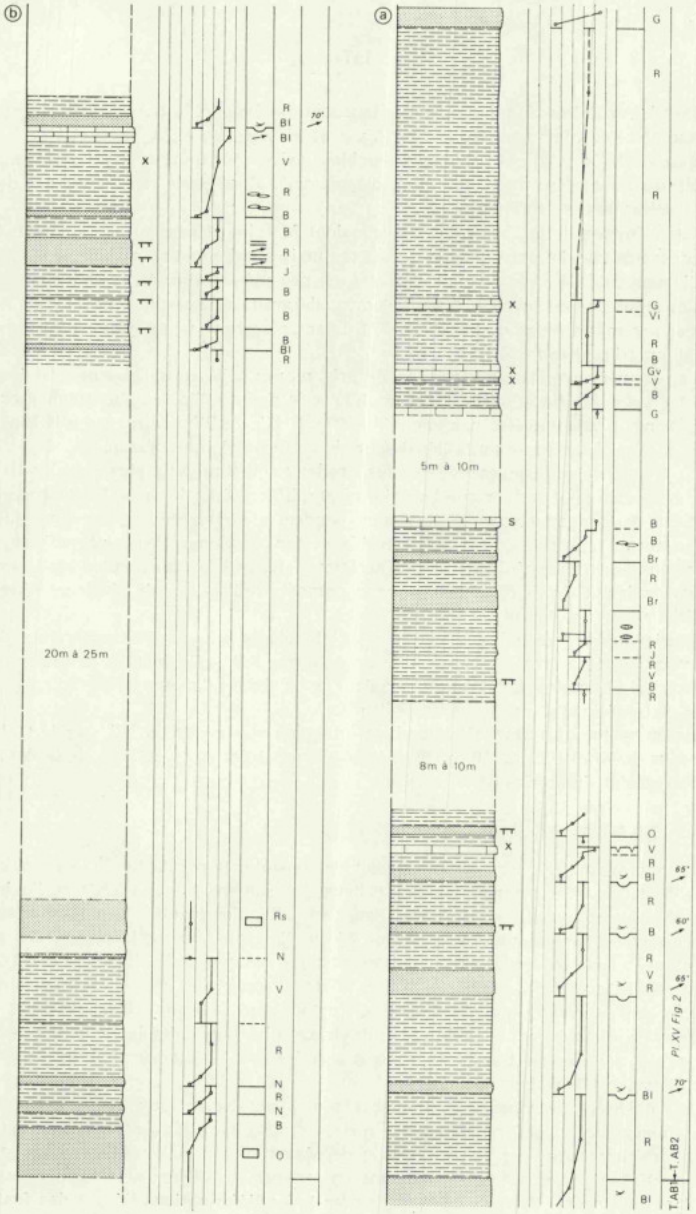


Fig. 42 — Le term A B 2 du secteur occidental.

La coupe a, levée dans la partie inférieure du terme AB 2 de la région d'Odiaxère, montre des séquences à 2 ou 3 termes: grès fin fréquemment bioturbé-pélite-dolomie dépourvue de microflore.

Le coupe b, de la plage de Telheiro (cf. Pl. XI, fig. 2) montre la base du terme AB 2. Celle-ci est également riche en lits gréseux. Localement bioturbation abondante.

dans les quelques centimètres situés sous un lit dolomitique. Quel quel soit ce pourcentage, la lutite est dure et se débite en fragments à arêtes anguleuses.

A la base du terme AB 2, les couches argileuses, bien délimitées par d'autres de nature lithologique différente, sont unicolores (généralement rouge lie-de-vin), rubanées ou encore tachetées de rouge et de vert. Dans la partie supérieure du terme AB 2, essentiellement argileuse, les affleurements montrent d'épaisses zones rouges et de fines bandes vertes dont les limites, floues ou franches, sont rarement rectilignes (Pl. XII, fig. 2). Qu'elles soient mesurables en centimètres ou en décimètres et de puissance fluctuante, ces passées vertes ne me sont jamais apparues discontinues à l'échelle de l'affleurement. L'examen attentif de toutes ces pélites permet de constater que des variations constantes du pourcentage des particules clastiques et des carbonates (calcite, dolomite) existent et qu'elles sont une fois sur deux sans relation avec les couleurs. Il semble toutefois que les pélites très silteuses et dont le pourcentage en dolomite est supérieur à 20 % soient plus souvent vertes que rouges.

Quinze échantillons d'argilite verte et de dolomie, prélevées sur des coupes détaillées levées à différents niveaux de la série (fig. 42) ont été soumis à l'analyse palynologique: aucun d'eux n'a livré de microflore. De même, aucun des quelque 45 résidus de lavages de pélites rouges et vertes ne s'est avéré fossilifère.

Comme le texte le laisse comprendre, le terme AB 2 comprend deux parties assez différentes l'une de l'autre: celle de base (moitié aux deux-tiers inférieurs) est formée d'une suite de séquences et de couches bien individualisées (Pl. XI, fig. 2), alors que la partie essentiellement argileuse du sommet ne présente pas ou très peu de strates et d'unités séquentielles franches (Pl. XII, fig. 2).

La disparition des couches de grès et de siltite est progressive et se fait en quelque sorte au bénéfice des lits de dolomie. Ceux-ci deviennent en effet de plus en plus fréquents jusque vers le milieu de l'unité puis brusquement disparaissent plus ou moins totalement sur plusieurs dizaines de mètres pour réapparaître à nouveau soit en une unité de quelques mètres à faune hettangienne caractéristique (terme AB 3), soit en une série beaucoup plus puissante et pratiquement azoïque (position douteuse, voir plus loin).

c — Le terme AB 3 et le sommet des «Grès de Silves»

Si l'on fait exception des affleurements côtiers (Telheiro, Carrapateira), la discontinuité de l'horizon dolomitique à faune hettangienne s'explique soit par la tectonique, soit par un recouvrement de dépôts détritiques attribués au Pliocène. Partout où cet horizon est visible, il comprend la même succession qu'à l'Est: pélites dolomitiques et dolomies fossilifères à la base, dolomies massives généralement azoïques au sommet. Sa puissance est comprise entre 5 et 10 m.

Noms des espèces	Localisation (1)
Coelostylina algarvensis Boehm	V B
Coelostylina choffati Boehm	V B
Promathildia (Teretrina) turritella (Dunker)	V B
Parallelodon bonneti (Choffat)	V B
Isocyprina (Eotrapezium) aff. *germari* (Dunker)	V B - T
Pronoella ? heeri (Choffat)	V B - T

Tableau n.° 19: Macrofaune découverte par J. C. Pratsch sur le secteur occidental de l'Algarve

(1) Gisement V B: Vila do Bispo, 300 m W du village.
Gisement T : Taboleiro, chapelle de Santo Antonio (entre Vila do Bispo et Sagres).

L'affleurement le plus occidental caractérisant ce terme qu'il m'a été possible d'observer, se situe à moins d'un kilomètre au Sud de Vila do Bispo. Il est surmonté par des pélites dolomitiques bariolées dont les premiers centimètres contiennent encore de nombreux fragments de coquilles de Gastéropodes et de valves de Lamellibranches (Fischer et Palain, 1971). L'épaisseur de ces pélites («marnes») supérieures des «Grès de Silves» ne peut être précisée, elle ne devrait pas dépasser la trentaine de mètres.

A l'Ouest de la route menant à Sagres (N 268), quelques bancs d'une dolomie azoïque ayant peu de caractères en commun avec celles du terme AB 3 (mais présence de roches vertes à proximité) couronnent de petits monticules dont la base est formée de pélites rouges et vertes. J. C. Pratsch signale encore dans cette zone l'horizon dolomitique à faune hettangienne (Taboleiro, Santo Antonio) séparant deux unités de «marnes», c'est-à-dire celles représentant notre terme AB 2 et la partie sommitale des «Grès de Silves».

Sur la falaise méridionale de la praia de Telheiro, des pélites bariolées (que j'attribue au terme AB 2) sont surmontées par une puissante série dolomitique que P. Choffat (1887), J. C. Pratsch (1958) et R. B. da Rocha (1971) placent dans le Sinémurien, bien qu'aucun n'y ait trouvé de fossiles stratigraphiques. Pour le second auteur, la base de l'à-pic dolomitique dont il leva une coupe correspondrait à son unité (3), soit à l'horizon-repère hettangien, continu à travers tout l'Algarve. Cette coupe est la suivante (Pratsch 1958):

— Sinémurien

A environ 35 m de la base: nombreuses *Rhynchonella* sp. et *Terebratula* sp., quelques *Lucina* ? sp.;

50-60 m	dolomies comme à la base de l'étage;
0,1 m	marne dolomitique rouge;
11,5 m	dolomie comme à la base du Sinémurien;
0,8 m	marne dolomitique rouge;
13 m	dolomie, gris foncé, à gros cristaux en bancs massifs.

— Hettangien

0,10 m	marne dolomitique rouge, légèrement calcaire;
0,50 m	marne dolomitique jaune vert;
0,10 m	dolomie, idem base;
0,50 m	marne dolomitique verte;
0,10 m	dolomie, idem base;
0,10 m	marne dolomitique verte;
0,10 m	marne dolomitique rouge;
0,10 m	dolomie identique à celle de base;
0,50 m	dolomie identique à celle de base;
0,30 m	marne dolomitique verte;
0,40 m	marne dolomitique rouge;
1 m	dolomie gris vert, sans cristaux visibles ou très finement cristallisée.

— Trias supérieur

L'unité (2) se termine par 8-10 m de marnes bariolées, rouges et vertes, éboulées.

On peut remarquer que deux des caractèrs distinctifs de l'horizon-repère manquent aux quelque 3,8 m attribués à l'Hettangien; il n'y a en effet ni fossile, ni couleur grise pour le lithofaciès argilo-dolomitique.

Je n'ai pu retrouver l'emplacement où fut effectué cette coupe ni en établir une ayant la même position stratigraphique. En revanche, mes recherches entre les brèches d'éboulis plus ou moins consolidées recouvrant le talus argileux m'ont permis de consta-

ter que des couches carbonatées et argileuses d'échelle métrique alternent sur une dizaine de mètres au-dessous des gros bancs dits sinémuriens. Les premiers sont représentés par des calcaires dolomitiques argilo-silteux ou des dolomies légèrement calcitiques et détritiques (le passage d'un faciès à l'autre peut se faire dans un même banc). Ces lithofaciès sont microcristallins et de couleur grise unie ou à taches rouges. Les secondes correspondent à des pélites calcaréo-dolomitiques rouges ou vertes. L'analyse en laboratoire de ces différents lithofaciès n'a fourni ni microfaune, ni microflore.

A Carrapateira, dunes (praia de Bordeira, au Nord; coupe 29, fig. 44) ou faille (praia do Amado, au Sud) ne permettent pas d'observer le passage entre les faciès détritiques des «Grès de Silves» et carbonatés supérieurs. Pour P. Choffat, une série liasique pratiquement complète, représentée surtout par des dolomies azoïques, existerait et serait recouverte par un Malm caractérisé par de nombreux fossiles. Selon J. C. Pratsch, le coeur carbonaté de la structure synclinale de Carrapateira est uniquement constitué par du Kimméridgien inférieur. Néanmoins, il reconnaît avoir trouvé un échantillon volant d'une dolomie à faune hettangienne de couleur brun-rouge.

Les divergences des résultats donnés par ces géologues existent également pour la zone située à l'Est de Telheiro. Pour l'auteur ancien «...les dolomies compactes, grises...» surmontant les «Grès de Silves» et passant à «...un calcaire blanc, marbreux, à Polypiers, recouvert à son tour par le Callovien...» représenterait le Lias et le Dogger. Avec son honnêteté scientifique coutumière, il affirme n'être passé que très rapidement dans cette zone et n'avoir pas approfondi son étude. Pratsch, en revanche, parle de Kimméridgien dès Taboleiro. Très récemment, R. B. Rocha (1971) considère que les dolomies azoïques reposant sur l'Hettangien argilo-dolomitique sont sinémuriennes et sont directement surmontées par un Dogger indifférencié jusqu'aux environs d'Odiáxere (carte partielle, Lagos-Odiáxere, 1971).

Quoiqu'il en soit, ces trois auteurs s'accordent pour reconnaître que la zone comprise entre Telheiro, Sagres et la côte, est constituée par un Lias moyen et supérieur très épais (au minimum 270 m, selon Pratsch) dont les faciès et la faune de Céphalopodes ne s'observe nulle part ailleurs en Algarve.

Il est donc certain que ce territoire très réduit a subi une évolution particulière pendant une période considérable et dès la fin de la sédimentation des «Grès de Silves» puisque l'horizon-repère manque.

L'absence de fossiles dans le terme AB 2 (dans lequel fut fait le plus grand nombre possible de lavages d'argilites et d'analyses palynologiques), dans la zone de passage et le faciès dolomitique supérieur, ne permet pas d'affirmer que ces deux niveaux correspondent rigoureusement à l'horizon hettangien et aux marnes susjacentes du reste du secteur comme le fait J. C. Pratsch. A mon avis le biseautage des quelques mètres de dolomie datée de l'Hettangien paraît plus vraisemblable que ne l'est le passage latéral entre des argilites et une série essentiellement dolomitique, l'un ou l'autre s'effectuant en quelque 3 km.

3 — Conclusion à l'étude lithostratigraphique du secteur occidental

Les «Grès de Silves» (fig. 43) débutent par des rudites polygéniques de granulométrie fine, des arénites plus ou moins riches en éléments lithiques et des pélites agencées en séquences positives et ravinantes. Le grès, lithofaciès principal de ces unités séquentielles présente les mêmes caractères que celui constituant le terme AB 1 du secteur voisin: granulométrie moyenne à très fine, litage oblique de grande et petite taille. Le terme plus grossier n'est présent que localement (Vila do Bispo, Carrapateira); la pélite est plus fréquente. Elle se répartit sur toute l'épaisseur de la série et est souvent bien représentée au sommet de sorte que la limite lithostratigraphique séparant AB 1 et AB 2 ne s'individualise pas aussi bien que sur les autres secteurs.

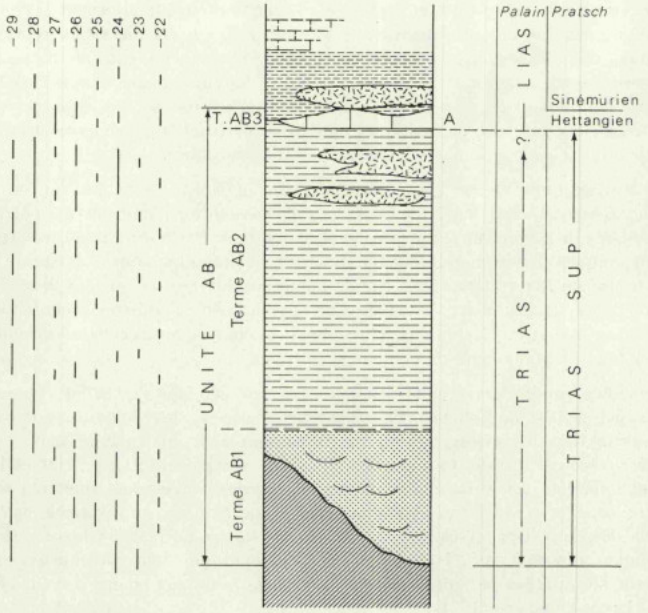


Fig. 43 — Coupe lithostratigraphique synthétisant les observations faites sur le secteur occidental de l'Algarve.
Les levés ont été faits:
22: entre le Barranco de Valverde et Arão;
23: au Nord d'Odiáxere (log fig. 42a);
24: aux environs de Bensafrim;
25: au Nord-Ouest de Budens (cf. log fig. II 41);
26: aux environs de Rapozeira (log fig. 41a);
27: aux environs de Vila do Bispo (cf. log in Fischer et Palain, 1971);
28: sur la plage de Telheiro (logs fig. 41b et 42b).

Le terme suivant présente les caractères lithologiques et stratonomiques du terme AB 2 du reste de l'Algarve.

Sa base est formée de séquences chimio-détritiques bien individualisées, dans lesquelles la pélite représente pratiquement toujours le lithofaciès dominant; son sommet en revanche, uniquement argileux (comme sur le secteur Silves-Messines), ne présente ni strates, ni séquences nettes.

Sur la plus grande partie du secteur, ce terme AB 2 est surmonté par plusieurs mètres de pélite dolomitique et de dolomie fossilifères. L'agencement de ces lithofaciès, leur couleur, la nature, l'âge hettangien et la répartition des fossiles sont ceux de l'horizon-repère AB 3, continu depuis le rio Guadiana jusqu'au Nord de Sagres. A la pointe la plus occidentale de l'Algarve, des pélites bariolées passent directement à une puissante série dolomitique pratiquement azoïque. Elle représenterait le Sinémurien et sa base «marno-dolomitique» (selon Pratsch) serait l'équivalent latéral du terme AB 3. Je pense, sans pouvoir apporter de preuves paléontologiques, que cet horizon-repère se biseaute, de sorte que les pélites du terme AB 2 et celles constituant le sommet des «Grès de Silves» ne sont plus individualisables.

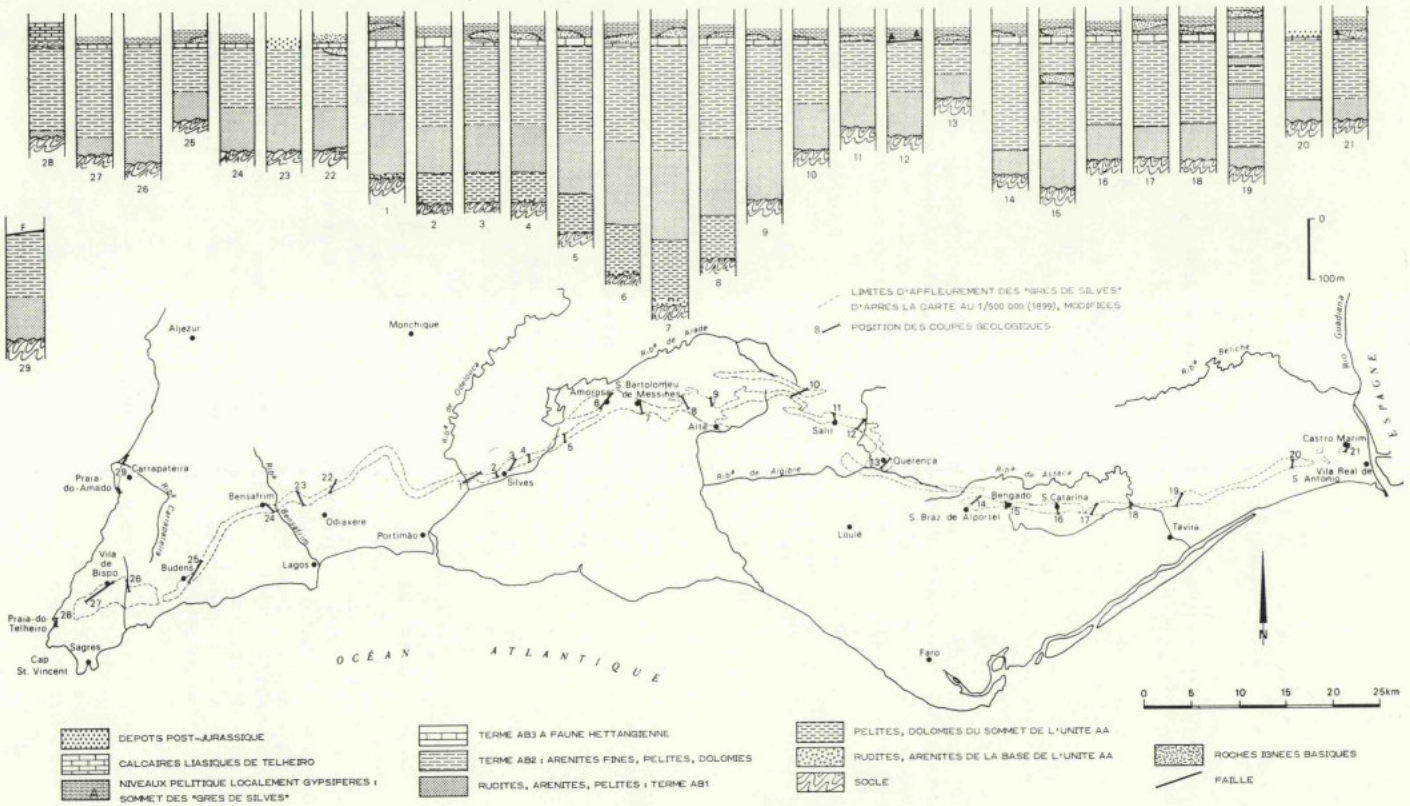


Fig. 44 — Ensemble des coupes complètes effectuées en Algarve.

F — CONCLUSION A L'ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES «GRÈS DE SILVES» DE L'ALGARVE

En Algarve, les plus anciens terrains sédimentaires reposant sur les faciès épimétamorphiques du Carbonifère sont représentés par (fig. 44 et 45):

— une unité de base lenticulaire AA, localisée dans la partie centrale de l'Algarve. Lorsqu'elle est complète, elle est constituée par des dépôts gréso-conglomératique et des pélites à fines intercalations de siltite et de dolomie. Les premiers forment des amas lenticulaires reposant sur le socle. La série argileuse est bioturbée et renferme localement des ossements de Stégocéphales non déterminables spécifiquement.

Cette unité n'a pu être datée. Sa puissance maximale est de 90 ± 10 m au niveau de San Bartolomeu de Messines.

Bien que surmontée par des faciès détritiques à structures de courant et limitée par une surface de discontinuité de ravinement, il semble que le biseautage de l'unité AA, rapide vers l'Est, nettement plus progressif vers l'Ouest, soit dû à un amincissement général des couches lié aux conditions de dépôt plutôt qu'à des processus d'érosion.

— un terme AB 1, représenté par des conglomérats et des arénites en séquences répétées à l'Est, essentiellement par des arénites à l'Ouest. Les lutites sont subordonnées aux lithofaciès plus grossiers qui présentent très fréquemment des litages obliques de grande et petite tailles et une stratification de type lenticulaire.

Les traces d'activité organique sont systématiques dans les derniers mètres de ce terme par ailleurs pratiquement dépourvu de fossiles. La présence d'Esthéries (*Euestheria minuta* (von Zieten) et *Pseudoasmussia destombesi* Defretin permet de dater du Trias supérieur le tiers supérieur de ces dépôts dans la région de Silves — San Bartolomeu de Messines.

— un terme AB 2, dans lequel la pélite rouge ou bariolée rouge et vert constitue le lithofaciès dominant. Les grès de granulométrie fine à très fine et les dolomies, souvent présents, ont une répartition verticale et latérale très inégale. Tantôt répétés plusieurs fois à l'échelle du mètre, tantôt absents sur quelques dizaines de mètres, ces lithofaciès peuvent constituer des niveaux d'épaisseur supérieure au mètre (grès seulement et localement) alors que le plus souvent ils sont en lits isolés et mesurables en centimètres.

L'extension de ce terme correspond à celle de la bande d'affleurement; son épaisseur, très variable, oscille entre moins de 50 et 180 m.

— un terme AB 3 de quelques mètres de puissance seulement, mais néanmoins continu et très homogène depuis Vila de Bispo jusqu'au rio Guadiana. Cet horizon-repère est pratiquement partout constitué par une alternance de fines couches de pélite dolomitique et de dolomie fossilifères à la base, par des bancs massifs de dolomie sans ou à très rares Mollusques au sommet. Les fossiles, essentiellement des Lamellibranches et des Gastéropodes, permettent de dater ce terme du Lias inférieur.

A l'extrémité occidentale de l'Algarve, l'absence de fossiles ne permet pas de savoir avec exactitude si cet horizon-repère se biseaute ou est représenté par l'extrême base de la puissante série dolomitique surmontant les pélites, que les auteurs attribuent au Sinémurien sans preuve paléontologique. La première hypothèse me paraît la plus vraisemblable.

— des pélites et des marnes bicolores, localement gypsifères. Elles surmontent partout le niveau-repère et terminent la série des «Grès de Silves» telle qu'elle a été définie par P. Choffat en 1887. Ces dépôts, azoïques, sont placés dans le Sinémurien par certains géologues, dans l'Hettangien par d'autres.

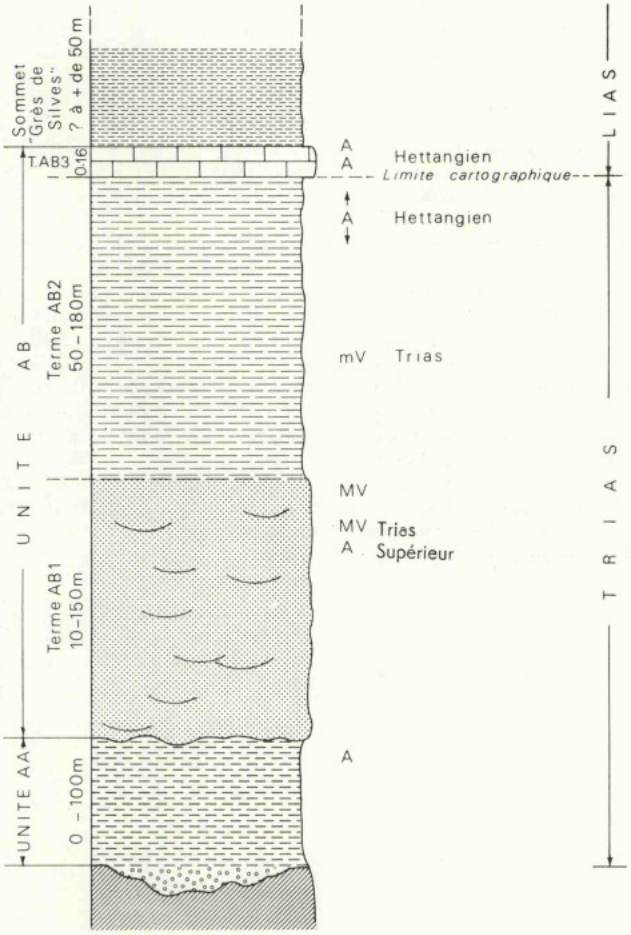


Fig. 45 — Coupe lithostratigraphique la plus complète qui soit en Algarve. Position des gisements fossilifères et coupures stratigraphiques proposées.

Selon G. Zbyszewski et J. Barreto de Faria (1970), la série argilo-salifère de la structure anticlinale de Loulé correspondrait à cette seule formation et serait dont uniquement liasique.

Les fossiles connus sont presque essentiellement localisés dans le terme AB 3. L'absence de Céphalopodes en son sein et dans les terrains encaissants ne permet pas d'accréditer l'hypothèse de J. C. Pratsch (1958) selon laquelle ce terme représente tout l'Hettangien. La présence, certes ponctuelle, de quelques moules et de fragments de coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes à plusieurs mètres sous la base (Choffat et p. 131) et dans les premiers centimètres de pélite supérieure (Fischer et Palain, 1971) au niveau-repère, indique que la limite de faciès ne correspond pas à une limite d'étage, du moins localement.

Malgré cela, j'admets que le mur de la formation AB 3 peut être assimilé à la base du Lias du point de vue cartographique. Ce raisonnement, tenu pour les trois bandes d'affleurement de bordure n'implique pas pour autant que ces limites sont parfaitement isochrones.

Les résultats de mes recherches, Esthéries du Trias supérieur (AB 1), microflore à affinités triasiques (motié inferieure de AB 2), s'ils apportent la preuve de l'existence de Trias en Algarve, sont encore trop peu nombreux pour pouvoir établir une chronostratigraphie sérieuse des différents dépôts. Toutefois, ils permettent de rejeter l'équivalence des termes AB 2 et AB 3 avec les «Couches de Pereiros» qu'avait admise P. Choffat (1887) et ne s'opposent pas à l'existence de Trias moyen et inférieur.

Pour terminer avec cette série des «Grès de Silves» de l'Algarve, rappelons qu'elle renferme de puissantes masses de roches vertes. Les dolérites, en dykes et sills, sont indiscutablement post-triasiques, peut-être intra-Lias inférieur comme certaines roches tufacées observées (signalées mais non étudiées dans ce travail) dans la partie supérieure des «Grès de Silves». Leur étude détaillée, complétée par celles des autres pointements ignés connus en Algarve dans des formations plus récentes et dans le Trias espagnol, devrait pouvoir apporter des éléments très intéressants sur l'évolution de la Péninsule Ibérique au cours des temps mésozoïques.

CHAPITRE IV

LES AIRES DIAPIRIQUES OU «AIRES TYPHONIQUES»

Les caractères de ces structures diapiriques seront étudiés à l'aide de données bibliographiques. Des observations personnelles d'ordre pétrographique et sédimentologique compléteront cette analyse (1).

A — LES DONNÉES ACQUISES ENTRE 1880 ET 1971

1 — Caractères généraux des aires diapiriques

C'est P. Choffat qui en 1882 introduit dans la littérature géologique portugaise les noms «Marnes de Dagorda» et «aire typhonique» ou «vallée typhonique» (2). Ceux-ci caractérisent une série principalement «marneuse» située en contact tectonique avec des formations plus ou moins redressées du Jurassique ou du Crétacé et occupant des zones déprimées sur le plan topographique (Pl. XXII, fig. 1). Ces «vallées», de dimensions variées mais relativement modestes (fig. 1) sont généralement allongées NNE-SSW.

Les pointements les plus septentrionaux, localisés à l'Ouest de la bande d'affleurement de bordure des «Grès de Silves» en sont séparés par 20 (Soure) à 40 km (Monte Real, Leiria, Batalha-Porto de Mos). L'aire de Caldas da Rainha-Dagorda, la plus importante de toutes, située à quelque 65 km de Tomar, est en revanche proche, moins de 30 km, des flots cristallins des Berlengas (fig. 1). Au Sud de celle-ci, entre le Tage et le Sado, des structures anticlinales d'origine également diapirique ont été mises en évidence sous les dépôts cénozoïques (Montijo, Pinhal Novo); nommés diapirs non perforans, leur origine pourrait être différente de celle des aires typhoniques (Zbyszewski, 1959, 1971).

Après les travaux fondamentaux de P. Choffat (1882, 1883-1887), un petit nombre de publications, notamment celles de C. Freire de Andrade (1933, 1937) et de J. Carrington da Costa (1944), apportent des éléments d'observation nouveaux, posent le problème de l'origine première et mettent l'accent sur l'intérêt économique de ces struc-

---

(1) Malgré les nombreux travaux effectués (la cartographie au 1/50 000 de toutes les aires est faite à ce jour), les problèmes qui restent posés nécessiteraient plusieurs années d'étude.

(2) P. Choffat écrivit tiphonique avec un i. G. Zbyszewski, rappelant que se terme vient de Typhon, dieu mythologique, l'écrit avec un y.

tures diapiriques. Elles devaient conduire à une campagne d'investigations géophysiques et de sondages ainsi qu'au travail très complet de G. Zbyszewski (1959). Cette étude, bien que limitée à l'aire de Caldas da Rainha, permet de comprendre les différentes étapes de l'évolution des structures particulières que représentent les aires typhoniques du Portugal.

2 — Les structures d'après G. Zbyszewski

La région de Caldas da Rainha présente une structure typique d'aire typhonique telle qu'elle a été définie par P. Choffat, c'est-à-dire une structure anticlinale limitée par des failles et provoquée par la montée de matériaux sédimentaires plastiques et igné basique au travers des formations surincombantes à la faveur d'une crevasse longitudinale.

Les expériences de laboratoire, comparées aux données de terrain, montrent qu'après la formation d'une faille dans la couverture, la pesanteur et la plasticité suffisent à expliquer la structure. Il n'est pas nécessaire de faire intervenir une tectonique tangentielle importante. L'érosion a pu raviver les mouvements de style diapirique.

Les mouvements de surrection, progressif, ont commencé au cours du Jurassique (Dogger, Lusitanien). La période comprise entre le Crétacé inférieur et le Miocène supérieur correspond à une phase d'érosion intense des voûtes anticlinales. La mer pliocène, envahissant les points bas, a occupé les vallées typhoniques dont l'instabilité est encore manifeste, les dépôts pliocènes étant plus ou moins déformés.

Les caractères de cette aire et de celle de Rio Maior, voisine et parallèle, la forme et la répartition géographique de la plupart d'entre elles permettent de penser que ces structures se sont développées sur les flancs d'un fossé ou synclinal d'orientation NE-SW (synclinal mésozoïque portugais de Choffat) «...ayant subi à diverses reprises des phénomènes de subsidence et d'approfondissemement qui ont conduit à l'accumulation d'une série de sédiments, épaisse en son centre et moindre sur ses bords» (Zbyszewski, 1959, p. 129).

L'auteur ajoute que ce «fossé», bordé par des flexures, se situait entre le bloc mésétain (flexure orientale à l'emplacement de l'aire de Rio Maior) et un «continent ancien, cristallin... dont les îlots de Berlengas et de Farilhões ont dû faire partie» (flexure occidentale correspondant à l'aire de Caldas da Rainha).

Telle qu'elle est présentée, cette zone subsidente fait penser aux rift continentaux, lesquels contiennent fréquemment une puissant série évaporitique (Bauer, 1974) (8).

3 — La lithostratigraphie des aires diapiriques

Les faciès pétrographiques situés au coeur de ces structures diapiriques sont d'une part sédimentaires, d'autre part ignés. Ces derniers, représentés principalement par des dolérites, des teschénites et des basaltes (Torre de Assunção), métamorphisent l'encaissant et forment de petits dômes de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de circonférence. Ces roches se sont mises en place en plusieurs phases au cours de la montée argilo-salifère.

De nombreux sondages (Zbyszewski, 1959; Zbyzewski et Barreto de Faria, 1971) permettent de connaître une partie plus ou moins importante des dépôts antérieurs ou/et partiellement contemporains de ceux visibles en surface; leur base reste néanmoins inconnue car aucun des forages n'a atteint le socle, à l'exception de celui de Montalegre (signalé mais malheureusement non décrit). Près de Fatima (São Mamede, 30 km à l'Ouest de

(8) Une flexure en gros parallèle au contact socle — Mésozoïque existerait également en Algarve: cf. cartes dans Zbyszewski et Barreto de Faria (1971).

l'extrémité méridionale de l'affleurement de bordure), des grès fins à ciment argilo-ferrugineux rouge et des marnes gréso-micacées de plus en plus abondantes vers le haut (traversées sur 200 m, épaisseur vraie inconnu (4)) existent sous une série argilo-évaporitique de teinte grise dominante, à fines intercalations de grès à la base, à dolomies et calcaires dolomitiques gris-brun au sommet (puissance apparente 2280 m).

Signalons qu'à Torres Vedras (sondage 4), des galets de schiste ont été trouvés à la partie inférieure d'une formation argileuse rouge à anhydrite et veines de sel gemme ayant une puissance apparente de 285 m. Des marnes ou argiles gréseuses existent suivant les endroits, soit essentiellement dans les niveaux les plus profonds (Obidos, Campo, aire de Caldas), soit à différentes hauteurs en intercalations avec des couches de sel (Matacães).

Les argilites et marnes, lithofaciès les plus abondants sur la plupart des profils, peuvent être aussi gypsifères et salifères, à quartz bipyramidés ou bitumineuses. Les couleurs rouge, verte, grise ou noirâtre sont unies ou mélangées.

Le sel gemme, souvent rencontré, est l'évaporite la mieux représentée. Il peut constituer des couches d'échelle métrique séparées par des couches argileuses et dolomitiques nettement plus puissantes, ou former des masses de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et très rapprochées. Ces «complexes salifères», comme les appelle G. Zbyszewski, sont formés d'halite associée ou non à de l'anhydrite. Le sel gemme est recristalisé, bréchique, plus rarement sans traces de déformation. Il est plus souvent coloré en rouge ou en gris qu'incolore. Les analyses chimiques montrent que le pourcentage en NaCl de ces couches salifères est généralement élevé, supérieur à 80 %; en revanche, il n'y a que des traces de KCl. La sylvine n'est en effet jamais exprimée. Anhydrite ou gypse forment souvent d'épaisses couches, principalement au-dessus des «complexes salifères».

Les roches carbonatées, calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies, bien que présentes à tous les niveaux de la série et associés à n'importe quel autre lithofaciès, ne semblent acquérir un certain développement qu'en dehors des rythmes riches en sel gemme et anhydrite. Elles constituent d'épaisses assises à la partie supérieure de certains profils.

Les ouvrages cités précédemment, auxquels s'ajoutent les nombreux commentaires des cartes géologiques au 1/50 000, nous apprennent qu'en surface, les lithofaciès observables sont les mêmes que ceux rencontrés en profondeur, à l'exception du sel gemme et de l'anhydrite. En fait, ils n'affleurent que d'une manière discontinue, une partie plus ou moins grande du fond des vallées étant occupée par des dépôts pliocènes et plus récents, ce qui ne facilite pas le levé de coupes lithostratigraphiques cohérentes.

Les «marnes», souvent gypsifères, parfois gréseuses ou à quartz bipyramidés, sont uni ou multicolores, rouges, vertes, grises. Du gypse, localement abondant, et de petites passées calcaires ou dolomitiques leur sont associés. Cet ensemble, principalement détritique, correspond aux «Marnes de Dagorda» de P. Choffat. Les épais niveaux constitués uniquement de couches carbonatées et formant de petites collines ou «cabeços» seraient à situer dans un terme à part, supérieur (5) (Pl. XIII, fig. 1, 2 et 3).

Une faune de Lamellibranches et de Gastéropodes, presque uniquement constituée par les espèces du Lias inférieur des affleurements de bordure, existent dans certaines couches de calcaire ou de dolomie localisées soit dans des marnes, soit au niveau des «cabeços». Pour P. Choffat qui découvrit pratiquement tous les gisements connus à ce jour, un certain nombre d'associations faunistiques des ensembles carbonatés sont sinémurien-

(4) Les épaisseurs données sont apparentes. Dans quelques cas des valeurs moyennes ou extrêmes de pendage permettent d'estimer valablement la puissance réelle des couches.

(5) Les écrits de P. Choffat ne sont pas très clairs. C'est en analysant d'une manière détaillée ses écrits et en me référant à des phrases telles que celle citée plus loin dans le texte que j'en ai déduit que l'opinion définitive de l'ancien auteur devait être celle-ci.

nes (6) alors que celles des «Marnes de Dagorda» sont plutôt hettangiennes (7) et l'auteur conclut sans étayer sérieusement cette hypothèse: «...Tous les ilots (8) de grès de Silves (9) devront être indiqués comme hettangiens, et je crois que l'on ne risquera pas de se tromper en indiquant leurs cabeços dolomitiques comme sinémuriens» (1903; p. 106, remarques pour la carte géologique). G. Zbyszewski, discutant la répartition verticale des espèces de l'aire de Caldas da Rainha (1959), attribue un âge Hettangien à la faune mais admet en revanche un âge Rhétien-Hettangien à ce qu'il nomme les marnes et calcaires du «Complexe de Dagorda» ou «Marnes et calcaires de Dagorda», en accord avec l'ensemble des géologues portugais (10). Il considère en effet que l'ensemble du faciès argileux-évaporitique-carbonaté connu en sondage et en surface est l'équivalent latéral des «Grès de Silves» du Nord du Tage; ces derniers ayant été placés dans le Rhétien et l'Hettangien, sa datation ne pouvait être autre.

Toutefois, rien ne prouve que l'hypothèse de P. Choffat soit totalement fausse; on sait en effet, depuis les travaux de ce géologue, que l'Hettangien et le Sinémurien portugais renferment de nombreux Mollusques identiques (et on est de ce fait étonné du caractère tranché de ses conclusions) et, par les sondages, que là où la couverture du Lias moyen et supérieur a été préservée de l'érosion, un complexe carbonaté fait suite à la série argilo-évaporitique. Signalons que G. Zbyszewski et J. Barreto de Faria (1971) admettent implicitement les vues de l'auteur ancien puisqu'il attribuent un âge Sinémurien à la base des assises calcaires (11) dépourvues de faciès détritiques rouges trouvés en sondage (fig. 46).

Il est bien certain que l'ordonnance stratigraphique des différents termes risque fort de n'être pas partout la même et qu'elle demeure souvent non évidente, compte tenu des processus de mise en place des aires typhoniques. Il ressort de la lecture de l'ouvrage de G. Zbyszewski (1959) qu'il ne faut pas entendre par structure anticlinale un pli simple dont la succession réelle des couches est déductible cartographiquement.

B — QUELQUES OBSERVATIONS DE DÉTAIL

Nous n'avons pas abordé le problème structural, pas plus qu'une étude de paléontologie stratigraphique. Il a paru néanmoins intéressant de prendre connaissance des caractères pétrographiques, stratonomiques et sédimentologiques des séries afin de pouvoir éventuellement préciser la paléogéographie des zones de bordure. C'est ainsi que j'ai parcouru, échantillonné et fait quelques coupes dans les aires de Soure, la plus proche des «Grès de Silves» de la bordure, de Caldas da Rainha, la mieux connue et où fut définie l'unité des «Marnes de Dagorda» et de Leiria.

---

(6) Gisements de Nossa Senhora da Vitória (S. Pedro de Muel), moulin d'Arelho (Caldas da Rainha), Serra El Rei...

(7) «Marnes de Dagorda» de l'aire de Soure; affleurements de Mina d'Azèche, Carvide et Pedras Negras (S. Pedro de Muel et Monte Real).

(8) C'est ainsi qu'il nomme les affleurements diapiriques dans plusieurs articles, dont celui de 1903.

(9) Il faut entendre «Marnes de Dagorda» équivalent latéral des «Couches de Pereiros».

(10) Se reporter aux notices explicatives des cartes géologiques de Caldas da Rainha (1960), Lourinha (1961), Alcobaça (1963), Marinha Grande (1965) et Leiria (1968). Signalons que les auteurs de ces notices citent les espèces trouvées sans indiquer ni le type de gisement ni le découvreur. Dans la majorité des cas, les listes sont celles données par Choffat.

(11) Anticlinaux de Vermoil et de S. Mamede (Fatima), diapir de S. Pedro de Muel, structures de Torres Vedras (sondage 4) et de Monte Junto.

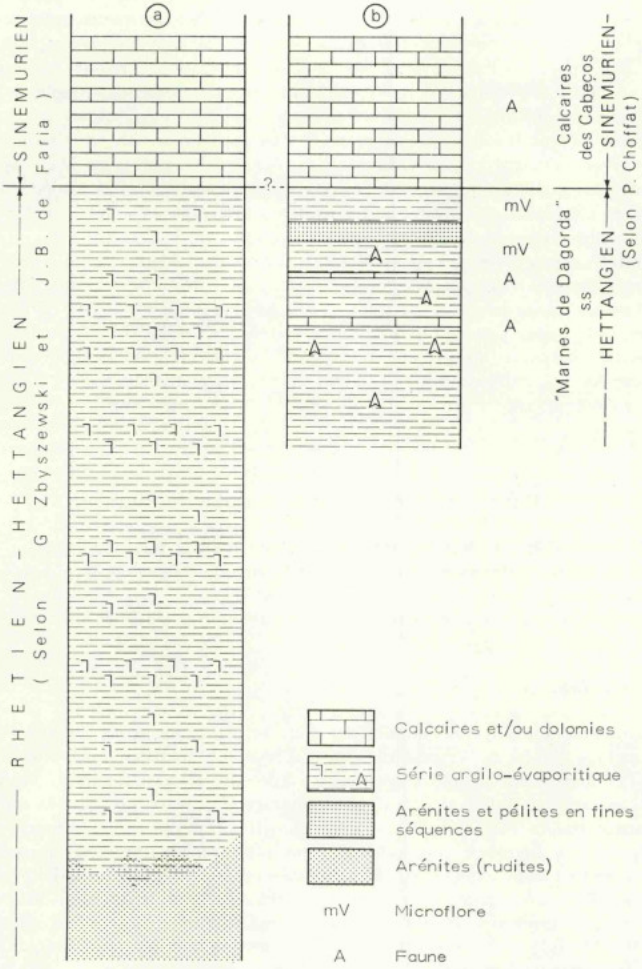


Fig. 46 = Coupes schématiques établies:
a: d'après les données de sondage;
b: d'après des observations personnelles de terrain (Moulin de Dagorda avec interprétation stratigraphique de P. Choffat).

1 — Dans l'aire de Soure

L'aire de Soure, située à 25 km au SW de Coimbra, est une cuvette de très petites dimensions, une centaine de kilomètres carrés à peine. Le «noyau» du diapir, qu'aucun sondage n'a prospecté, occupe une surface très limitée (carte géologique, Romariz, 1960). P. Choffat assimile les «marnes gypsifères» qui lui ont livré quelques fossiles à l'Hettangien, les «dolomies» azoïques au Sinémurien. C. Romariz, n'ayant trouvé aucune faune nouvelle, conserve les divisions stratigraphiques de l'auteur ancien mais montre que le Sinémurien n'est constitué que de calcaires dans l'ensemble pauvres en Mg, mais parfois à forte teneur en matière bitumineuse. Son étude pétrographique met également en évidence dans les «Marnes de Dagorda» des calcaires argilo-gypseux à côté de marnes illitiques à quartz bipyramidé et de gypse.

La rareté et les dimensions très réduites des affleurements auxquelles s'ajoutent les constantes variations de pendage, ne permettent de faire aucune coupe dans ce Lias inférieur. Les anciennes carrières de gypse de S. José do Pinheiro (E. de Soure) montrent de gros amas de gypse présentant différentes formes de cristallisation séparés par des niveaux pélitiques rouges, localement à litage net. Ce dernier est souligné par des plaquettes d'un demi à trois centimètres d'une dolomie argilo-silteuse dont les surfaces, inférieure et même supérieure, sont tapissées de pseudomorphoses cubiques de sel gemme.

2 — Dans l'aire de Caldas da Rainha — Dagorda

L'aire de Caldas da Rainha, longue de 30 km environ, large de 2 à 9 km, présente de bons affleurements, principalement au Sud de la ville de Caldas da Rainha. C'est sur ce secteur que j'ai fait l'essentiel de mes observations.

Nous donnons les caractères des lithofaciès avant d'aborder les problèmes de corrélation.

a — Les lithofaciès

Contrairement à l'opinion admise par tous les géologues ayant travaillé dans cette aire, le principal lithofaciès des «Marnes de Dagorda» ne correspond pas à une marne au sens strict [12], mais à une pélite très peu carbonatée (fig. II, 21). En effet, l'examen sur le terrain, confirmé par l'analyse plus fine de laboratoire, montre que, dans la majorité des cas, les roches rouges ou vert pâle dont les caractères physiques, cohérence élevée et débit en fragments anguleux, font effectivement penser à un lithofaciès fortement carbonaté, contiennent moins de 15 % de carbonates (dolomite seule ou calcite subordonnée à dolomite) et essentillement des quartz et micas de la taille des silts fins [13]. Parmi les quartz les plus grossiers (75-500 μ) on peut trouver des cristaux sub à automorphes; ceux franchement bipyramidés sont très rares. Ils contrastent par leur limpidité et leur éclat avec les quelques grains détritiques, troubles et mats.

Les couleurs des pélites, essentiellement le rouge lie-de-vin et le vert pâle, sont généralement unies et déterminent des bandes parallèles aux limites tantôt tranchées, tantôt floues. Dans un certain nombre de cas, on peut s'assurer qu'elles soulignent la stratification des dépôts (parallélisme avec des lits carbonatés).

Les lits rouges, les plus épais (quelques décimètres à plusieurs mètres) paraissent

---

(12) Il n'existe pas de définition admise unanimement; toutefois la majorité des auteurs attribuent le nom de marne à des roches argilo-carbonatées ayant plus de 15 % de calcite.

(13) Le caractère silteux des «marnes» est signalé dans le commentaire de la carte d'Alcobaça, de J. Camarate França et G. Zbyszewski (1963).

homogènes; localement sur quelques décimètres carrés, on peut observer un litage net et/ou des granoclassements de quelques millimètres d'épaisseur soulignés par une répartition préférentielle de grandes paillettes de micas ou des particules silteuses. Sur le flanc oriental de plusieurs buttes alignées sur celle du Moulin de Dagorda, d'épais niveaux rouges présentent un aspect conglomératique: des éléments pratiquement sphériques, rouges pour la plupart, verts pour certains, sont cimentés par un matériau pélitique rouge identique à celui des éléments et par de la calcite cristalline, blanche ou orange. Ces passées, indiscutablement d'origine tectonique, ne sont pas plus riches en carbonates que les lits dépourvus d'une structure quelconque et ne contiennent pas de gypse.

Les lits verts, de 5 à 30 cm d'épaisseur, ne paraissent avoir ni plus ni moins de carbonates ou de matériau détritique que les strates encaissantes rouges. La plupart d'entre eux présentent une fine lamination irrégulière mais nette.

Localement, des niveaux correspondent à de véritables marnes (30-40 % de calcite) (fig. II 21); ils sont de teinte gris noir, jaunâtre, bariolés de rouge, rose et noir. Leur induration n'est pas sensiblement supérieure à celle des pélites. Alors que ces dernières n'ont fourni aucune microfaune (une trentaine de lavages), les marnes ont livré des fragments de radioles d'Oursin associés ou non à de minuscules colonies de Bryozoaires (non déterminables) et des pollens ont été extraits de 2 échantillons noirâtres prélevés tous deux à moins d'un mètre sous des calcaires (Moulin de Dagorda et butte voisine).

Le gypse est souvent visible au sein des pélites rouges. Il forme des veines d'épaisseur variable et disposées en tous sens et des amas d'aspect terreux ou au contraire à grands cristaux limpides. Ces masses irrégulières dans lesquelles se trouvent parfois des blocs de pélite verte ou de grès font penser à des brèches.

Le grès n'avait jamais été signalé sur l'aire de Caldas da Rainha (14). Il s'agit d'un grès à ciment calcaire, d'un grès quartzite ou même d'un quartzite-grès de granulométrie moyenne à très fine. Parmi les plus gros éléments (jusqu'à 1 mm de diamètre) on reconnaît des feldspaths potassiques et calco-sodiques et des fragments de méta-quartzite. La roche est rose ou gris uni, ou tachetée de ces deux teintes, de rouge et de beige.

Sur le flanc oriental du cabeça supportant le moulin de Dagorda (Pl. XIII, fig. 2), on peut observer de nombreux lits gréseux de 20 à 40 cm d'épaisseur séparés par des pélites rouges. L'alternance atteint 6,5 cm de puissance (fig. 46 et II 21; Pl. XIII, fig. 2). Malgré l'érosion différentielle provoquée par l'air marin (petits taffonis au niveau des grès), on constate que les limites inférieure et supérieure des strates gréseuses sont respectivement franche et généralement peu nette. Les arénites renferment de petites mouches de malachite ainsi que de la galène. L'entaille pratiquée à leur niveau permet de penser que le cuivre signalé par J. F. N. Delgado à P. Choffat (1882) était exploité (15).

Des arénites de même type, mais non minéralisées, existent dans la partie septentrionale du cabeça de Santa Antão (près d'Obidos) et sur la bordure occidentale de l'aire, sous Sobral da Lagoa. En ce dernier point, elles forment la base de séquences d'échelle métrique dont les quatre cinquième sont pélitiques.

Les roches carbonatées renfermant plus de dolomite que de calcite semblent rares. Il s'agit de dolomies calcaréo-argileuses ou silto-argileuses contenant jusqu'à 70 % de dolomite et de 0 à 15 % de calcite. Ces lithofaciès sont micritiques ou microspathitiques, parfois fossilifères, de couleur gris-beige. Les calcaires, nettement plus fréquents, renferment en moyenne de 75 à 85% de calcite, de 0 à 15 % de dolomite et de 5 à 15 % de matériau terrigène, argile et quartz (fig. II 31). Ces lithofaciès présentent souvent un fin litage horizontal que l'altération météorique met parfaitement en évidence, le profil du banc étant en dents de scie. Les lamines, planes ou légèrement ondulées et d'épaisseur égale ou

(14) C. Freire de Andrade signale des grès près de Vimeiro, aire de Maceira (1934) et P. Choffat dans l'aire de Monte Real.

(15) La découverte, au pied de la butte, de fragments gréseux imprégnés de malachite et très semblables aux grès observés en place plus haut semble le confirmer. Il est probable que P. Choffat n'ait pas lui-même observé ces minéralisations, car il ne parle pas des grès.

inférieure au millimètre, résultent soit d'une ségrégation entre matériau détritique (silt très fin, parfois fossiles) et carbonaté, soit le plus fréquemment d'une différence de granulométrie des cristaux de calcite. Dans ce dernier cas, la roche montre des lamines noires ou grises constituées par de la micrite et des lamines plus claires (grises, beiges, jaunâtres), légèrement granuleuses et finement poreuses apparaissant au microscope comme une micrite pluh ou moins langement recristallisée. Si la majorité des pores à une forme quelconque, certains correspondent à des cavités rectangulaires de 2 à 10 mm de long et de moins d'un millimètre de large. Il s'agit d'empreintes de cristaux automorphes d'anhydrite ([16]) (Pl. XXXII, fig. 2). Nettes et abondantes à la surface supérieure présentant des irrégularités (souvent rides) de certains bancs, elles peuvent être très utilement employées comme critère de polarité, notamment dans les zones de pendage subvertical. Les fossiles occupent souvent une position identique à celle des empreintes de $CaSO_4$ sans néanmoins jamais leur être associés. J'ai trouvé au toit de certains bancs des moules de 2 à 3 cm de Mollusques: coquilles entières d'*Isocyprina* aff. *germari* (à l'exclusion de toute autre espèce), de Gastéropodes indéterminables, et une dalle à empreintes de fragments de Polypiers. Lorsque les fossiles sont localisés dans les bancs, les valves et coquilles entières ou cassées de Lamellibranches ([17]) et de Gastéropodes, de quelques millimètres de long et dissoutes, sont mélangées et concentrées en de petits lits de 2 à 3 cm d'épaisseur. Une même strate d'échelle décimétrique peut admettre plusieurs passées fossilifères, généralement très poreuses. Le support peut être calcaire ou dolomitique. De nombreux bancs à lamines renferment quelques entroques. Enfin, il existe de nombreux indices de bioturbation (galeries, pistes).

b — La lithostratigraphie

Dans la zone étudiée (Sud de Caldas da Rainha), les lits carbonatés sont isolés ou groupés en niveaux peu épais (un demi-mètre à 2 m), ou encore empilés sur plusieurs dizaines de mètres. Les deux premiers types de strates sont souvent représentés par des dolomies azoïques ou à nombreux fossiles disposés dans la masse. Ces lits sont interstratifiés dans les pélites et soulignent la stratification. Le troisième type stratonomique constitue les calcaires des cabeços de P. Choffat. La faune, observée essentiellement en surface de banc, semble assez rare et pauvre en espèces.

Ces ensembles de strates paraissent tantôt surmonter la série pélitique (synclinal d'Obidos, calcaires du moulin de Dagorda par exemple ([18])), tantôt constituer des intercalations. La nature des contacts entre pélites et calcaires est généralement très difficile à interpréter, en particulier en raison de l'absence de stratification dans les pélites. P. Choffat (1903) résume parfaitement la situation: «...La relation entre les calcaires dolomitiques (cabeços) et les marnes est d'une constatation difficile. La succession normale du calcaire sur les marnes forme l'exception; il semble y avoir généralement une lacune par suite de dislocations...». Pour se rendre compte des lacunes dont parle P. Choffat, il suffit notamment d'étudier les différents cabeços alignés sur celui du moulin de Dagorda ([19]). Aucun de ces reliefs ne présente la même succession lithologique, bien qu'ils ne soient distants les uns des autres que de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres et présentent le même pendage (carte géologique de G. Zbyszewski). Sans une étude structu-

([16]) Très fréquentes dans certains niveaux carbonatés du Trias de l'Est de la France, ces empreintes, attribuées à des organismes et nommées Bactryllium par de nombreux auteurs, s'avèrent être des boxworks d'anhydrite (Dolomie de Beaumont du Keuper moyen et Muschelkalk; observations non publiées). Elles sont identiques à celles trouvées ici.

([17]) Parmi les échantillons récoltés, les fossiles suivants ont pu être déterminés: *Isocyprina aff. germari*, *Isocyprina* sp. et *Gervillia* sp.; détermination J. C. Fischer.

([18]) Sur le flanc Sud-Est, les couches carbonatées sont concordantes avec la série gréso-pélitique; sur le flanc N en revanche, les deux ensembles lithologiques ne se raccordent pas.

([19]) Ces buttes, au nombre de 4 s'étendent sur environ 1,5 km au Sud du moulin.

rale, pétrographique et sédimentologique très détaillée, il paraît impossible de définir sur le terrain une série cohérente, d'autant que les fossiles sont peu utiles, du moins actuellement.

Les fossiles animaux récoltés au cours de notre brève étude n'augmentent pas le nombre d'espèces connues qui est limité à 10 (Choffat, 1903; Zbyszewski, 1959). Toutes ces espèces existent au Portugal tant dans l'Hettangien que dans le Sinémurien ([20]). *Isocyprina* aff. *germari*, que l'on rencontre dans les calcaires ou dolomies interstratifiés avec les pélites ou appartenant aux cabeços, n'échappe pas à la règle.

Nous avons soumis deux échantillons de marnes grises à l'analyse palynologique. Ils ont été prélevés en amont-pendage de deux séries calcaires non corrélables (moulin de Dagorda et cabeça au Sud de celui-ci) La microflore livrée est dans les deux cas hettangienne (Doubinger, Adloff et Palain, 1970).

3 — Dans l'aire de Leiria

Dans l'aire diapirique de Leiria, le sondage de Parceiros a traversé deux niveaux de «marnes» grises séparés par un horizon de calcaires gris d'une cinquantaine de mètres de puissance, puis un «complexe salifère» de plus de 400 m d'épaisseur vraie (Zbyszewski, 1947).

En surface, pélites rouges, plus rarement vertes ou noirâtres, gypse et calcaires sont visibles par place au milieu de dépôts détritiques récents. Les affleurements étant dispersés, je me suis surtout intéressé à un affleurement de grandes dimensions, situé à l'extrémité sud de la vieille ville de Leiria (lycée). On y observe tous les lithofaciès qu'il est possible de rencontrer d'une manière dispersée. Il n'a toutefois pas été possible, tant ici que là, de résoudre les problèmes que pose leur succession. Les unités lithologiques se présentent dans un désordre difficilement descriptible (P. XIII, fig. 3). Des passées pélitiques ou argilo-gypsifères séparent des masses de calcaire bréchique ou au contraire à petits plis serrés. Ces derniers sont développés dans des calcaires noirs à fines lamines en tous points identiques à ceux de l'aire de Caldas da Rainha. On trouve également des surfaces de stratification à empreintes de cristaux d'anhydrite ou à fossiles (Pl. XIII, fig. 4). Cette faune, localisée dans des niveaux gris plus ou moins dolomitiques et interstratifiés avec des calcaires microlités noirs ou gris, admet une répartition rappelant celle observée près de Dagorda. Il est néanmoins prématuré de vouloir paralléliser ces dépôts distants d'une cinquantaine de kilomètres. La faune est ici encore liasique. Si P. Choffat n'a récolté que des plaquettes à *Isocyprina* sp. ([21]), j'ai trouvé des couches soit à *Isocyprina* aff. *germari*, soit présentant l'association *Modiolus hillanus* et *Plicatula meridionalis*. Si l'on en croit l'ancien auteur, la répartition stratigraphique de la dernière au Portugal est celle du reste de l'Europe, c'est-à-dire limitée à l'Hettangien inférieur (zone à *Psiloceras planorbis*) ([22]).

([20]) *Ostrea sublamellosa*, espèce de la zone à *Boehmia exilis* du Sinémurien inférieur, est citée par Choffat (1903), mais l'auteur ajoute que son lieu de prélèvement est incertain. Dans la Serra El Rei, diapir prolongeant celui de Caldas da Rainha, l'auteur récolta, dès 1880, une faune composée de nombreuses espèces caractéristiques du Sinémurien.

([21]) Le commentaire de la carte Leiria (1968) indique «...Isocyprina e outros fosseis das Camadas de Pereireiros» sans plus de précision.

([22]) Cette espèce appelée *Harpax meridionalis* par J. Boehm n'a pas encore été signalée dans les aires typhoniques. Elle est peu fréquente mais néanmoins présente en base de la série carbonatée du Nord du Tage.

C — CONCLUSIONS

Ce court commentaire sur la bibliographie et mes propres observations sur les aires typhoniques montre que:

— le coeur de ces structures diapiriques est représenté par une puissante série argilo-évaporitique reposant peut-être directement sur le socle ou séparé de celui-ci par des dépôts détritiques plus grossiers. A sa partie supérieure, des faciès carbonatés renfermant une faune à affinités marines sont associés à des pélites et localement à du gypse et des grès.

— la faune et la microflore trouvées à l'affleurement sont d'âge Lias inférieur. Un Sinémurien plus ou moins complet existe avec certitude dans certaines aires, sa partie inférieure peut être dans toutes. L'Hettangien est très vraisemblablement présent partout en surface, représenté par des lithofaciès carbonatés et détritiques. Il n'est pas impossible que certains niveaux évaporitiques soient également de cet âge, car ainsi que nous le verrons plus loin, le faciès gypso-salifère, qualifié classiquement de faciès Keuper, n'est pas toujours limité à ce seul étage. En l'absence de données paléontologiques suffisantes et d'une connaissance plus précise des affleurements, il est aléatoire de vouloir fixer des limites d'étage. Ce qu'il faut retenir, c'est la contemporénéité de ces séries et d'une partie plus ou moins importante des «Grès de Silves» des bordures.

Les quelques recherches faites me permettent d'affirmer qu'une stratigraphie fine pourra très vraisemblablement être définie en menant de front et d'une manière très détaillée des études tectonique, paléontologique, (micropaléontologie en particulier) et sédimentologique.

— ces dépôts se sont formés dans un (ou plusieurs) bassin subsident disposé entre deux moles rigides, le Massif Hespérique à l'Est sur lequel se sont déposés des formations grossièrement détritiques puis carbonatées du Trias et du Lias inférieur, un bâti cristallophyllien et igné (granites de la fin du Carbonifère) à l'Ouest dont on sait qu'il a joué un rôle dans la sédimentation du Lias (série de Peniche, Mouterde, 1955).

Il pourrait s'agir d'une structure de type rift, qui selon J. Bauer, renferme fréquemment des évaporites. Celles-ci se formeraient pendant le stade initial de l'affaissement, après une première phase de sédimentation détritique et avant l'invasion marine, lorsque le rift est côtier. Si cette hypothèse s'avère exacte, il est probable que la formation d'un tel fossé ait quelque relation avec l'écartement des blocs européen et nord-américain (fig. II 55).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES A L'ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES «GRÈS DE SILVES»

Sur le plan stratigraphique, la base du Mésozoïque du Portugal pose les mêmes problèmes que celle d'autres régions d'Europe, d'Afrique et d'Amérique du Nord. Cela tient aux caractères communs de ces séries post-hercyniennes en grande partie, sinon en totalité, continentales: rareté des fossiles et répartition spatiale très limitée de ceux-ci, fluctuations importantes et sur de courtes distances des caractères des dépôts.

Si certains des éléments paléontologiques trouvés dans les «Grès de Silves» sont de valeur stratigraphique incontestable et permettent d'affirmer l'existence de Trias et de Lias inférieur, il est en revanche très difficile d'établir une échelle stratigraphique détaillée et précise ou de corréler des affleurements relativement proches les uns des autres.

La présence de ces fossiles nous évite toutefois de paralléliser d'une manière simpliste les séries ayant une évolution semblable à l'échelle mégascopique: ainsi les unités A et B du Nord du Tage ne peuvent être assimilées respectivement aux unités AA et AB de l'Algarve, le sommet de la première citée (A) étant en grande partie, sinon en totalité, d'âge Trias supérieur alors qu'au Sud, c'est AB (partiellement du moins) qui est de cet âge.

Bien qu'il y ait de grandes similitudes entre les séries de l'Algarve occidentale (fig. 43) et de Santiago de Cacem (fig. 28), il est délicat d'affirmer, en l'absence de tout fossile dans les dépôts détritiques, que leurs différents termes sont équivalents.

Enfin, il n'est pas inutile de rappeler que les horizons-repère carbonatés à faune hettangienne des trois bandes d'affleurement, que nous avons considéré représenter la base cartographique du Lias, n'appartiennent pas nécessairement à la même zone de l'Hettangien et correspondent vraisemblablement à des niveaux diachrones.

Il est possible d'espérer obtenir des résultats complémentaires en:

— précisant le cadre paléogéographique des aires de dépôt;

— comparant la série des «Grès de Silves» à des séries voisines de même âge (début du Mésozoïque).

Il est prématuré de faire cette analyse comparative dès à présent. Nous la présenterons lorsque toutes les informations concernant notre série seront connues, soit à la fin de ce travail.

Pour terminer, il convient de noter que les séries portugaises permettent de nuancer certaines idées qui se sont ancrées dans les esprits et provoquent encore des interprétations erronées des séries triasiques:

— LE TRIAS SUPERIEUR N'EST PAS TOUJOURS DE FACIES ARGILO-EVAPORITIQUE ET L'AGE DE CE «FACIES KEUPER» N'EST PAS EXCLUSIVEMENT TRIASIQUE, IL PEUT ETRE DU LIAS INFERIEUR (Algarve — aires diapiriques).

— LES ROCHES VERTES QUI ACCOMPAGNENT FREQUEMMENT LES SERIES DE FACIES KEUPER NE SONT PAS NECESSAIREMENT CARACTERISTIQUES DU TRIAS SUPERIEUR (voir aussi Busnardo et Chenevoy, 1962). CECI EST TRES IMPORTANT COMPTE TENU DE LA SIGNIFICATION TECTONIQUE QUE L'ON DONNE A CES ROCHES (DERIVE DES PLAQUES).

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES «GRÈS DE SILVES»

CHAPITRE 1

LES PALÉOCOURANTS ET L'ORIGINE DES DÉPÔTS

Lorsque l'on dispose de dépôts en majeure partie constitués de matériaux détritiques terrigènes variés des points de vue granulométrique et minéralogique, leur origine peut être recherchée.

Dans le cas qui nous intéresse, elle semble évidente: la situation géographique et la forme allongée des trois bandes d'affleurement, auxquelles s'ajoute l'abondance de fragments de roches cristallines, laissent à penser en effet que le Massif Hespérique, granitique et cristallophyllien (cf. Introduction général; p. 4) représente l'aire nourricière des «Grès de Silves». Toutefois, il existe au large de Péniche, soit à l'Ouest du secteur septentrional (fig. 1), des îles formées de faciès identiques (dont des granites tardi-hercyniens; Priem et al., 1965) à ceux du craton mésétain; pour les géologues portugais elles représentent les reliquats d'un important massif dont on suppose qu'il a dû alimenter en détritique grossier la sédimentation liasique (Mouterde, 1955): il a pu en être de même au cours du Trias.

Les propriétés vectorielles des sédiments et certains caractères des constituants classiques acquis sous l'effet des agents transporteurs sont susceptibles de lever l'indétermination. Les premières, représentées par les chenaux, la stratification oblique, les rides, l'orientation et l'inclinaison des galets et des grains ont été analysées en priorité car elles sont généralement plus significatives et de toute évidence plus faciles à mesurer que les paramètres morphométriques des éléments.

A — LES PROPRIÉTÉS VECTORIELLES

1 — Les chenaux

J'entends par chenal une structure d'érosion allongée et dont la base (diastème) présente la forme d'un U dans un plan vertical non parallèle à la direction du courant ravinant. Le remplissage d'une telle structure est généralement constitué par plusieurs lithofaciès s'ordonnant en une ou une série de séquences positives. La stratification est plane ou est influencée, notamment sur les bords, par la forme concave du diastème ravinant; un litage oblique peut exister mais n'intéresse qu'une partie du remplissage (Pl. XIV, fig. 1 et 2). Ces caractères permettent de différencier ce type de structure des

faisceaux de litage oblique de grande taille qui présentent également une forme arquée dans un plan vertical pratiquement perpendiculaire au courant (voir ci-après).

Ces structures sont assez fréquentes dans les termes essentiellement détritiques des trois bandes d'affleurement: A 1 et B 1 du Nord du Tage, base de la série de Santiago de Cacem et AB 1 de l'Algarve (1).

2 — La stratification oblique

Grâce à la très grande quantité de travaux qui a été consacrée, la stratification oblique est une structure directionnelle susceptible de donner non seulement des résultats très précis sur les sens des paléocourants, pour autant qu'on puisse la mesurer, mais aussi des indications sur la nature et les propriétés des fluides leur donnant naissance.

En ce qui concerne le dernier point nous n'en parlerons que très partiellement dans ce chapître, principalement consacré à l'origine des sédiments.

a — Étude descriptive

D'après la taille, la forme géométrique et la position des faisceaux ou unités, il est possible de distinguer quatre variétés de stratification oblique dans les «Grès de Silves».

Trois d'entre elles ayant été décrites en détail dans une publication consacrée à l'Algarve (Palain, 1970), je n'en rappellerai que les caractères essentiels (fig. II-1) et indiquerai les différences qui peuvent exister d'une région à l'autre.

a. 1 — *Les microstratifications obliques*

Les microstratifications obliques, dont le faisceau a une puissance généralement mesurable en centimètres, forment des groupements atteignant souvent plus d'un mètre d'épaisseur. Elles existent dans des grès fins, très fins et des siltites de délit psammitique. Ce délit facile ainsi que la forme lenticulaire des faisceaux et la convexité des feuillets bien marquées dans le plan structural (Pl. XV, fig. 2 et 3) permettent d'effectuer les mesures avec précision et rapidité (Wurster, 1964; Palain, 1966, 1970).

Exceptionnelles au Nord du Tage, ces structures de petite taille sont très abondantes en Algarve (AB 1) où elles sont fréquemment et étroitement associées à des stratifications obliques de grande taille de type arqué qui leur ressemblent d'un point de vue morphologique (Allen, 1963; Wurster, 1963).

a. 2 — *Les stratifications obliques arquées*

Les stratifications obliques arquées, de hauteur comprise en moyenne entre 50 et 200 cm, doivent leur nom à la forme en gouttière de la surface basale des faisceaux dans un plan vertical, normal à la direction des courants. Les faisceaux, généralement groupés, sont constitués par du grès moyen à grossier de classement variable, faible au Nord du Tage, assez bons en Algarve. Les feuillets, dont l'épaisseur fluctue entre 1 et 20 cm, ont une inclinaison maximale vers l'aval, généralement comprise entre 18 et 25 degrés (Pl. XIV, fig. 4).

Dans les termes NT A 1 et B 1, ces stratifications, encore appelées «pi cross-stratification» par J. R. L. Allen (1963), représente l'essentiel des structures directionnelles et forment des groupements habituellement composés d'un petit nombre d'unité (10 à 20);

(1) Afin d'éviter ces longues périphrases, j'utiliserai désormais les abréviations suivantes: NT pour Nord du Tage, SC pour série de Santiago de Cacem, Al pour l'Algarve. Ainsi le lecteur saura que Al-AB 1 représente le terme AB 1 de l'Algarve et NT B 1 le terme B 1 du Nord du Tage.

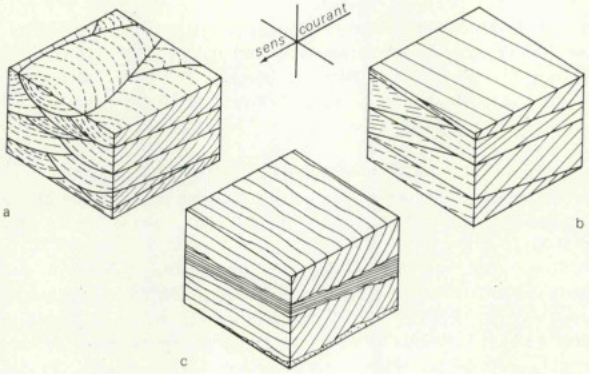


Fig. II-1 — Les stratifications obliques observées dans les «Grès de Silves».
a: groupement de faisceaux arqués; leur envergure varie de quelques centimètres (microstratifications obliques; cf. Pl. XV, fig. 2 et 3) à plusieurs mètres (grandes stratifications; cf. Pl. XIV, fig. 2, et 3 et 4 et Pl. XV, fig. 1).
b: groupement de faisceaux tabulaires. Unités de grand taille caractérisées par une base plane de ravinement (cf. Pl. XV, fig. 6 et 7).
c: faisceau tabulaire isolé de grandes dimensions, hétérogranulométrique et de base érosive (cf. Pl. XVI, fig. 1 à 5).

en Algarve en revanche elles sont en proportions à peu près égales aux microstratifications et constituent des ensembles parfois de plusieurs mètres d'épaisseur (terme AB 1; fig. 41).

Localement, un ou un petit nombre de faisceaux présentent des dimensions disproportionnées par rapport aux autres (envergure supérieure à 5 m). Sans examen attentif, ces structures peuvent être confondues avec des chenaux, notamment lorsque les affleurements sont de taille modeste (Pl. XIV, 3).

a. 3 — *Les stratifications obliques tabulaires*

Les stratifications obliques tabulaires, caractérisées par des unités de limite inférieure plane ou plus ou moins ondulée, se répartissent en deux variétés selon qu'il y a ou non groupement de faisceaux (fig. II-1, b et c).

— Les stratifications tabulaires à faisceaux groupés.

Ces structures correspondent aux «omicronn cross-bedding» de la classification d'Allen, la limite inférieure des unités, bien que plane, étant une surface d'érosion (Palain, 1970; fig. II-i b). Elles présentent les mêmes caractères morphologiques et granulométriques que les structures arquées.

Ce type de groupement est rare dans la série mais il peut localement atteindre plusieurs mètres de puissance (Pl. XV, fig. 6 et 7).

— Les stratifications obliques tabulaires à faisceaux isolés.

Les faisceaux isolés possèdent certains caractères de la «gamma cross-stratification»: surface irrégulière de ravinement (Pl. XVI, fig. 1), puissance d'échelle métrique (1 à 3 m).

A l'inverse des stratifications obliques gamma, elles présentent une hétérogranulométrie des feuillets; la bimodalité y est généralement nette, l'un des modes se situant dans les rudites, l'autre dans les arénites de granulométrie grossière à moyenne. A la différence de ce que l'on observe à la base du faisceau, la limite inférieure des feuillets est plane bien que supportant des éléments pouvant atteindre jusqu'à 10 cm de long (Pl. XVI, fig. 1 à 5). Le pendage dans le sens du courant de ces feuillets est de l'ordre de 25°.

Les gros éléments, lorsqu'ils sont aplatis, présentent en majorité une inclinaison et une intensité de pendage identique à celles des feuillets de sorte que même quand ces derniers se dégagent mal, la direction du courant peut être obtenue par les galets (Pl. XVI, fig. 3 et 4; fig. II-3).

Ces structures sont associées à des grès homogènes présentant des faisceaux arqués et groupés ou un fin litage plan et une linéation de délit (parting-lineation des auteurs anglo-saxons) (Pl. XXXVI, fig. 3). Localement, il m'a été possible d'observer une série de feuillets bien individualisés quoique composés uniquement de galets, au sein d'une masse conglomératique par ailleurs apparemment homogène (Pl. XVI, fig. 6).

Cette variété de litage oblique est plus répandue que celle à unités tabulaires groupées mais demeure très largement subordonnée aux deux autres.

b — Origine des structures

Les microstratifications obliques sont indiscutablement d'origine aquatique. Elles se développent en effet uniquement lors de l'avance d'un train de rides linguoïdes (ou linguiformes) dans un courant unidirectionnel, fluviatile ou marin, et de faible énergie (Allen, 1963; Harms et Fahnestock, 1965). Les auteurs sont unanimes pour considérer les faisceaux arqués de grande taille comme des structures d'origine hydrodynamique. Les observations en milieu naturel et expérimental montrent qu'elles peuvent être attribuées au déplacement de dunes de morphologie identique à celle des rides linguoïdes, ce qui explique que, comme en Algarve, les deux variétés soient souvent liées. Différents facteurs, dont les caractéristiques du régime d'écoulement et la hauteur de la tranche d'eau (Albertson et al., 1966; Williams, 1967) conditionnent la taille des reliefs progressant sur le fond et par la même occasion celle des unités de stratification oblique qu'ils engendrent.

Les stratifications tabulaires groupées des «Grès de Silves» se rapprochent beaucoup plus des structures à base d'érosion plane formée à l'aval de dunes sous-aquatiques à crête continue, disposées perpendiculairement aux filets d'eau (Brush, 1958; Stewart, 1961), que de celles prenant naissance sous l'action du vent, de taille et de classement granulométrique pratiquement toujours nettement plus élevés.

La granulométrie implique une origine hydrodynamique aux unités tabulaires isolées. De nombreux auteurs en signalent dans les cours d'eau actuels et dans des formations fluviatiles anciennes. Ce type de structure semble devoir s'élaborer à partir d'un relief appelé barre transversale car orientée normalement au courant qui l'engraisse vers l'aval à la manière d'un petit delta (Ore, 1964; Smith, 1970), ou éventuellement à l'extrémité aval de «point-bar» (²) de granulométrie grossière (Mc Gowen et Garner, 1970). Il est fréquent de trouver cette unité surmontée par un sédiment plus fin et mieux classé à linéation de délit (Pl. XXXVI, fig. 3). Pour N. D. Smith (1970), cette succession serait consécutive à une augmentation de la hauteur de la tranche d'eau et au maintient d'un régime rapide. Le cas particulier du conglomérat localement stratifié obliquement semble être d'origine différente. Je pense qu'il est lié à un processus d'avalanche sur un flanc laté-

(²) Pour les auteurs de langue anglaise, «point-bar» représente le dépôt se développant sur la rive convexe d'une rivière méandriforme. N'ayant pas trouvé de terme concis en français, j'utiliserai ce terme ou celui de «barre ogivale» (traduction littérale) pour distinguer ce type de seuil de ceux de morphologie différente et se formant dans des cours d'eau non méandriformes.

ral, peut-être aval, d'une barre de galets comme cela se produit dans les cours d'eau actuels (Mc Gowen et Garner, 1970; Rust, 1972).

c — **Echantillonnage**

— Au Nord du Tage et à Santiago de Cacem, où les stratifications obliques sont essentiellement de grande taille, les directions des courants qui leur ont donné naissance sont souvent impossible à mesurer. Cela tient à deux facteurs: d'une part à l'absence de joints nets permettant de dégager les limites des feuillets même s'il sont pratiquement toujours bien soulignés par des discontinuités granulométriques, d'autre part à la présence d'un seul plan vertical d'observation. Par ailleurs, l'analyse des quelques grands profils ou ensembles d'affleurement très rapprochés (ordre de 100 à 200 m^2) présentant de nombreuses structures mesurables montre que les valeurs, remarquablement groupées lorsqu'il n'y a qu'un seul ensemble de faisceaux, peuvent se répartir autour d'autant de modes qu'il y a de groupements distincts (fig. II-3, a). La dispersion sur de tels échantillons-groupement est parfois faible, parfois élevée, ce qui se traduit par des écarts-type (ou déviation standard) compris entre 20 et 48° et d'une manière graphique par des vecteurs-directions moyennes définissant des angles soit très aigus, soit atteignant jusqu'à 125°.

Dans de telles conditions, il était difficile de tester significativement par les méthodes statistiques les résultats à l'échelle de chaque formation sans faire un échantillonnage très serré et précis. Celui effectué le long des principales voies de communication (qui s'avèrent correspondre aux zones de densité d'affleurement maximum) a néanmoins permis d'obtenir des résultats satisfaisants ainsi que le montrent les diagrammes tridimentionnels de toutes les mesures individuelles (canevas de Schmidt, fig. II-4) et la carte des directions moyennes (fig. II-5).

— Dans le terme AB 1 de l'Algarve où petites et grandes stratifications obliques se mesurent aisément, la récolte et la compilation statistique des données ont été faites à partir d'une maille adaptée aux caractéristiques du terrain et selon des méthodes couramment utilisées (Potter et Pettijohn, 1963).

Il n'est pas inutile de préciser, ce qui n'avait pas été fait dans l'article dont est tiré le tableau 20, que les différentes moyennes calculées sont des moyennes vectorielles (vector mean: Reiche, 1938; Pincus, 1953, 1956) (3). Bien que certains auteurs (Chambre syndicale, 1966) pensent qu'il est superflu d'analyser statistiquement les fluctuations des directions obtenues à partir des grandes stratifications caractérisées par azimut et pendage (4), la variance (V) et l'écart-type (σ), paramètres de dispersion, ont été déterminés pour les deux variétés de structures. Un diagramme stéréographique a été établi pour celles de grande taille (fig. II-4).

Les résultats d'un premier échantillonnage (tabl. 20) ayant notamment montré que les importants écarts des directions locales se faisaient systématiquement d'un même côté par rapport à la direction régionale et que les fluctuations semblent augmenter d'Est en Ouest, une deuxième récolte fut entreprise. Dans les zones de faible dispersion (San Bartolomeu de Messines, Silves), les mailles initiales ont été agrandies; à l'Ouest une maille supplémentaire fut en plus ajoutée à celles déjà prospectées (Bensafrim, Vila de Bispo).

Les stratifications obliques de la formation AB 2, sporadiques, ont été mesurées systématiquement.

---

(3) Je me suis aperçu que lorsque les géologues emploient la moyenne arithmétique (faible dispersion des mesures) ils transcrivent généralement «moyenne» sans autre précision.

(4) Sauf si ces structures sont observables en plan structural, auquel cas elles sont assimilables à des structures bi-dimensionnelles comme les microstratifications dont on ne mesure que l'allongement.

3 — Les rides

Ces structures de petite taille ne fournissent généralement d'indication de direction que lorsqu'elles sont visibles en surface structurale dégagée ou susceptible de l'être. La plupart de celles observées dans les «Grès de Silves» ne présentant pas cette particularité, il n'a été possible que de constater leur présence et de les décrire.

a — La structure madrée

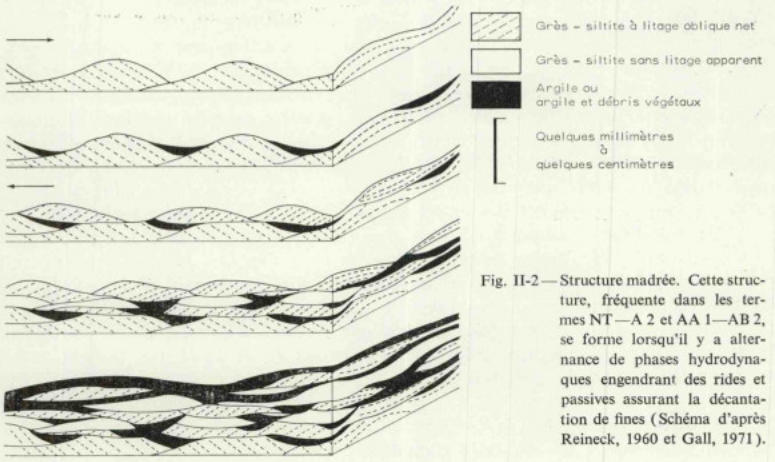


Fig. II-2 — Structure madrée. Cette structure, fréquente dans les termes NT — A 2 et AA 1 — AB 2, se forme lorsqu'il y a alternance de phases hydrodynaques engendrant des rides et passives assurant la décantation de fines (Schéma d'après Reineck, 1960 et Gall, 1971).

A ce groupe appartiennent les rides étroitement imbriquées avec des lamines argileuses de la structure madrée (Gall, 1971) (5) encore appelée «flaserschichtung» ou «flaser-structure» par les géologues allemands et anglo-américains. Cette structure interne de couche est représentée par une succession de lentilles gréseuses ou silteuses, plus ou moins allongées et nettement concavo-convexes, séparées et moulées par des lamines argileuses ou argilo-charbonneuses irrégulières en épaisseur, discontinues et souvent dichotomes (fig. II-2). Grès fin et siltite sont propres, c'est-à-dire pratiquement dépourvus d'argiles, et présentent une couleur blanche à beige; un litage oblique, imperceptible à l'oeil nu, est parfois observable en lame mince. L'argilite, de teinte noire ou vert franc, renferme généralement de fins débris végétaux. Ceux-ci sont beaucoup plus grands (éléments jusqu'à 5 cm de long) et plus abondants dans les parties en creux. La plupart des strates du terme NT A 2 renfermant une macroflore, sont caractérisées par ce type de structure.

Pour H. E. Reineck (1960), les lentilles à matériau clastique représentent des rides intactes ou en partie érodées, résultats d'une série de phases hydrodynamiques. L'argilite et, dans le cas des structures étudiées, les particules végétales correspondent au dépôt passif s'accumulant lorsque les eaux deviennent stagnantes ou du moins de mobilité très faible. Suivant l'importance de la tranche d'eau subsistante et/ou du matériau en suspension, ce dernier se dépose uniquement dans les creux ou fossilise toutes les irrégularités du

(5) J'ai appelé cette structure, structure lenticulaire (Palain, 1971) à la suite d'autres auteurs français. La traduction littérale de Flaser donnée par Gall parait plus satisfaisante.

fond. Lorsqu'une nouvelle phase dynamique se manifeste, il peut y avoir ou non érosion partielle du moulage argileux et d'une partie des crêtes et développement de rides de morphologie, direction et sens identiques ou au contraire différents de ceux sur lesquelles elles reposent.

En d'autres termes, on peut considérer la structure madrée comme la somme de fines séquences unités. Celles que nous avons observées et qui semblent parfaitement pouvoir s'être formées suivant les processus analysés par Reineck dans la zone littorale, sont constituées par des séquences unités à deux ou trois termes: grès ou siltite, «charbon» et/ou argilite.

b — **Les rides de courant, d'oscillation et d'interférence**

A côté de ces rides dont la géométrie ne peut pratiquement jamais être définie il en existe d'autres parfaitement mesurables. Un petit nombre d'entre elles sont observables au Sud du Tage (Palain, 1970) et correspondent soit à des rides ordinaires de courant (Bajard, 1966), soit à une variété à crête discontinue. Celles-ci, quoique mal conservées, peuvent être considérées comme des rides linguoïdes du fait de leur disposition en quinconce et de leur étroite association avec des microstratifications obliques. Ces deux variétés de rides prennent naissance sous l'eau.

A Santiago de Cacem, la formation dolomitique hettangienne a la particularité de présenter de nombreux lits dont la surface supérieure, plus rarement inférieure est ondulée. Dans quelques cas, il s'agit indiscutablement de rides d'oscillation avec leur symétrie pratiquement parfaite par rapport à une crête continue. Pour d'autres, la symétrie ,la crête très arrondie et les flancs convexes permettent de penser à des rides de courant déformées (Bajard, 1966) (Pl. VII, fig. 5). Si l'on utilise les paramètres et indices de V. F. Tanner (1967), notamment l'indice d'ondulation (RI = hauteur du relief/longueur d'onde), ces petites structures se seraient formées sous l'action de vagues. Ceci est très vraisemblable, ainsi que le suggère la présence de quelques valves et coquilles de Mollusques à caractères marins et localement de rill-marks.

Des rides semblables existent dans la formation C 1 (NT) mais associées à des grès fins (butte de Peneireiro; Pl. XV, fig. 5). De très belles rides d'oscillation ont été observées dans des couches présentant par ailleurs des terriers d'animaux fouisseurs et des empreintes de pas de Vertébrés (terme B 1; Anadia; fig. 11 et Pl. XV, fig. 4).

Enfin signalons l'existence, très ponctuelle, de rides d'interférence dans cette même formation.

A part la dernière variété, ces structures qui permettent de déterminer la direction du courant ou des mouvements oscillatoires, ont été mesurées (fig. II-5).

4 — Orientation et inclinaison des galets

La disposition texturale des éléments de la classe des rudites peut être utilisée pour reconstituer les directions des paléocourants. Il est toutefois nécessaire que:

— les galets aient pu, par leurs formes, traduire la dynamique du fluide et que ce dernier les ait disposés préférentiellement;

— l'échantillonnage soit fait correctement;

— les caractères de l'agent responsable de l'anisotropie du dépôt soient connus.

Les conglomérats, abondants dans le terme A 1, une partie de B 1 (secteur Coimbra, cf. p. 29), la base de Santiago de Cacem, les divisions méridionales AA et AB 1 (Est de Alte), sont partout principalement composés d'éléments de forme isodiamétrique (60 à 100 %). Les fragments d'aplatissement marqué sont généralement de très petite taille (ordre du centimètre) et ceux, allongés et elliptiques, rares. Bien que les éléments de

tendance aplatie et de longueur supérieure à 4 cm soient souvent en quantité non négligeable, l'anisotropie n'est généralement pas visible dans le seul plan d'observation existant.

Pour A. Cailleux et J. Tricart (1959), à qui l'on doit les études les plus nombreuses sur les galets, il convient d'analyser séparément l'orientation et l'inclinaison, choisir convenablement les formes, soit respectivement elliptiques et plates, et la taille des éléments. Il s'avère en effet que les éléments allongés s'orientent à 90° de ceux qui sont aplatis et les petits, sont plus influencés par la topographie du fond que par le courant. Par ailleurs, ainsi que le signalent de nombreux auteurs et que je l'ai constaté plusieurs fois (fig. II-5; Pl. XVI, fig. 3), il est indispensable de tenir compte de l'existence du litage interne du corps conglomératique. Le litage oblique conditionne en effet la disposition spatiale des constituants des feuillets d'une manière différente de celle des éléments disposés sur un fond de pente très faible à nulle.

Bien qu'ayant pris toutes les précautions indispensables et effectué entre 50 et 100 mesures d'inclination par couche (6), l'étude quantitative confirme, trois fois sur cinq, l'observation directe, soit l'absence d'anisotropie nette. Il est difficile de savoir si à priori ce fait tient uniquement aux caractère morphométriques des galets ou principalement à certains processus de dépôt, tels ceux intervenant sous l'action de «chasses d'eau» qui larguent rapidement leur charge grossière sans lui donner de position préférentielle (Cailleux et Tricart, 1959). L'existence d'un classement faible dans les conglomérats isotropes, d'une orientation nette dans d'autres, composés de galets de formes identiques mais mieux triés, semblent confirmer la seconde hypothèse.

Pour convertir les résultats en direction de courant lorsqu'on dispose de diagrammes de mesures (7) indiquant une anisotropie, il faut connaître les processus de dépôts car si l'inclinaison dominante est amont dans les lits de cours d'eau, elle est variable sur les plages marines et lacustres. Selon A. Cailleux et J. Tricart (1959), la valeur du pendage permet de différencier ces deux types d'environnement; le premier admet des pentes plus élevées (10 à 31° pour un aplatissement de 2, soit celui ne nos galets) que le second (4 à 10°). Dans notre cas, les prolongements sont pratiquement toujours compris entre 8 et 35°, de sorte que l'inclinaison des plans (7) doit caractériser l'amont d'un courant unidirectionnel. Ceci se vérifie par les stratifications obliques situées à proximité de lits conglomératiques.

Le raisonnement inverse a été tenu pour les galets intégrés dans une unité de stratification oblique, leur inclinaison étant quel que soit l'agent transporteur nettement orientée vers l'aval comme les feuillets inclinés(fig. II, 3b). Il est à remarquer que la direction moyenne se dégage d'autant mieux que l'on néglige les éléments situés à proximité de la surface basele et du sommet du faisceau.

En plus des conglomérats isotropes, à galets d'inclinaison dominante amont ou aval, il m'a été possible de mettre en évidence des couches présentant deux modes distincts et à 90° l'un de l'autre (uniquement inclinaisons). Dans l'exemple (fig. II-3, c), je me suis aperçu que l'un des modes regroupe les valeurs obtenues à partir d'éléments situés dans le corps conglomératique, l'autre de galets localisés en bordure de celui-ci. On peut penser que le second ensemble, de pendage moyen plus élevé, résulte d'une accumulation sur la pente latérale d'un seuil conglomératique formé dans un courant de direction donnée par le premier mode. Cet exemple serait à rapprocher de celui, signalé précédemment, dans lequel des galets (trop isodiamétriques pour une étude directionnelle) constituent l'essentiel de quelques feuillets obliques et de forte pente. Pour les trois

(6) Toutes les couches conglomératiques rencontrées n'ont pas été étudiées quantitativement. Ont notamment été éliminés les conglomérats formés uniquement d'éléments de longueur inférieure à 4cm ou de fragments isodiamétriques et ceux situés loin des voies carrossables. Les échantillons furent en effet analysés «en chambre» (heures de forte chaleur) d'après la méthode de T. N. V. Karlstrom (1952) consistant à reconstituer et mesurer à l'aide d'une sorte de goniomètre à deux cercles, la position des galets extraits de l'affleurement.

(7) Comme pour les stratifications obliques de grande taille, les mesures ont été reportées sur canevas de Schmidt, le galet plat s'assimilant à un plan.

autres diagrammes semblables (non figurés), il ne m'a pas été possible de trancher; sur la carte des paléocourants, les deux directions ont été matérialisées (figuré spécial, fig. II-5).

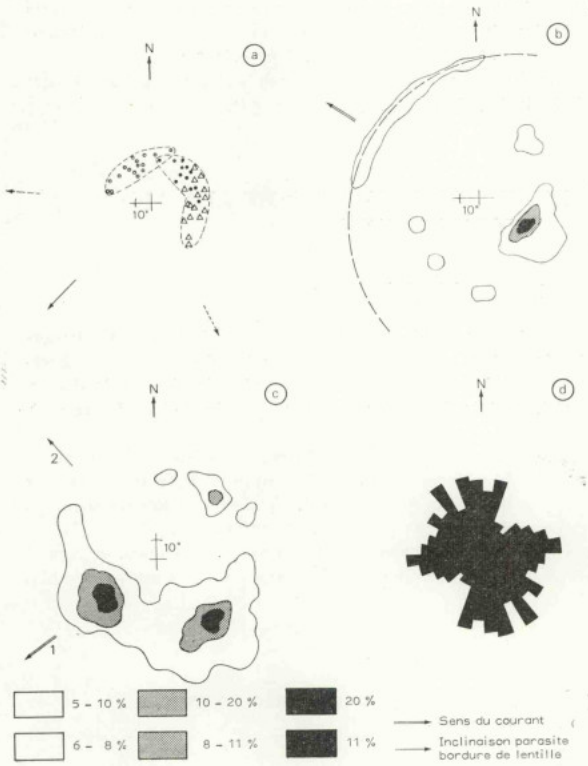


Fig. II-3 — Représention graphique des mesures faites sur (a) les stratifications obliques de grande taille, (b) les galets aplatis disposés dans un grès à litage oblique (faisceau tabulaire isolé) ou (c) dans un conglomérat, (d) les grains arénitiques.
a — Feuillets obliques appartenant à trois groupements de faisceaux voisins; NT—Al canevas de Wulff).
b — Galets aplatis inclinés préférentiellement vers l'aval (70 mesures) et plan de stratification oblique supportant ces éléments (représentation cyclographique en pointillé); NT—A1 (canevas de Schmidt).
c — Galets aplatis disposés dans un amas conglomératique. L'inclinaison des éléments est influencée par le courant (inclinaison amont) et par la pente latérale plus ou moins abrupte de l'amas lenticulaire (108 mesures; canevas de Schmidt); NT — A 1
d — Diagramme - rose donnant la répartition du grand axe de grains de quartz et d'éléments lithiques allongés (375 mesures); NT — A 2.

5 — Orientation et imbrication des particules arénitiques

La figure directionnelle appelée «linéation de délit» est le résultat d'une orientation et d'une imbrication préférentielles très marquées de grains de quartz dans un courant de haut régime (upper-flow regime des anglo-saxons) (Potter et Mast, 1963; Allen, 1964). L'anisotropie se traduisant par un litage fin et un délit en écailles allongées et parallèles entre elles, les directions de courant peuvent être déterminées macroscopiquement, en mesurant l'allongement des cannelures visibles en surface de stratification.

Au Nord, je n'ai observé cette figure que très localement, en association avec des faisceau isolés de stratification tabulaire; les conditions d'observation n'étant pas favorables, il n'est pas impossible qu'elle soit plus fréquente. Au Sud, où existent de bonnes conditions, il semblerait que la «linéation de délit» soit rare et surtout localisée à l'Est de Silves.

De nombreuses études ont montré qu'il pouvait y avoir orientation et imbrication de grains dans des arénites dépourvus de linéation de délit. Ces caractères s'obtiennent

en mesurant l'azimut et le pendage soit de la plus grande longueur, soit de l'axe cristallographique «c» des grains (Potter et Pettijohn, 1963).

Certains des termes étudiés ne présentant pas ou très peu de propriétés vectorielles macroscopiques (A 2, B 2, C 1), j'ai cherché à exploiter la disposition des constituants détritiques de grès en utilisant des photographies de lames minces taillées parallèlement et perpendiculairement à la stratification dans des échantillons orientés.

Deux coupes de lames seulement sur une vingtaine traités ayant donné un résultat à peu près significatif (fig. II-3, d), l'analyse ne fut pas poursuivie.

B — LES DIRECTIONS DES COURANTS ET LES AIRES NOURRICIÈRES

1 — Au Nord du Tage

A petite échelle, les fluctuations des paléocourants sont tantôt faibles tantôt importantes; toutefois comme je le signalais plus haut, aucune inversion de sens ne fut observée. A l'échelle régionale et en considérant l'ensemble de la série (fig. II-4, a), la dispersion ne semble être guère supérieure à la dispersion maximale enregistrée à l'affleurement. Ceci indique:

— qu'en un lieu déterminé, les courants ont pu, pratiquement au même moment, présenter des écoulements peu ou très divergents ou/et dans un laps de temps court, soit conserver une direction et un sens constants malgré des changements parfois conséquents du régime, soit divaguer. Les conditions locales peuvent être incriminées;

— qu'une paléopente a conditionné le sens des fluides ayant transporté et déposé le matériau détritique des formations A 1, B 1 et semble-t-il de C 1. Il est vraisembla-

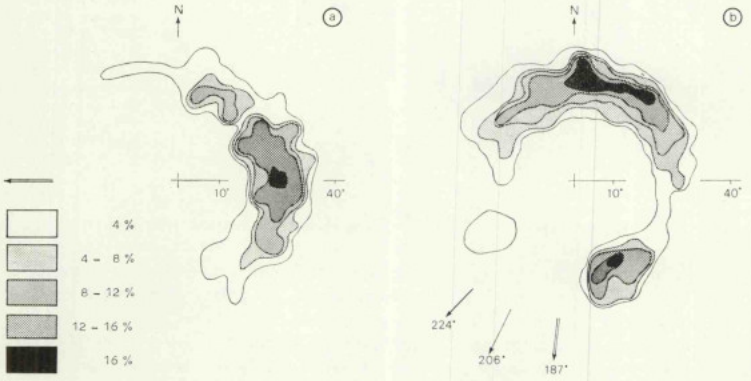


Fig. II-4 — Stéréogrammes groupant les mesures faites sur les stratifications obliques localisées (a) dans les termes NT—A 1 et B 1, (b) dans le terme AA 1—AB 1 (canevas de Schmidt).
a — Les mesures permettent de déterminer le sens général des écoulements (378 mesures; cf. fig. II 5).
b — La direction moyenne régionale calculée par les méthodes statistiques (206°E) n'est confondue ni avec la direction déduite de la position de la concentration maximale des mesures (187°), ni avec la bissectrice de l'angle obtu englobant toutes les mesures (224°). Elle est en revanche pratiquement confondue avec la bissectrice de l'angle défini par ces deux derniers vecteurs (630 mesures; cf. fig. II 7).

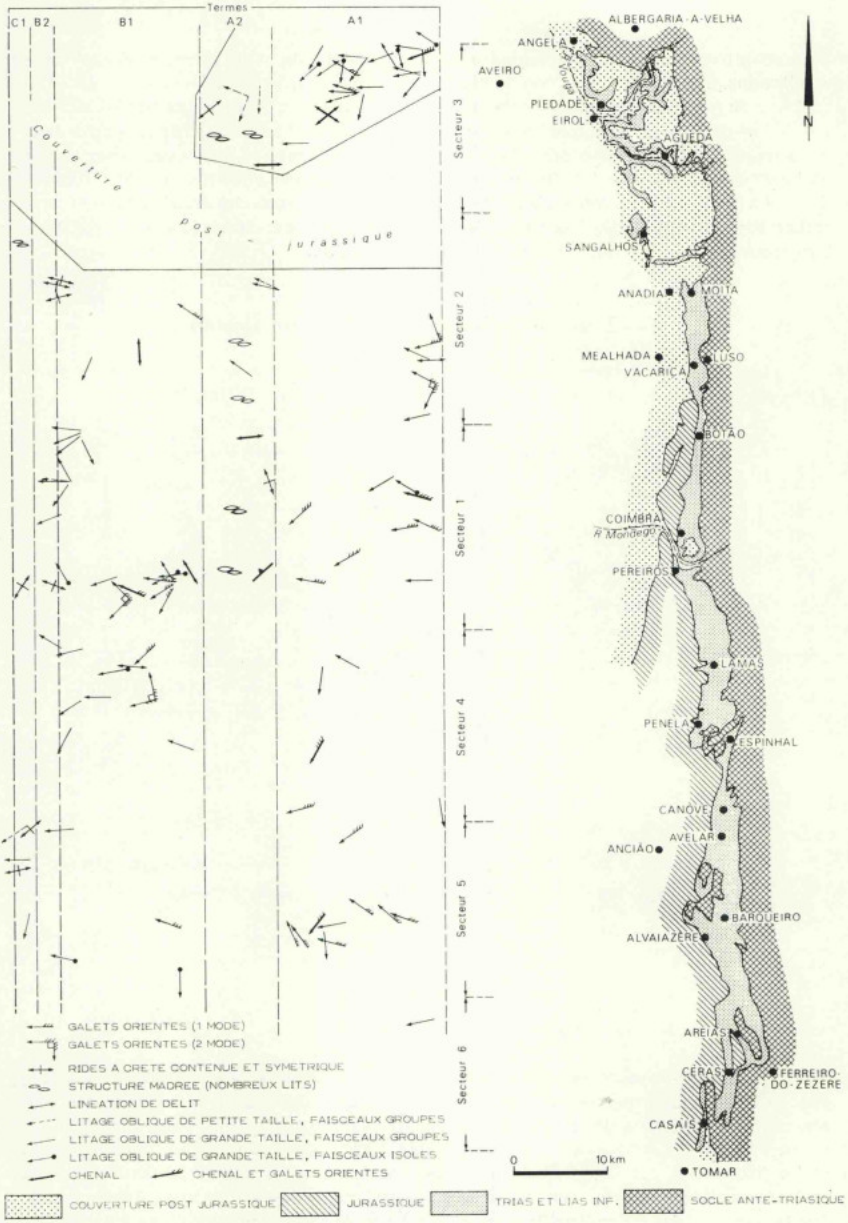


Fig. II-5 — Les directions des paléocourants dans les différents termes des «Grès de Silves» du Nord du Tage. Les vecteurs ont été placés en fonction de leur position géographique et stratigraphique.

ble que les constituants terrigènes des divisions A 2 et B 2 ont été acheminés de la même manière jusqu'au bassin, mais rien ne permet d'affirmer qu'ils ont été accumulés dans des courants de même direction, les données existantes étant trop peu nombreuses.

Ces caractères, ainsi que l'orientation des vecteurs directionnels par rapport à celle de la limite socle — série de Silves, constituent des arguments solides pour penser que la sédimentation a été sous la dépendance directe d'une succession de réseaux fluviatiles (8).

La source de ces cours d'eau et par conséquent du matériel transporté doit être recherchée vers l'Est et le Nord Est, c'est-à-dire sur le socle Hespérique (fig. II-16). D'autres arguments permettront de confirmer cette hypothèse.

2 — Dans le secteur de Santiago de Cacém

Les quelques données rassemblées montrent que, comme au Nord, les dépôts terrigènes proviennent de sources situées sur l'emplacement du Massif Hespérique.

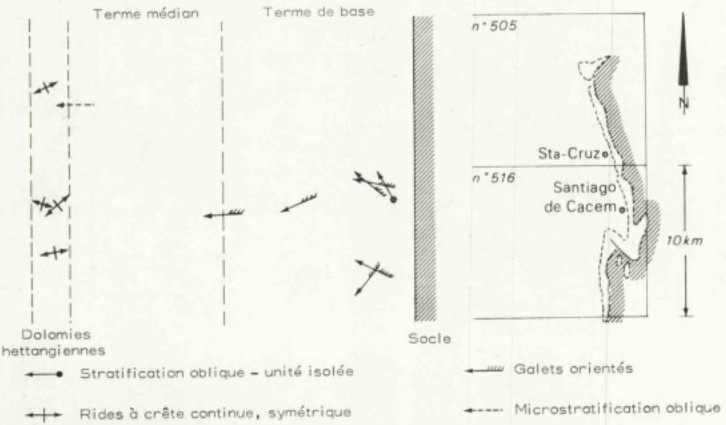


Fig. II-6 — Quelques structures directionnelles dans la bande d'affleurement de Santiago de Cacem.

3 — En Algarve

a — Dans le terme AB 1

— Le groupement, qu'il soit constitué de petits ou de grandes stratifications obliques et d'un nombre peu ou très élevé d'unités, fournit des mesures pratiquement toujours bien groupées; la dispersion est néanmoins plus forte pour les méga que pour les micro-structures directionnelles (tabl. 20). Lorque plusieurs groupements sont superposés ou/et juxtaposés, les fluctuations des directions moyennes, peu importantes dans la majeure partie du secteur, sont localement fortes, principalment à l'Ouest. Il est à noter que la direction des microstratifications s'écarte pratiquement toujours d'une vingtaine de degrés en moyenne de celle des grandes qui leur sont étroitement associées (Palain, 1970).

(8) Ce terme est pris dans son acceptation la plus large.

	PETITES STRATIFICATIONS OBLIQUES		GRANDES STRATIFICATIONS OBLIQUES	
	V	σ	V	σ
Valeurs moyennes par affleurement	156	12°5	870	29°5
Valeurs extrêmes par affleurement	100-264	10°-16°5	270,6 — 1127	16°4 — 33°5
Echelle régionale	3371	58°	3265,8	57°15
Direction moyenne Vectorielle régionale	188°		210°	
Nombre de mesures	200		485 (+ 6 chenaux)	

Tableau 20 — Résultats d'un premier échantillonnage effectué sur des petites et grandes stratifications obliques (AB 1). V: variance, σ: écart-type.

	PETITES STRATIFICATIONS	GRANDES OBLIQUES	GALETS IMBRICATION
Zones Tavira S. Catarina	...	...	m: 203°
Zones Querença Alte	...	m: 182° V: 3124 σ: 55°	σ: 191°
Zones S. Bartolomeu de Messines	m: 216° V: 1880 σ: 43°	m: 208° V: 1376 σ: 37°	...
Zones Silves	m: 232° V: 932 σ: 3?°	m: 199° V: 1939 σ: 44°	...
Zones Bensafrim	m: 215° V: 2720 σ: 52°	m: 211° V: 2815 σ: 53°	...
Zones Vila de Bipo	m: 332° V: 9872 σ: 99°	m: 216° V: 5720 σ: 75°	...

Moyenne vectorielle régionale : grandes stratifications obliques : m = 206°
Variance et écart-type correspondants : V = 4612 ; σ = 68°

Tableau 21 — Moyennes vectorielles, variance (V) et écart-type (σ) des directions de courant déterminées dans les différentes zones et à l'échelle régionale (cf. fig. II-7). Résultats de deux échantillonnages (1967-1971).

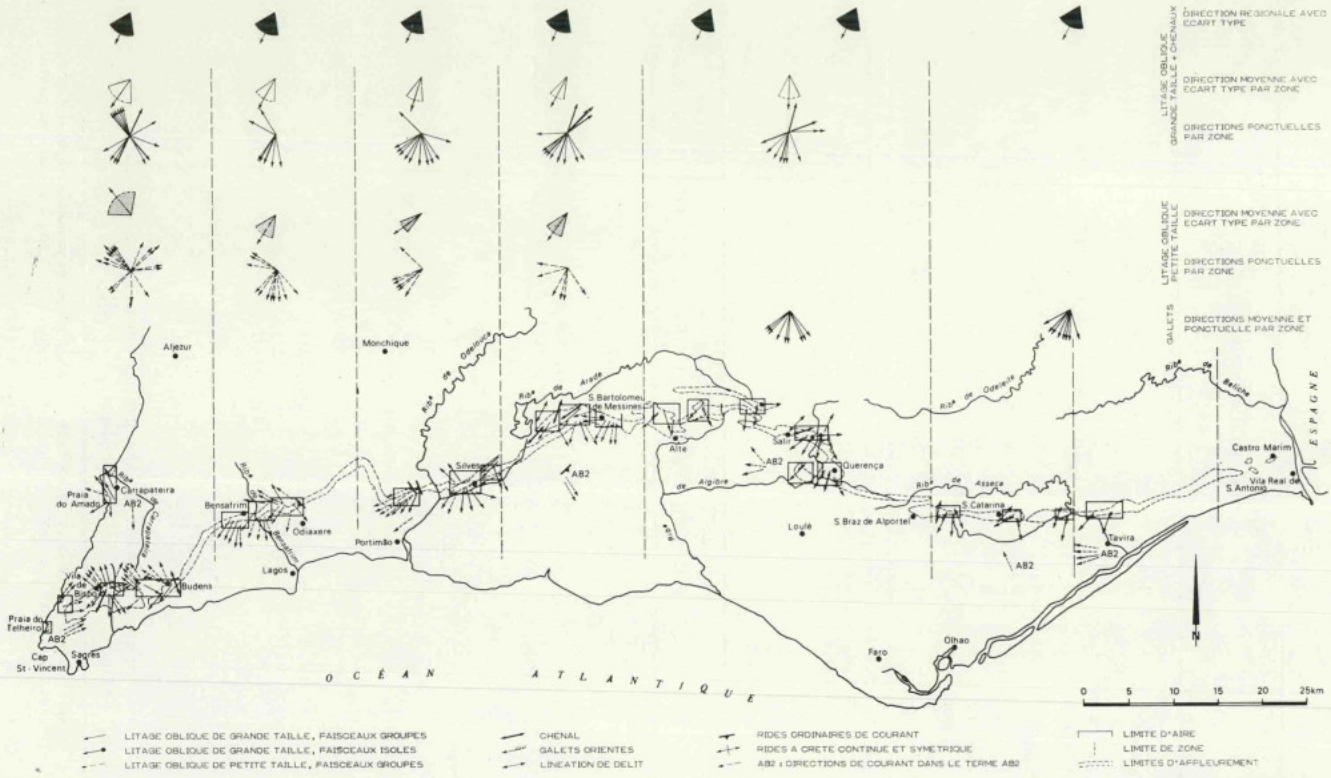


Fig. II-7 — Les paléocourants dans les termes AB 1 et AB 2 de l'Algarve.

a — Directions ponctuelles.

Celles déterminées dans le terme AB 1 ont été reportées dans les aires prospectées. Pour une raison de clarté, les vecteurs on été plus ou moins décalés du lieu réel d'étude. Les directions ponctuelles établies dans AB 2 sont situées sous le contour de l'affleurement; les données concernant ce terme lithostratigraphique étant peu nombreuses, la direction moyenne régionale ne fut pas calculée.

b — Directions ponctuelles, moyenne par zone et régionale, données par les structures directionnelles mesurées dans le terme AB 1.

— Sur une même verticale, on n'observe aucune dérive particulière des valeurs, celles-ci fluctuent irrégulièrement d'une manière d'autant plus conséquente que l'on se déplace vers l'Ouest.

— En comparant les variances et écarts-type des différentes zones (quelques dizaines de kilomètres carrés), des résultats semblables se dégagent (tabl. 21): leurs valeurs augmentent d'Est en Ouest. Les microstratifications accusent une dispersion très élevée, voisine de celle d'une distribution uniforme ([9]), dans la zone la plus occidentale où elles atteignent une densité maximum.

Le tableau 21 permet également de constater que les directions moyennes données par les galets et les deux variétés de stratification oblique, sans être identiques, sont néanmoins très proches (sauf dans la zone de Vila de Bispo) et évoluent dans le même sens, se décalant progressivement vers l'Ouest. Ces différentes moyennes par zones, la direction régionale ainsi que la répartition spatiale de la presque totalité des structures de grande taille (fig. II-7) permettent de se faire une idée assez précise sur l'évolution des courants responsables du dépôt du terme AB 1.

b — Dans le terme AB 2

Les stratifications obliques du terme AB 2, essentiellement de petite taille, donnent des directions perpendiculaires à celles des courants de la subdivision sous-jacente dans la partie orientale. Elles sont parallèles et de sens identique sur un même profil à l'Ouest.

c — Les paléocourants et l'environnement du terme AB 1

Sur l'ensemble ou du moins la majeure partie du secteur Algarve, les courants devaient être de régime fluviatile. Les valeurs de l'écart-type, comme les données brutes, suggèrent un environnement continental. Il semble en effet que d'une manière générale (Potter et Pettijohn, 1963), les valeurs du paramètre de dispersion ([10]) soient inférieures à 78° dans un système fluviatile ou deltaïque, comprises entre 78 et 89° dans un environnement marin. L'absence de symétrie monoclinique de la distribution des grandes structures directionnelles sur canevas de Schmidt ne contredit pas cette hypothèse (fig. II-4b).

— Les paléocourants s'écoulaient principalement du N et du NNE vers le S et le SSW (fig. II-7), leur bassin de drainage, c'est-à-dire la source des sédiments, devait se localiser sur le socle mésétain à une distance plus ou moins grande de son actuelle limite d'affleurement.

— Dans la partie amont du bassin de sédimentation, la faible dispersion des directions peut être attribuée à l'existence et au maintien pendant toute la période du dépôt (AB 1) d'une paléopente de gradient suffisant pour canaliser des courants de vitesse et de compétence variables mais néanmoins assez élevées comme l'indiquent d'une part la forte granulométrie de certaines strates, la présence de linéations de délit et de stratifications obliques de grande taille et d'autre part l'absence totale ou la rareté des microstratifications.

— Vers l'aval l'accroissement des fluctuations et de la fréquence des petites structures directionnelles semble être dû à la seule diminution de la vitesse des fluides. En fait, la présence locale (Vila de Bispo, Carrapateira) de quelques lits de rudites et d'une quantité toujours importante de grandes strates obliques laisse à penser que d'autres facteurs ont pu jouer.

([9]) La variance et la déviation standart d'une distribution uniforme sont respectivement 10800 et 103°.

([10]) Il s'agit de valeurs déterminées uniquement à partir des directions des grandes stratifications obliques (Potter et Pettijohn; pp. 87-89).

En premier lieu, il est possible d'impliquer la topographie du substratum. En examinant la carte des paléocourants, on constate que si, dans la partie la plus occidentale, la direction dominante fournie par les grandes structures reste sensiblement identique à celle des autres zones, une direction différente, orientée approximativement à 110° de la précédente, se met nettement en évidence. Ceci permet de supposer qu'à la paléopente régionale, plus faible qu'à l'Est mais toutefois suffisante pour que les fluides les plus rapides ne divaguent pas d'une manière totalement anarchique, devait se superposer des irrégularités topographiques capables d'influencer préférentiellement les courants les plus lents. Ces irrégularités existaient peut être dans le reste du bassin mais elles ne devaient pas avoir une importance notable sur les écoulements, compte tenu du gradient régional.

L'hypothèse fluviatile n'exclut pas que la dispersion anormale des directions de la partie la plus occidentale de la bande d'affleurements, puisse être liés à un environnement différent du reste du bassin. Il n'est pas possible de retenir l'environnement deltaïque, auquel on est tout naturellement amené à penser vu la position aval de cette zone, car il implique une subsidence importante, ce qui n'est pas le cas, la formation AB 1 étant de puissance faible (10 à 70 m). L'hypothèse d'un littoral marin, lagunaire ou lacustre, favorable à une très grande fluctuation des directions de courant, ne peut être rejetée à priori.

Ce problème ne peut être résolu à l'aide des seules structures directionnelles. Nous aurons l'occasion de revenir sur les caractères paléogéographiques de cette zone. Ce qui peut être signalé dès à présent, c'est que cette partie de l'Algarve s'est également particularisée après la sédimentation détritique terrigène AB 1 puisque l'horizon-repère hettangien disparaît et le Lias moyen et supérieur présente des faciès et faunes franchement marins inconnus à l'Est.

4 — Conclusions

Stratifications obliques, galets imbriqués, linéation de délit et rides s'observent en quantité plus ou moins importante dans les «Grès de Silves».

Leur répartition verticale permet de grouper en deux catégories les unités lithologiques:

— dans la première, représentée par NT A 1 et B 1, Sc base, Al-AB 1, toutes les variétés de propriétés vectorielles existent et sont pour certaines très fréquentes;

— dans la seconde, comprenant NT A 2, B 2 et C 1, Sc sommet, Al-AA, AB 2 et AB 3, les dépôts ne présentent aucun ou peu de caractères permettant de reconstituer les directions des courants qui ont pu les engendrer.

Les caractères géométriques des structures et textures directionnelles observées sont ceux des propriétés vectorielles formées dans un milieu hydrodynamique.

Les résultats chiffrés, azimuts des vecteurs et paramètres de dispersion, semblent exclure l'origine marine de la majorité des paléocourants mis en evidence dans les dépôts de la première catégorie. L'hypothèse selon laquelle un environnement fluviatile ou fluvio-deltaïque existait à certaines périodes au cours du Trias repose sur des arguments sérieux; elle mérite toutefois d'être étayée.

Les directions et sens des paléocourants, E-W au Nord du Tage et dans le secteur de Santiago de Cacem, N-S à NNE-SSW en Algarve, indiquent que les aires nourricières des différentes zones de bordure étaient situées sur l'emplacement actuel du Massif Hespérique.

Ces résultats et la présence de matériau grossièrement détritique terrigène dans le Lias supérieur de Peniche permettent de poser le problème de la ventilation en grand des produits grossiers issus de la glyptogénèse au début du Mésozoïque. Si l'origine occidentale du quartz et des feldspaths des «grès, marnes et calcaires gréseux» toarciens, envisagée par R. Mouterde (1955) s'avère exacte, deux hypothèses peuvent être émises:

— Au cours du Trias, du détritique grossier était libéré par les reliefs occidentaux et s'étalait à proximité des aires nourricières.

Les rudites et arénites surmontant le socle et recouverts par le faciès «Marnes de Dagorda», signalés dans les sondages profonds à Torres Vedras (aire diapirique; fig. 1), pourraient être des témoins des apports occidentaux, vu leur position géographique.

— Un changement important (?) provoque l'inversion du sens des courants entre l'Hettangien et le Lias supérieur. Le Massif occidental dont il ne subsiste que quelques témoins (îles Berlengas...) relaie la Meseta.

CHAPITRE II

LES CONGLOMÉRATS ET LEURS CONSTITUANTS

Les éléments de la classe des rudites présentent une forme que l'on peut supposer façonnée par le ou les agents de transport: leur étude est le complément direct de celle des paléocourants. Elle devrait en effet donner des indications complémentaires sur les modes de transport et, avec le critère «nature lithologique», permettre de préciser la situation géographique des roches-mères.

En fait, le galet constitue une donnée géologique susceptible de fournir d'autres renseignements tout aussi importants du point de vue paléogéographique, tels que les conditions morpho-climatiques ayant présidé aux dépôts.

A — NATURE MINÉRALOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES ÉLÉMENTS

1 — Introduction

Les éléments appartenant à la classe des rudites sont présents dans toutes les subdivisions lithologiques du Nord du Tage, à l'exeption de B 2.

A Santiago de Cacem, ils sont principalement localisés dans le terme de base.

En Algarve, les fragments de roche existent à la base de la série: AA et AB 1.

Parmi les éléments de longueur supérieure à 2 mm, on observe des monocristaux, quartz et feldspaths essentiellement et des fragments de roche (éléments lithiques). Ceux-ci appartiennent à un certain nombre de types pétrographiques; la majorité d'entre eux existent dans les trois secteurs comme le quartz laiteux, les quartzites, les «grauwackes», les phyllades et les schistes, ainsi que les éléments intraformationnels, argileux ou pélitiques. D'autres, tels les fragments de roche ignée et de gneiss, semblent être uniquement localisés dans la zone de bordure septentrionale.

A chacun de ces types lithologiques correspond un certain nombre de variétés. Il n'est pas question de décrire en détail chacune d'elles. Seront seulement donnés les caractères observés sur les fragments détritiques ou sur la roche-mère correspondante, susceptible d'expliquer la forme des éléments et d'être exploités dans ce chapitre ou plus loin.

2 — Le quartz

Le quartz monocristallin et limpide est fréquent au Nord du Tage, exceptionnel en Algarve. Sa forme est plus ou moins sphérique mais l'émoussé est généralement faible (grains subanguleux). Ces cristaux de quartz contiennent souvent des inclusions minérales, principalement de la biotite. La taille et les inclusions biotitiques sont celles des cristaux de quartz des granites jeunes (Schermerhorn, 1956).

Signalons que S. Courbouleix (1972) suggère d'utiliser l'apparition de ce type de grain (il parle à tort de quartz à inclusions de tourmaline) pour distinguer les «Grès de Silves» du Permien lorsque les caractères structuraux sont très difficiles à mettre en évidence (Sud de Luso).

Le quartz laiteux, blanc beige est constitué par des cristaux xénomorphes à subautomorphes, engrenés ou juxtaposés, entre lesquels existent souvent, notamment au Nord, des minéraux métalliques (oligiste principalement ou autres espèces non déterminables).

Il figure dans pratiquement toutes les rudites et présente toutes les dimensions depuis le granule le plus fin (et même dans la fraction arénite) jusqu'au bloc de 40 cm de longueur. Au Nord, ce quartz est en proportions variables mais il ne correspond pratiquement jamais à l'élément dominant. En Algarve, en revanche, de nombreux amas conglomératiques composés essentiellement de fragments de diamètre inférieur à 6 cm en contiennent jusqu'à 75 %.

3 — Les quartzites et les «grauwackes»

Toute couche conglomératique, si petite soit-elle, renferme des éléments indurés, de surface lisse ou plus ou moins granuleuse et de couleurs variées, gris à noir et toutes les nuances du brun.

L'examen microscopique d'un certain nombre de ces fragments, que l'on a tendance à appeler quartzite la plupart du temps lorsque l'on se contente d'une observation macroscopique, sont en fait très variés des points de vue composition et texture. Si certains sont composés à 100 % de cristaux de quartz indentés et orientés ou accolés et de texture isotrope, d'autres correspondent à des grès argileux. Entre ces extrêmes, tous les intermédiaires existent. Ces lithofaciès, dont les caractères métamorphiques sont plus ou moins accusés, sont ceux que l'on rencontre dans la série silico-alumineuse du socle (cf. Introduction) et que les premiers géologues portugais ont appelé «grauwackes».

Signalons que l'étude roentnographique d'un petit nombre de ces roches (Courbouleix, 1972) a permis de déceler, à côté de la muscovite, de la biotite et de la chlorite fréquemment visibles en lame mince, des quantités non négligeables de kaolinite (20 à 40%).

L'étude des galets ayant été faite essentiellement à l'échelle macroscopique, quartzites et grauwackes ont été groupés.

Les éléments de cet ensemble «quartzites-grauwackes» représentent généralement plus des trois quarts de la fraction galet (4-25 cm) des niveaux conglomératiques du Nord et de Santiago de Cacem. On en trouve également en quantité non négligeable dans les tailles plus fines et plus grandes (blocs jusqu'à 50 cm). Au Sud, ils sont bien représentés dans l'unité AA et localement dans AB 1 (environs de Querença notamment).

Les «grauwackes» alternent avec des phyllades et schistes dans les séries anté-ordoviciennes du Nord et du «Culm» du Sud du Tage, avec des quartzites dans l'Ordovicien et le Silurien.

4 — Les phyllades, les schistes, les micaschistes et les gneiss

Les fragments de roches de fissilité prononcée, phyllades et schistes, sont souvent difficiles à mettre en évidence. Il est généralmente nécessaire d'étudier attentivement la surface d'un affleurement pour pouvoir les repérer car ils sont de petite taille et possèdent une couleur rouge à brun-rouge, identique ou peu différente de la matrice gréso-ferrugineuse. Lorsque l'on veut les dégager, ils se désagrègent facilement.

Ces lithofaciès et les micaschistes se présentent sous la forme d'éléments aplatis, exédant rarement 5 cm de longueur; on en trouve tout-à-fait exceptionnellement en gros blocs dépassant le demi-mètre de longueur.

Des galets et des graviers, plats ou elliptiques de gneiss à grain fin ou moyen sont parfois bien représentés dans des poudingues mais uniquement du Nord du Tage. Ils sont constitués par du quartz en mosaïque, des feldspaths souvent très altérés et de la biotite ayant exsudé une partie plus ou moins importante de son fer.

Le gneiss est un lithofaciès du «Complèxe cristallophyllien» qui s'étend d'une manière discontinue, depuis le bloc central jusqu'au Nord de Coimbra (1).

5 — Les roches ignées

Comme je le signalais dans l'introduction, les fragments de roches ignées n'ont été observés qu'au Nord du Tage. Ils sont bien représentés dans les tailles supérieures à 8 cm et localement atteignent jusqu'à 30 cm de longueur (Pl. XVIII, fig. 5). Ces éléments son constitués par du granite leucocrate et des roches très altérées difficiles à identifier.

Plus de 90 % des échantillons granitiques sont composés de cristaux isométriques et de granulométrie fine, moyenne ou grossière (taille modale: respectivement 1, 3, 5 mm); les autres sont porphyroïdes et renferment un ou plusieurs phénocristaux de feldspath potassique de longueur comprise entre 0,8 et 4,5 cm. Cette variété porphyroïd correspond à des granites jeunes.

Les minéraux essentiels sont facilement reconnaissables à l'oeil nu: quartz incolore à grisâtre, feldspaths en majorité rose, certains blanc crayeux ou incolores, biotite brun-noir, localement verte, parfois de teinte brun rouille et d'éclat mordoré, muscovite brillante.

L'examen de quelques lames minces (10) faites dans des échantillons d'aspect différent permet de dégager quelques caractères intéressants.

Le quartz présente plusieurs habitus: cristaux isolés de forme sphérique ou quelconque, mosaïque de grains juxtaposés ou nettement indentés. Il est fréquemment à extinction onduleuse. Les cristaux les plus volumineux atteignent le centimètre de diamètre (variété porphyroïde).

La biotite, qui possède de très nombreux halos pléochroïques de différentes tailles, est souvent inaltérée. Parfois, des taches brunes ferrugineuses opaques sont disposées soit uniquement dans les clivages, soit également dans le cristal; celui-ci conserve ses propriétés optiques normales ou présente des teintes de polarisation plus faible, voire celles des chlorites: On peut observer différents stades d'altération sur une même lame.

Les paillettes localisées dans les orthoclases sont absolument fraîches ou nettement moins altérées que celles qui sont interstitielles.

Le mica blanc de la trame forme des feutrages (séricite) ou se présente en lamelles atteignant plusieurs millimètres de long (muscovite). La majorité des cristaux sont sans traces d'altération. Mais à proximité ou dans des amas de kaolinite, les extrémités, parfois la totalité de cristaux de muscovite ont une teinte grise en lumière polarisée et certains feuillets sont ouverts en éventail (Pl. XVII, fig. 3).

(1) Pour plus de détails, voir l'Introduction générale et la carte, fig. 1.

Les feldspaths sont représentés par des plagioclases et des orthoclases. Les premiers sont généralement automorphes: il présentent une section allongée (jusqu'à 8 mm), et une macle polysynthétique fine souvent associée à celle de Carlsbad. Il s'agit d'albite ou d'oligoclase. Les cristaux sont toujours troubles. Les impuretés sont réparties soit uniformément dans la zone centrale, la bordure restant alors pratiquement toujours limpide, soit en plages disposées approximativement suivant les plans de clivage. A ce voile de dissolution s'ajoutent une quantité plus ou moins importante de lamelles de différentes tailles de séricite-muscovite et dans certains granites de minuscules globules et rubans d'aspect fibreux polarisant dans les gris et qui correspondent à de la kaolinite.

Dans trois des dix lames minces examinées, on n'observe aucun plagioclase. En revanche, entre les cristaux de quartz, de micas et d'orthoclases existent des plages irrégulières mais néanmoins allongées, formées de kaolinite (Pl. XVII, fig. 2) et de paillettes baillantes de mica blanc ayant pour la plupart des teintes de polarisation anormalement basses. Il est donc plus que probable que les plagioclases, plus altérables que les autres minéraux, ont été totalment transformés en kaolinite.

Les orthoclases, maclés Carlsbad, sont en grains xénomorphes de taille inférieure ou égale à celle des plagioclases ou en gros phénocristaux automorphes à sub-automorphes. Ces derniers seront étudiés avec ceux des microconglomérats arkosiques.

Ceux de taille millimétrique sont interstitiels ou présentent un contour indenté au contact des cristaux de plagioclases. Dans quelques cas, le quadrillage de la macle du microcline est bien visible; dans d'autres, il est flou et ne s'observe que par place. Les valeurs de l'angle 2V, comprises entre 73 et 82°, indiquent que l'on est en présence de microcline ou d'un orthoclase intermédiaire entre l'orthose et le microline. Des taches irrégulières d'impuretés voilent plus ou moins fortement tous les individus. Je n'y ai pas observé de kaolinite.

Les galets de roches non identifiables macroscopiquement, la plupart friables, n'ont pas été étudiés en détail. Un certain nombre d'entre eux semblent être des roches cataclastiques avec quartz anguleux, fantômes rectangulaires de feldspaths (?), amas chloriteux et taches rouilles dans un fond isotrope ou anisotrope et relativement tendre (phylliteux).

Les galets de granite porphyroïde ont été arrachés aux massifs granitiques jeunes. Ceux qui en sont dépourvus, moins caractéristiques pourraient être issus du même complexe plutonique.

6 — Les feldspaths

Les phénocristaux de feldspath potassique n'existent que dans le secteur septentrional. Ils constituent généralement l'essentiel de la fraction rudite des microconglomérats arkosiques.

Cet élément, qui peut atteindre 4,7 cm de long, présente pratiquement toujours une couleur rose, parfois accentuée en surface par une patine microscopique et mate de produits ferrugieux.

La majorité des individus sont de forme parallélépipédique (Pl. XVII, fig. 6). Les surfaces, imparfaitement planes mais néanmoins souvent identifiables du point de vue cristallographique, possèdent de minuscules cavités, les unes de forme quelconque, les autres rectangulaire (Pl. XVII, fig. 7). En cassant, et ceci sans difficulté, ou en examinant en lame mince un cristal, on constate que ces trous devaient correspondre à des cristaux en inclusion. Tous les phénocristaux, qu'ils soient en grains ou dans des galets, sont en effet de texture poecilitique. Ils renferment du quartz, de la biotite, de la muscovite et des plagioclases (Pl. XVII, fig. 1-4 et 5).

Le quartz présente des formes et des dimensions variées: les cristaux les plus volumineux (100-300 μ) ont des contours anguleux ou au contraire arrondis avec des

concavités. Ils renferment fréquemment des lamelles de biotite qu'ils semblent corroder. Les quartz les plus fins forment des veinules se disposant dans les clivages et possédent de ce fait des contours hiéroglyphiques.

La biotite, en paillettes dépassant le demi-millimètre de long, est absolument limpide ou à exsudation ferrugineuse limitée aux plans de clivage. Elle renferme de volumineux halos pléochroïques centrés sus des cristaux de zircon et de monazite parfaitement identifiables vu leurs dimensions (jusqu'à 100 microns).

La muscovite, pas systématiquement présente et toujours moins fréquente que la biotite, est de type deutérique; ses cristaux sont xénomorphes et ont un aspect déchiqueté dans la majorité des cas.

Les plagioclases, automorphes ou xénomorphes, sont généralement très altérés. De couleur blanc crayeux à verte, pâles et friables, ces cristaux sont remplacés sinon en totalité, du moins en majeure partie, par des amas de sphérules et de rubans ayant les caractères de la kaolinite (Pl. XVII, fig. 5). De minuscules paillettes polarisant généralement plus bas que la séricite leur sont associées. L'analyse aux rayons X confirme l'existence de kaolinite (70-80 %) et d'illite ouverte (2 monocristaux de F). Ces minéraux d'altération ne s'observent jamais dans la masse du feldspath potassique; il est néanmoins toujours trouble, avec des taches grisâtres à orange (lumière naturelle). Les clivages ou du moins certains plans sont quelquefois également soulignés par du matériau ferrugineux ou un mélange de kaolinite et de produits brunâtres (fig. II-18 c).

La texture perthitique et la macle de Carlsbad sont toujours visibles. La macle du microline en revanche ne l'est pas systématiquement et n'occupe généralement pas tout le cristal; elle apparaît en plages et le croisillon est plus ou moins diffus. Des mesures de l'angle 2V faites sur des sections appropriées (5 lames dont 2 de monocristaux ne montrant pas la macle) donnent des valeurs élevées du microcline (76 à 83°). Parallèlement, 10 cristaux (dont 3 examinés au microscope)ont été passés aux R. X. pour une étude de triclinicité. En raison des nombreuses inclusions existantes, une séparation densimétrique à l'ultra-centrifugeuse fut exécutée (Montanari, 1971). Neuf diagrammes caractérisent le réseau triclinique .La différence de résultat entre lame-mince et rayons X pourrait être due à un phénomène de microclinisation d'orthose (sanidine), tel que le conçoit L. J. G. Schermerhorn (1956; pp. 325-333) pour les feldspaths potassiques des granites de la partie septentrionale du Portugal (2). Il ne fait en effet aucun doute que ces orthoclases sont issus de granites porphyroïdes appartenant au même groupe que ceux décrits par cet auteur et les pétrographes portugais. Tous leurs caractères, analysés ici, à l'exception de la couleur des feldspaths, s'appliquent à ces roches qui occupent de grandes surfaces au sein de séries métamorphiques qui, elles, ne contiennent pas cette variété d'orthoclase, sauf dans l'auréole de métamorphisme de contact (Schermerhorn, 1956; Oen, 1958). Ces feldspaths ont une longueur dépassant généralement le centimètre et souvent comprise entre 3 et 10 cm dans un grand nombre de massifs granitiques.

7 — Les éléments intraformationnels ou intraclastes

Les éléments autochtones de nature pélitique peuvent être très abondants et représenter la totalité ou la majeure partie de petites couches ou lentilles conglomératiques. Ils se présentent soit en galets ou en blocs de formes quelconques, soit en graviers et en minuscules galets aplatis et plus ou moins discoïdes.

(2) Cet auteur, après avoir analysé la littérature existante, signale que le problème des orthoclases «intermédiaires», c'est-à-dire ne possédant pas toutes les propriétés optiques de microline typique, ne peut être résolu que par l'investigation aux R. X. Il ne semble pas avoir eu la possibilité d'effectuer de telles mesures.

Les premiers existent presque essentiellement au Nord du Tage, particulièrement dans le terme de base. Les seconds sont fréquents en Algarve (AB 1) et dans certaines couches du terme B 1.

Les constituants des brèches de granulométrie grossière sont formées de pélite ou d'argilite pratiquement pure, plus rarement d'un faciès de granulométrie supérieure tous admettant une texture homogène, c'est-à-dire que le fer, le liant phylliteux et les particules clastiques silteuses sont répartis uniformément dans la roche et ne définissent ni litage, ni microstruture particulière (madrée ou autre).

Leur dimensions sont très variables, quelques centimètres à plus d'un mètre de longueur apparente. Les contours sont francs ou flous, anguleux ou amiboïdes. Dans certains cas, les fragments ont une forme approximativement parallélépipédique ou celle d'une cupule dont les bords sont incurvés à la manière des plaques de desquamation des mud-cracks (Palain, 1970).

Les petits éléments plats, de limites généralement nettes, sont de même nature pétrographique que les intraclastes grossiers mais ne leur sont jamais associés, pas plus qu'à éléments lithiques.

B — LA FORME DES ÉLÉMENTS

1 — Le façonnement éolien

La présence de galets éolisés dans les «Grès de Silves» a été signalée pour la première fois par O. Ribeiro et C. Teixeira (1942). Ces auteurs ne précisent toutefois ni les critères qui leur permirent d'arriver à une telle conclusion ni la position des gisements observés. En 1949, G. S. de Carvalho, après avoir décrit la coupe de Pereiros et les caractères morphoscopiques de cailloux localisés dans le puissant niveau conglomératique du terme que j'ai appelé B 1, conclut également à l'existence d'éléments éolisés mais accumulés en milieux aqueux.

L'examen d'un nombre très élevé de blocs et de galets de quartz, quartzite et de grauwacke provenant de différents types de conglomérats et de tous les niveaux de la série triasique du Portugal, d'éléments éolisés d'autres séries (²), permet de faire les remarques qui suivent.

Malgré une recherche très poussée je n'ai jamais trouvé de dreikanter ni de einkanter caractéristique dans les «Grès de Silves».

En ce qui concerne la forme générale des fragments, ont est frappé par la différence existant entre celle des galets de quartz, tout-à-fait quelconque car limitée par des surfaces bombées et irrégulières et celle des «quartzites-grauwackes» rappelant souvent les parallélépipèdes de symétrie triclinique, monoclinique ou quadratique (Pl. XVIII, fig. 1, 2 et 3). En revanche, les blocs ont tendance à avoir une forme identique, voisine de l'ellipsoïde, quelle que soit leur nature lithologique.

Comme le remarque G. S. de Carvalho, les nombreuses arêtes d'un galet parallélépipédique déterminent des angles variés. S'il est fréquent d'en avoir de valeur avoisinant 120°, ceux qui correspondent à l'intersection de faces portant des traces évidentes de façonnement éolien sont en revanche plus rares.

Les surfaces relativement planes de ces galets de quartzite-grauwacke sont pour la plupart parfaitement lisses, d'autres sont finement granuleuses. Toutes les faces d'un individu présentent généralement le même aspect.

Sauf exception, on ne peut parler de poli luisant, caractère spécifique et net de l'action du vent. L'observation à fort grossissement de la surface de fragments présentant un

(²) Observations et échantillonnage faits au cours d'excursions diverses: Dévonien de Grande-Bretagne, Permien et Trias de France et d'Allemagne (voir Pl. XVIII, fig. 4).

certain poli ou un autre caractère d'éolisation possible n'a permis de détecter le «picotement très dense» (Cailleux et Tricart, 1959) que sur un nombre très réduit d'éléments, tous de longueur supérieure à 15 cm.

Par leur forme, leur aspec de surface non luisant, les galets de quartz ne paraissent pas éolisés. Pour m'en assurer j'ai examiné les formes des petites anfractuosités que présentent presque tous les éléments de cette nature et qui, lorsqu'elles sont nombreuses, leur donne une aspect carié. Leur origine n'est pas douteuse: elle est due à l'existence de minéraux métallique visibles dans la masse et dans certains trous. Le bord est franc et généralement tranchant, le fond, quand il n'est pas tapissé de cristaux ou d'une matrice argilo-ferrugineuse, est irrégulier et l'on peut souvent y deviner des box-works. Or dans le cas d'une action éolienne de telles cavités, du moins les plus petites, seraient modelées, le bord évasé, le fond lisse et régulier (Cailleux et Tricart). Les cupules, qui pour A. Cailleux et J. Tricart constituent l'indice le plus caractéristique d'une usure éolienne, n'ont pratiquement jamais été observées.

G. S. de Carvalho signale la présence de stries parallèles et de sillons sur plusieurs éléments de quartzite polis et lisses. J'ai pu également observer de fines cannelures sur des blocs de même nature et appartenant au même terme lithostratigraphique. Bien que de telles marques puissent être, il est vrai exceptionnellement, produites par des eaux fluviatiles, il est probable que leur origine soit éolienne. Il en est de même pour de petites dépressions à la surface de certains galets de quartzite-grauwacke qui présentent la dissymétrie mais non le luisant des cupules typiques. La surface et les arêtes des éléments-support n'étant pas non plus caractéristique du façonnement par le vent, il n'est pas impossible que ce dernier ait été en majeure partie effacé.

La présence, de faces planes et lisses, qui a peut-être été à l'origine de l'affirmation de O. Ribeiro et C. Teixeira (1942), semble surtout liée au débit, à la granulométrie et à la texture des roches. Outre la différence de forme entre quartz et quartzite-grauwacke, on peut aisément se rendre compte que les galets de forme parallélépipédique se fragmentent préférentiellement suivant des plans parallèles aux surfaces les plus développées et que ceux dont les contours sont différents se cassent plus difficilement et d'une manière souvent quelconque. R. L. Folk (1960) aboutit aux mêmes conclusions après examen de «cherts» dont les caractères pétrographiques sont identiques ou voisins de ceux de nos grauwackes. Il parle de «joint control».

Il n'est pas moins vrai que les indices d'action éolienne, si faible soient-ils, sont indiscutables. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ce façonnement très peu développé.

En 1946, G. S. de Carvalho admettait que les galets éolisés des «Grès de Silves» pouvaient provenir du remaniement de gisement permiens. Trois ans plus tard, il devait justement réfuter cette hypothèse, la majeure partie des rudites autuniennes étant composée de galets à émoussé nettement plus élevé que ceux du Trias voisin (1949), ce que j'ai également pu constater en effectuant quelques coupes rapides dans la série ancienne (Buçaco, Vale de Mô, Agueda) (Pl. XVIII, fig. 3).

Il est donc nécessaire d'admettre des périodes de déflation au cours du Trias, lors du dépôt des termes NT A 1 et B 1 (principalement) et de Al-AB 1.

Dans un premier cas, il est possible, à la suite de G. S. de Carvalho, d'envisager un façonnement éolien important suivi d'une destruction poussée de celui-ci consécutivement à des remaniements par des eaux courantes. Les caractères acquis sous l'action du vent disparaissant très rapidement sous l'effet d'un transport aquatique (Cailleux et Tricart), cette hypothèse est envisageable. Le fait de trouver les marques les plus nettes sur de gros éléments ne s'oppose pas à cette interprétation, les blocs, moins facilement transportés, devant mieux conserver leur modelé. Mais il n'est pas improbable que le façonnement n'ait jamais été très conséquent, de sorte que seuls les fragments susceptibles d'offrir au vent une grande surface ont été soumis à son action, les éléments plus petits, pour peu qu'ils aient été groupés ou enfouis dans le sable, étant épargnés.

La dispersion des galets éolisés parmi quantité d'autres dépourvus de façonnement, ainsi que d'autres caractères étudiés plus loin, ne permettent pas d'opter pour l'une plutôt que pour l'autre de ces hypothèses.

2 — L'émoussé des éléments

L'indice d'émoussé qui, pour A. Cailleux et J. Tricart, reflète l'usure du milieu final de transport, a été établi pour les galets de quartz et de granite d'un petit nombre de couches conglomératiques (fig. II-8 et II-9).

La première variété d'élément, étroitement liée aux roches métamorphiques (exsudations, filons) a été choisie de préférence aux «quartzites-grauwackes», ensemble trop hétérogène, dont les valeurs d'émoussé sont inexploitables, faute d'éléments de comparaison (4).

L'examen des fragments de granite a paru également intéressant. Toutefois, il convient d'être prudent lorsque l'on interprète et compare leurs valeurs de l'émoussé, celles-ci étant sous la dépendance de l'agent de transport mais aussi des caractères des constituants. Dans le cas des granites étudiés, il apparaît en effet très nettement que la granulométrie des grains a influencé l'émoussé: l'indice est d'autant plus élevé que le grain est fin. La texture semble également jouer un rôle: ainsi le granite porphyroïde est dans l'ensemble moins usé que les variétés isogranulaires (tailles comparables). La faible fréquence de la variété porphyroïde et son absence dans les petites tailles pourraient être également imputables à l'hétérogénéité texturale: la présence de gros feldspaths prédisposant à la fragmentation, les éléments prélevés à la roche-mère se désagrégeaient totalement ou donnaient des fragments dépourvus de phénocristaux.

Si ceci reste du domaine de l'hypothèse, en revanche la fragmentation au cours du transport d'un fort pourcentage de feldspaths de la classe des rudites ne fait pas de doute. L'abondance des cristaux limités à la fois par des surfaces usées non planes, d'éclat mat et séparées par des arêtes arrondies et des plans lisses et brillants de clivage l'atteste et permet de nuancer l'affirmation de A. Cailleux et J. Tricart (1959) selon laquelle ce minéral s'use d'une manière comparable au quartz. L'émoussé du feldspath, du fait des clivages, doit progresser moins vite, du moins à des tailles avoisinant le centimètre. L'hétérogénéité de nos orthoclases (texture poecilitique) devait augmenter encore cette différence.

Ces faits étant discutés, on peut essayer de tirer des renseignements des valeurs de l'indice d'émoussé.

En comparant l'indice d'émoussé de nos quartz à celui obtenu sur des quartz de différents environnements (fig. II-8), il apparaît clairement que la majorité, sinon la totalité, a été façonnée dans un milieu aquatique. La relation usure-agent de transport fluviatile ou marin est trop peu marquée pour tirer d'autres conclusions. On remarquera une dérive vers des valeurs croissantes de l'indice lorsque l'on monte dans la série du Nord du Tage. Elle peut être le reflet d'un remaniement de plus en plus important du matériau grossier.

Les valeurs de l'indice d'émoussé, déterminées sur des galets et des blocs granitiques des «Grès de Silves», présentent un étalement peu différent de celui obtenu à partir d'éléments (5 cm) transportés dans des courants fluviatiles (fig. II-9).

De nombreux auteurs se servent également de cet indice pour estimer la distance de transport, bien que d'autres, notamment ceux ayant le plus utilisé ce caractère morphométrique, considèrent que trop de facteurs interviennent pour que l'on puisse dégager des tendances générales.

Quels que puissent être les divers facteurs d'usure, un certain nombre d'informations sur les rapports indice d'émoussé-distance parcourue, obtenues en milieu fluviatile

(4) Rappelons que l'émoussé des quartzites s. s. ne peut être interprété «qu'avec les plus grandes réserves» (Cailleux et Tricart, 1959; p. 271).

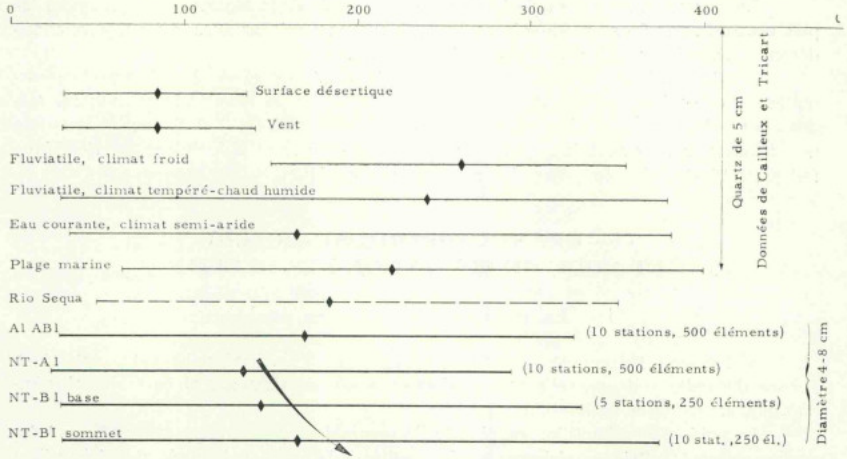


Fig. II-8 — L'indice d'émoussé (2000 r_1/L) de galets: de quartz façonnés dans différents environnements; prélevés dans des alluvions actuelles (rio Sequa; cf. fig. 2, Pl. XIX) extraits de conglomérats des «Grès de Silves» de l'Algarve et du Nord du Tage.
Si l'environnement désertique paraît exclu, il n'est guère possible en revanche d'attribuer à nos dépôts une origine fluviatile ou marine sur ces seules indications.
On remarque une légère dérive de l'indice d'émoussé vers des valeurs plus élevées lorsqu'on monte dans la série du Nord du Tage.

naturel (Cailleux et Tricart) ou simulé (Kuenen), permettent de penser que les galets et blocs de granite des «Grès de Silves» n'ont pas subi un transport très important, supérieur à une centaine de kilomètres (Pl. XVIII, fig. 1 et 2).

La fréquence, la taille et l'émoussé jamais très élevé des gros feldspaths potassiques s'accomodent parfaitement avec ce résultat.

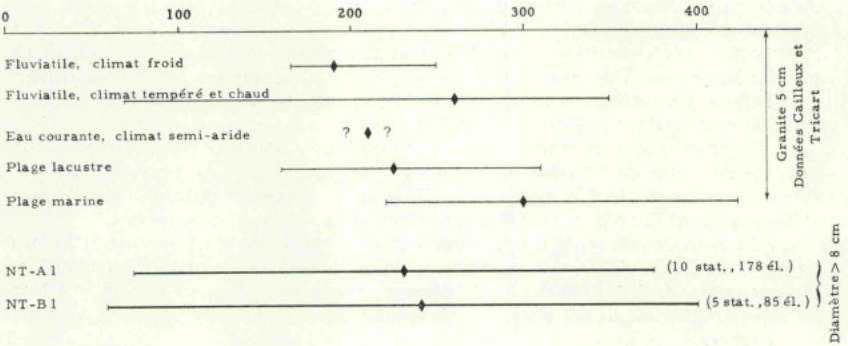


Fig. II-9 — L'indice d'émoussé (2000 r_1/L) de galets et blocs de granite: (a) façonnés dans différents environnements (Cailleux et Tricart, 1959); (b) prélevés dans les conglomérats de «Grès de Silves» du Nord du Tage. L'étalement des valeurs est comparable à celui déterminé dans les écoulements fluviatiles en climat tempéré et chaud.

Les massifs granitiques de la bordure occidentale de la Meseta, se situant pour les plus proches entre 10 et 30 kilomètres des affleurements mésozoïques, peuvent être considérées comme des roches-mères du matériau triasique.

Au Sud du Tage, la comparaison entre l'émoussé des galets des rivières intermittentes actuelles (zone amont des affleurements des «Grès de Silves») avec celui des éléments de même nature de la série triasique (fig. 8 et Pl. XIX, fig. 1 et 2) suggère là encore une distance relativement faible entre les aires nourricières et d'épandage (le rio Séqua fait entre 50 et 70 km en amont de l'affleurement triasique).

C — GRANULOMÉTRIE, STRUCTURE ET MODE DE FORMATION DES RUDITES

1 — La granulométrie et ses problèmes

Si l'analyse granulométrique des grès et sables n'est habituellement assujettée à aucune difficulté majeure, celle des conglomérats pose de sérieux problèmes, les plus importants étant liés à l'échantillonnage.

Le poids de l'échantillon représente l'écueil majeur. Les auteurs ayant effectué des analyses granulométriques sérieuses sur les rudites indiquent que le poids d'un échantillon représentatif doit être fonction de la taille des éléments, soit en général de plusieurs dizaines de kilogrammes (Plumley, 1948; Davis, 1958). A. Cailleux et J. Tricart préconisent 7 à 20 kg en précisant qu'un tel échantillonnage n'a généralement pas toute la rigueur voulue (1949, p. 125).

Quand on sait qu'un prélèvement unique est souvent insuffisant pour caractériser la granulométrie globale d'un niveau hétérogène (Plumley), on mesure les difficultés que présentent l'échantillonnage de x lits conglomératiques d'une série située à plus de 200 kilomètres des laboratoires.

Si la manipulation sur place que suggèrent certains auteurs (5) résout le problème du transport des échantillons, le facteur temps subsiste ainsi qu'un problème de prélèvement par suite de la présence d'éléments fragiles, schistes, phyllades et feldspaths de grande taille ou d'un ciment carbonaté.

Aussi me suis-je limité, comme le firent de nombreux géologues et géographes qui durent se heurter aux mêmes difficultés, à décrire minutieusement les différents types d'amas conglomératiques existant dans la série. Ces données qualitatives, qui doivent logiquement être acquises avant tout échantillonnage correct, s'avèrent être aussi, sinon plus significatives que les courbes et paramètres granulométriques. Elles sont susceptibles de préciser les processus de mise en place des sédiments alors que les seconds permettent essentiellement de définir l'environnement du dépôt: fluviatile à sédiments bi ou polymodaux, littoral marin ou lacustre à conglomérats unimodaux (ce qui n'est pas une loi).

Le «plus gros galet moyen», paramètre établi par J. Perriaux (1961) à partir de la méthode du centile de J. Tricart et A. Cailleux (1959), qui reflète la grossièreté des éléments d'un niveau donné et peut être utilisé pour déterminer les variations dans l'espace et dans le temps des plus gros fragments libérés par le continent, a été mesuré.

La méthode préconisée par J. Perriaux (1961, p. 139) consiste à mesurer la surface du plus gros caillou visible, à tracer à la surface de l'affleurement 10 carrés (ou rectangles) de surface égale à 10 fois celle de l'élément, à prélever et mesurer le plus gros bloc ou galet sur chacune de ces aires. Les dimensions du galet médian, de cinquème rang, sont retenues.

---

(5) La méthode proposée par M. G. de Carvalho (1965) est une des plus intéressantes car elle permet d'obtenir des résultats comparables à ceux du tamisage (mesure du plus petit diamètre, pesées).

Cette méthode est comparable à celle du centile et relativement plus rapide.

Pour connaître le pourcentage de la fraction la plus fine, la matrice non indurée a été échantillonnée (une à plusieurs prises de 0,5 kg) puis lavée sur un tamis de 64 μ. Certains échantilons ont été également tamisés comme des grés (cf. chapître suivant).

2 — Structures et mode de formation des strates

Les caractères macroscopiques des couches conglomératiques permettent de les classer en un petit nombre de types.

a — Conglomérats de type 1 (ct 1)

a. 1 — *Caractères généraux*

Ils se présentent en lentilles d'extension latérale et de hauteur réduite, en général inférieures respectivement à 25 et 2,5 m quelle que soit l'orientation du plan d'observation par rapport à celle du courant de sédimentation. Les plus fortes longueurs correspondent à des amas vus dans un plan parallèle au courant.

Leur limite inférieure est concave vers le haut (fig. II-10): dans certains cas, ce contour est tranché et dessine une courbe régulière (fig. II-10, a et Pl. XIX, fig. 3 et 4), dans d'autres, l'un des bords, peu pentu, est plus ou moins flou et irrégulier alors que le bord opposé, souvent de forte inclinaison (jusqu'à 60°), est net et se confond avec une surface d'érosion s'étendant très largement au-delà de l'amas (fig. II-10, b et c). Une telle surface peut supporter plusieurs lentilles semblables.

La limite supérieure de ces couches est le plus souvent pratiquement plane, parfois arquée de sorte que la lentille est bi-convexe (Pl. XIV, fig. 1). Le contact avec le lithofaciès supérieur, arénite ou pélite, est souvent bien marqué, mais un granoclassement positif peut le rendre assez diffus (fig. II-10, f et g). Ce type de granoclassement est en fait plus fréquent dans le sens horizontal, la rudite s'affinant parallèlement à la stratification en passant à un grès à graviers disséminés (fig. II-10, d).

En règle générale, le classement d'une lentille est moyen. Cette estimation, uniquement qualitative, signifie que la majorité des éléments se situe dans une fourchette de tailles assez étroite (1-6 ou 5-10 cm par exemple), mais que certains galets peuvent atteindre entre 15 et 20 cm (le plus gros galet moyen oscille entre 8 et 20 cm) et enfin que la matrice, composée principalement de grains arénitiques, occupe pratiquement tous les interstices et représente de ce fait au moins 25 à 35 % de la roche. Le pourcentage de la fraction silto-argileuse dépend du degré d'hétérogénéité de la fraction rudite, qui augmente généralement avec les dimensions des amas. En d'autres termes, plus la lentille est volumineuse, plus sa granulométrie est étalée et présente des extrêmes importants. Toutefois, les fines constituent rarement plus de 30 % de la matrice, soit une quantité négligeable par rapport à l'ensemble du dépôt.

Lorsqu'un litage existe, ce qui est exceptionnel, il est oblique (observation dans un plan parallèle à la direction des courants: fig. II-10, e) et souligné par un granoclassement latéral; son plongement et sa courbure semblent déterminés par la forme de la lentille, dans ce cas toujours nettement dissymétrique.

A côté des granoclassements progressifs, latéral et de sommet de strate, existe parfoi un tri vertical qui se traduit par la superposition de deux ensembles de granulométrie différentes (galets-gravier) dans et entre lesquels aucune granodécroissance ne s'observe. Localement une passée plus grossière (fig. II-10, b) peut également souligner le caractère rythmique du dépôt. Dans la majorité des amas lenticulaires toutefois, les éléments se répartissent d'une manière quelconque; les plus gros étant isolés ou en petits agrégats.

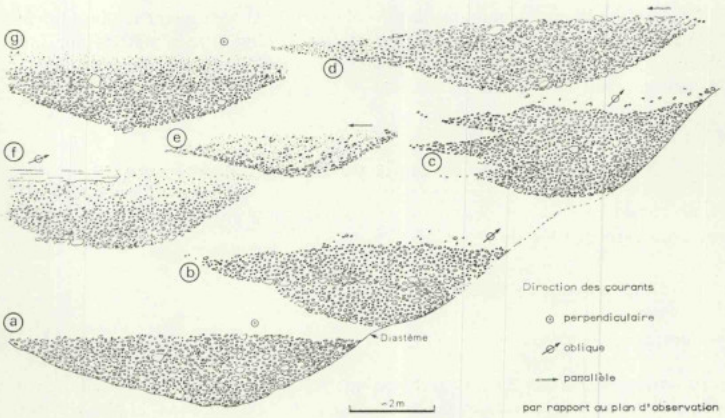


Fig. II-10 — Différents aspects des lentilles conglomératique ct1.
Les amas a, b et c reposent ou s'appuient sur un diastème (D) représentant la bordure d'une structure chenalisante comblée en plusieurs fois. Le dépôt a, par son hétérogénéité et son classement assez médiocre, peut être interprété comme le résultat d'une seule phase de sédimentation; la ségrégation de grossiers ou le contour en dents de scie des amas b et c en font des dépôts composites. La dissymétrie marquée et le granoclassement horizontal de la lentille d sont caractéristiques des sections plus ou moins parallèles au(x) courant(s) générateur(s). L'amas e, à litage oblique net, est peu fréquent. Les dépôts f et g, granoclassés positivement, passent progressivement ou rapidement à une arénite ou directement à une pélite; leur limite supérieure, contrairement à celle des autres conglomérats ct 1, est assez floue. Dans tous les cas, la base de ces dépôts est nette et correspond à une surface d'érosion.

Les fragments aplatis présentent une inclinaison préférentielle. Leur degré d'aplatissement élevé et leur nombre restreint ne permettent généralement pas de s'en apercevoir sans une observation attentive ou même des mesures.

Le matériau grossier, galets, graviers, granules, est représenté par du quartz et des «quartzites-grauwackes»; les éléments intraformationnels, les schistes et les phénocristaux de feldspath sont rares. Suivant les endroits, granite ou gneiss figurent. La matrice se compose de quartz et de feldspath de taille millimétrique.

L'émoussé des éléments quartzeux présente des valeurs moyennes à fortes comparées à celles enregistrées dans les autres types conglomératiques des «Grès de Silves». Les traces d'éolisation ne semblent pas exister. Les grains de quartz possèdent un façonnement fluviatile identique à celui des constituants des grès encaissants.

Ces lentilles conglomératiques sont en effet généralement incluses dans des grès rouges de granulométrie grossière à moyenne, présentant ou non une stratification oblique. Les conglomérats de type 1 sont fréquents dans NT-A 1 et la partie inférieure de NT-B 1, SC base et Al-AB 1 (6).

a. 2 — *Conditions de dépôt*

L'ensemble de ses caractères font de ce type de conglomérat un dépôt fluviatile. Il s'observe couramment dans les cours d'eau anastomosés («braided-rivers» des auteurs anglo-saxons) pérennes, intermittents ou éphémères (Leopold et Miller, 1956; Doeglas, 1962; Williams et Rust, 1969, etc...).

(6) Le tableau 23 donne la répartition et la fréquence des différents types de conglomérats.

La sédimentation a toujours été précédée d'une érosion. Ce ravinement s'est effectué soit par un courant transportant les éléments, soit antérieurement: le creux peut en effet avoir été formé dans des alluvions comblant partiellement un lit ou correspondre à un des multiples bras d'un réseau, à la base ou à la rive d'un cours d'eau de grande extension latérale. Les lentilles isolées dont la surface d'érosion est limitée à l'amas devraient correspondre aux deux premiers cas envisagés (Pl. XIX, fig. 3 et 4); celles représentées schématiquement figure II-10, a, b, c (voir aussi Pl. XIV, fig. 1) aux phases successives du comblement d'un cours d'eau s'élevant sur ses propres alluvions.

Les différentes textures et granulométries laissent à penser que ces accumulations ne se sont pas faites d'une manière identique. L'amas granoclassé horizontalement s'est très vraisemblablement formé comme certaines alluvions caillouteuses de la Durance, décrites par D. J. Doeglas (1962), par remblaiement progressif d'une dépression dissymétrique (bras abandonnés et recoupés). Le processus de dépôt se fait sensiblement de la même manière que lors du remplissage d'une cuillère d'érosion à l'aval d'une ride ou d'une dune à crête discontinue. D'autres, notamment les grandes lentilles dont la granulométrie est étalée et l'hétérogénéité grande, ont dû se former dans un courant violent déposant sa charge sans pratiquement la trier, à la manière des crues torrentielles. Dans la majorité des cas, le matériau semble avoir été sédimenté en une seule fois par un courant de haute énergie, sans remaniement sinon vers le sommet. L'absence de fines et d'éléments fragiles, pélitiques et schisteux ,permet de penser que ces eaux présentaient dans l'ensemble une forte turbulence.

b — **Conglomérats de type 2 (ct 2)**

b. 1 — *Caractères généraux*

Ils forment des strates de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de longueur et de largeur, pour une puissance dépassant rarement 2, 5 mètres. Contrairement à ce qui se passe pour les amas ct 1, cette dernière dimension, ou reste pratiquement constante, le lit s'interrompant brusquement suivant une surface plongeant fortement vers l'extérieur (fig. II-11, a), ou diminue très progressivement de sorte que le conglomérat présente la forme d'un coin très aigu (fig. 11 b et Pl. XIX, fig. 5).

Les limites sont planes ou à ondulations de faible amplitude et de longueur d'onde variable, franches ou floues. La base est pratiquement toujours une surface de stratification nette, soulignée par une accumulation d'éléments très serrés (Pl. XIX, fig. 5, 6 et 7); parfois elle est imprécise, soit que les galets sont disséminés dans une matrice peu différente du grès sous-jacent, soit plus rarement encore que le passage se fasse progressivement par augmentation du pourcentage des graviers et galets. La limite supérieure peut également correspondre à un hiatus granulométrique très marqué ou à un granoclassement rapide mais progressif au terme surincombant, généralement gréseux.

Il est fréquent d'observer, à l'intérieur des couches ayant une certaine épaisseur, des passées lenticulaires bien délimitées de grès bien classé, grossier ou fin (fig. II-11, c). Lorsque plusieurs amas conglomératiques, pourvus ou non de lentilles gréseuses, se succèdent en n'étant séparés que par de faibles épaisseurs de grès, l'ensemble acquiert une structure assez particulière. A l'exception des lentilles gréseuses, qui peuvent présenter une fine stratification oblique, aucun litage n'est visible dans ces couches conglomératiques.

Le granoclassement positif intéressant toute l'épaisseur de l'amas peut être mis en évidence dans certaines strates. Il est rarement progressif. A la base, il y a ségrégation de grossiers, mais la partie médiane est homogène et en sommet de strate, le passage au grès supérieur se fait plus par dilution dans une matrice que par une granodécroissance des éléments lithiques.

La plupart des accumulations de ce type de rudite possèdent un assez bon classement, dans l'ensemble meilleur que celui des conglomérats ct 1. Les éléments appartien-

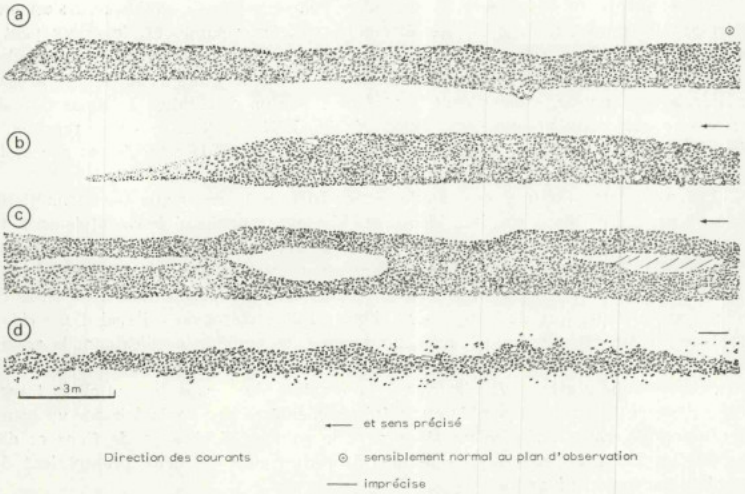


Fig. II-11 — Conglomérats de type ct 2. Lentilles de grande extension latérale, a, b, c: lentilles de limites inférieure et supérieure nettes; d, limites tantôt franches, tantôt floues.
a — dépôt homogène s'interrompant brusquement. Cette limite correspod à un bord latéral de lentille; b — biseau aval avec flèche de granulométrie plus fine (microconglomérat ou grès microconglomératique); c — lentilles arénitiques avec ou sans litage oblique isolées dans un corps conglomératique élaboré en deux ou plusieurs fois; d — dépôt généralement peu puissant, moins fréquent que les précédents.
(Dessins exécutée d'après des photographies).

nent à un petit nombre de classes granulométriques, les plus grands dépassant rarement 10 cm (moyenne du plus gros galets moyen = 8 cm au N du Tage, 6 cm en Algarve), et sont généralement accolés les uns aux autres de sorte que la matrice gréseuse est peu représentée (Pl. XIX, fig. 7). Ce classement n'est toutefois pas uniforme dans une couche. On peut constater, lorsqu'on connaît l'orientation du dépôt par rapport au courant générateur, que les plus fortes hétérogénéités correspondent aux extrémités amont et aval, la première étant plus grossière, la seconde, habituellement en forme de coin, possédant une matrice plus abondante. C'est dans ces strates que l'on peut obtenir les diagrammes directionnels les plus précis mais aussi mettre en évidence la répartition bimodale des inclinaisons des fragments aplatis (fig. II-3, c). Cette particularité, déjà discutée (chap. I), résulte de l'influence prépondérante sur l'agencement des galets du courant unidirectionnel ou de la pente, relativement accentuée, des flancs des amas (fig. II-11 a et Pl. XX, fig. 1).

La nature pétrographique des fragments lithiques et minéralogique de la matrice est celle des constituants des conglomérats du type ct 1. Les éléments peu résistants sont également peu représentés: localement des galets pélitiques très émoussés, subsphériques ou elliptiques, jalonnent la base. Les galets de quartz présentent pour la plupart les valeurs d'émoussé les plus élevées parmi celles mesurées.

b. 2 — *Conditions de dépôt*

Comme pour le type ct 1, l'origine fluviatile ne fait pas de doute.

Les données de la littérature ainsi que les observations que l'on peut faire sur les alluvions des cours d'eau actuels charriant ou ayant déposé des rudites permettent d'as-

similer ces strates à des barres longitudinales, c'est-à-dire allongées dans le sens du courant, soit dans la partie centrale d'un lit anastomosé, soit contre ou à proximité d'une berge, pour peu que le cours soit sinueux (Pl. XX, fig. 1, 2, 3).

Il est difficile de dire si la limite inférieure nette de tracé plan à faiblement ondulé correspond à une surface de ravinement ou à un simple joint. Les études effectuées sur l'édification des barres caillouteuses (Durand, 1951; Fahnestock et Haushild, 1962; Leopold, Wolman et Miller, 1964; Leopold, Emmet et Myrick, 1966, etc....) indiquent en effet que l'édification peut se faire sans érosion sur une surface plane ou irrégulière représentant la topographie non modifiée du dépôt antérieur, notamment lorsqu'il y a rupture locale du régime d'écoulement.

La forte inclinaison des bords latéraux de certaines barres est peut être acquise lors de l'édification ou liée à un ou plusieurs sapements provoqués par de hautes eaux; en basses eaux, des parois subverticales peuvent être parfaitement stables (Rust, 1972; Pl. XX, fig. 1). La régularité de leur toit semble être d'origine érosive et s'acquérir sous l'effet de mouvements tourbillonnaires lorsque la profondeur de l'eau devient très faible (Wolman et Leopold, 1957). Toutefois, le fait de trouver des graviers dispersés dans le grès, de même taille que dans la rudite sous-jacente, ne signifie pas qu'ils proviennent du remaniement de cette dernière; il semble en effet que le courant qui dépose du matériau de la granulométrie des sables soit de force insuffisante pour mettre en mouvement des graviers jointifs, alors qu'il peut parfaitement en transporter (Leopold, Emmet et Myrick, 1966).

Le classement des conglomérats ct 2 s'explique aisément lorsque l'on connaît les mécanismes qui leur donnèrent naissance. Après qu'un premier noyau de galets se soit déposé, d'autres sont piégés, engendrant un seuil qui peut émerger plus ou moins rapidement. L'accumulation, qui se fait verticalement et horizontalement, dans le sens du courant, est constamment concurrencée par des remaniements. Ceux-ci déplacent les éléments vers l'aval, orientent préférentiellement les fragments plats, éliminent les fines et donnent à l'édifice une compacité maximum. L'aval du relief correspond essentiellement à une zone de sédimentation; là les fines peuvent rester, se mélanger aux cailloux ou/et édifier une petite flèche sableuse, plus rarement silteuse ou pélitique (Pl. XX, fig. 1 et fig. II-11, b). Si la barre n'évolue plus, ce dépôt conserve son hétérogénéité.

La présence de lentilles gréseuses dans les strates conglomératiques, qui doivent représenter le remplissage de petites dépressions de la surface d'une barre lors du ralentissement de la vitesse des courants, montre qu'une strate de conglomérat ct 2, considérée sous l'angle séquentiel, peut représenter plusieurs séquences unités (7), non individualisables la plupart du temps par suite de l'homogénéité des dépôts successifs (diastèmes non visibles à cause du phénomène de mimétisme).

c — Conglomérats de type 3 (ct 3)

c. 1 — *Caractères généraux*

Ce type de dépôt est généralement constitué par une seule épaisseur de fragments lithiques. Il représente un pavage légèrement ondulé, parfois parfaitemente plan, atteignant souvent la longueur des plus grands affleurements, sont une centaine de mètres au maximum.

Au Nord du Tage (terme B 1), où il n'est possible d'observer que des plans verticaux, ces lits paraissent continus. Ils sont interstratifiés dans des arénites habituellement grossières, contenant assez fréquemment des granules, graviers et/ou galets isolés.

(7) La notion de séquence unité a été définie par Ph. Mangin (1964) sur des dépôts de granulométrie fine. A l'échelle de l'élément constitutif, galet ou gravier, ces séquences de hauteur centimétrique peuvent être assimilées à des séquences-unités. Leur formation résulte d'une phase continue de sédimentation.

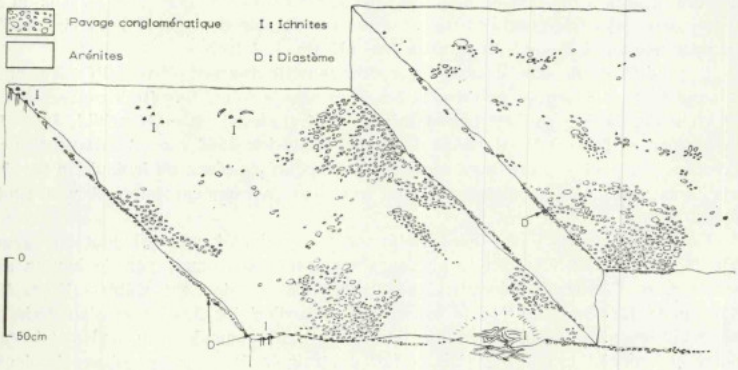


Fig. II-12 — Variété de pavage (ct 3) observée dans le terme AB 1 de l'Algarve.
Pavage discontinu tapissant et soulignant un diastème (D), base d'unités séquentielles se terminant par des grès fins et/ou des siltites à nombreuses traces de vie: pistes terriers et galeries (cf. Pl. XX, fig. 4 et Pl. XXXIII, fig. 3).

Les éléments sont très bien classés et le plus souvent jointifs; leur taille se situe entre 4 et 6 cm quand il s'agit de fragments de roche, entre 2 et 4 cm lorsque les phénocristaux de feldspaths dominent. Les éléments lithiques qui sont aplatis ont tendance à s'imbriquer ou à chevaucher les autres, pour la plupart de forme quelconque et assez fortement émoussés.

En Algarve (terme AB 1), ces conglomérats, visibles à la fois dans un plan perpendiculaire et parallèle à la stratification, sont généralement d'apparence différente. Les cailloux, représentés par des galets (L rarement supérieur à 8 cm) et des graviers, forment de petits amas peu distants les uns des autres entre lesquels se disposent des éléments isolés (fig. II-12 et Pl. XX, fig. 4). Les concentrations, à éléments juxtaposés, sont constituées soit de particules de même taille, soit d'un mélange de grossières et de fines et dans ce cas, un granoclassement horizontal est fréquent. Ce dernier ainsi que l'inclinaison des galets plats permettent dans certains cas de mettre en évidence la direction des courants (Est de l'Algarve). L'émoussé est moyen à faible mais pas plus là qu'au Nord aucun critère de façonnement éolien n'est évident.

Lorsque, comme cela se produit souvent, la surface d'érosion actuelle ne coïncide pas rigoureusement avec la surface de stratification, la discontinuité du lit conglomératiques est accentuée et on peut constater qu'aux endroits où les éléments de la classe des rudites manquent, la couche silteuse ou pélitique sous-jacente possède parfois des traces de bioturbation (fig. II-12). Le joint séparant les deux rythmes successifs, bien que pratiquement plan, correspond en partie à une surface d'arrêt de sédimentation, en partie également à un diastème d'érosion.

c. 2 — *Conditions de dépôt*

De tels dépôts prennent actuellement naissance dans les lits de rivière ou sur un substratum quelconque soumis à des inondations fugaces (Cailleux et Tricart, 1959; Leopold, Wolman et Miller, 1964). En climat aride, le vent peut les modifier, entraînant les fines, façonnant les grossiers (Sugden, 1964; Denny, 1965). Il est probable que ce type d'accumulation puissse se former sur certains littoraux, marins ou lacustres.

L'absence d'éléments éolisés ou à indice d'émoussé élevé dans les pavages des «Grès de Silves» permet d'éliminer les deux derniers environnements. Les lits à éléments jointifs et reposant sur un dépôt contenant des éléments de même granulométrie correspondent vraisemblablement pour la plupart à un remaniement sur place du substratum suivant le processus décrit par A. Cailleux et J. Tricart (1959): «quand un courant se déplaçant sur un sédiment gréso-conglomératique est de turbulence supérieure à celle du courant de sédimentation les particules les plus fines, aspirées par les tourbillons, peuvent être remises en mouvement et emportées. Les éléments les plus gros, que les eaux ne réussissent pas à enlever arrivent peu à peu à former un pavage protecteur» (Pl. XX, fig. 6). Les accumulations discontinues semblent résulter d'une phase unique de dépôt, postérieure à une légère érosion ou contemporaine de celle-ci. Les éléments les plus grossiers, formant de petits obstacles, arrêtent le matériau plus fin qui ainsi s'accumule préférentiellement à l'aval. Mais ni le régime, ni la charge du courant ne sont suffisantes pour élaborer un relief comparable aux barres décrites ci-dessus (ct 2).

d — Conglomérats de type 4 (ct 4)

d. 1 — *Caractères généraux*

Ce type de dépôt se présente en strates de 0,5 à 1,5 m de puissance et de longueur excédant celle des affleurements. Ses limites avec l'encaissant arénitique sont pratiquement toujours indistinctes. Cela tient à l'abondance de la matrice gréso-pélitique et à l'absence de classement des éléments, qui atteignent parfois la taille des blocs (Pl. XXXVIII, fig. 3). Ces strates sont polygéniques: on y trouve aussi bien des fragments de roches fissiles et des phénocristaux de feldspath que du quartz laiteux et des «quartzites-grauwackes». L'émoussé des galets est en moyenne très inférieur à celui des fragments de même taille des autres accumulations. Aucune orientation préférentielle du matériau grossier n'est décelable et le litage est absent.

d. 2 — *Conditions de dépôt*

La forte hétérogénéité et l'absence de classement impliquent un dépôt en vrac. L'extension horizontale importante et leur faible puissance suggèrent une sédimentation rapide dans des nappes étales constituées par des eaux plus ou moins visqueuses (sheet-flood ou mud-flow) (Blissenbach, 1954).

La formation de tels écoulements suppose des pluies fortes et brutales, une végétation clairsemée et une pente assez élevée (Cailleux, 1950). Elle est fréquente sur les cônes torrentiels (alluvial-fans) des régions caractérisées par un climat semi-aride (Cailleux, 1950; Blissenbach, 1954).

e — Conglomérats de type 5 (ct 5)

e. 1 — *Caractères généraux*

Ces conglomérats ont en commun avec ceux du type 4 des limites floues et une forte hétérogranulométrie (Pl. XX, fig. 5 et Pl. II, fig. 1).

La matrice gréso-argileuse est plus abondante (40 à 60 %) et les blocs, plus nombreux, atteignent souvent le demi-mètre de longueur apparente (Pl. II, fig. 1). La puissance des couches ct 5 est également plus importante: elle est comprise entre 1 et 3,5 m. Leur extension latérale est variable, quelques dizaines de mètres à plus de 100 m. A part un cas observé à la limite nord de l'affleurement septentrional (base de A 1) où l'amas présente une terminaison (supposée latérale) franche et quasi-verticale, le conglomérat se

fond dans une arénite grossière riche en matrice argileuse. Si la base de la couche est toujour floue, son toit peut être net et apparaître très irrégulier lorsque le sommet du dépôt est cimenté par de la dolomite (car rares, NT B 1).

Les éléments, blocs dépassant 50 cm de longueur apparente (exceptionnellement 80 cm), galets de toutes tailles et graviers se répartissent sans ordre dans une matrice pouvant contenir plus de 50 % de particules inférieures à 20 microns. En fait, il existe des zones dans lesquelles les éléments sont concentrés et plus ou moins accolés et d'autres où ils paraissent flotter dans un grès argilo-ferrugineux ou une pélite gréseuse. On ne note ni litage, ni granoclassement et aucune orientation préférentielle ne se dégage de l'analyse des fragments plats ou elliptiques.

Les gros blocs peuvent posséder des indices de façonnement éolien. Alors que leur indice d'émoussé est élevé, celui des galets fins présente des valeurs particulièrement faibles.

C'est dans ce type de rudite, caractérisé par une granulométrie très grossière, et en raison de celle-ci, que l'on enregistre les pourcentages en galets de granite les plus élevés, soit de l'ordre de 10 à 18 % des éléments de longueur supérieure à 10 cm. Tous les autres types pétrographiques décrits ci-dessus existent à côté de gros feldspaths. Les intraclastes sont très peu représentés.

e. 2 — *Conditions de dépôt*

L'ensemble des caractères visibles sur les dépôts les plus grossiers rencontrés dans les «Grès de Silves» sont ceux couramment énoncés pour définir les coulées boueuses (mud-flow, laves torrentielles; Sharp et Nobles, 1953; Blissenbach, 1954; Nalivkin, 1956; Pettijohn, 1957; Tricart, 1959). Les comparaisons que j'ai pu faire avec des dépôts anciens interprétés comme tels (Permien et Trias d'Europe occidentale) tendent à confirmer cette origine.

Si l'on en croit J. Tricart (1959a), la fraction fine de ces écoulements de type lave ne se dépose pas toujours avec la charge grossière ou est lavée par la fin de crue: l'un ou l'autre de ces processus peut expliquer que certaines parties d'un amas soient propres et cimentées par des carbonates.

Les faits rapportés par J. Tricart et T. Cardoso da Silva (1958) permettent également de penser à des alluvions consolidées d'oueds déposées par des crues violentes: ces accumulations sont en effet mal classées et possèdent une fraction limono-argileuse souvent abondante qui résulte d'une décantation par décrue dans des eaux stagnantes s'évaporant progressivement.

Dans les divers cas envisagés, tous aussi probables, il faut admettre un environnement climatique identique à celui avancé pour les dépôts ct 4.

f — Conglomérats de type 6 (ct 6)

f. 1 — *Caractères généraux*

Les affleurements où ce type de rudite peut être observé sont de dimensions trop réduites pour que l'on puisse définir leur géométrie. Les coupes, verticales, montrent des alternances de niveaux conglomératiques et gréseux cimentés par des carbonates, auxquels s'ajoutent parfois des passées d'un calcaire détritique. Les limites entre ces lithofaciès ne sont pas définissables. L'érosion météorique, qui agit depuis longtemps sur ces affleurements très indurés, n'a dégagé aucune discontinuité sédimentaire; elle donne au contraire à l'ensemble un aspect déchiqueté réduisant l'hétérogénéité pétrographique. Lorsque, très exceptionnellement, un lit gréseux fin ne renferme pas ou peu de matériel chimique, la base du conglomérat sus-jacent correspond à un diastème d'érosion à irrégularité peu marquée.

L'épaisseur d'un rythme à deux ou trois termes fait de 30 à 100 centimètres.

Le classement du terme de base peut être considéré comme médiocre, intermédiaire entre celui des conglomérats ct 2 et ct 5. La fraction pélitique est sinon absente, du moins en quantité négligeable (illite, quartz microdivisé de diamètre inférieur à 2 μ). Les éléments allochtones de la classe des rudites, qui atteignent jusqu'à 20 cm de long, sont disposés d'une manière anarchique et aucun granoclassement ou autre arrangement préférentiel n'existe. Ils sont parfois jointifs et groupés en petits amas eux-mêmes hétérogranulométriques. Le ciment calcitique est constitué soit uniquement de cristaux isogranulaires subautomorphes, soit également de prismes allongés et disposés d'une manière rayonnante à partir d'un support clastique ou d'un élément intraformationnel carbonaté, plus ferrugineux que la sparite environnante (Pl. XXII, fig. 4).

La plupart des petits éléments polycristallins ($\leqslant$ 1 cm) sont éclatés ou fissurés. Certains d'entre eux ont tous leurs constituants isolés (Pl. XXI, fig. 5). Sauf localement (Santiago de Cacem, base de série), il n'y a pas éclatement des gros fragments. La corrosion du quartz est également peu marquée.

Le fer est partout présent; il se présente en taches ou en enduits discontinus à la surface des grains ou dans les microfissures. Sa répartition n'étant pas uniforme, la roche est habituellement bariolée de rouge, de rose, d'orange et de jaune vif.

Les galets et les graviers, représentés par des pourcentages variables de quartz laiteux, de «quartzites-grauwackes», de schistes (gris ou rouge) ont une gamme de valeurs d'émoussé très large. Bien que les galets plats de schiste soient fréquents, aucune direction de courant ne peut être dégagée. Quelques petits fragments (0,5-50 mm) anguleux ou au contraire bien émoussés existent également.

Le terme arénitique surmontant le conglomérat est aussi hétérogranulométrique, car contenant souvent des galets épars. Dans certains cas, on peut se demander s'il ne représente pas un microconglomérat dont tous les éléments ont été éclatés.

Ce lithofaciès peut passer tant latéralement que verticalement à un calcaire pur ou renfermant un pourcentage non négligeable de fins graviers et de grains. On y observe parfois de petits cristaux automorphes de gypse.

Ce type de dépôt forme la base de l'unité AA de l'Algarve. Cette formation, discontinue (cf. 1ère partie), dépasse par endroits la trentaine de mètres d'épaisseur. A Santiago de Cacém et dans le terme A 1 septentrional, on trouve çà et là un terme ou des rythmes de même type, isolés dans des grès et des conglomérats rouges et totalement dépourvus de carbonates.

f. 2 — *Conditions de dépôt*

Les processus de formation de ces dépôts peuvent être reconstitués sans difficulté:

— dépôt rapide de cailloutis avec piégeage de particules de la granulométrie des sables mais non sédimentation ou vannage (décrus) du matériau pélitique;

— précipitation des carbonates et du fer, qui attaquent le matériau clastique. Cristallisation de gypse. Ces phénomènes se développent dans une nappe alcaline (pH de l'ordre de 8: Cailleux, complément à la note de H. Alimen, 1958). Lorsque celle-ci est relativement importante, un horizon carbonaté pratiquement pur peut prendre naissance.

Pour H. Alimen (1958), il s'agirait d'une altération d'ordre pédogénétique avec consolidation de surface, immédiatement après le dépôt du sédiment et consécutive à un assèchement par évaporisation d'eaux très chargées en solutions.

Ce type d'encroûtement, appelé caliche par les auteurs anglo-saxons, est fréquent dans les zones caractérisées par un climat chaud à périodes sèches (Nagtegaal, 1969; Haguenauer, 1973). La durée de celles-ci ne devait toutefois pas être excessive ainsi que le suggèrent la présence d'illite et l'absence d'attapulgite (Paquet, 1970).

g — Conglomérats de type 7 (ct 7)

g. 1 — *Caractères généraux*

Ce sont des brèches intraformationnelles constituées uniquement ou en majeure partie de blocs, galets ou graviers de pélite.

Ce type de conglomérat occupe rarement un volume considérable: sa puissance varie de quelques centimètres à un demi-mètre, son extension latérale ne dépasse guère une vingtaine de mètres.

Très souvent, les brèches composées de graviers discoïdes (microbrèches) sont les plus étalées: elles forment la base de faisceaux arqués de stratification oblique et sont monogéniques. Les éléments, représentés par des fragments d'argilite ou de pélite de couleur rouge lie-de-vin, sont bien qualibrés: leur diamètre se situe habituellement entre 1 et 5 cm. Ils sont emballés et cimentés par une arénite qui peut être de granulométrie très fine; sa couleur est toujours rouge.

Tous les amas de cette variété ont essentiellement été observés en Algarve où ils abondent.

Les deux variétés décrites ci-dessous sont en revanche principalement localisées au Nord du Tage (A 1 et B 1).

— L'une d'elles est représentée par une sorte de pavage discontinu, à galets pélitiques rouges, très rarement verts, auxquels sont souvent associés des fragments lithiques. Contrairement aux pavages ct 3, ces éléments, tantôt jointifs, tantôt espacés ne définissent pratiquement jamais de strate plane: leur base est irrégulière et son contour est une suite de portions de lignes brisées ou courbes (fig. II-13). Cette limite est souvent franche et correspond à une surface de ravinement nette; c'est notamment le cas lorsque la rudite s'intercale entre une couche pélitique dont le toit est fortement échancré et une arénite de granulométrie plus ou moins grossière. Il n'est pas rare que la limite inférieure, bien marquée dans une certaine zone parce que séparant deux lithofaciès différents, soit pratiquement impossible à tracer quelques décimètres plus loin pour peu que les galets ou les minuscules amas, plus ou moins distants les uns des autres, s'interstratifient dans une arénite parfaitement homogène.

Les fragments autochtones de taille comprise dans les limites de la fraction galet (4-25 cm) sont en général assez fortement émoussés et leur forme tend à être sphérique ou elliptique (Pl. XXI, fig. 1). Mais il arrive que le galet soit de forme quelconque et possède des contours assez flous ou au contraire nettement anguleux avec notamment un aspect rappelant les cupules de dessication de sédiments boueux (Palain, 1970) (Pl. XXI, fig. 2). Dans ce dernier cas, ces galets reposent directement sur un substratum argileux de même nature.

— L'autre variété se compose le plus souvent de blocs et ou de gros galets de formes variées à contours habituellement nets, anguleux ou peu émoussés. Ils sont rassemblés en poches elles-mêmes très irrégulières, les unes grossièrement allongées parallèlement à la stratification générale, les autres isodiamétriques. Les premières peuvent reposer sur un diastème d'érosion, la base des secondes en revanche est le plus souvent difficile à interpréter car le hiatus granulométrique qu'elle détermine s'arrête à l'amas grossier.

Certains éléments intraformationnels atteignent plus de 2,5 m de longueur apparente (Palain, 1970); ils voisinent avec des galets de 8 à 10 cm. Le classement est souvent très mauvais. Les fragments allochtones associés possèdent quant à eux des dimensions nettement plus modestes, dépassant rarement 6 cm. La matrice et l'encaissant sont représentés par une arénite de granulométrie grossière ou moyenne, exceptionnellement très fine. Des couches argileuses existent toujours à proximité.

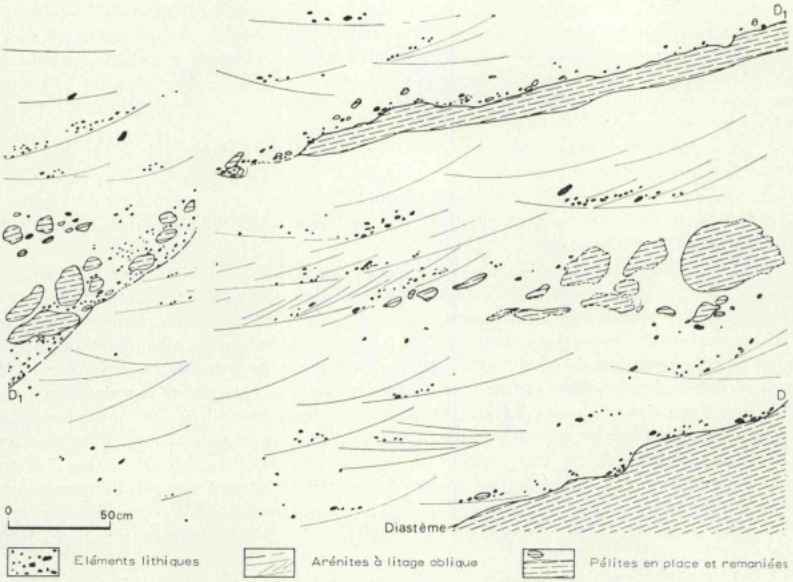


Fig. II-13 — Affleurement (NT — A 1) montrant deux aspects de brèche intraformationnelle à éléments pélitiques. L'amas de droite, isolé au milieu d'arkoses à litage oblique, se compose d'intraclastes de forme et de taille variées; leur contour est en général flou. La brèche supérieure, située au-dessus et dans le prolongement d'un lit pélitique biseauté, souligne un diastème de ravinement (D 1). Remarquer que le diastème de droit (D), pourtant d'érosion, n'est surmonté par aucun intraclaste. Dessin interrompu sur 0,5 m (1/4 à gauche).

g. 2 — *Conditions de dépôt*

Le remaniement intraformationnel résulte de l'action de courants sur un sédiment cohérent ou déjà plus ou moins lithifié.

La forme des intraclastes observés dans les «Grès de Silves» et leur position séquentielle, c'est-à-dire par rapport aux diastèmes et aux autres lithofaciès, permettent de préciser l'histoire de chacune des trois variétés de conglomérat et 6.

Les éléments discoïdes des microbrèches proviennent de sédiments plus ou moins fraichement déposés. Leur transport, dont il est impossible de préciser la longueur et la durée, a pu être assez important. Sur un littoral vaseux (Mont-Saint-Michel par exemple), où il est fréquent d'observer de tels éléments aux différents stades de leur évolution, la distance que parcourent certains peut être supérieur au kilomètre. Les fragments arrachés à la tangue (8) peuvent avoir une forme quelconque et provenir du pan éboulé d'une microfalaise de chenal ou de fentes de dessication (Bajard, 1966; Mathieu, 1966) ou être déjà modelés (mud-cracks débités et roulés sur place; Mathieu, 1969). L'élément, suivant qu'il est ou non induré et lité, est façonné par le courant et prend une forme elliptique à sphérique ou aplatie (aplatissement parallèle aux lamines).

(8) La tangue correspond à «un sédiment meuble, détritique, fin, lité» (J. Lang, G. Lucas et R. Mathieu, 1973) beaucoup plus riche en carbonate (40-60 %) que nos dépôts pélitiques.

Les intraclastes argileux discoïdes observés en Algarve ne présentant généralement ni contours flous, ni même de marques d'incrustation de grains, il faut admettre qu'ils étaient déjà indurés lors de leur enfouissement. Localisés dans des structures de courant appartenant à un réseau unidirectionnel (cf. chap. I, p. 183), ces éléments ont pris naissance dans un environnement fluviatile où le mode de formation est identique à celui du milieu littoral évoqué plus haut.

Les courants responsables de la formation des dépôts gréso-conglomératiques stratifiés obliquement étant caractérisés par un régime assez faible (lower flow regime des anglo-saxons; Walker, 1967), il est peu probable que leur charge grossière ait subi un long transport, bien que les accumulations d'intraclastes soient fréquemment éloignées de toute couche argileuse.

Les galets intraformationnels des pavages ont très vraisemblablement une origine identique. Leur forme, non modifiée par la compaction, indique un matériau partiellement consolidé lors de son arrachement. Ceux de contours flous ont dû se ramollir en surface au contact de l'eau (Haguenauer, 1970). Les fragments anguleux ayant l'aspect des plaques de desquamation de mud-cracks, devaient en revanche être secs et très durs. L'émoussé, généralement élevé, traduit un transport certain, mais pas nécessairement long. En effet, l'association de ces intraclastes avec des fragments lithiques nettement plus petits, permet de penser que le courant n'était le plus souvent pas capable de les charrier. La présence fréquente de cette variété de brèche au contact de lits pélitiques d'extension latérale modeste constitue une preuve indirecte; elle permet surtout d'attribuer à sa base pratiquement toujours irrégulière, la valeur d'un diastème d'érosion, même lorsque l'amas se situe entre deux lithofaciès identique (Bersier, 1958; Haguenauer, 1970, 1973; Hilly, 1970; Palain, 1966, 1970).

Il ne semble pas en revanche que l'on puisse donner la même signification à la plupart des amas composés de gros intraclastes.Ils peuvent être considérés comme le résultat de l'affouillement et de l'éboulemente berge de chenaux. De ce fait, ainsi que nous le démontrerons plus loin (chap. VI), ils peuvent se placer à n'importe quel niveau dans la séquence.

h — **Les microconglomérats arkosiques**

h. 1 — *Caractères généraux*

Les arkoses étudiées ici sont nettement moins fréquentes dans la série que celles présentant la granulométrie des arénites et que les grès feldspathiques ou feldspatho-lithiques. Ainsi que nous le verrons plus loin, leur étude séparée se justifie.

Ces arkoses peuvent former des couches planes très étendues, de longueur supérieure à la centaine de mètres. Celles plus petites présentent la forme de lentilles très étirées. Leur puissance varie de quelques centimètres à 2-3 m. La limite inférieure est habituellement franche, qu'elle corresponde à une surface de ravinement ou à un passage rapide, avec ou sans granoclassement net, entre un niveau conglomératique et la strate arkosique. Le toit, en revanche, n'est pas tranché, le passage à l'arénite surincombante s'effectuant graduellement.

A l'intérieur de telles strates, le granoclassement positif est de règle: il peut être unique ou à nombreuses récurrences. Le cliché 4, Pl. XXI montre un exemple particulièrement démonstratif de granoclassements successifs à dérive positive; chaque base d'unité est de granulométrie légèrement plus faible que la précédente. Ici, le pourcentage des feldspaths dépasse 50 % de la roche totale, tant dans les bases que dans les parties sommitales des unités, de puissance comprise entre 5 et 35 cm.

Très souvent, ce type d'arkose est étroitement associé à des arkoses «arénites» ou à des grès feldspathiques présentant un litage oblique, soulignant celui-ci car les phénocristaux sont concentrés en base de feuillet (Pl. XXI, fig. 3).

Les autres constituants de ces arkoses sont le quartz, en grains atteignant le centimètre de diamètre, des fragments lithiques divers, en particulier des schistes. Si, dans la fraction supérieure à 2 mm, il n'y a que du feldspath potassique, dans les tailles plus fines, quelques plagioclases plus ou moins fortement altérés peuvent exister. Les micas, biotite et muscovite, souvent absents, sont localement bien représentés. Le ciment liant ces éléments est constitué par une ou un mélange des phases suivantes: phyllites, fer, carbonates, silice, feldspath de néoformation.

h. 2 — *Conditions de dépôt*

Les courants responsables du dépôt de tels sédiments provenaient sans aucun doute de zones granitiques pourvues d'un stock considérable de phénocristaux potassiques.

On peut penser que dans certains cas, la charge de ces eaux continentales ne fut pratiquement pas polluée par d'autres matériaux entre la zone de prélèvement et celle de sédimentation. D'une manière générale, leur histoire antérieure à leur dépôt final a toute chance d'avoir été brève. De ce fait, leur répartition géographique et stratigraphique est susceptible de donner d'aussi bons, sinon de meilleurs résultats sur la localisation et l'évolution des aires nourricières plutoniques, que l'ensemble du cortège feldspathique.

i — **Conclusions**

Les caractères distinctifs essentiels des différentes variétés de conglomérat analysées sont donnés sous forme d'un tableau (tabl. 22).

D — RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

1 — Problèmes méthodologiques

La densité et la taille des affleurements étant assez élevées, il a été possible de dresser une carte de la répartition des différents types de conglomérats (fig. II-14 et II-15).

Il est toutefois difficile d'exprimer valablement la fréquence d'un type par rapport à l'ensemble rudite et plus encore de chiffrer le volume des rudites par rapport aux autres lithofaciès. Ce qui apparaît nettement lorsqu'on se déplace beaucoup sur le terrain, c'est que les conglomérats ont tendance à mieux affleurer que les grès et ces derniers que les faciès fins, si ceux-ci sont peu épais (l'inverse se produit quand les couches pélitiques sont puissantes, les grès s'éboulant et se couvrant de végétation plus rapidement). Pour définir les estimations approximatives figurant sur la carte je me suis servi d'une part du rapport des puissances des différents termes et d'autre part de la séquence comme unité. J'ai admis que les pourcentages déterminés précisément sur un petit nombre de ces unités séquentielles (10 à 15), prises en des endroits également répartis géographiquement (échelle d'une carte au 1/25 000e) et repérés verticalement, sont représentatifs de l'ensemble de la tranche stratigraphique considérée.

Plus compliquée encore est la quantification des fréquences des feldspaths dans la série du Nord du Tage.

Une première solution (que je me proposais d'utiliser initialement) consiste à estimer le pourcentage en nombre de tous les orthoclases rencontrés dans les termes rudites et arénites de séquences bien définies. Ce travail pose des problèmes quasi-insurmontables.

Outre le problème d'échantillonnage (emplacements, nombre, volume des prélèvements) s'est posé celui de la méthode de comptage: la lame mince est exclue dans de nombreux cas, la surface sciée et traitée au cobaltinitrite (coloration sélective des feldspaths) est également de champ souvent trop limité, les fragments de roche n'ayant pas

Conglomérat ct 1	Conglomérat ct 2	Conglomérat ct 3
Lentille dont la base concave est une surface d'érosion. Classement moyen-orientation des éléments aplatis. Dépôt de rivière anastomosée.	Couche allongée; limites planes ou à irrégularités peu prononcées et nettes. Pas nécessairement érosion à la base. Bon classement et imbrication des e. plats. Dépôt de rivière anastomosée, barre longitudinale.	Pavage continu ou discontinu. Epandage des éléments sur un substratum peu ondulé ou remaniement d'un sédiment gréso-conglomératique. Dans la série étudiée, dépôt d'origine fluviatile.
Conglomérat ct 4	**Conglomérat ct 5**	**Conglomérat ct 6**
Dépôt hétérogranulométrique en couches peu épaisses ($< 1{,}5$ m) mais de grande extension latérale (> 100 m) et de limites floues. Aucune orientation des éléments. Dépôt en vrac dans nappes étales.	Amas à hétérogranulométrie plus fort que ct 4; couches lenticulaires de 1 à 3,5 m d'épaisseur; limites floues. Présence de blocs éolisés. Dépôt en vrac; coulées boueuses ou épandages d'oued lors de crues violentes.	Rudite cimentée en partie ou totalité par de la calcite. Présence d'éléments intraformationnels carbonatés et lithiques éclatés. Dépôt fluviatile mal classé; précipitation pénécontemporaine de CO_3Ca, Fe et gypse.
Conglomérat ct 7		
Brèche intraformationnelle à éléments pélitique ou / et d'argilite, de forme discoïde ou quelconque. Remaniement sur la plaine alluviale ou éboulement de berge d'un chenal.		

Tableau 22 — Récapitulatif des principaux caractères des conglomérats observés dans les « Grès de Silves »

une tenue suffisante pour être conservés en gros blocs. Le tamisage n'a pas non plus pu être utilisé, les feldspaths se cassant aisément lors de la prise d'échantillon, du transport au laboratoire et au cours de la manipulation (cf. chap. suivant, p. 250).

La technique présentant le moins d'inconvénients, et qui est utilisée par de nombreux auteurs (Folk, 1960), consiste à établir une charte visuelle à partir de photographies (en couleurs car permettant de bien différencier les orthoclases, roses, des autres constituants) prises sur différents types de strates. En agrandissant convenablement les clichés, il est possible de faire des estimations satisfaisantes pour des éléments de taille supérieure au millimètre.

La solution adoptée a donc consisté à mesurer la puissance des lits arkosiques à gros orthoclases et à procéder comme pour les niveaux conglomératiques.

La répartition des fragments de granit a également retenu mon attention. Ces pourcentages expriment le nombre de fragments granitiques par rapport à celui des galets d'un niveau conglomératique donné. Je n'ai pas cherché à estimer les taux respectifs de granite pourvu et dépourvu de phénocristaux étant donné qu'un galet de petite taille peut très bien être issu d'un granite porphyroïde et ne pas contenir de mégacristaux d'orthoclase ou ne pas en montrer en surface.

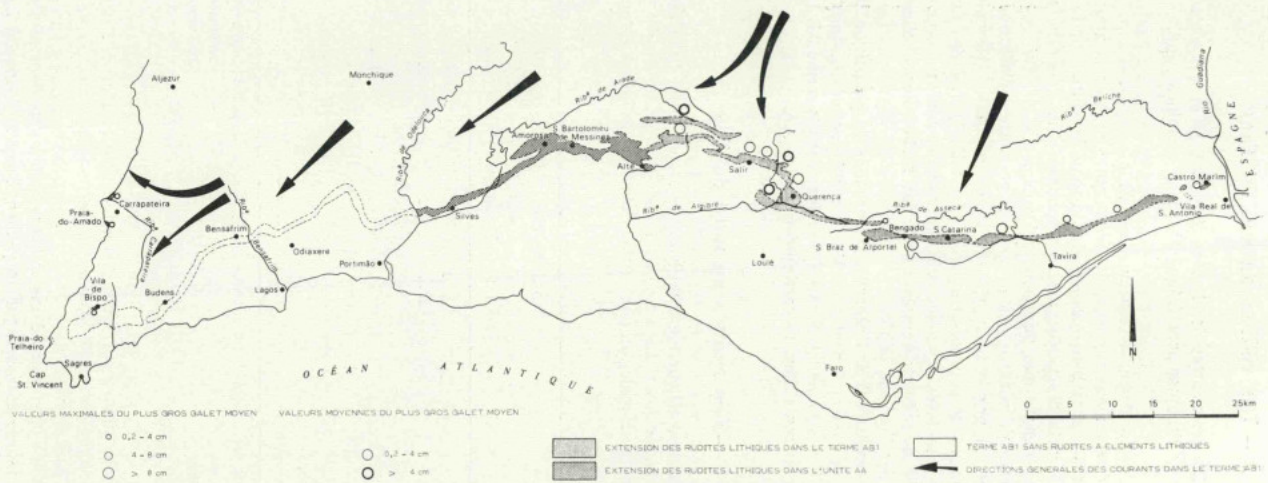


Fig. II-14 — Répartition des rudites à éléments allochtones dans les «Grès de Silves» de l'Algarve.
(a) Dans l'unité AA, les conglomérats de types ct 5 forment des niveaux discontinus disposés uniquement au contact avec le socle.
(b) Dans le terme AB 1, les conglomérats ct 1, ct 2 et ct 3 sont presque essentiellement localisés à l'Est de Alte. Les valeurs maximales et moyennes du plus gros galet moyen, déterminées sur des coupes plus ou moins complètes de la formation, donnent une idée de la granulométrie des rudites.

2 — Les rudites au sud du Tage

En premier lieu, les deux cartes des figures II-14 et II-15 et le tableau 23 montrent que les rudites à éléments lithiques sont fréquentes dans certaines subdivisions et manquent dans d'autres.

En Algarve, elles se localisent à l'extrême base de la série AA et dans le terme AB 1 lorsque celle-ci repose directement sur le socle. Signalons que dans la zone de Santiago de Cacem, les conglomérats sont bien représentés sur toute la hauteur du terme inférieur.

Si l'on reprend la carte des paléocourants responsables du dépôt du terme AB 1 de l'Algarve (fig. II-7), on constate que directions d'écoulements, NE-SW, et répartition du matériau des conglomérats s'accordent parfaitement et permettent d'affirmer que le matériau lithique grossier et fin provient du démantèlement du Massif Hespérique et s'est déposé dans la partie amont de courants fluviatiles. La faible usure des éléments de la classe des rudites et les caractères des amas conglomératiques confirment cette hypothèse.

Il est plus difficile de préciser l'emplacement des roches-mères: elles ne devaient pas être très éloignées des lieux de dépôt.

Enfin, pour en terminer avec l'Algarve, remarquons la répartition des différents types de conglomérats: ct 2 et ct 3 sont associés et tantôt dominent, tantôt laissent la place aux brèches intraformationnelles à galets discoïdes dans le terme AB 1 alors que les conglomérats ct 6 figurent seuls dans la partie inférieure de AA.

3 — Les rudites au nord du Tage

La carte de la bande d'affleurement du Nord du Tage fournit également un certain nombre d'informations importantes. Le terme A 1 renferme pratiquement partout, sauf dans la partie la plus septentrionale, un pourcentage élevé de rudites à éléments allochto-

Type de conglomérat	A 1		A 2	Nord du Tage B 1 (1/3 inf.)	B 1 (2/3 sup.)	C 1	Santiago de Cacem (base)	Algarve AA (base)	AB 1
ct 1	+++			++	+		++		+
ct 2	+++		+	++	+	+	++		+++
ct 3	+		+	+	+++	+	+		++
ct 4	+			+++ (Coimbra)			++		
ct 5	+	(base)		++			(+)		
ct 6	+	(Sud Coimbra)					+	+++	+
ct 7	+++	(surtout N Coimbra)	+	+	+++	+	++		+++

Tableau 23 — Fréquence relative des différents types de conglomérats dans les unités lithostratigraphiques.

+++ Conglomérat très fréquent
++ Conglomérat assez fréquent
+ Conglomérat peu fréquent
(+) Conglomérat rare

nes. Les conglomérats les mieux représentés sont du type ct 1 et ct 2, c'est-à-dire des accumulations de granulométrie et de volume modestes mais se relayant rapidement tant verticalement que latéralement.

Les autres variétés s'intercalent d'une manière anarchique dans la série A 1. Ct 4, assez fréquent dans la moitié sud, manque totalement au delà d'Anadia. Les types ct 3,

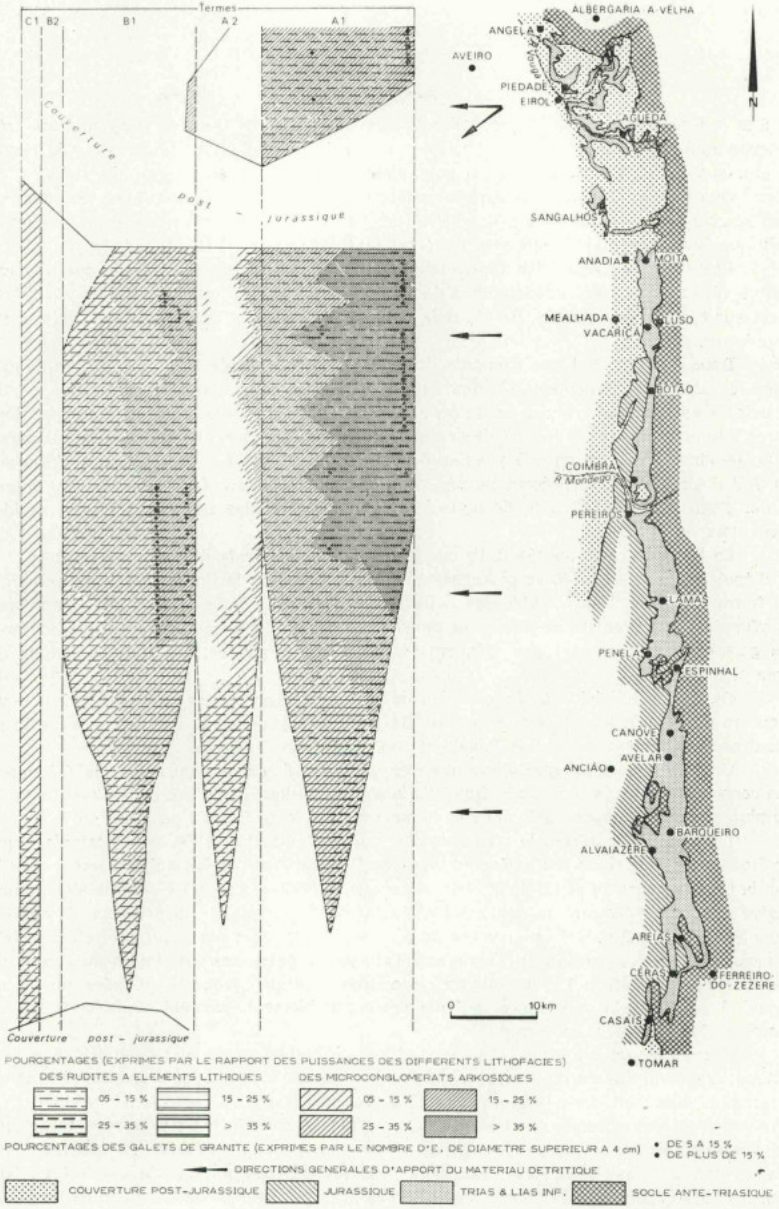


Fig. II-15 — Répartition des rudites dans les « Grès de Silves » de la bande d'affleurement du Nord du Tage. La série a été représentée schématiquement dans un plan horizontal. Les épaisseurs n'ont pas été respectées; toutefois les biseaux et les lacunes d'observation importantes ont été reportés afin de bien dégager les données relatives aux rudites.

Pourcentages (exprimés par le rapport des puissances des différents lithofaciès à l'échelle des séquences):

a — de conglomérats à éléments lithiques;

h — des microconglomérats arkosiques,

et estimation du nombre de galets et blocs de granite (par rapport à celui des autres éléments d'une strate conglomératique).

ct 5 et ct 6 ne se manifestent que ponctuellement: c'est ainsi que les conglomérats très hétérogranulométriques ct 5 n'apparaissent que près du socle, notamment dans la partie la plus septentrionale où la série est par ailleurs assez pauvre en rudites (fig. II-15).

Quant aux brèches intraformationnelles, à intraclastes non discoïdes, leur répartition semble assez étroitement liée à celles des séquences comportant un terme sommital pélitique bien développé (partie septentrionale).

Le terme A 2 peut être totalement dépourvu de rudites ou contenir des niveaux qui se répartissent soit uniquement à la base (Coimbra), soit plus ou moins régulièrement sur toute la hauteur (S. de Miranda do Corvo), rendant les limites de cette série imprécises.

Dans le terme B 1, les éléments lithiques sont concentrés à la fois géographiquement et stratigraphiquement. Comme nous l'avons indiqué dans la première partie et cela se voit sur la carte, ce matériau grossier, réparti en amas plus ou moins lenticulaires interstratifiés avec des arénites, constitue une énorme lentille dont l'épaisseur maximum (environ 45 m) se situe à proximité de Coimbra (B 1b). Les gros niveaux affleurant au Sud d'Almalaguez et présentant une position stratigraphique identique, doivent représenter l'extrémité méridionale de cette lentille qui s'amenuise en revanche très rapidement vers le Nord.

La base de cette passée B 1b composée de conglomérats de type ct 1, ct 2 et ct 4 et d'épais niveaux de ct 5, se place nettement au-dessus de la limite inférieure tranchée du terme B 1 (fig. II-15). Entre ces deux limites, les conglomérats sont également bien représentés; en revanche au-dessus et dans les zones ou la formation B 1b n'existe pas, les galets allochtones sont peu fréquents et forment des strates fines, principalement du type ct 3.

Dans la subdivision C, le matériau détritique de la classe des rudites constitue rarement un terme principal de séquence. Les lits conglomératiques, bien développés, se localisent essentiellement au Sud de Penela et sont de type ct 2 ou ct 3.

On remarque donc que d'une manière générale, il y a diminution de la fréquence des conglomérats de la base au sommet de la série détritique des «Grès de Silves». La taille du plus gros galet moyen varie dans le même sens (et de ce fait n'a pas été figurée).

L'apport du matériau le plus grossier, qui s'est effectué d'Est en Ouest ainsi que l'indiquent les directions des paléocourants (fig. II-5), ne s'est pas fait uniformément dans le bassin tout au cours du dépôt de la série. Ainsi que le montre la figure, il semble bien qu'une dérive générale Nord-Sud se soit manifestée au cours du temps. La présence de rudites dans les termes A 2 et C 1 uniquement au Sud peut s'expliquer par la proximité des reliefs (biseaux des dépôts triasiques). En revanche, l'abondance de ces lithofaciès au centre du bassin dans un terme B 1 très puissant reste problématique avec les données analysées jusqu'ici. A priori, la subsidence, qui n'a vraisemblablement pas été uniforme dans le temps et dans l'espace, est imputable.

Si maintenant on examine la répartition géographique du matériau d'origine granitique: fragments de roche et arkoses à phénocristaux d'orthoclases, il apparait que celui-ci est plus abondant dans la moitié nord du secteur.

Il n'est pas possible de tirer des informations très précises de la répartition des éléments de granite. Le fait de ne les trouver pratiquement que dans les conglomérats les plus grossiers et aux plus fortes tailles indique que leur position dans le bassin est avant tout liée aux capacités maximales des agents de transport qui existaient au cours du Trias. Si leur présence en grand nombre en un lieu ou à niveau stratigraphique donné permet de supposer une source granitique relativement proche, en revanche leur absence n'implique ni un éloignement considérable des roches-mères, ni l'existence d'une altération chimique incapable de libérer ce type de matériau. Ceci est prouvé par la répartition des orthoclases qui, répétons-le, proviennent indiscutablement de granites porphyroïdes connus dans tout le bloc septentrional du socle mésétain portugais sous le nom de granites

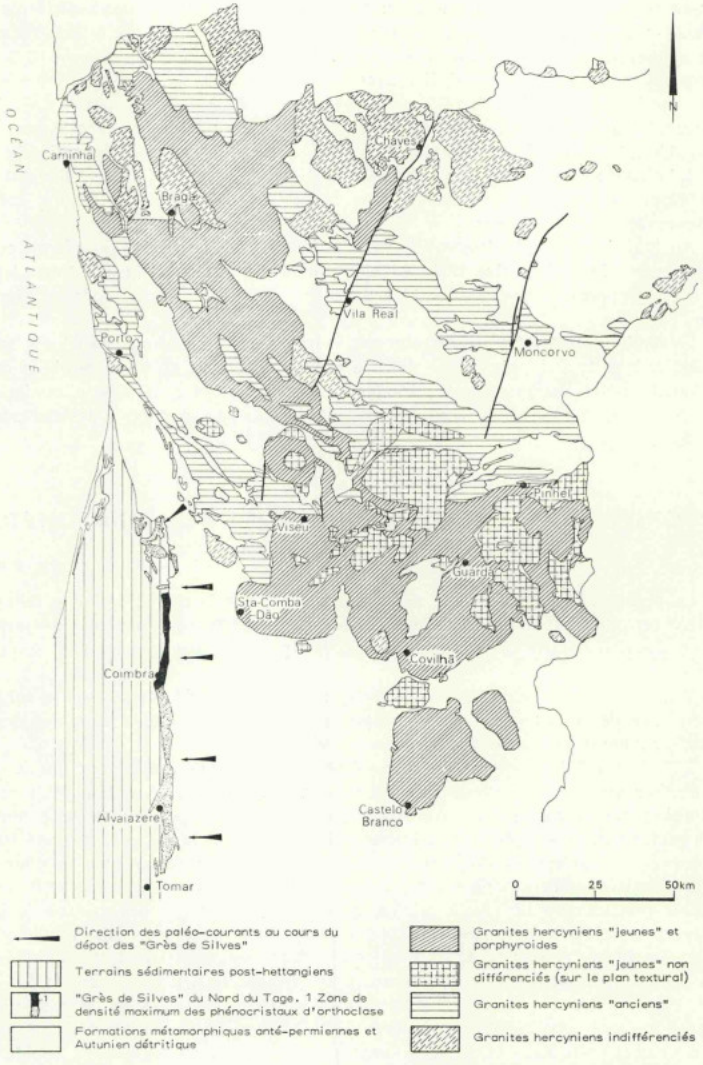


Fig. II-16 — Répartition des massifs granitiques dans le socle mésétain portugais (d'aprés Oen Ing Soen, 1970).

Les granites porphyroïdes occupent une surface très importante. Les caractères des éléments feldspathiques et les directions des paléocourants permettent d'attribuer à ces granites tardi-hercyniens le rôle de roche-mère au cours de la sédimentation détritique du Trias et du début du Lias.

On remarquera que les granites anciens, dont on retrouve de nombreux témoins détritiques au Nord d'Agueda, sont plus proches des affleurements septentrionaux que les granites jeunes.

jeunes (Schermerhorn, 1956). La relation existant entre la position des massifs de cette variété de granite (fig. II-16) et les concentrations de phénocristaux de feldspath potassique constitue, si besoin était, une preuve supplémentaire concernant l'origine E à NNE, relativement proche de ce matériel détritique. Les deux cartes (fig. II-15 et II-16) montrent en effet que la zone Coimbra-Anadia, qui possède les pourcentages les plus élevés (et les plus gros cristaux) s'avère être la plus proche (20-30 km) de la limite occidentale des massifs porphyroïdes. Le taux plus faible du terme A 1 du secteur nord, pourtant bien approvisionné à la base en fragments de granite (Pl. XVIII, fig. 5) est a priori difficilement expliquable. Nous verrons, par l'examen des constituants des arénites (chap. III; p. 227) que cette anomalie peut s'expliquer.

Au Sud, la distance séparant sources et bassins, d'environ 70 kilomètres, suffit à expliquer une répartition plus diffuse des grains de feldspaths de grande taille, lesquels existent en proportions non négligeables avec des dimensions plus modestes dans les arénites.

La diminution des fréquences sur une verticale (en comparant des dépôts semblables, soit A 1, B 1, C 1), plus nette dans la moitié nord, peut avoir de multiples causes: réduction du relief des massifs granitiques, changements des conditions climatiques qui toutes deux sont susceptibles d'influencer l'altération et les capacités de transport des cours d'eau.

E — SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES CONGLOMÉRATS ET DES ARKOSES

La présence, en quantité appréciable, de conglomérats et de lithofaciès feldspathiques dans certaines subdivisions de la série des «Grès de Silves» apportent des informations sur l'environnement de sédimentation, principalement sur le climat et le diastrophisme.

Tous les auteurs admettent en effet que ces types de dépôts terrigènes sont sous la dépendance de certaines conditions climatiques et tectoniques mais leurs opinions sont divisées sur l'importance à donner à chacune d'elles.

J. Tricart (1959) et N. M. Strakhov (1967) entre autres considèrent que le climat est le facteur dominant. L'auteur français signale que les rudites sont avant tout liées à la morphogénèse climatique et qu'en conséquence leur présence dans une série ne reflète pas nécessairement une «phase orogénique» (1959a). Il appuie ses affirmations sur des faits observés actuellement: les reliefs accusés situés sous la dépendance du climat tropical humide (Congo-Brésil) ne fournissent aucun matériau détritique grossier, à l'inverse des reliefs peu accusés de climat semi-aride qui libèrent de grandes masses de galets. L'existence de débris lithiques divers, notamment de granite et de gneiss, est incompatible avec les climats équatorial et tropical caractérisés par un couvert végétal abondant et une pédogénèse hydrolisante qui détruit pratiquement tous les silicates (Millot, 1964; Tricart, 1959 b). Même si les reliefs sont accusés ou vivants et capables de libérer de tels fragments, ceux-ci sont rapidement décomposés au cours du transport ou dans le sédiment, si celui-ci reste dans le domaine continental. Seul un enfouissement rapide lié à une subsidence forte peut protéger les minéraux (Krynine, 1935).

Tous les autres types climatiques en revanche peuvent être envisagés. Les indices d'éolisation portés par un certain nombre d'éléments n'implique pas un climat désertique (même si le façonnement était plus franc). A. Cailleux et J. Tricart (1959) d'une part, D. B. Thompson et P. Worsley (1967) de l'autre signalent en effet que le façonnement éolien, qui peut être acquis en quelques années ou plus d'un siècle, existe pratiquement sous tous les climats pour peu que soient réunies les conditions suivantes: végétation

nulle ou très réduite, vent régulier, sable sec (Thompson et Worsley). Les processus de mise en place de certains types de conglomérats supposent des conditions semi-arides. Pour affirmer que ces conditions ou d'autres prédominaient au cours du dépôt des «Grès de Silves», il est nécessaire d'accumuler beaucoup plus de preuves; le débat est donc reporté.

De nombreux géologues anglo-saxons trouvent un porte-parole en F. J. Pettijohn qui admet que le relief, c'est-à-dire les conditions tectoniques des sources et du bassin de sédimentation sont prédominantes pour expliquer la conservation de grandes quantités de feldspaths dans les sédiments. En 1957, cet auteur faisait siennes les opinions de Krynine qui relie les arkoses «to the stage of maximum deformation of the diastrophic cycle (orogenic stage)» et pense qu'elles se forment «either during or immediately after this stage» (Pettijohn, 1957, p. 328). Depuis sa position est plus nuancée car dans l'ouvrage rédigé avec P. E. Potter et R. Siever (1972), on trouve «arkose may be..., a product of rigourous climate *if* decomposition is inhibited but may be a product of high relief *if* erosion is accelerated. Distinguishing between these possibilities in an ancient arkose is difficult but on the whole, it seems more likely that high relief is more important than rigourous climate in arkose formation» (p. 186). Pour le moment, il est illusoire de vouloir établir une hiérarchie des phénomènes. Le fait certain, à savoir que tous les massifs plutoniques acides connus au Portugal étaient mis à jour et alimentaient la sédimentation dès son début au même titre que les formations métamorphiques dans lesquelles ils sont localisés, permet de discuter des caractères morpho-tectoniques des aires nourricières.

Les études de terrain et de géochronologie (méthode au Rb/Sr; Priem et autres, 1965, 1967, 1969; Mendes, 1968) indiquent que les granites porphyroïdes représentent les roches ignées acides les plus tardives; leur mise en place, datée de 280 MA $\mp$ 11 MA, se situe approximativement à la limite Stéphanien-Permien (échelle géochronologique de Holmes, 1964).

Les observations succinctes que j'ai faites dans l'Autunien inférieur, que confirme l'analyse assez détaillée de deux coupes effetuées par S. Courbouleix (1972) dans la région de Luso-Anadia, n'ont révélé la présence ni de gros orthoclases, ni de fragments de granite porphyroïde. La découverte par C. Teixeira (1947), dans la partie supérieure de la série autunienne, de galets d'un granite à grain fin à deux micas, microcline et feldspath kaolinisé et d'une pegmatite (étude pétrographique de E. Jérémine, 1948) pose plus de problèmes qu'elle n'en résout. La composition minéralogique de la première variété est apparemment celle d'un granite ancien; le faciès pegmatite, qui est principalement lié dans le socle aux granites jeunes (Schermerhorn, 1956), est plus intéressant. Comment toutefois expliquer l'apparente absence des autres éléments caractéristiques du cortège des granites porphyroïdes. Les lames-minces des lithofaciès pris à différents niveaux de la série autunienne révèlent l'existence de feldspaths de taille inférieure au millimètre et de biotite (9). L'illite, abondante (Courbouleix, 1972), qui leur est associée, permet d'exclure à priori l'altération chimique; la fréquence et les dimensions élevées des éléments de la classe des rudites, la trop faible capacité des agents de transport. Les pegmatites étant, à la différence des granites, des roches filoniennes, il n'est pas impossible de penser, dans l'état actuel de nos connaissances (10), que l'Autunien inférieur du Nord du Portugal représente tout simplement une partie ou la totalité de la couverture (localement traversée par des pegmatites) recouvrant les masses plutoniques mises en place antérieurement ou pendant les premiers temps du Permien. Si, comme l'admettent certains auteurs, les derniers granites sont postérieurs à la phase ayant plissé et fracturé le Permien infé-

(9) Echantillons de S. Courbouleix mis à ma disposition et prélèvements personnels.

(10) Ce problème très important devrait pouvoir être éclairci dans peu de temps, le laboratoire de Coimbra l'étudiant.

rieur, il font supposer qu'avant le dépôt des «Grès de Silves», la couverture métamorphique a été décapée et s'est sédimentée dans un bassin de configuration différente de celui étudié. Le manque de sondages profonds en bordure du socle ne permet pas de soutenir cette hypothèse plutôt que l'autre. En revanche, l'attribution de la base de la subdivision A 2 du secteur de Coimbra au Trias supérieur (Carnien Norien) rendent très improbable l'âge Permien supérieur du début de la sédimentation des «Grès de Silves», peu vraisemblable son équivalence avec la base du Trias.

En d'autres termes, au début du Mésozoïque, le Massif Hespérique correspondait à un domaine post-orogénique mais néanmoins vivant, soumis à des mouvements positifs (aires nourricières) et la subsidence (aires de dépôt).

CHAPITRE III

LES ARÉNITES ET LES LUTITES

A — INTRODUCTION

Les résultats et l'interprétation concernant les études granulométriques et morphoscopiques de minéraux lourds tiennent pratiquement toujours une place importante dans les publications consacrées aux arénites. L'aspect méthodologique est en revanche souvent négligé, comme si ces techniques classiques devaient toujours, quelque soient les caractères des séries analysées, donner des résultats positifs. Tel auteur discutera du choix des paramètres granulométriques les plus représentatifs, tel autre basera toute sa paléogéographie sur la taille et la forme des grains, mais passera sous silence (en négligeant peut-être) l'échantillonnage ou la nature pétrographique des dépôts analysés.

L'étude des «Grès de Silves» montre que ces méthodes ne sont pas toujours utilisables ou ne donnent pas nécessairement des résultats très significatifs même si:

— le choix des échantillons est parfaitement adapté aux caractéristiques de la série. Sauf exception, il ne peut être fait au hasard; il est en effet indispensable de connaître la position séquentielle du lithofaciès prélevé (ou des lithofaciès si échantillonnage par rainurage), afin de pouvoir comparer des données ayant même signification hydrodynamique. En ce qui concerne les minéraux lourds, l'importance des fluctuations à petite échelle conditionnera le choix, le nombre et le volume du lithofaciès;

— la nature pétrographique des roches est reconnue. Pour les granulométries des arénites, il est nécessaire de ne pas négliger l'importance de la fragilité de certains grains (feldspaths, éléments lithiques), pour celle des argiles de savoir si ces minéraux sont détritiques et n'ont pas évolué après le dépôt où s'ils sont néoformés. Pour l'étude des formes et surtout de l'aspect de surface des grains, il est primordial de connaître la nature du ciment, lequel peut être corrosif ou de nourrissage.

Ne pas tenir compte de ces données, peut conduire à des interprétations fallacieuses même si les manifestations sont entourées de toutes les précautions et les calculs assortissant les résultats sont très précis.

Le plan d'étude des arénites et des lutites est le suivant:

— caractères généraux des lithofaciès;

— caractères minéralogiques des constituants, éléments, ciments, matrice: examens microscopique et roentnographie;

— analyse stadiale;

— granulométrie des arénites;

— morphoscopie et morphométrie des grains de quartz; études sous la loupe binoculaire et au microscope éléctronique à balayage;

— la composition chimique des arénites et des lutites.

B — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ARÉNITES ET DES LUTITES

Les arénites et les lutites sont les lithofaciès les plus fréquents dans la série des «Grès de Silves». Les premières prédominent largement au Nord du Tage, les secondes représentent un volume aussi, sinon plus important que les arénites dans les bandes d'affleurement du Sud du pays.

1 — Les arénites

Dans l'introduction générale, nous avons précisé la terminologie utilisée pour cette catégorie de roches. Celle-ci est uniquement basée sur les éléments: quartz, feldspaths et fragments lithiques.

L'estimation quantitative de ces éléments dans les arénites de granulométrie grossière montre (fig. II-17):

— qu'au Nord du Tage il existe des grès feldspathiques et feldspatho-lithiques, des arkoses quartzeuses, quartzo-lithiques et litho-quartzeuses et à un degré moindre des arénites lithiques. Remarquons qu'un certain nombre d'arkoses de la base de la série (A 1) sont nettement plus riches en feldspaths que celles du terme B 1; un résultat identique est enregistré avec les microconglomérats arkosiques;

— que les arénites grossières de l'Algarve en revanche correspondent essentiellement à des grès (s. s.) et à des grès lithiques.

Lorsque la granulométrie décroit, le pourcentage des feldspaths et des éléments lithiques décroit également, de sorte que toutes les variétés d'arénites définies précédemment (fig. II-17) existent dans les termes A 1 et B 1 (A 2 également) du Nord du Tage.

Les arénites se différencient également par leur ciment: matrice (1) et ciment d'origine chimique. Les principales variétés rencontrées sont analysées ci-dessous.

a — Les arénites à matrice argilo-ferrugineuse

Elles représentent de 80 à 90 % des arénites au Nord du Tage. En Algarve, cette variété est subordonnée à celle décrite au paragraphe suivant.

Les couleurs, rouge lie-de-vin, blanchâtre à beige, plus rarement orange, sont unies ou mélangées. Rappelons que les arénites rouges existent principalement dans le terme A 1 et la base du terme B 1, celles de couleur «claire» dans la majeure partie de B 1, enfin que les arénites de couleur orange sont essentiellement représentées à la base de l'unité C.

Les analyses chimiques (tabl. 25) montrent que le fer est en moyenne plus abondant dans les lithofaciès rouges que dans ceux de teinte blanche à orange.

Le pourcentage de la matrice varie de moins de 5 % à 50 %. Lorsque ce pourcentage ne dépasse pas 30 %; l'arénite est fréquemment caractérisée par un litage oblique (cf. chap. I). Lorsque le taux de matrice est plus élevé, aucun litage ni granoclassement ne sont habituellement visibles.

La géométrie et les dimensions des strates sont très variées: dans les termes A 1 et B 1, les lentilles sont assez systématiques; dans A 2, les couches d'épaisseur générale-

(1) J'entends par matrice le liant de granulométrie inférieure à 20-25 μ: cette phase est en principe détritique terrigène. Le terme de matrice argilo-ferrugineuse a été utilisée (de préférence à pélitico-ferrugineuse) lorsque le fer ne peut être individualisé de la fraction fine, principalement argileuse.

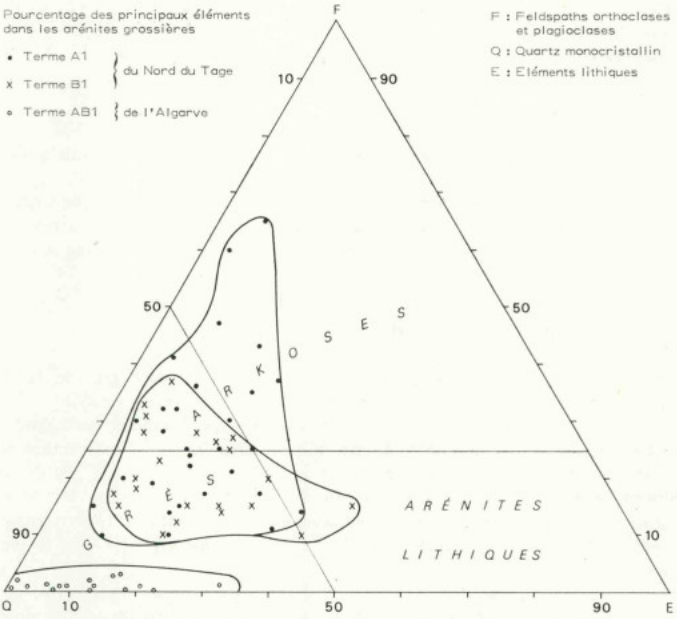


Fig. II-17 — Pourcentages des éléments quartz-feldspaths-éléments lithiques dans les arénites de granulométrie grossière.
Les termes A 1 et B 1 renferment un fort pourcentage d'arkoses (quartzeuses, quartzo-lithiques et litho-quartzeuses) et de grès (feldspatho-lithiques et feldspathiques) mais peu d'arénites lithiques.
Le terme AB 1 de l'Algarve en revanche contient uniquement des grès *sensu stricto* et des grès lithiques.

ment inférieure au demi-mètre, ont une extension latérale supérieure à celle des affleurements.

Quelle que soit l'abondance de la matrice, la roche est cohérente mais peu indurée. Il est souvent difficile de récolter des blocs ou même des échantillons de petite taille destinés à la confection de lames minces. La plupart des surfaces de stratification ne sont pas dégagées par l'altération superficielle; de ce fait les mesures des directions de courant peuvent rarement être effectuées.

b — Les arénites à matrice argilo-ferrugineuse et à ciment chimique (silice de nourrissage, parfois carbonates)

Dans certains cas, une partie plus ou moins importante des pores est occupée par des mosaïques de quartz grenu (tendance grès-quartzite) ou de cristaux de dolomite (ciment secondaire, postérieur à la silice). La matrice, tout en étant la phase intergranulaire la plus importante, ne représente pratiquement jamais plus de 30 % du total de la roche.

Les lithofaciès sont rouges, plus rarement beiges. Ils sont indurés: les surfaces de stratification sont dégagées ou peuvent l'être facilement au marteau. Les structures direc-

tionnelles, fréquentes dans ces arénites, se mesurent aisément (Pl. XIV, fig. 4; Pl. XV, fig. 1 et 2).

Cette variété est bien représentée dans les termes AB 1 et AB 2 de l'Algarve.

c — **Les arénites à ciment ferrugineux**

Elles forment des strates concordantes avec la stratification de quelques décimètres à plus d'un mètre de puissance. La couleur est brun-noirâtre.

Cette variété d'arénite est exceptionnelle: je l'ai rencontrée au Sud de Coimbra dans A 1, A 2 et B 1. P. Choffat (1912) en signale dans le secteur d'Alvaiazère (exploitations; unité A); Morais Cerveira (1963) en a découvert par sondage dans le terme A 2 de la zone d'Anadia.

d — **Les arénites à ciment carbonaté**

La phase carbonatée est en général uniquement constituée par de la dolomite; lorsque la calcite est exprimée, elle est subordonnée au carbonate double.

Il m'a été possible de distinguer deux types d'arénites à ciment carbonaté.

— Le premier type est représenté par des arénites franches. La fraction détritique terrigène représente 60 à 75 % de la roche et ne comporte pas ou très peu de particules de la taille de la matrice. Ce matériau est souvent granoclassé; lorsque les granoclassements, positifs, sont absents, la texture est homogène (éléments et ciment répartis uniformément). L'étude microscopique montre que dans la majorité des cas, le ciment est secondaire.

Les roches sont généralement unicolores, rouges ou jaune orangé. Elle se présentent soit en strates planes (Al-AB 1; NT-A 2), soit en passées irrégulières et de contours plus ou moins diffus dans des dépôts occupant des structures chenalisantes (NT-A 1, secteur d'Alvaiazère; Pl. VI, fig. 1).

— Le second type d'arénite à ciment dolomitique présente une phase chimique abondante et qui peut varier rapidement à l'échelle de la strate (fig. II-31 a). Que le pourcentage du ciment soit légèrement au-dessous ou au-dessus des 50 %, on a affaire à des roches ne présentant pas les caractères classiques des roches carbonatées. Elles sont notamment multicolores; les teintes rouge, rose, violette, orange, jaune, verte, grise, sont quelquefois toutes exprimées. Dans certains cas, ces couleurs soulignent nettement l'existence de traces organiques (origine végétale ou animale) (Pl. XXIII, fig. 1 à 4); le plus souvent elles sont réparties d'une manière très irrégulière, accentuant l'hétérogénéité texturale du dépôt (texture nuageuse). Ce dernier se présente en strates planes, bien délimitées et continues à l'échelle de l'affleurement (NT-A 2; fig. 5 et 9) ou en passées peu épaisses (inférieures à 2 m) et de limites inférieure et supérieure respectivement floue et franche (base de l'unité AA; localement NT B 1 et C 1).

Le ciment de ces roches présente les caractères des ciments pénécontemporains (cf. p. 231).

e — **Les arénites à ciment siliceux**

La silice, représentée par du quartz microcristallin, de la calcédoine et de l'opale, est généralement accompagnée par des minéraux phylliteux. Les carbonates sont en revanche absents.

Ces roches, très dures, existent en petite quantité dans les termes A 1 (Alvaiazère), A 2 (Nord de Coimbra) et C 1 (Luso-Sangalhos). Dans ce dernier et dans le terme B 1 du secteur d'Anadia où ces arénites à ciment siliceux sont abondantes, des lentilles de chert sont également exprimées.

Sur la plupart des coupes étudiées (B 1, Anadia), arénites siliceuses et chert se répètent un certain nombre de fois dans une série caractérisée par une stratification non plane. Les couches sont continues à l'échelle de l'affleurement. Leurs limites sont plus ou moins irrégulières de sorte que leur épaisseur, comprise entre 10 et 100 cm, peut varier du simple au double (Pl. III, fig. 4). Dans les couches les moins silicifiées, plusieurs granoclassements sont souvent observables; ils ne semblent pas être liés à un litage oblique. Dans les strates cimentées par de la silice, ce classement du détritique n'est pas visible; la texture est plus ou moins hétérogène.

Ces arénites, localement à éléments de la taille des rudites, représentent la base de séquences; le terme sommital est constitué par une pélite, souvent gréseuse. Ce lithofaciès, bien que contenant souvent des lentilles siliceuses, est peu induré et se débite assez facilement en petits nodules. Il est bicolore, rouge et vert alors que les arénites sont beiges à gris vert pâle, plus rarement bariolés de ces mêmes couleurs, de violet et de rouge foncé.

A la partie supérieure du terme B 1 (fig. 11), des indices de vie (bioturbation, traces de pas de Vertébrés) et des rides sont bien représentés.

Le chert se présente principalement en lentilles allongées dans la stratification. Les dichotomies ne sont pas rares. Certaines sont inclinées à plus de 20° et peuvent recouper une surface de stratification bien marquée. La position des lentilles est indépendante de la granulométrie des lithofaciès. Souvent à leur proximité et pratiquement toujours au-dessus on peut observer de petites taches siliceuses de forme irrégulière et de dimensions variées.

Si à l'affleurement ces accidents semblent parfaitement circonscrits, sur section sciée et sur lame-mince leurs contours sont le plus souvent flous et diffus. Les petites mouches notamment, qui pourraient être prises pour des intraclastes, perdent toute individualité.

2 — Les lutites

J'ai utilisé les termes siltite, pélite, shale, argilite dans des sens qui s'écartent plus ou moins de ceux admis couramment (p. 12). Cette terminologie a été adaptée aux caractéristiques des dépôts et a pu être utilisée sans problème sur le terrain. Les descriptions données ci-dessous permettront entre autres au lecteur de juger de son intérêt.

a — Les siltites

Ce sont des roches ayant les caractères et l'aspect macroscopique de certaines arénites de granulométrie fine à très fine. Le classement est bon à excellent, la matrice argileuse est peu représentée. Un litage horizontal fin ou des microstratifications obliques existent fréquemment. Les traces de bioturbation (invertébrés, parfois végétaux) sont également souvent présentes.

Contrairement aux pélites, cette variété de lutites ne forme jamais d'épaisses couches; la plupart des strates ont une puissance inférieure à 25 cm. Lorsque ce lithofaciès est intercalé entre une arénite et une pélite (A 1, B 1), sa couleur est pratiquement toujours celle de l'arénite, rouge ou blanchâtre. Lorsque les siltites sont interstratifiées dans de puissantes couches pélitiques rouge (A1-AB 2 ou série des «Marnes de Dagorda») elles sont en général de couleur gris clair à vert pâle à sec ou vert franc quand une certaine humidité existe. Si la limite inférieure du lit correspond à un hiatus granulométrique habituellement franc, sa limite supérieure en revanche est presque toujours floue; cette absence de netteté est accentuée par le caractère diffus des limites des teintes approximativement parallèles aux limites lithologiques.

b — Les pélites, les shales et les argilites

Telle que je l'ai définie, la pélite est une roche présentant une fourchette granulométrique assez large. Si la plupart des lits de pélite localisés dans les termes caractérisés par ce lithofaciès (NT-A 2; Al-AA et AB 2; «Marnes de Dagorda») contiennent rarement des éléments de taille supérieure à 50 μ, ceux intercalés dans les puissantes strates arénitiques des termes NT A 1 et B 1 renferment très fréquemment des quartz, feldspaths et éléments lithiques de diamètre égal ou supérieur au millimètre (pélite gréseuse ou gréso-microconglomératique si ces éléments dépassent 15 %). Ceux-ci sont disposés en minuscules lentilles ou le plus souvent répartis d'une manière homogène. Lorsque ce matériau grossier est absent, la pélite est homogène ou granoclassée. Dans le premier cas, les grains, les minéraux argileux, et les micas ne présentent aucune disposition ni orientation préférentielle dans les strates dont l'épaisseur peut dépasser le mètre. Dans le second cas, le classement des éléments se fait à l'échelle de la couche (silt grossier et phyllites à la base, silt fin et phyllites au sommet du lit) ou bien se manifeste par une succession de granoclassement d'échelle centimétrique. Le tri est toutefois peu important, de sorte que ces petits rythmes ne sont pas discernables à l'oeil nu et sont difficiles à mettre en évidence à un fort grossissement.

Dans le shale en revanche, les granoclassements, positifs, sont très nets. La base correspond à une siltite, le sommet à une argilite à minéraux orientés. Souvent, entre ces deux termes existe une lamine charbonneuse discontinue, composée de débris hachés de végétaux (Pl. XXVII, fig. 2). Cette ségrégation nette donne en général à la roche un délit feuilleté, plan lorsque le litage est lui-même plan et parallèle, irrégulier lorsque le fin litage est lenticulaire (structure madrée). Sauf exception, les shales sont de couleur grise à verte, que la matière organique soit ou non exprimée. Ce caractère et surtout le litage permettent de distinguer facilement ce lithofaciès de la pélite.

L'argilite, qui est très peu représentée dans la série, présente en revanche les mêmes caractères macroscopiques que la pélite, notamment la couleur.

La couleur rouge est la plus fréquemment observée dans les pélites: elle est unie ou associée au vert (taches ou bandes) NT A 1, A 2 et unité C; Al-AA, AB 1 et AB 2). La couleur verte unie ou veinée de violet et de jaune caractérise les lits pélitiques lenticulaires de la base des unités B et C du Nord du Tage. Le gris peut localement colorer les pélites non carbonatées (NT-A 2); en général cette couleur est liée aux pélites et shales dolomitiques et aux marnes (horizons-repère B 2 et AB 3, série de Dagorda).

Les roches «d'aspect argileux» rencontrées dans les «Grès de Silves», que ce soit sur les affleurements de bordure ou dans les aires diapiriques, renferment généralement pas ou peu de carbonates. Ainsi la série des «Marnes de Dagorda» se compose non de marnes, mais de pélites contenant entre 5 % à 20 % de dolomite (pélites dolomitiques). La calcite est rarement exprimée; les marnes franches n'ont été mises en évidence que dans la zone de passage: série argileuse-calcaires des «cabeços» (cf. I Partie et fig. II-21). Dans les bandes d'affleurements bordant le socle, les lutites contenant plus de 15 % de carbonates correspondent à des pélites et des shales dolomitiques.

Que le pourcentage en carbonate soit faible ou fort, pratiquement toutes les pélites observées sont dures et présentent un débit en nodules (diamètre égal ou inférieur à 5 cm) ou en fragments anguleux (de l'ordre du centimètre) et de forme quelconque.

C — LES CONSTITUANTS DES ARÉNITES ET DES LUTITES

Seront étudiés les caractères minéralogiques des éléments de la matrice et des ciments et les relations texturales existant entre ces différents constituants.

Les méthodes optiques et diffratométriques ont été utilisées. Les résultats obtenus sont interprétés dans le cadre d'une analyse stadiale.

1 — Méthodologie

Tout échantillon prélevé, quelle que soit son utilisation, est positionné avec précision dans la séquence. Ceux destinés à l'étude microscopique sont en plus orientés (bas-haut et dans certains cas par rapport au Nord magnétique). La position des lames minces par rapport à la stratification est donc toujours parfaitement connue.

Avant de procéder à l'observation microscopique, l'échantillon scié est décrit en détail, souvent pas l'intermédiaire d'une empreinte de rhodoïd (véritable négatif susceptible d'être projeté et agrandi (²); Haguenauer, 1961). Ce document a l'avantage de donner la texture en grand du lithofaciès et de pouvoir à tout moment relier l'observation ponctuelle (lame) à son contexte stratonomique et séquentiel. Une étude sous la loupe binoculaire a été systématiquement fait avant et conjointement avec l'analyse au microscope: là encore le même but a été recherché, relier les différentes échelles d'observation.

Dans un certain nombre de cas, des colorations sur lame ou sur échantillon brut ont été pratiquées. Les techniques de E. H. Bailey et R. E. Stevens (1960), de N. M. Strakhov (1957) et de S. St. J. Warne (1962) furent employées pour caractériser respectivement les feldspaths, la kaolinite (souvent résultats négatifs) et les carbonates (calcite-dolomite).

Les caractères morphométriques des grains de quartz (lames-minces), lorsqu'ils ne sont pas modifiés, ont été chiffrés à l'aide de la charte visuelle de W. C. Krumbein (1939).

L'étude diffractométrique faite au Laboratoire de l'Université de Nancy 1 (responsables: MM. Hilly et Even) a porté sur la fraction de granulométrie inférieure à 2 microns. L'estimation semi-quantitative exprimée en poucentage ainsi que l'évolution du degré de cristallinité des minéraux ont été établies sur la base de critères mis au point au Laboratoire de Sédimentologie de Strasbourg.

2 — Les éléments

a — Le quartz

Les grains possédant une extinction roulante représentent parfois plus de 25% des quartz. Leur origine n'est pas nécessairement métamorphique; les granites à phénocristaux de feidspaths en contiennent en proportions non négligeables (Schermerhorn, 1956). Certains, remplis de très nombreuses inclusions, peuvent être attribués à du quartz filonien.

Dans pratiquement toutes les lames des arénites du Nord du Tage, on peut observer un ou plusieurs grains de quartz renfermant un cristal de biotite. Ce mica, généralement central, peut être excentré et paraît fiché dans le grain. Cette variété serait d'origine granitique (Schermerhorn, 1956). Rappelons que S. Courbouleix propose de se servir de l'apparition de ce type de grain pour placer la limite entre Permien et Trias (Sud de Luso; 1972).

(²) La technique consiste à appliquer sur une surface plane d'un échantillon induré une plaque de rhodoid. De l'acétone répandu sur le caillou et la matière plastique transparente ramollit cette dernière qui prend ainsi l'empreinte du lithofaciès.

L'émoussé des grains ne portant ni trace de corrosion, ni accroissement secondaire ou de ceux dont le nucléus se distingue bien de l'auréole de néoformation, est faible dans la majorité des cas. Les valeurs varient entre 0,1 et 0,5 ce qui signifie que les contours sont irréguliers, les arêtes vives à moyennement arrondies, les concavités et les lignes droites souvent présentes (cf. toutes les planches photographiques XXII et XVII). Dans les termes NT-A 2 et Al-AB 2, certaines couches gréseuses sont composées de grains atteignant un émoussé compris entre 0,7 et 0,9 pour une sphéricité voisine de 0,9. L'interprétation de ces résultats sera faite plus loins lors de l'étude des grains dégagés.

Les accroissements secondaires sont beaucoup plus fréquents et développés dans les arénites (et microconglomérats fins) de l'Algarve que dans celles affleurant au Nord du Tage.

Lorsque le quartz authigène n'a qu'un développement modeste: il se présente soit sous la forme d'apophyses automorphes donnant un contour en dents de scie au grain, soit sous la forme d'une auréole généralement continue et épousant sensiblement la forme du nucléus. Dans certains cas, les apophyses atteignent plusieurs dizaines de microns de long. Les auréoles, de même orientation optique que le grain détritique, ne s'observent que lorsqu'un liseré d'impuretés, ferrugineuses ou manganésifères, s'interpose entre eux. Ces auréoles sont interrompues chaque fois qu'un grain ou une particule d'oxyde de fer fait obstacle, ce qui indique que l'authigénèse est postérieure à la formation des agrégats ferrugineux. La fragilité des apophyses suggère par ailleurs qu'une partie au moins du nourrissage est post-compaction.

Lorsque l'apport de silice a été important, la roche tend vers une quartzite. En fait, on n'observe jamais une mosaïque pure à l'échelle de la lame-mince, les minéraux argileux persistant çà et là. L'isodiamétrie et le contour non denticulé des grains détritiques, lorsque ce dernier se voit sous l'auréole d'accroissement, ne permettent pas de penser à une origine locale de la silice de nourrissage par dissolution sous l'action des pressions entre grains (Siever, 1959; Von Engelhardt, 1967).

b — **Les feldspaths**

Au Nord du Tage, l'orthoclase est systématiquement présent dans les arénites. Il doit exister dans la plupart des strates de granulométrie plus fine: les colorations sélectives effectuées sur quelques siltites et pélites ont toujours permis de mettre en évidence de petites quantités de ce minéral (< 5 %). Des plagioclases lui sont parfois associés dans les arénites.

Au Sud du Tage, en revanche, les feldspaths, microcline et albite, sont très sporadiques. Ils se présentent en cristaux d'émoussé élevé et de petite taille (≥ 200 microns en général).

b. 1 — *Les feldspats potassiques*

Les caractères minéralogiques les plus marquants des feldspaths potassiques observables au Nord du Tage ont été donnés lors de l'étude des phénocristaux. L'examen de plus de 200 lames-minces montrant souvent plusieurs dizaines de cristaux de plus petite taille, a permis de faire les observations complémentaires suivantes:

— le pourcentage en orthoclases, qui peut dépasser 35 % de la fraction arénitique d'une arkose grossière, diminue d'abord lentement avec la granulométrie jusque vers 0,500 mm, rapidement ensuite;

— la forme des grains de moins de 2 mm de diamètre (diam. interne) est dans l'ensemble influencée par les caractères cristallographiques (forme automorphe originelle, clivages). La section est fréquemment rectangulaire; les angles sont plus ou moins émoussés. En général, l'émoussé augmente avec le degré d'altération et avec la diminu-

tion de la taille du grain. Si le premier fait suggère une altération antérieure au dépôt, le seconde semble indiquer que les petits grams se fragmentent moins aisément que les gros et de ce fait gardent leur émoussé. Ces éléments peuvent être issus de la mésostase des granites porphyroïdes et de tous les feldspaths potassiques des granites isogranulaires, jeunes et anciens;

— ces grains renferment moins d'inclusions que les phénocristaux. On y observe assez rarement la biotite pourtant commune et fraîche dans les gros grains. Le quartz globuleux est également peu représenté.

En revanche un ou plusieurs plagioclases ou leurs produits d'altération sont toujours présents dans les cristaux de taille supérieure à 0,500 mm;

— le feldspath potassique n'est pratiquement jamais totalement limpide. Il est possible de distinguer plusieurs stades d'altération.

Dans un premier stade, le feldspath présente un voile de dissolution (Meilhac, 1970), qui se traduit par le développement de très fines ponctuations grisâtres à brunâtres (bien visibles en lumière naturelle). C'est le stade de pélitisation de N. M. Strakhov (1957) (a). Ce voile est soit discontinu et se dispose en plages irrégulières (fig. II-17 a) soit réparti uniformément (fig. II-17 b). Les clivages restent bien apparents. Aucune paillette phylliteuse de néoformation n'est observable au sein de l'orthoclase. Les inclusions plagioclasiques sont ou troubles ou également partiellement occupées par de fins cristaux ayant les caractères des micas blancs. Le cristal est toujours parfaitement identifiable.

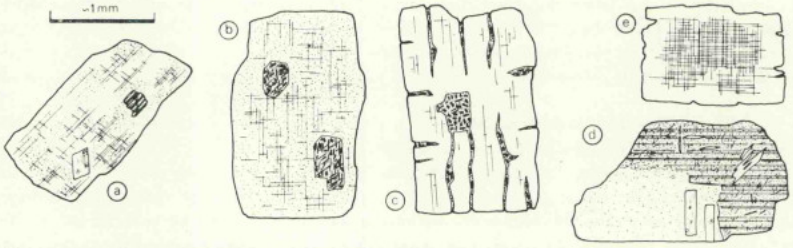


Fig. II-18 — Différents aspects de feldspaths orthoclases (observation en lame mince).
(a), (b) et (c): orthoclases de texture poecilitique à petites inclusions de plagioclase et de micas (biotite (a)).
Le cristal (a) présente un voile de dissolution disposé en taches; le plagioclase, également trouble et plus ou moins séricitisé, est parfaitement reconnaissable; la biotite, à halos nombreux, est fraîche.
Le cristal (b) est uniformement trouble: ses inclusions plagioclasiques sont occupées par un mélange de séricite, de kaolinite et de produits ferruginenx.
Le grain (c) présente des canalicules qui, comme les petits plagioclases auxquels ils aboutissent, sont remplis par de la kaolinite, du quartz fin et de la matière ferrugineuse.
Les clivages de l'orthoclase (e) sont soulignés par du fer ou de l'opale brunâtre (arénites) à ciment siliceux.
Feldspath «mixte» (d) composé d'orthoclase à lamelles de biotite et de plagioclase à cristaux de micas blancs.

Dans d'autres grains, le voile de dissolution est disposé principalement en bandes allongées, parallèlement à l'un ou aux deux plans de clivage de l'orthoclase. Le plagioclase est envahi par de minuscules touffes pétaloïdes de kaolinite qui se mélangent aux lamelles sériciteuses, intactes ou présentant des teintes de polarisation plus basses que la normale.

(a) Pour de nombreux auteurs le développement du voile ainsi que la séricitisation des feldspaths ne seraient pas des phénomènes d'altération superficielle, ils se produiraient au cours d'une phase dite de rétromorphose (Millot, 1964; Meilhac, 1970).

L'orthoclase est plus ou moins trouble et est parcouru par une série de canalicules plus ou moins parallèles, certaines aboutissant aux cavités rectangulaires occupées anciennement par les plagioclases (fig. II-17 c). Ces minéraux en inclusion ne sont plus reconnaissables: ils sont remplacés soit uniquement par de la kaolinite en vermicules, soit par un mélange de quartz et de kaolinite.Ces éléments, souvent teintés en brun par des impuretés, occupent également les canalicules.

En dehors de ces zones, on ne trouve pas trace de kaolinite. Lorsque le feldspath est à ce stade d'altération, la bordure est échancrée dans le prolongement des canalicules (fig. II-17 c). Ces petits golfes existent quelle que soit la nature du ciment, matrice au ciment carbonaté.

Je n'ai pas observé de stade d'altération plus prononcé que celui-ci. Il existe dans certains grès des amas de section rectangulaire composés essentiellement de minéraux argileux (séricite et/ou kaolinite) qui pourraient correspondre à des orthoclases; dans la majorité des cas, il devrait s'agir de plagioclases (voir plus loin).

Les grains de feldspath potassique sont en général plus sensibles à certaines actions corrosives de ciment carbonaté et/ou ferrugineux que les éléments lithiques et le quartz. Le matériau chimique profite d'un ou des deux plans de clivage et des canalicules (quand ils existent) pour attaquer le grain et dans certains cas pour le dissocier en lanières (Pl. XXII, fig. 3 et 5). Les grains peuvent être auréolés d'un liséré de néoformation, syntaxique et parfaitement limpide. Bien qu'il y ait unité d'extinction, on n'observe pas de macle dans la bordure. Celle-ci peut être interrompue au niveau des canalicules occupées par la kaolinite, ce qui laisse supposer que l'orthoclase secondaire s'est mis en place après l'apparition de l'altération.

b. 2 — *Les plagioclases*

Ils se présentent sous trois formes, en grains isolés bien reconnaissables, en inclusions dans les orthoclases en grains kaolinisés.

Les grains isolés, limpides, légèrement troubles ou à cristaux plus ou moins nombreux de séricite et kaolinite sont représentés par de l'albite et de l'oligoclase. Lorsque le feutrage de minéraux phylliteux est important, la macle polysynthétique n'apparaît que ponctuellement (certains de ces éléments pourraient correspondre à des formes plus basiques). La kaolinite peut ne pas être exprimée.

En Algarve, quelques grains s'observent dans la plupart des lames; ils sont de taille inférieure au millimètre.

Au Nord du Tage, les plagioclases existent en quantité appréciable (5-15 %) dans les arénites à matrice du terme A 1 de la partie septentrionale de la bande d'affleurement ainsi que dans les arkoses et grès feldspathiques à ciment siliceux du terme B 1 de la région d'Anadia (4). Ailleurs, ces minéraux sont absents ou représentent un pourcentage très faible des éléments: 1 à 2 % dans les arénites à ciment carbonaté, une fraction de pourcent dans les arénites à matrice argilo-ferrugineuse.

Les inclusions plagioclasiques, généralement de petite taille, peuvent représenter jusqu'à plus de la moitié de grains dont l'autre partie est un orthoclase (fig. II-17 d et Pl. XXII, fig. 1). Ce type d'élément, que je qualifierai de feldspath mixte, présente les caractères des plagioclases microclinisés observés principalement dans les granites anciens (Schermerhorn, 1956). Ils sont surtout abondants dans le secteur Angela-Agueda où ils sont associés à des plagioclases en grains isolés. Si l'on se rappelle (fig. II-15) que la base de la série de cette région possède également un pourcentage en phénocristaux d'ortoclase sensiblement plus faible qu'au Sud (Luso-Coimbra), on peut penser qu'elle fut alimentée différemment. En examinant la carte de répartition des massifs plu-

(4) Les analyses chimiques soulignent nettement ce fait (tableau n.° 25).

tonique (fig. II-16), on constate en effet que les affleurements considérés sont bordés par des granites anciens, à orthoclases de dimensions modestes et riches en feldspaths «mixtes» (Schermerhorn, 1956). Il st donc très probable que les cours d'eau alimentant cette portion de bassin possédaient un bassin de drainage très restreint et que leur charge ne subissait qu'un transport très court.

Dans l'unité B d'Anadia, les plagioclases sont localisés dans des grès feldspatho-litiques et arkoses à ciment siliceux. Ils se présentent en grains plus petits (0,200-0,400 mm) et nettement plus émoussés qu'au Nord. Leur pourcentage est rarement supérieur à 10 %. Un voile de dissolution associé ou non à quelques micas blancs s'observe. Leur présence sera discutée par la suite.

Dans la plupart des arénites cimentées par des carbonates, il est possible d'observer à côté de grains isolés plus ou moins hydrolysés des éléments dont l'émoussé assez prononcé, n'a pas toujours effacé la forme parallélépipédique. Ils sont composés soit uniquement de vermicules de kaolinite, soit d'un mélange de ce minéral, de séricite dégradée et/ou de quartz finement cristallisé. Ce matériau, qui rappelle les amas en inclusions dans les orthoclases, représente le stade ultime de l'altération de plagioclases, moins vraisemblablement celle de feldspaths potassiques. Ces grains ne devraient pas être absents des arénites à matrice; là, il n'est pratiquement jamais possible de les individualiser avec certitude en raison de l'abondance des minéraux argileux et notamment de la kaolinite remplissant partiellement ou totalement les pores.

b. 3 — *Interprétation des altérations des feldspaths*

Dans une couche donnée, les orthoclases peuvent présenter différents stades d'altération. Pour un certain nombre d'auteurs cela signifie que l'hydrolyse n'a pu se faire qu'avant le dépôt. La relation entre l'émoussé et le degré d'altération tend à confirmer cette hypothèse. En revanche, le transport, même limité, de grains parcourus de canalicules remplis de kaolinite ainsi que des plagioclases entièrement remplacés par ce minéral, est difficilement envisageable. Nous verrons que le même type de contradiction se fait jour à propos des micas.

Ce qui est admissible, c'est que les grains ont pu être plus ou moins sensibilisés à l'altération chimique avant leur enfouissement et de ce fait évoluer différemment au cours de la diagénèse.

Pour en terminer avec les feldspaths, signalons que certains auteurs ont constaté que l'altération des feldspaths potassiques est supérieure à celle des plagioclases dans un climat désertique (Rondeau, 1958; Millot, 1964; Tardy, 1969). D'autre part, les feldspaths seraient souvent peu abondants, voire même absents, dans les dépôts éoliens (ségrégation mécanique) (Pettijohn, Potter et Siever, 1972).

Ces faits viennent s'ajouter aux nombreux autres déjà énoncés ou analysés plus loin, pour réfuter l'origine désertique des dépôts rouges et non rouges des «Grès de Silves».

c — **Les éléments lithiques**

On trouve dans les arénites les mêmes lithofaciès que dans les rudites. Leur pourcentage fluctue sans cesse sur un même profil, notamment en fonction de la granulométrie. Par ailleurs, pour les arénites grossières du Nord du Tage, il y a en moyenne moins de grains lithiques dans le terme B 1 que dans A 1 (fig. II-17) et dans la partie supérieure beige qu'à la base généralement rouge de B 1.

Leur reconnaissance en lame mince est plus ou moins aisée. Le quartz filonien, par l'habitus, l'extinction roulante et les multiples inclusions des cristaux constitutifs, ne pose pas de problème. Il en est de même pour les fragments de métaquartzite franchement

anisotrope. En revanche, il est impossible de distinguer les cristaux engrenés par fracturation d'origine plutonique (Schermerhorn, 1956) des mosaïques métamorphiques isotropes.

La forme de ce matériau quartzitique est liée à la texture: forme allongée et ovoïde pour les fragments anisotropes, forme à tendance sphérique pour ceux qui sont isotropes. L'émoussé est en moyenne supérieur à celui du quartz de même taille.

En ce qui concerne les éléments principalement composés de phyllites, les difficultés existent dès que leur taille est inférieure à 0,250 mm et qu'ils sont en contact avec une matrice. On constate que, d'une manière générale, matrice et éléments sont colorés de manière identique: en rouge par de l'hématite, en gris très clair lorsque le fer est absent ou réparti en granules brunâtres.

Le fer est tantôt concentré en veinules allongées dans la foliation, tantôt diffus sur toute l'épaisseur ou uniquement à la périphérie du fragment (fig. II-19 b et c). Une patine extérieure peut exister et dans quelques cas on peut nettement voir des digitations pénétrer vers l'intérieur, perpendiculairement à la surface (si la texture est isotrope; fig. II-19 d). Pour R. L. Folk (1960), la présence d'éléments imprégnés de fer indique une altération anté-dépôt, dans des sols se développant sur les aires nourricières. C'est également l'avis de P. J. C. Nagtegaal (1969), mais, pour cet auteur, la ferruginisation se serait faite dans les zones sous-jacentes à des sols ou même sans qu'il y ait formation de sol au sens pédologique du mot.

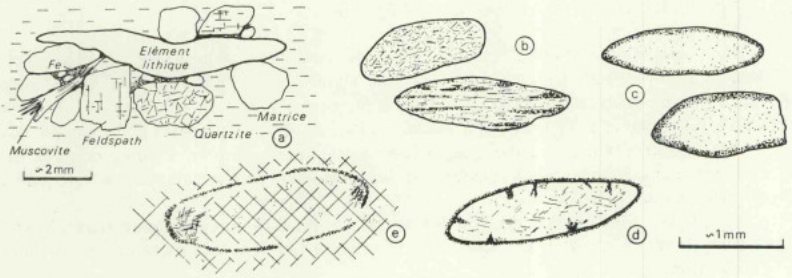


Fig. II-19 — Eléments lithiques schisteux de petite taille observés en lame mince.
(a) Elément allongé et déformé par la compaction dans une arénite à matrice argilo-ferrugineuse.
(b) Relation entre la texture, homogène ou orientée, la forme du grain et la répartition du fer.
(c) Grains lithiques à anneau ferrugineux interne; l'interruption de cette zone ferrugineuse dans des grains cassés indique une origine anté-dépôt de la concentration du fer.
(e) Fantôme d'un grain lithique, souligné par un anneau ferrugineux et quelques touffes phylliteuses, dans une arénite à ciment carbonaté.
(d) Pellicule ferrugineuse externe et digitations vers le centre de l'élément schisteux.

Lorsque le ciment digère le matériau silicaté, l'auréole ferrugineuse peut subsister et témoigner de l'intensité de la corrosion (fig. II-19 e).

Je n'ai jamais vu d'élément qui soit coloré en rouge au coeur et incolore en bordure; en revanche, il n'est pas rare d'observer des particules dont la périphérie hématique est interrompue (fig. II-19 c): leur forme générale suggère une cassure.

Ces éléments sont en effet de forme aplatie à franchement ovoïde, l'allongement étant parallèle au feuilletage (fig. II-19 b). Dans les arénites à matrice et ceux cimentés par de la dolomite secondaire, ils sont fréquemment déformés, des grains s'enchassant dans ce matériau relativement platique, composé principalement de phyllites orientés (micas blancs essentiellement) et de quartz fin (quelques microns à 0,150 mm) (fig. II-

-19 a). Ces éléments schisteux n'ont pas été obervés dans les arénites à ciment siliceux d'Anadia.

d — Les micas

Muscovite et biotite existent dans les trois bandes d'affleurement et à tous les niveaux, quelle que soit leur couleur. Ils sont surtout abondants dans les arénites fines et dans les siltites; certaines pélites en contiennent également une quantité appréciable (Pl. XXXII, fig. 5).

La zone la plus septentrionale de l'affleurement du Nord du Tage est la plus riche. Certains grès fins peuvent contenir plus de 15 % (en poids) de micas. Le fait que ces minéraux se trouvent associés à des lithofaciès ayant les caractères d'une arène granitique (nombreux feldspaths orthoclases, plagioclases et «mixtes», peu d'éléments lithiques; Pl. XXII, fig. 1) permet de penser qu'ils sont en majorité d'origine plutonique.

d. 1 — *La muscovite*

La muscovite est l'espèce dominante (60 à 100 %). Elle est fraîche ou altérée.

La variété altérée la plus caractéristique est représentée par des lamelles dont une ou les deux extrémités sont constituées de feuillets s'écartant en éventail (Pl. XXII, fig. 2). Leurs teintes de polarisation sont celles de la kaolinite; la teinte grise se manifeste fréquemment le long des clivages jusqu'au centre du cristal dont les caractères optiques sont ceux d'une muscovite fraîche.

Ces muscovites baillantes sont généralement des cristaux déformés par la compaction. Lorsque la paillette est dissymétrique, l'extrémité kaolinisée s'ouvre presque systématiquement sur un pore, alors que l'autre, saine, est coincée entre des grains. Sur bon nombre de cristaux plissés, ce sont les zonescourbées qui présentent des teintes de polarisation anormalement basses.

Cet ensemble de faits permet de penser que ce type de muscovite a été altéré postérieurement à la compaction. Leur transformation n'a de toute façon pu se faire qu'*in situ* (Kulbicki et Millot, 1960).

La muscovite baillante est fréquente dans les arénites à matrice, rare à exceptionnelle dans celles à ciment carbonaté pénécontemporain et dans les pélites.

En plus de cette variété à feuillets écartés existe des micas blancs en lumière naturelle dont les clivages sont souvent marqués par du fer. Les cristaux ne sont pas déformés et seules les teintes de polarisation permettent de diagnostiquer l'altération: si la partie centrale de la paillette possède encore parfois des teintes vives, la bordure et les extrémités polarisent dans les gris et présentent une extinction roulante. Les plans de clivages ne sont pas visibles lorsqu'ils ne sont pas soulignés par des produits brunâtres.

On peut penser que ce type de cristal correspond à une muscovite dégradée dont les clivages, plus ou moins ouverts, ont été occupés par du fer (cas observés dans les arènes; Seddoh, 1973), ou à une biotite kaolinisée dont le fer, exsudé, ne subsiste que dans les plans 001 (Seddoh, 1973).

Pour ce type de minéral micacé plus ou moins kaolinisé avant ou après le dépôt, j'utiliserai le terme de mica dégradé non déformé ou non baillant.

Cette variété existe dans toutes les roches à micas, à côté de muscovite et de biotite fraiches.

d. 2 — *La biotite*

La biotite, brune, très rarement verte, montre généralement différents stades de décomposition qui comme pour les feldspaths, peuvent voisiner à l'échelle de la lame mince.

A l'état frais, ce minéral possède un pléochroïsme dans les bruns (brun foncé à jaune pâle ou incolore), plus rarement dans les verts. Les sections parallèles à (001) montrent généralement plusieurs halos centrés sur des cristaux parfois nettement reconnaissables: zircon ou monazite. Ces biotites peuvent être attribuées à des granites.

L'altération se traduit par la libération du fer qui dans un premier stade, s'accumule dans les clivages et en bordure; le cristal conserve des caractères optiques à peu près normaux.

L'exsudation se poursuivant, le cristal, soit devient une masse d'aspect amorphe, translucide ou opaque, dont seules quelques fines lanières réagissant à la lumière permettent de reconnaitre l'origine micacée, soit s'éclaircit et peut être confondu avec un mica blanc s'il ne subsistait pas du matériel ferrugineux sur toute la longueur du clivage. Les propriétés optiques de ce minéral incolore ne sont ni ceux de la chlorite, ni ceux de la vermiculite (confirmation aux R. X). Il devrait s'agir d'hydrobiotite. Selon E. C. Dapples (1967), ce processus de transformation s'effectuerait en milieu très oxydant.

Dans un certain nombre de cas (plus nets dans les roches claires que dans les lithofaciès rouges), le fer forme un halo autour du cristal oxydé, identique à celui signalé par T. Walker (1967). Sa présence prouve l'origine diagénétique du processus d'altération. Pour l'auteur cité, il prouve également l'origine diagénétique du fer hématite responsable de la couleur rouge des arénites.

e — Les minéraux lourds

Leur étude n'a pas été entreprise d'une manière systématique. En voici les raisons essentielles:

— une première phase d'investigation, à grande échelle (deux structures chenalisantes, Nord et Algarve), a montré que le pourcentage en poids de la fraction lourde et en nombre des différentes espèces variait considérablement à très grande échelle (demi-mètre, sens verticale et parfois horizontal [5]). Il aurait donc fallu procéder à un échantillonnage à maille très serrée pour espérer des résultats significatifs;

— la plupart des espèces inventoriées ne peuvent être rattachées ni à une unité stratigraphique ni à une zone géographique du socle, celui-ci n'étant pas encore systématiquement étudié en détail sur le plan minéralogique;

— Les affleurements, par leur forme allongée perpendiculairement aux directions nourricières, sont très peu propices à l'utilisation des minéraux lourds dans le but d'établir d'éventuelles corrélations ou coupures lithostratigraphiques fines.

3 — Les ciments

Nous n'étudierons que les trois principaux ciments: carbonaté, siliceux et ferrugineux. Ceux-ci représentente la totalité ou du moins la phase principale du remplissage intergranulaire d'un pourcentage assez modeste d'arénites et de siltites.

a — Le ciment carbonaté

Pour s'assurer de la nature du ciment, des diagrammes-poudre, des colorations sélectives et des dosages au versénate ont été effectués. La seconde méthode, qui peut être utilisée d'une manière très sélective, a permis de mettre en évidence de la dolomite

(5) Ces résultats ne sont pas figurés pour ne pas allonger inutilement le texte. Ont été reconnues les espèces suivantes: tourmaline, zircon, monazite, apatite, anatase, rutile, andalousite, sillimanite, grenat, leucoxène, minéraux opaques divers.

normale et de la dolomite ferrifère. L'ankérite ne semble pas exister, pas plus que la diallogite. La calcite est absente ou est largement subordonnée à la dolomite, sauf exception (dépôts de la base de AA, Algarve).

Les caractères macroscopiques et microscopiques des dépôts et parfois les seconds seuls permettent de distinguer le ciment précoce (pénécontemporain) du ciment plus ou moins tardif (diagénétique). Il n'est toutefois pas toujours aisé de faire cette distinction.

Nous n'envisagerons que la description des types francs.

a. 1 — *Le ciment pénécontemporain*

Il se caractérise par la prédominance de cristaux dolomitiques de granulométrie très fine, inférieure à 50 microns (dolomicrospathite et dolospathite fine, plus rarement dolomicrite). La dolomicrospathite forme des plages plus ou moins intensément colorées en brun (lumière naturelle transmise). Il semble que le fer soit localisé à la fois en bordure et dans les cristaux, qui sont xénomorphes. Les grains détritiques isolés dans cette dolomicrospathite sont souvent limités pas un anneau limpide de cristaux de 20 à 30 μ (Pl. XXIII, fig. 4). Les produits ferrugineux sont concentrés à l'extérieur de cet anneau, de sorte que les éléments paraissent être auréolés par deux anneaux concentriques, épousant sensiblement leur forme. Ces anneaux, ou du moins celui constitué de dolomite, existent autour des intraclastes carbonatés, ce qui permet de les différencier des éventuels reliquats de micrite ou de microspathite isolés dans une spathite plus grossièrement cristallisée.

La dolomite peut présenter d'autres aspects. Le plus souvent la dolomicrospathite cède la place à des plages de cristaux xénomorphes assez hétérogranulométriques. Les dimensions des cristaux sont toutefois modestes et ne dépassent guère la centaine de microns. Le fer subsiste sous la forme d'agrégats ou de pellicule intergranulaire, ce qui explique le bariologe de la roche.

Les éléments terrigènes sont répartis soit uniformément et isolés les uns des autres, soit d'une manière très hétérogène. Sur une même lame, ils sont concentrés et juxtaposés, voire cimentés par du fer ou parsemés. Dans les arénites et siltites appartenant à NT-A 2, les concentrations correspondent à des lamines souvent discontinues ou à des sortes de filonnets orientés d'une manière quelconque par rapport au litage. Il s'agit de structures liées à une bioturbation (Pl. XXIII, fig. 5). Leur géométrie en grand ne pouvant pas être reconstituée, il n'est généralement pas possible de savoir s'il s'agit d'emplacements de racines ou d'indices de vie animale.

Sur certaines lames et d'une manière générale lorsque le ciment microspathitique est isogranulométrique, les éléments ne portent pas de traces de corrosion évidente. En revanche, sur d'autres, en particulier sur celles taillées dans les arénites carbonatées de A 2, les grains sont non seulement corrodés en surface mais aussi éclatés. Ce sont les feldspaths et les muscovites (fraiches) qui sont le plus atteint. Le ciment pénétrant dans les plans de clivages, dissocie des éléments en lanières (Pl. XXII, fig. 5).

a. 2 — *Le ciment secondaire*

Le ciment carbonaté secondaire est dans son ensemble assez différent du précédent à l'échelle microscopique.

Il se trouve dans toutes les variétés d'arénites mais plus particulièrement dans celles de granulométrie grossière. Alors que dans ces dernières, la dolomite tend à se développer uniformément en occupant tous les vides, dans les lithofaciès fins, elle constitue un ciment en taches.

La couleur des lithofaciès à ciment secondaire est identique à celle des arénites à matrice avoisinantes, soit rouge ou beige unicolore, parfois rouge à taches circonscrites de teinte grisâtre ou vert pâle.

Le ciment secondaire est toujours spathique et présente trois aspects différents.

— Les cristaux, xénomorphes à subautomorphes, sont poecilitiques et de grandes dimensions (plages dépassant fréquemment le millimètre de long). Le fer ne semble pas avoir été mobilisé: il se présente en granules englobés avec un plus ou moins grand nombre de particules détritiques au sein de cristaux limpides. Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer dans ces derniers des anneaux ferrugineux à l'intérieur desquels peuvent ou non subsister des reliquats d'un élément, le plus souvent schisteux. Ces fantômes soulignent l'intensité de la corrosion. La plupart des grains présentent un contour très déchiqueté (Pl. XXIX, fig. 1). L'auréole de nourrissage, siliceuse ou feldspathique, est fréquemment traversée. Les zones de moindre résistance (clivages, espaces intergranulaires, microfissures) sont exploitées par le carbonate mais les éclatements de grains sont rares et moins spectaculaires que dans le cas des ciments pénécontemporains.

— Le second aspect du ciment secondaire se caractérise par une hétérogranulométrie importante des cristaux, les tailles variant de quelques dizaines de microns à plus d'un millimètre. La majeure partie des cristaux sont xénomorphes et limpides. Le fer semble avoir été repoussé à la limite des cristaux et contre les grains qui se trouvent ainsi pourvus d'une auréole ferrugineuse plus ou moins continue et d'épaisseur irrégulière (grès rouges uniquement). La corrosion est nettement moins poussée que dans le cas précédent.

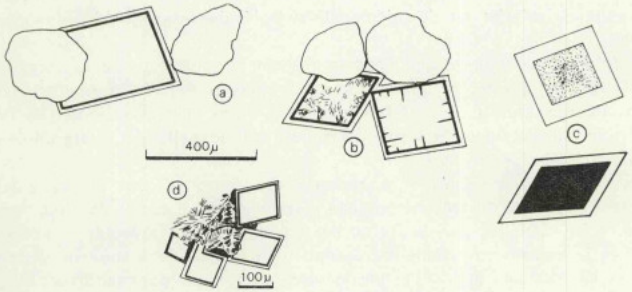


Fig. II-20 — Rhomboèdres zonés de dolomite d'origine secondaire.
La forme cristalline appelée rhomboèdre zoné se compose généralement (a), (b) et (d) d'une coeur de dolomite automorphe, d'un liseré d'hématite doublé par de la dolomite limpide.
(a) grains enchassés non corrodés (grain support supposé) ou denticulés au contact de la bordure dolomitique limpide (grain obstacle).
(b) Digitations ferrugineuses diffuses ou cunéiformes dans le coeur et partant du liseré hématitique (cf. Pl. XXIII, fig. 6).
(c) Présence locale de rhomboèdres zonés à coeur trouble ou ferrugineux et auréole dolomitique limpide.
(d) Cristaux dolomitiques corrodés par la kaolinite en agrégat remplissant de grands pores.

— Le dernier aspect n'a été observé que dans les arénites rouges (A 1, A 2 et base de B 1). La presque totalité des cristaux correspond à des rhomboèdres zonés. Leurs dimensions ne sont pas uniformes mais oscillent en général autour de 100 microns; certains dépassent 0,500 mm. Le coeur du cristal est plus ou moins limpide et représente de l'ordre des 9/10e du rhomboèdre. Il est limité par un liseré ferrugineux épousant rigoureusement la forme du nucléus. Enfin l'extérieur est à nouveau constitué par une bande limpide parallèle aux autres limites. Coeur et bordure s'éteignent simultanément. Sur les gros cristaux, on observe nettement des infiltrations du matériau ferrugineux vers l'inté-

rieur du cristal à partir de la bande médiane, jamais vers l'extérieur. La pénétration se fait le long de plans de clivage ou/et par des fissures de sorte que le fer forme des coins disposés perpendiculairement à la surface ou un chevelu d'aspect dendritique (fig. II-20 b et Pl. XXIII, fig. 6).

L'examen attentif de la surface des grains montre que celle-ci est ou n'est pas denticulée lorsqu'elle est en contact direct avec la dolomite. Les éléments qui sont corrodés (légèrement) sont souvent en contact uniquement avec la frange externe qu'ils interrompent. Les autres sont plus ou moins profondément enchâssés dans les cristaux et semblent de ce fait avoir servi de support à la croissance de la phase dolomitique originelle. Enfin, on peut remarquer que des granules ou agrégats ferrugineux peuvent avoir joué le même rôle que des grains détritiques.

Ce type de cristal zoné a été décrit par de nombreux auteurs. L. Cayeux (1929) dut être un des tous premiers à les étudier en détail (craie magnésienne) et à les interpréter mais c'est à A. Katz (1971) que l'on doit l'interprétation la plus en accord avec nos observations.

Selon cet auteur, le coeur dolomitique se développe lorsque le rapport Mg/Ca est très élevé; il occupe une partie des pores sans pratiquement jamais englober de matériel exogène. La formation de la zone ferrifère est complexe: elle passe par une phase de dolomite ferrifère, des ions Fe^{2+} remplaçant partiellement l'ion Mg non pas en raison de la baisse de concentration du magnésium (dans ce cas il n'y aurait plus de formation de dolomite) mais par suite d'une diminution et d'une augmentation d'activité respectivement des ions Mg et Fe. Ceci se ferait dans des conditions réductrices et de pH compris entre 6 et 10,4. Au cours d'une seconde phase, il y a oxydation et transformation de la dolomite ferrifère en hématite. Ce changement provoque la corrosion du noyau, d'où pénétration du fer vers l'intérieur. Le fait de ne jamais trouver d'infiltration ferrugineuse vers l'extérieur indique que ce processus se manifeste avant une nouvelle phase de dolomitisation normale. A. Katz élimine la formation directe de Fe_2O_3 pour diverses raisons, entre autres le fait que les coeurs, formés d'hématite, de certains cristaux sont rigoureusement rhomboédriques (Cayeux en décrit de ce type sans trouver d'explication; 1929).

a. 3 — *Conclusion à l'étude du ciment carbonaté*

En conclusion, nous retiendrons que le ciment carbonaté, essentiellement dolomitique, peut être pénécontemporain ou diagénétique.

Dans le premier cas et lorsque ce ciment conduit à l'éclatement intense des éléments détritiques, l'hypothèse qui peut être retenu est que sa mise en place résulte de processus pédogénétiques se développant sous un climat à saison sèche et chaude très marquée (Larsonneur, 1963; Haguenauer, 1973). La présence fréquente de traces de vie (d'origine animale ou végétale?) dans les autres strates caractérisées par un tel ciment permet également de penser que la phase carbonatée originelle devait être plus vraisemblable calcitique ou/et aragonitique que dolomitique (le milieu dans lequel se forment ces minéraux étant respectivement favorable et peu propice à la vie) et que la transformation s'est faite plus ou moins rapidement ensuite (Illing, Wells et Taylor, 1965; Shinn, Ginsburg et Lloyd, 1965).

Le second type de ciment s'accompagne de modifications profondes que peut subir la minéralogie et par conséquent le chimisme des roches. L'un de ces ciments montre également les importantes variations des conditions de pH et de Eh du dépôt. A travers l'hypothèse de A. Katz, qui s'appuie sur des données expérimentales précises, on peut se rendre compte de la complexité de l'histoire du fer, principal responsable de la couleur des

b — La silice: ciment d'arénites et constituant des cherts

Il nous a paru utile de traiter ici:

— les arénites à ciment de quartz, calcédoine, opale et les accidents siliceux qui leur sont associés. En revanche, les accroissements secondaires de grains (ciment pelliculaire; analysé ci-dessus, p. 221) et le ciment en taches de grès-quartzites de l'Algarve ne sont pas pris en considération;

— les caractères essentiels des éléments;

— les différents aspects du ciment et

— l'origine de ce type de dépôt.

b. 1 — *Le ciment des arénites*

Le ciment siliceux n'est pratiquement jamais seul, il partage les espaces intergranulaires avec des phyllites et du fer. Les carbonates ne sont jamais présents.

Dans une première arénite, la silice forme des agrégats de cristaux de quartz crypto à microcristallins (tailles comprises entre 5 et 20 μ) occupant une partie plus ou moins importante des pores; elle est néanmoins rarement en contact avec les grains car ceux-ci sont bordés par une pellicule de minéraux phylliteux (Pl. XXV, fig. 1). Ces minéraux, orientés parallèlement aux limites des particules détritiques donnent, pour reprendre l'expression de R. Muller-Feuga (1954) «une impression de fluidité, de pâte s'écoulant autour des grains». Leur limpidité, encore qu'ils soient légèrement jaunes en lumière naturelle comme la silice, permet de noter une biréfringence assez élevée, des teintes de de polarisation dans les jaunes et oranges de la fin du premier ordre, une extinction parfaitement droite et un allongement positif. Leur longueur varie de quelques microns à plus de 40 μ. Le fer est en petits amas disséminés ou occupe les clivages et microfractures d'éléments.

Dans une autre arénite, entre la calcédoine associée à de petites plages de quartz microcristallin et la bordure des grains soulignée de place en place par des paillettes phylliteuse, existe un liséré brunâtre tant en lumière naturelle qu'en lumière polarisée. Il s'agit d'opale fortement teintée (fer) dont certaines zones réagissent à la lumière (silice non amorphe ou minéraux argileux?). En bordure des éléments, les minéraux argileux possèdent des teintes de polarisation qui sont influencées par leur couleur orangée plus ou moins prononcée en lumière naturelle. Leur taille et leur aspect sont ceux des phyllites décrits plus haut.

Dans une troisième arénite, de l'opale en voie de dévitrification, de teinte orange en lumière naturelle, est frangée par une bande plus sombre et opaque. En lumière polarisée, les plages siliceuses sont soit éteintes, soit légèrement anisotropes, et admettent une extinction roulante assez anarchique; aucun cristal n'est individualisable. Localement, de petites sphères d'une dizaine de microns de diamètre s'observent. Il devrait s'agir de la texture globulaire d'opale décrite par L. Cayeux (1929). La matière brunâtre existe jusqu'au coeur des feldspaths, occupant les clivages et partiellement les inclusions plagioclasiques (fig. II-18 c). Les espaces intergranulaires de métaquartzite grossièrement grenu peuvent l'être également. Les cristaux phylliteux n'apparaissent que d'une manière tout à fait exceptionnelle.

Aucun des grains ne présente d'auréole d'authigénèse. Ils sont au contraire plus ou moins intensément corrodés. Quartz, feldspath et quartzite détritique ont des contours d'une irrégularité telle qu'elle ne peut être que le résultat d'une dissolution *in situ* (Pl. XXIV). Les éléments quartzeux peuvent avoir une portion de surface floue. Lorsque le contour est net, on distingue une ou plusieurs alvéoles atteignant parfois plusieurs dizaines de microns de profondeur (Pl. XXIV,fig. 1, 2 et 4). Leur forme peut être franchement hémisphérique (Pl. XXIV, fig. 4) et leur bord est soit flou, soit net et lisse. Sur les quartzites, la dissolution se manifeste préférentiellement à la limite des cristaux; elle

donne naissance à des dépressions plus ou moins coniques. Les feldspaths ne sont pas épargnés, mais contrairement à ce qui se passe avec les carbonates, la corrosion ne semble pas influencée particulièrement par les clivages. Les caries sont semblables et pas plus nombreuses que dans les quartz (Pl. XXIV, fig. 1 et 2).

Les feldspaths sont représentés par des orthoclases et des plagioclases. Le voile de dissolution est prononcé sur les premiers, la kaolinite est discrète ou absente dans les inclusions et les grains de plagioclases. Des minéraux de type séricite forment un feutrage plus ou moins dense dans ces derniers. Parmi les éléments lithiques, on ne trouve aucun fragment de roche schisteuse.

Les micas sont présents. La biotite est fraîche ou à un stade d'altération peu évolué: exsudation partielle de fer dans les clivages. Des micas incolores présentent des teintes de polarisation anormalement basses. Toutefois les cristaux ouverts en éventail sont rares. A côté de ce matériau d'origine détritique certaine, qui se distingue des phyllites pelliculaires par le fait qu'il est rigoureusement incolore, existent des paillettes d'un type particulier. Elles se composent de bandes alternativement incolores et jaune orangé à brun foncé (lumière naturelle, sections normales à 001). Entre nicols croisés, les premières polarisent dans les oranges mais sans présenter une extinction parfaite, les secondes restent insensibles à la lumière polarisée.

Dans les passées de granulométrie fine, les phyllites sont plus abondantes et la texture pelliculaire peu nette; les paillettes conservent une orientation parallèle à la stratification.

b. 2 — *Les cherts*

Les passées lenticulaires de chert ne sont jamais totalement dépourvues de particules détritiques. Absents localement, les grains sont répartis de la même manière que dans le lithofaciès encaissant ou au contraire largement isolés les uns des autres. Les minéraux argileux en revanche ne s'observent qu'exceptionnellement et toujours dans les zones riches en grains.

Toutes les lentilles n'ont pas le même aspect en lame mince mais sont constituées en majeure partie de calcédoine. Ce minéral, de teinte jaune pâle à orange foncé en lumière naturelle, se présente généralement en fibres (calcédonite) formant des bandelettes allongées ou des sphérolites plus ou moins complets et groupés (Pl. XXV, fig. 3, 4, 5). La coloration est d'autant plus faible que la taille des cristaux est plus grande, les sphérolites faisant exception à la règle.

Le quartz, en quantité variable suivant les échantillons, mais jamais supérieure à celle de la calcédoine, se présente:

— en amas arrondis ou ovoïdes (50 à 300 μ) de microcristaux, disposés comme l'opale;

— en plages irrégulières et diffuses se développant aux dépends des grands paquets de fibres de calcédonite;

— en veinules recoupant indifféremment, opale, calcédoine, quartz microcristallin (Pl. XXV, fig. 3 et 4); les cristaux engrenés sont soit isodiamétriques et d'une cinquantaine de μ de diamètre, soit allongés et de 300 à 800 μ de long (Pl. XXV, fig. 2);

— en mosaïque de macrocristaux, soit subautomorphes et justaposés, constituant le remplissage de pores bordés de longues gerbes de calcédoine, soit engrenés et disposés en bordure de lentille.

Dans certains cas, ce quartz parait remplacer un grain détritique dissous. La forme plus ou moins rectangulaire et les alignements de petis micas blancs du cristal de quartz laissent à penser que celui-ci occupe la place d'un feldspath, plagioclase ou orthoclase.

Quelle que soit sa texture, le quartz est incolore et se distingue bien des autres formes de silice authigène en lumière naturelle.

Dans ces lentilles, les grains présents sont corrodés. La dissolution ne semble pas être en général supérieure à celle observée dans les grès mais un certain nombre d'éléments présentent des fissures ouvertes occupées par du quartz microcristallin. Les rares minéraux argileux n'offrent pas une répartition pelliculaire marquée.

Enfin pour terminer, signalons l'existence, dans deux lames, de bandes brunes de plusieurs millimètres de long et d'aspect lamellaire. En lumière polarisée ce matériau translucide montre une extintion roulante parallèle ou perpendiculaire à l'allongement. Ces bandes font penser à des ferri-argilanes (Pl. XXV, fig. 6), c'est-à-dire à une association intime d'argiles orientées et d'oxydes de fer d'origine pédogénétique (Duchaufour, 1972; Meyer 1973; Haguenauer, 1973).

b. 3 — *Origine du ciment siliceux et des lentilles de chert*

Il n'est pas possible de soutenir l'hypothèse émise par G. Soares de Carvalho (1946) selon laquelle la silice est d'origine organique. Je n'ai en effet jamais observé quoi que ce soit qui puisse être attribué à un radiolaire (signalé par l'auteur sur toutes les lames minces décrites) ou à un autre microorganisme à test siliceux. En revanche la corrosion, nette et systématique, du matériau silicaté permet de penser à une origine locale et inorganique de la silice (Muller-Feuga, 1954; Millot et al., 1959). Toutefois, la présence dans de nombreux échantillons, de minéraux argileux étroitement associés à une matière brunâtre possédant beaucoup d'analogies avec les ferri-argilanes, de quelques rares *Equisetites* fossiles (Choffat, 1894; cf. 1ère Partie), qui sont des organismes fixant dans leurs cellules une importante quantité de silice (Ehrart, 1973), n'exclut pas totalement l'intervention de la vie, mais végétale, dans les processus de formation de la silice. Si cela était, la silicification est synsédimentaire.

Est-il possible, par d'autres moyens, de préciser l'époque de mise en place de cette silice?

Aucun argument ne permet de considérer les petites taches de chert isolées préférentiellement au toit de certaines lentilles, comme des intraclastes.

La répartition paléogéographique de nos dépôts silicifiés suggère une mise en place précoce. On constate en effet qu'ils existent dans une zone où l'unité B présente un certain nombre de particularités: épaisseur faible (80 m contre plus de 250 à Coimbra), stratification pratiquement plane alors qu'elle est lenticulaire ailleurs, existence de couches à caractères de sédimentation littorale annonçant les dépôts carbonatés à faune hettangienne (niveau-repère régional du sommet de l'unité B). En d'autres termes, la zone à silicifications se superpose avec une portion de bassin soumise à une sédimentation discontinue, en liaison avec une subsidence faible. Les sédiments devaient de ce fait rester longuement en ou à proximité de la surface, soit dans la zone de battement de nappes alcalines favorables au dépôt de silice (Millot et al. 1959).

Le rôle des organismes végétaux n'étant pas certain, ni nécessaire (Muller-Feuga, 1954; Millot, 1964), on peut penser que les différentes étapes de l'évolution des dépôts ont pu être les suivantes:

— Dissolution partielle du matériau détritique. Celle-ci s'est fait d'une manière intensive ainsi que le montre la forme des grains. Pourtant, elle n'a détruit ni les orthoclases, ni les plagioclases (ou du moins pas la totalité). Ces derniers présentent même une fraicheur anormale comparée à ceux conservés dans les arénites non siliceuses. Il n'est pas impossible, en revanche, que les éléments schisteux, communs dans toutes les arénites mais absentes dans ceux cimentés par la silice,, aient été dissociées et leurs constituants dispersés ou même dissous? Il est en effet peu probable que la distribution du matériau détritique par les courants soit seule à être incriminée.

Cette disolution a dû s'effectuer dans des eaux douces, peu chargées en ions (Millot, 1964) et pendant une période relativement longue.

— Développement de silice interstitielle et en masses dans une nappe basique imprégnant et circulant dans les sédiments. Les ions alcalins proviennent uniquement de l'hydrolyse de divers silicates, soit également des eaux marines plus ou moins sursaturées proches. La quantité de silice en solution est suffisamment élevée pour qu'il y ait néoformation siliceuse. Les caractères pétrographiques laissent à penser que l'opale et surtout la calcédoine ont dû précéder le quartz. Il n'est toutefois pas exclu que le quartz microcristallin ait pris naissance directement à partir des solutions, les trois formes de la silice indiquées traduisant un milieu chargé en impuretés (Millot, 1964).

— Les phyllites subissent également des transformations dans ce milieu alcalin. Outre leur répartition particulière dans les lithofaciès les plus grossiers, les dimensions des minéraux argileux impliquent des néoformations ou/et des agradations de minéraux détritiques. Nous discuterons ce problème plus loin.

Il est probable que les plagioclases qui ont résisté aux différentes agressions précédant la cimentation doivent leur maintien dans les roches à l'existence d'abord des solutions alcalines, puis au rôle protecteur du ciment siliceux.

Si, comme nous le supposons, cette silicification est précoce, elle exige un climat de type semi-aride avec des périodes humides alimentant les nappes en eaux douces et agressives, et de longues périodes sèches favorisant les concentrations et la cimentation siliceuse (Muller-Feuga).

c — Le ciment ferrugineux

Très localement existe des niveaux d'arénites à ciment ferrugineux concordants avec la stratification.

Le fer ne cède la place çà et là qu'à de la silice. En lame mince, ce ciment ferrugineux est opaque à légèrement translucide (rouge orangé). Il corrode les éléments détritiques. Un certain nombre d'entre eux, principalement les feldspaths et les quartzites, sont fissurés et éclatés (Pl. XXII, fig. 3). Le fer pénètre dans les clivages, entre les cristaux engrenés ou dans diverses microfractures. Quelques éléments schisteux allongés sont imprégnés par le fer; ils présentent le même aspect que ceux que l'on rencontre dans d'autres arénites.

De la silice de néoformation, sous forme d'accroissement syntaxiques de grains monocristallins de quartz et d'agrégats de quartz fin, est visible par place. Les auréoles sont séparées du noyau détritique par un liséré ferrugineux; un obstacle, grain ou matériau ferrugineux, peuvent les interrompre. Les agrégats remplissent des pores allongés et bordés par du fer compact.

De tels dépôts, caractérisés par la cristallisation importante d'oxydes de fer et la formation d'agrégats silico-ferrugineux, se développent actuellement dans les épandages alluviaux sous un climat semi-aride, plus particulièrement dans la zone de balancement saisonnier de la nappe phréatique (L. I. G. U. S., 1958).

d — La matrice

La matrice, qui représente le liant de granulométrie inférieure à 20-25 μ, apparait constituée par un mélange intime de quartz et de minéraux argileux plus ou moins fortement teintés par du fer. Les phyllites, rarement orientées dans les lithofaciès grossiers, le sont fréquemment dans ceux de granulométrie fine.

Certains éléments, tels les fragments schisteux ou les plagioclases très altérés sont composés des mêmes minéraux: les éléments lithiques, de quartz très fins et de minéraux micacés plus ou moins colorés par du fer, les feldspaths, de séricite et/ou de kaolinite également mélangés à des produits ferrugineux. Dans un certain nombre de cas, notamment lorsque ces grains sont bordés par un anneau ferrugineux, ils s'individualisent

de la matrice. Localement, la présence de plages formées de minéraux argileux orientés alors que l'essentiel de la phase intergranulaire ne présente aucune orientation préférentielle, suggère l'existence d'éléments foliés. Comme le fait remarquer de Booy (1966) il est toutefois à peu près certain que bon nombre de ces éléments passent inaperçus en raison de leur similitude avec la matrice d'origine détritique (ou vraie matrice) ou parce que décomposés par la compaction ou l'hydrolyse, ils ont été intégrés (pseudo-matrice de Booy) à la phase détritique fine. Pour illustrer cette hypothèse, quelques observations: les accordéons de kaolinite s'appuyant sur des grains ou sur un granule ferrugineux possèdent une forme incompatible avec un quelconque transport (Kulbicki et Millot, 1961) les vermicules et pétales de ce même minéral, disposés en agrégats, atteignant parfois plusieurs centaines de microns et occupant de grands pores, sont difficilement attribuables à des particules détritiques transportées telles quelles. Signalons que ces amas ne s'observent pratiquement jamais dans les pélites qui par ailleurs montrent, sous le microscope, les mêmes caractères d'ensemble que ceux dela matrice des arénites.

Le fer, étroitement associé à la fraction argileuse, forme un pigment rougeâtre ou orange modifiant quelque peu les teintes de polarisation des minéraux argileux, ou en agrégats plus ou moins volumineux (localement dépassant le millimètre de diamètre).

4 — La fraction argileuse des roches détritiques et chimiques associées

Afin de pouvoir discuter valablement de l'origine et des transformations éventuelles des minéraux argileux, constituants importants de la majorité des arénites et essentiels des lutites, il est indispensable de prendre également en considération la fraction argileuse des lithofaciès chimiques (calcaires et dolomies).

a — Les faits: les minéraux argileux dans les «Grès de Silves»

Tant dans la zone de bordure du Nord du Tage qu'en Algarve, une différence sensible existe entre la fraction fine des lits argileux et celle des strates composées d'arénites à matrice argilo-ferrugineuse. La première est constituée systématiquement de 90 à 100 % d'illite et de 0 à 10 % de kaolinite; la chlorite, absente ou à l'état de traces dans la plupart des cas, peut atteindre une dizaine de pourcents dans certaines couches du terme NT A 2. La fraction fine des arénites possède les deux mêmes principales espèces, illite et kaolinite, mais leurs pourcentages oscillent en général autour de 50 %; l'illite domine le plus souvent (60 % I, 40 % K), localement elle atteint à peine 10 %. La chlorite n'est jamais exprimée.

Les arénites à ciment carbonaté pénécontemporain et la majorité de ceux à ciment diagénétique renferment rarement plus de 20 % de kaolinite et pas de chlorite. Le minéral essentiel est l'illite. Cette espèce est également la seule à être représentée dans les arkoses et grès feldspathiques à ciment siliceux. Elle y est mieux cristallisée que dans les autres variétés pétrographiques.

Les argiles des dolomies franches de l'Algarve (termes AB 2 et AB 3) comportent pratiquement 100 % d'illite (traces de montmorillonite et/ou de kaolinite).

Dans les aires diapiriques, les résultats des analyses aux rayons X d'échantillons prélevés sur la coupe ayant servi à P. Choffat (1882) pour définir les «Marnes de Dagorda» sont différents.

La figure II-21 montre que les pélites, légèrement dolomitiques et de couleur rouge, renferment de l'illite (40 à 70 %), de la chlorite magnésienne (30 à 60 %) et des traces d'interstratifiés. Les deux premiers minéraux sont bien cristallisés.

Les lits gris clair à vert pâle, nettement plus silteux et de granulométrie très homogène, sont riches en chlorite ($\geqslant 60$ %; I $\leqslant 40$ %).

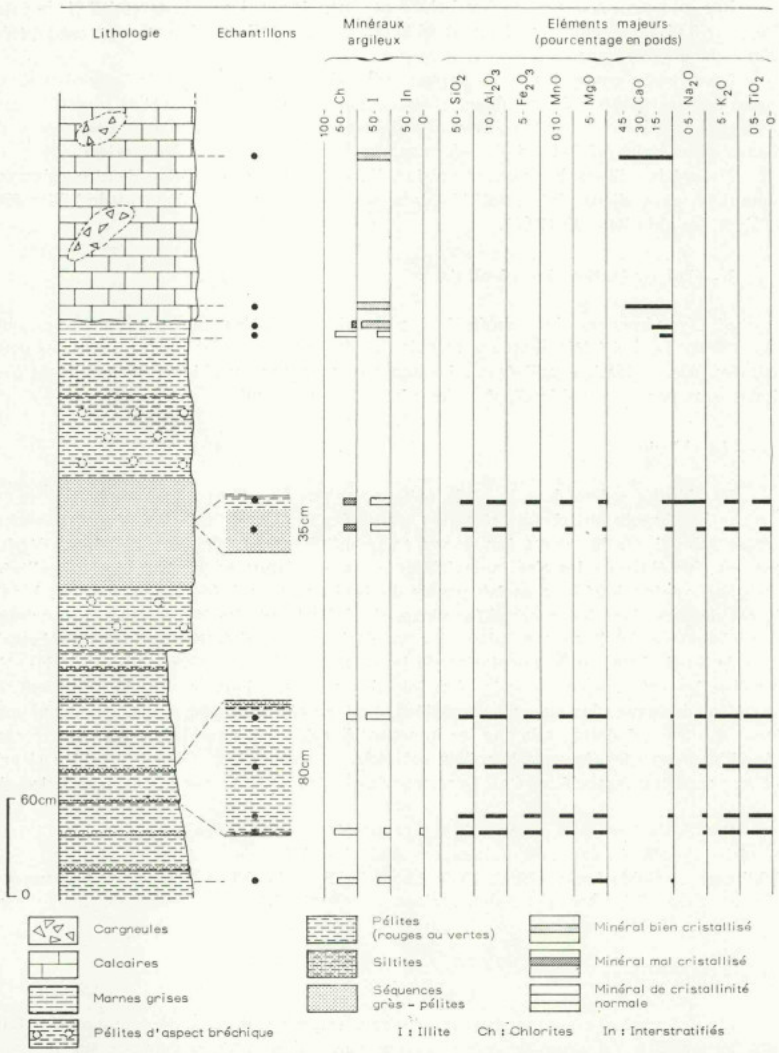


Fig. II-21 — Minéraux argileux et composition chimique des lithofaciès affleurant dans l'aire typhonique de Caldas de Rainha (coupe du Moulin de Dagorda).
Le pourcentage en poids des éléments majeurs des arénites et des lutites a été obtenu par analyse spectrométrique. Le dosage CaO et MgO des termes carbonatés a été fait par la méthode au versénate. Estimation semi-quantitative des espèces argileuses de taille inférieure à 2 microns.

Les grès fins, rouges à taches beiges et cimentés par des carbonates (15 % de dolomite pour 5 % de calcite), contiennent 60 % d'illite et 40 % de chlorite mal cristallisée, légèrement magnésienne.

Les marnes grises situées au passage série détritique («Marnes de Dagorda» *sensu stricto*) — série carbonatée, semblent d'autant plus riches en illite qu'elles sont plus carbonatées. Les calcaires noirâtres, gris ou brunâtres, microséquentiels et à empreintes de cristaux d'anhydrite (cf. I[e] Partie), renferment uniquement de l'illite bien cristalisée.

Deux échantillons d'une coupe voisine, l'un de dolomie fossilifère, l'autre calcaréo-dolomitique et argileux, interstratifiés dans des pélites bariolées, donnent de l'illite (60-70 %) et des chlorites (30-40 %).

b — Interprétation des résultats

Si l'on admet que les lithofaciès les plus imperméables, par conséquent les plus fins, reflètent le plus fidèlement la nature des phyllites sédimentées (Millot, 1964), les deux méthodes d'investigation utilisées, microscopique et roentnographique, se complètent parfaitement et permettent d'interpréter les résultats comme suit.

b. 1 — *La chlorite*

La chlorite existe dans le socle métamorphique (fig. II-23, par exemple [6]). Elle est en revanche absente ou très discrètement exprimée dans les lithofaciès déposés en bordure de celui-ci. On la trouve à nouveau en quantité appréciable dans les dépôts détritiques fins plus éloignés des aires nourricières, sous une forme en général bien cristallisée.

Son origine détritique ne fait pas de doute. Etant un minéral fragile (Millot, 1964), elle est détruite dans les zones d'épandage où s'effectuent des remaniements constants des sédiments et sévit encore l'altération météorique. Son altération précoce protègerait l'illite de l'hydrolyse par augmentation de la saturation des solutions (Millot, 1964). En revanche, les cristaux transportés plus loin des sources, dans un bassin subsident et occupé par des eaux plus ou moins sursalées, sont protégés et même se développent aux dépens d'autres minéraux, tels que les interstratifiés (dont il ne subsiste que des traces) et les illites ouvertes, lorsque le milieu est riche en magnésium. Quand le milieu s'enrichit en potassium (associé au Ca), cette transformation cède le pas à une agradation de l'illite.

Ces évolutions sont comparables à celles déjà observées et étudiées en détail dans des séries de «faciès sursalé», notamment du Trias d'Europe occidentale (Millot, 1949; Füchtbauer et Goldschmidt, 1956, 1959; Lucas 1962) et du aMroc (Millot, 1954; Jeannette et Lucas, 1955). Elles seraient sédimentaires, c'est-à-dire liées aux conditions particulières du milieu de dépôt.

b. 2 — *L'illite*

L'illite, minéral commun dans les épaisses séries détritiques, est pratiquement toujours héritée. Elle est issue de arènes et des sols qui se sont développés sur le socle essentiellement composé de roches cristallines.

Il m'a été possible de retrouver un témoin de cette altération dans la zone où les «Grès de Silves» du Nord du Tage sont les moins épais (Ceras, secteur Areias-Tomar, fig. 25). Située à quelques mètres sous l'horizon-repère à faune hettangienne du sommet de l'unité B (fig. 22), l'altération observée n'a probablement été élaborée qu'au cours du

---

([6]) Voir aussi les résultats d'analyse de S. Courbouleix; 1972.

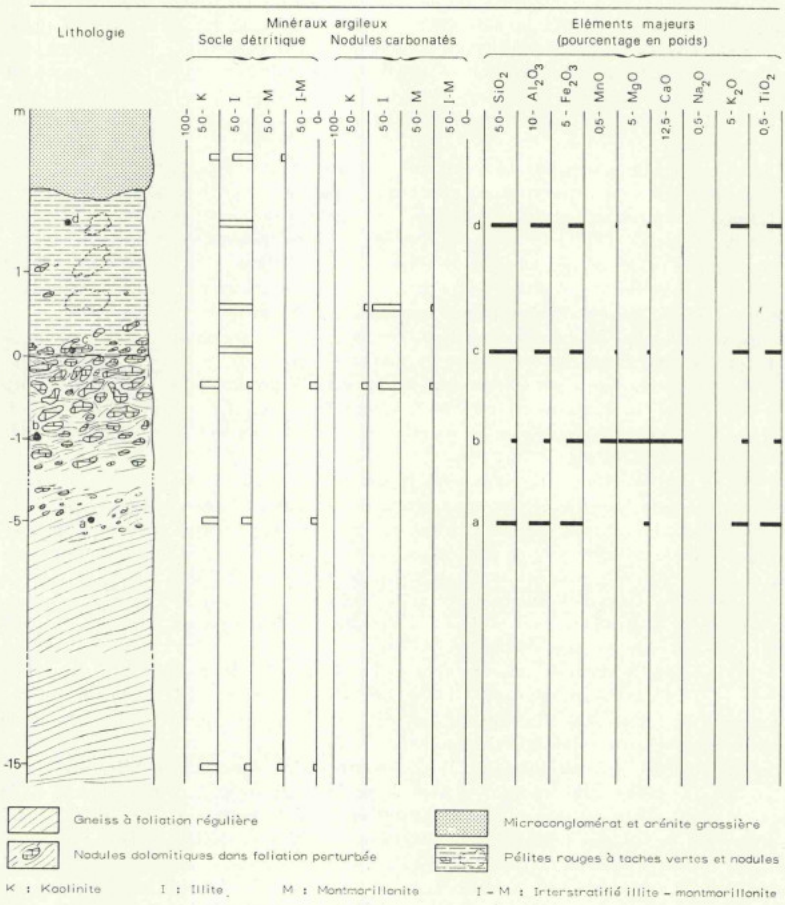


Fig. II-22 — Répartition des minéraux argileux et des éléments majeurs dans le socle gneissique altéré et les premiers mètres de la série des « Grès de Silves » représentés par le terme NT — B 1 (coupe de Ceras; cf. fig. 22).
Profil pédologique pénécontemporain de la sédimentation et kaolinisation postérieure des lithofaciès.

dépôt du terme B 1. Sur le terrain ,on observe en se déplaçant du coeur du massif cristallin vers le sédimentaire (fig. II-22):

— un gneiss à feldspaths blanc crayeux et riches en biotite;

— à environ 5 m du contact, apparaissent des nodules carbonatés bariolés de rouge, vert et jaune, qui se disposent dans la foliation, la déformant légèrement; leur taille et leur nombre augmentent rapidement de sorte que la limite entre le socle et les «Grès de Silves» semble être un contact tectonique. Le gneiss est en paquets de contours irrégu-

liers et de foliation très contournée; les nodules carbonatés, plus ou moins coalescents, forment des boudins disposés en tous sens;

— au-dessus, on trouve une pélite indurée et riche en concrétions sur quelques centimètres, friable ensuite mais renfermant encore quelques nodules isolés. Cette couche est rouge avec des taches vertes et jaune ocre. L'observation attentive permet d'y trouver des grains de quartz de la granulométrie des silts, du mica noir et de minuscules morceaux de roche cristallophyllienne.

Les études de laboratoire donnent des résultats très intéressants.

Le gneiss dépourvu de nodules est constitué par de la biotite fraiche ou présentant des traînées noirâtres soulignant les clivages. Les cristaux, enchevêtrés, ont des contours nets et des caractères optiques normaux. Les lits sombres séparent des mosaïques de fins quartz indentés et des plages formées de vermicules de kaolinite (Pl. XXVI, fig. 1). Dans ces amas, on observe des filaments gris zigzaguant ou soulignant un réseau de maille rectangulaire (Pl. XXVI, fig. 2). Ces plages correspondent à des feldspaths kaolinisées. Des cristaux xénomorphes de dolomite, isolés ou groupés par trois ou quatre, sont disposés çà et là; certains sont inclus dans les amas de kaolinite.

La diffractométrie a mis en évidence: à 15 m sous la discontinuité majeure (— 15 m), 50 % de kaolinite, 20 % d'illite ouverte, 10 % d'interstratifiés illite-montmorillonite (10 I-14 M) et 20 % de montmorillonite. A moins 5 m, 50 % de kaolinite, 20 % d'interstratifiés et 30 % d'illite ouverte (fig. II-22).

Dans la zone située à proximité des pélites (— 1 m sous le contact), les lits sombres du gneiss sont constitués aux trois-quartz de cristaux de biotite possédant des indices d'altération. Suivant les cas, les cristaux possèdent de nombreuses traînées brun noir et leur teintes de pléochroïsme et de polarisation sont moins élevées et leurs contours sont plus flous, ou bien ils semblent se dissocier en petites plages polarisant dans les jaunes du premier ordre. Certaines lamelles sont grises en lumière polarisée; elles sont l'exception. Les vermicules de kaolinite sont toujours abondantes. Le feldspath est difficilement identifiable. La dolomite est peu exprimée.

Les rayons X donnent pour ce type de roche: 60 % de kaolinite, 20 % d'illite ouverte et 20 % d'interstratifiés 10 I-14 M. Les pélites surmontant le socle contiennent uniquement de l'illite. Les diagrammes mettent également en évidence du quartz et du feldspath microdivisés (taille inférieure à 2 μ).

Les nodules, dolomitiques (fig. II-22), montrent des choses assez différentes.

Ceux de petite taille situés à la base du profil contiennent, à côté du quartz, de la biotite plus ou moins oxydée et des feldspaths non maclés renfermant des micas blancs de différentes tailles. Ces feldspaths sont fortement pélitisés; certains cristaux ne renferment aucune trace de minéral argileux, d'autres contiennent des paillettes attribuables à des séricites. Localement leur bordure apparait nettement plus limpide que le coeur. Ces cristaux ont des tailles variables, les plus gros dépassent 2 mm de long.

Les carbonates, en grands cristaux xénomorphes teintés par le fer, corrodent intensément les tectosilicates présents, en particulier les feldspaths. Il n'y a pas pénétration préférentielle le long des clivages (comme pour les grains de feldspath de certaines arénites) et les mosaïques de quartz ne sont pas dissociées. Des filonnets recoupant indifféremment les silicates et les plages de dolomite sont occupés par du quartz et/ou de la kaolinite. Dans les nodules coalescents du haut, les minéraux silicatés et le quartz sont rarement juxtaposés; ils baignent dans un ciment carbonaté tantôt microcristallin et coloré par le fer, tantôt plus largement cristallisé et limpide. Les micas sont pour la plupart dissociés, le carbonate ayant pénétré dans les clivages (Pl. XXVI, fig. 3). Certains cristaux sont remplacés par une masse opaque, ferrugineuse; les autres présentent des teintes de polarisation plus faible que la normale. Des feldspaths, troubles ou renfermant des paillettes de séricite, s'observent également. Les analyses aux rayons X fournissent les renseignements suivants: 20 % de kaolinite, 70 % d'illite ouverte, 10 % de montmorillonite et des traces de quartz et de feldspath (fraction inférieure à 2 μ).

Les nodules localisés dans la pélite bariolée sont assez semblables à ceux du socle. Les silicates, plus un moins corrodés, sont toujours d'origine métamorphique. Ceux-ci se présentent en grains isolés; localement des plages pluricristallines à quartz, feldspath et biotite permettent de reconnaître le matériau d'origine. On observe également des cristaux phylliteux d'une centaine de microns de long pour 20 à 30 μ de large, formés de bandes incolores et de bandes brunes plus fines, pléochroïques dans les bruns. Les teintes de polarisation des dernières sont sensiblement celles d'une biotite normale et plus élevées que celles des bandes intercalaires.

La plus grande partie de la dolomite est en cristaux xénomorphes zonés, le zonage étant marqué par un coeur grisâtre et une bordure limpide. Du fer auréole pratiquement chaque particule silicatée. Les lames ne montrent pas de kaolinite, ce que confirme la diffractométrie. Ces nodules, comme l'encaissant pélitique, sont constitués presque essentiellement d'illite ouverte (un peu de montmorillonite et de kaolinite ainsi que des traces de quartz et de feldspath).

On se trouve en présence d'un profil pédologique. La présence des nodules dolomitiques indique que le milieu était alcalin et confiné. Ce fait et l'absence de kaolinite dans la pélite et les nodules (sinon à l'état de remplissage de fissures) permettent de penser que la majeure partie sinon la totalité de ce minéral n'est pas contemporain mais postérieur par rapport aux autres espèces présentes, sa formation nécessitant un milieu bien drainé où existe une forte désaturation des solutions (Millot, 1964; Paquet, 1970). De la kaolinite peut dans certains cas se former à partir des feldspaths, parallèlement au développement de la montmorillonite (Tardy, 1969). Si cela était, on s'explique mal son absence totale dans la pélite; la kaolinite est en effet un minéral stable qui ne se transforme qu'exceptionnellement et qui, vu sa taille, n'est pas lessivée préférentiellement lorsqu'elle est associée à l'illite (ce qui peut être en revanche le cas de la montmorillonite; Paquet, 1970). La montmorillonite et l'interstratifié illite-montmorillonite prennent naissance dans des profils mal drainés à partir de l'hydrolyse de certains silicates, notamment de minéraux noirs (Paquet, 1970). Quant à l'illite, elle peut être issue des feldspaths, des micas, mais aussi semble-t-il, des autres argiles présentes (avec apport de K^+) et moins stables qu'elle. Ce phénomène de transformation existe fréquemment dans les profils pédologiques de zones soumises à un climat d'aridité marquée. L'association de nodules carbonatés et d'illite rappelle en effet les «caliches» des climats semi-désertiques (Aristarain, 1971).

Les illites bien cristallisées auréolant les grains cimentés par de la silice pourraient avoir une histoire différente de celle des illites rencontrées dans les autres lithofaciès. En effet, G. Millot (1964, p. 381) signale à propos des «pelicules micacées qui entourent les grains de quartz d'une fine enveloppe concentrique»... «Nul doute que ces phyllites ne soient néoformées par diagénèse sur leur support siliceux et leur présence avec des auréoles de calcite ou d'opale montre que le milieu était alcalin» mais précise plus loin que les «illitisations de diagénèse... peuvent être soit des transformations, soit des néoformations». Dans le cas qui nous intéresse, on remarque l'absence d'éléments schisteux, quelle que soit la granulométrie des arénites. Il est probable que ceux-ci ont alimenté la fraction argileuse, soit qu'il y ait eu désagrégation essentiellement mécanique, soit également une dissolution, comme le suggère les corrosions intense des autres éléments présents.

Enfin, dans les aires diapiriques, l'illite héritée, placée dans un milieu riche en potassium, s'agrade.

b. 3 — *La kaolinite*

Sa répartition dans les différents lithofaciès montre que ce minéral est en partie détritique, en partie diagénétique. Le tri hydrodynamique qui peut s'effectuer en raison des dimensions différentes de la kaolinite et de l'illite n'est pas suffisant pour expliquer les grands écarts de pourcentages existant entre les deux termes arénites (à matrice) et pélite d'une même séquence.

Les cristaux de kaolinite des pélites et une proportion au moins égale de ceux localisés dans les arénites (et rudites) peuvent être considérés comme détritique. L'abondance des plagioclases kaolinisés en inclusions dans les orthoclases ou dans les galets de granite et leur faible quantité en grains isolés laissent à penser que se minéral détritique provient principalement des manteaux d'altération et des sols formés sur les massifs granitiques. Les observations faites dans la région de Luso montrent que la série cris-

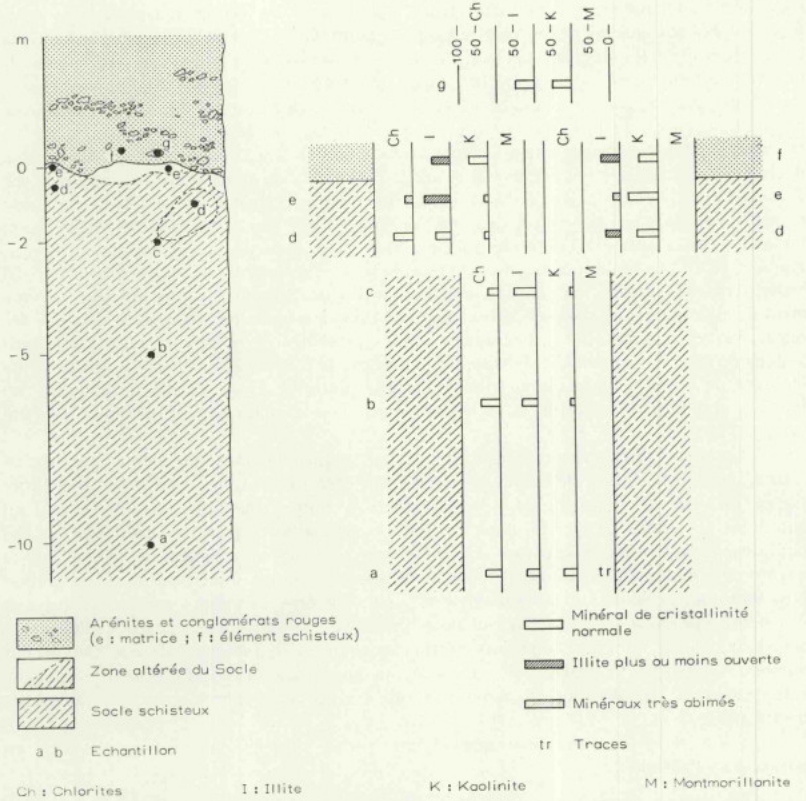


Fig. II-23 — Minéraux argileux dans le socle cristallophyllien et la base (terme A 1) des «Grès de Silves» du Nord du Tage (coupe de Luso).
Présence dans les zomes protégées de l'érosion (creux) de reliquats d'une phase d'altération très agressive, antérieure au dépôt détritique riche en éléments lithiques et feldspaths.

tallophyllienne a également pu fournir de la kaolinite à l'aire de sédimentation triasique du Nord du Tage.

A Luso même (R. N. 2), les conglomérats et les arénites rouges de A 1 reposent suivant une surface irrégulière sur la série des «Schistes et grauwackes» anté-ordovicienne (fig. II-23). A cet endroit, celle-ci est représentée par des schistes gris-vert à traînées rouges. Là où la surface de ravinement forme un creux (25 cm de profondeur pour moins de 2 m de long), on observe une roche de couleur blanche et onctueuse au toucher, de schistosité peu marquée. Son analyse aux rayons X donne 80 % de kaolinite bien cristallisée (cf. Pl. XXVI, fig. 5 et 6) et 20 % d'illite très ouverte. Des échantillons pris latéralement et dessous (fig. II-23) contiennent à peine 10 % de kaolinite, de l'illite (60-70 %) et des chlorite abimées. S. Courbouleix (1972) a mis en évidence des niveaux semblables au contact entre le Permien détritique rouge et la série cristallophyllienne. Ces concentrations de kaolinite devraient correspondre à des reliquats d'une ou de plusieurs phases d'altération très agressive, antérieure à la mise en place des «Grès de Silves».

La majeure partie de la kaolinite des arénites à matrice argilo-ferrugineuse doit toutefois être considérée d'origine diagénétique.

On pourrait penser que sa formation est contemporaine des silicifications de la subdivision B. Il n'est pas possible de retenir cette hypothèse, car les pélites et les arénites voisines, sensiblement de même âge, sont respectivement illitiques et riche en orthoclases; les grès siliceux ne contiennent que de l'illite bien cristallisée et même des plagioclases.

L'hypothèse la plus vraisemblable consiste à relier la kaolinisation et certaines dégradations, comme le développement de muscovites bâillantes, à une phase tardi-diagénétique. Quand on sait qu'au Plio-Pléistocène, la topographie existante est peut différente de l'actuelle et le climat très agressif (Haguenauer, 1973), on est tenté de situer cette phase à une époque très récente.

Quel que soit son âge, cette phase a dû modifier assez sensiblement la composition minéralogique des lithofaciès les plus perméables («Grès de Silves» et socle comme à Ceras). Les pélites, les grès à ciment carbonaté et siliceux ont été en revanche épargnés, ce qui permet d'expliquer certaines anomalies, telle la présence très locale des plagioclases isolés et sains.

5 — Analyse stadiale

Le tableau 24 rassemble les observations faites au cours de l'analyse pétrographique des arénites et certaines des interprétations avancées jusqu'ici concernant l'évolution des produits libérés par le continent. Il nous servira de point de départ pour dégager les faits marquants de la lithogénèse des dépôts étudiés.

La prédominance de l'illite dans la fraction argileuse, aux côtés des orthoclases, de la muscovite, de la biotite et d'éléments lithiques divers, suggère des conditions d'altération ménagée.

Les hydrolyses des silicates, qui se développèrent sur les reliefs ainsi que sur l'aire d'épandage continental, n'atteignent que les silicates les plus fragiles, plagioclases, biotites et chlorites. Les orthoclases résistent bien et parviennent en grande quantité dans les zones de sédimentation. Il est possible que leur altération, lorsqu'elle se manifestait, protégeait de la décomposition une partie des micas noirs (Millot, 1964). Dans certaines conditions, il semble que la muscovite se dégradait également, évoluant en kaolinite comme les plagioclases (micas non bâillants).

Un tonnage important de fer est libéré par le continent. Il voyage sous diverses formes, mais vraisemblablement pas à l'état d'hématite qui est pourtant la forme actuelle du fer des dépôts rouges (Meyer, 1973; Van Houten, 1973). Une autre partie, issue de l'alté-

AIRES NOURRISSIERES	ZONE D'EPANDAGE CONTINENTAL	BASSIN SUBSIDENT ∓ SURSALE
Roches granitiques et cristallophylliennes silico-alumineuses (Massif Hespérique)		Transport (remaniements)
Roches saines		Agradations et dépôt du matériau argileux
Manteaux d'altération	Transport et remaniements	Précipitation du chimique: carbonates — évaporites
Sols	Façonnement Fractionnement Classement Erosion	
	Dépôt du détritique; précipitations de solutions; sols et processus d'altération divers (dégradation, hydrolyse..., corrosion...)	
	↓	↓
	Pélites — shales — argilites — marnes — dolomies	
	Roches imperméables à minéraux détritiques terrigènes peu ou non transformés par la diagénèse et l'épigénèse. Illite ⩾ kaolinite et chlorite. Muscovite fraiche, biotite fraiche et oxydée, micas dégradés non bâillants. Quartz, feldspaths, minéraux lourds. Fer diffus ou en granules.	Grès, siltites, pélites, marnes à illite ~ chlorite magnésienne et un peu d'interstratifiés
	Arénites à ciment carbonaté pénécontemporain (dolomite >> calcite)	Calcaires: avec traces de vie et sulfates en traces; illite bien cristallisée
	Quartz, orthoclases à inclusions de plagioclases à différents stades d'altération (pas de formes à canalicules). Plagioclases plus ou moins hydrolysés. Eléments lithiques divers: les «schistes» ne sont pas déformés, ils possèdent souvent une auréole ferrugineuse. Muscovite non bâillante, biotite fraiche et oxydée, micas dégradés non bâillants. Fraction argileuse avec illite > kaolinite, k en remplissage de pores; localement gypse. Bioturbation fréquente, corrosion tantôt intense allant jusqu'à l'éclatement des éléments, tantôt nulle.	Calcaire dolomitique et dolomie azoïques ou à Mollusques; illite > chlorite
		Evaporites: sel gemme, gypse-anhydrite (en profondeur)

Arénites à ciment siliceux (opale, calcédoine, quartz microcristallin)

Quartz, orthoclases à inclusions de plagioclases à différents stades d'altération (pas de formes à canalicules). Plagioclases avec peu ou sans minéraux argileux. Eléments lithiques mais pas de grains «schisteux». Muscovite fraiche, biotite fraiche et oxydée, micas dégradés non bâillants: fraction argileuse plus ou moins abondante: pelliculaire et uniquement représentée par de l'illite bien cristallisée. Corrosion intense des grains.

Arénites à ciment ferrugineux

Quartz, orthoclases, éléments lithiques fortement corrodés et dissociés par des oxydes de fer. Présence de silice.

Arénites à ciment carbonaté secondaire

Quartz, orthoclases à inclusions de plagioclases à tous les stades d'altération. Plagioclases kaolinisés. Eléments lithiques divers dont des fragments schisteux déformés. Muscovite fraiche, parfois variété bâillante, biotite fraiche et oxydée, micas dégradés non bâillants. Fraction argileuse avec illite > kaolinite. Accroissements secondaires antérieurs à la corrosion, qui est intense mais sans éclatement.

Arénites à matrice argilo-ferrugineuse

Quartz, orthoclases à inclusions de plagioclases à tous les stades d'altération. Plagioclases isolés à différents stades d'altération. Eléments lithiques divers, ceux «schisteux» sont déformés et souvent ferruginisés. Muscovite fraiche et bâillante, biotite fraiche et oxydée, micas dégradés non bâillants. Matrice avec illite et kaolinite en proportions variables. Fer diffus, granules, auréoles; accroissements secondaires de silice et feldspath postérieurs au fer.

Tableau 24 — Les différentes phases de l'évolution du matériau détritique de la granulométrie des arénites et des lutites.

ration *in situ* de minéraux contenant du fer, alimente les solutions, colorant ou non en rouge les dépôts.

L'ensemble de ces caractères permet d'exclure les climats très agressifs, c'est-à-dire tropical humide et équatorial. Le climat aride et chaud semble également devoir être éliminé, car pour de nombreux auteurs, non seulement il n'engendre pas la couleur rouge, mais en plus préserve les plagioclases et détruit préférentiellement les orthoclases (Rondeau, 1958; Tardy, 1969). Les climats compatibles avec la composition pétrographique des différents lithofaciès étudiés, qu'ils soient rouges ou beiges, sont les climats chauds à périodes alternativement humides et sèches. Ce type climatique, qui sévit sur et en bordure de reliefs vivants, livre aux cours d'eau la plupart des silicates qui peuvent s'accumuler sous forme d'alluvions en bordure du continent sans subir, sauf exception, de modifications notablement différentes de celles qui sont à l'origine de leur libération au niveau des aires nourricières. Les périodes humides assurent les altérations chimiques et la distribution du matériau terrigène, les périodes sèches la fixation du fer, la précipitation des carbonats (et leur transformation: $CO_3Ca \rightarrow CO_3Ca - CO_3Mg$) et dans certaines conditions, les silicifications.

Les éléments détritiques terrigènes incorporés dans des lithofaciès imperméables pélites, shales, argilites, marnes, arénites à ciment carbonaté pénécontemporain et dolomies pénécontemporaines (voir chap. suivant), sont très rapidement protégés de l'influence des eaux, principal agent responsable des hydrolyses. Dans ce type de dépôt, il y a blocage du processus de kaolinisation diagénétique. L'illite et la kaolinite qui lui est très largement subordonnée, sont héritées; les micas dégradés non bâillants et les plagioclases partiellement kaolinisés ont été cimentés tel quel.

Les seules modifications qui se manifestent au cours de la cimentation ou après celle-ci sont liées aux processus de cristallisation des carbonates: il s'agit d'une corrosion allant parfois jusqu'à l'éclatement des éléments (processus pédogénétique) et dans certains cas s'accompagnant d'un déplacement de matériel (minéraux phylliteux, voir plus loin).

Le blocage des hydrolyses conduisant à la kaolinite existe également dans les arénites à ciment siliceux, dont l'origine précoce est très vraisemblable. Cette cimentation a été précédée d'une corrosion intense des éléments et accompagnée par une transformation, voire une néoformation, de minéraux argileux.

Dans les arénites ayant acquis un ciment carbonaté plus ou moins tardivement au cours de la diagénèse, les minéraux fragiles ou sensibilisés à l'altération avant leur dépôt, ont été hydrolysés dans le dépôt lithifié ou non (plagioclases entièrement kaolinisés, muscovites bâillantes, orthoclases à canalicules). Cette kaolinisation a ensuite été bloquée de sorte que l'illite, sans être aussi abondante que dans les lithofaciès analysés ci-dessus, est toujours le minéral prédominant dans la fraction inférieure à 2 microns.

La mise en place de ce ciment s'accompagne généralement d'une corrosion intense. Dans un cas précis (cristallisation de rhomboèdres zonés), on constate que d'une part les processus de cimentation peuvent être très complexes et liés à des changements importants et rapides des conditions physico-chimiques du milieu et d'autre part le fer est un élément chimique qui intervient toujours d'une manière active dans les solutions diagénétiques.

Dans les arénites à matrice argilo-ferrugineuse, la fréquence des muscovites bâillantes et des gros agrégats de kaolinite ainsi que le pourcentage anormalement élevé de cette dernière espèce par rapport à celui enregistré dans les autres lithofaciès impliquent une altération diagénétique ou même épigénétique de certains des constituants. Nous avons émis l'hypothèse d'une phase importante de kaolinisation épigénétique, plio-pléistocène . Les faits indiqués ci-dessus posent le problème général de l'origine de la matrice ou plus précisément de la fraction argileuse (généralement prédominente) de celle-ci.

Dans certains environnements, par exemple celui caractérisé par les courants de turbidité (Kuenen et Migliorini, 1950) ou le piedmont (Blissenbach, 1954; Tricart, 1959 a;

Bull, 1964), le tri hydrodynamique ne s'effectuant pas, les différentes fractions granulométriques de la charge sont déposées en même temps. C'est de cette manière que se sont très vraisemblablement formées certaines de nos arénites, hétérogranulométriques et particulièrement riches en argiles (% supérieur à 40 %) (voir paragraphe suivant). Dans la plupart des cas tautefois, les agents hydrodynamiques transportant du matériau de la taille des sables (7) ne déposent pas simultanément les grossiers transportés sur le fond et les fines véhiculées en suspension (Pettijohn, Potter et Siever, 1972). Une partie des éléments fins peut néanmoins être piégée sur le fond ou bien introduite postérieurement lorsqu'une phase passive succède à une phase active de la sédimentation. Ces processus de remplissage des vides intergranulaires ne sont toutefois pas suffisants pour expliquer l'abondance de la matrice de nombreuses arénites, en particulier celles caractérisées par un litage oblique de grande taille (faisceaux groupés).

L'identité des caractères des phyllites des éléments schisteux et feldspathiques d'une part, de la matrice d'autre part, permet de penser que les premiers ont engendré la seconde par désagrégation et/ou hydrolyse avant, pendant ou après la compaction. Les faibles proportions de minéraux argileux dans les arénites à ciment carbonaté pénécontemporain tend également à confirmer cette hypothèse. L'absence de matrice argileuse dans les arénites à dolomie diagénétique (poecilitique en particulier) semble être dûe en revanche à l'élimination du matériau silicaté fin. S'agit-il d'une dissolution comme l'admettent de nombreux auteurs et le laissent penser la corrosion du quarts et l'existence de fantômes de fragments lithiques, ou d'une élimination par déplacement latéral ou vertical sous l'action d'eaux circulant dans un sédiment ou une roche relativement perméable? Cette seconde hypothèse peut être retenue pour expliquer que des termes de granulométrie très fine (grès très fin, siltite) à ciment carbonaté de sommet de séquence contiennent beaucoup moins de phyllites que les termes gréseux grossiers sous-jacents.

D — LES ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES DES ARÉNITES ET DES LUTITES

1 — Méthodologie

Les études pétrographiques et diffractométriques des roches détritiques montrent que:

— les arénites à ciment carbonaté, ferrugineux et siliceux, constituées de particules plus ou moins intensément corrodées, sont impropres à l'analyse par tamisage. L'établissement de la granulométrie par comptage est également le plus souvent impossible, les grains possédant une forme qui ne correspond plus à celle d'origine;

— les arénites dont les grains présentent un nourrissage conséquent doivent être éliminées;

— il est illusoire de vouloir tirer des informations précises de la distribution des tailles de la matrice, celle-ci ne présentant souvent que des rapports assez ténus avec le matériau fin sédimenté;

— la technique d'analyse granulométrique doit être adaptée aux caractères texturaux de la roche. Ainsi, pour les arénites finement granoclassées du terme A 2, le comptage sur lame mince, qui permet de déterminer la granulométrie de chaque terme ou de chaque unité microséquentielle, donne des résultats beaucoup plus significatifs qu'un tamisage global de la strate composée généralement de plusieurs unités.

Avec les arkoses et les arénites à matrice argilo-ferrugineuse, qui représentent la majeure partie des arénites du Nord du Tage, des problèmes particuliers sont apparus.

(7) On peut exclure les sables très fins et souvent même les sables fins.

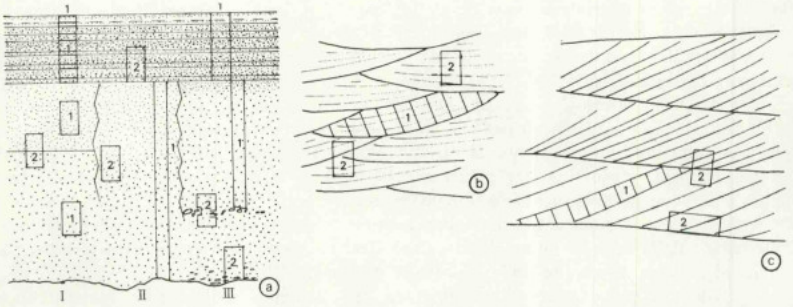


Fig. II-24 — Schéma donnant la position des échantillons choisis (1) et de ceux qu'il convient de ne pas prélever pour effectuer des analyses granulométriques (ou d'autres études). Dans les séries pourvues ou non d'un litage net (a), le prélèvement tient compte de l'agencement séquentiel et de l'hétérogénéité ou de l'homogénéité des lithofaciès. Dans les dépôts caractérisés par un litage oblique (b et c), il convient d'échantillonner des unités de stratification complètes, faisceau (b) ou feuillet élémentaire (c) suivant le but recherché.

Le choix des prises, déterminé par l'agencement séquentiel, la structure et la texture des lithofaciès, n'a pas soulevé de difficulté majeure. Chaque échantillon a été systématiquement localisé par rapport aux diastèmes et aux termes encaissants, ce qui permet d'une part d'éviter les prélèvements «mixtes», c'est-à-dire correspondant à des phases de dépôt nettement différents (fig. II-24), d'autre part de comparer entre elles seulement des données ayant une signification hydrodynamique semblable.

Malgré ce choix, l'exploitation des résultats granulométriques par tamisage n'a pu être poussée aussi loin que souhaitée, la granulométrie originelle de l'échantillon étant plus ou moins fortement affectée en raison de la fragilité de certains constituants, feldspaths et éléments lithiques schisteux par exemple.

Dès la première mission, je me suis rendu compte que les feldspaths avaient tendance à se cliver lorsque l'on extrait le matériau de l'affleurement et ceci quelles que soient les précautions prises. Si le pourcentage d'individus cassés reste limité à ce stade, il augmente considérablement au cours du transport depuis le lieu du prélèvement jusqu'au laboratoire (bateau, train, camion). Pour le vérifier, plusieurs échantillons plus ou moins riches en feldspaths furent scindés en deux parties: une fut placée avec le reste du matériau en caisse, l'autre manipulée avec soin et acheminée par automobile (8).

Les courbes granulométriques obtenues sont sensiblement différentes (fig. II-25). Celles résultant des échantillons les moins choqués sont régulières et unimodales ou présentent un très léger palier entre 0,700 et 0,500 mm (fig. II-25 a). En revanche, les échantillons ayant subi un transport différent, accusent un mode plus fin ou même une bimodalité marquée. L'examen à la loupe binoculaire des différents refus montre que les feldspaths et les éléments schisteux sont impliqués (fig. II-25 b et b').

Dans ces conditions il aurait fallu travailler essentiellement sur le quartz non nourri ce qui aurait entraîné un travail hors de proportion avec les résultats escomptés.

Lorsque cela fut possible, la granulométrie a été déterminée par comptage, sur lame mince, à l'aide du «compteur de taille de particules» TGZ Zeiss (9).

(8) Ont été transportés de cette manière, les échantillons fragiles, principalement les fines dalles porteuses de fossiles, de traces de vie et des structures intéressantes: rides, pseudomorphoses de sel, etc. ... Le reste des échantillons, représentant en moyenne 500 kg, était confié à une société spécialisée.

(9) Le comptage se fait sur photographie d'agrandissement connu. Pour permettre au spot lumineux d'être parfaitement visible, le papier doit être mince (type Kodaline D).

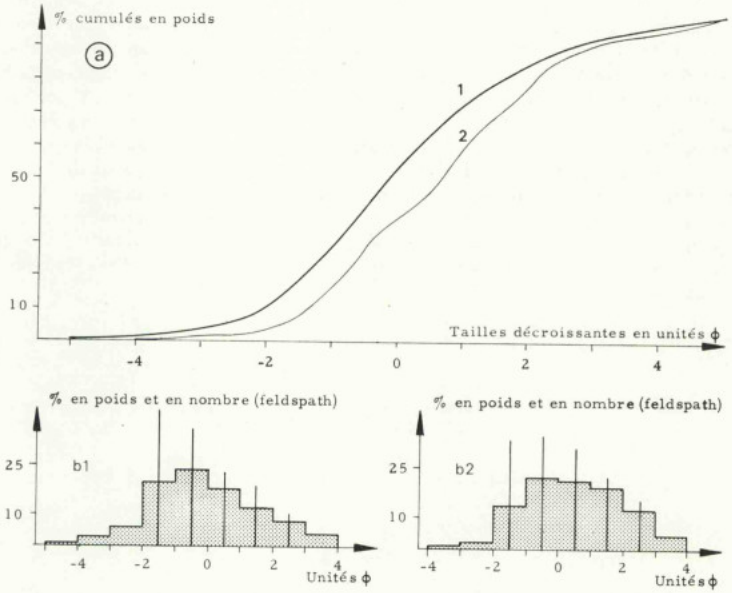


Fig. II-25 — Les courbes granulométriques 1 et 2 (a) et les histogrammes respectifs (b1 et b2) représentent les deux parties d'un échantillon acheminées par des voies différentes du lieu de prélèvement au laboratoire. La granulométrie et le pourcentage des feldspaths (traits) dans les différentes fractions de ces deux tamisages sont sensiblement différents: ces éléments se fragmentent sons l'effet des chocs.

2 — Les courbes granulométriques et leur interprétation

Les courbes par tamisage, plus ou moins déformées, n'ont pas été exploitées une à une, mais groupées afin de dégager les tendances générales. Pour la même raison, parmi les multiples paramètres proposés par la littérature (Krumbein, 1939; Cailleux et Tricart, 1959; Folk, 1966) susceptibles de caractériser les dépôts, seul le coefficient de classement («sorting» de Trask, So et Soψ) fut calculé. Ses valeurs donnent une idée générale du classement.

Les comparaisons que l'on peut faire entre nos courbes classiques (semi-logarithmiques; en unités phi) et celles obtenues à partir de sédiments ou de roches d'origine connue, permet de dire que la majorité des arénites des termes A 1, B 1 et C 1 du Nord du Tage, AB 1 de l'Algarve et la base de la série de Santiago de Cacem, présente des caractères de dépôts fluviatiles (fig. II-26 a et II-29 a). La plupart des graphiques sont en effet dans l'ensemble d'inclinaison moyenne, ni aussi forte que ceux des dépôts éoliens ou de littoral marin franc, ni aussi étalées que les courbes caractérisant les dépôts en vrac, nappes étales (sheet flood) ou écoulement boueux (mud-flow).

Le sorting est en moyenne compris entre 1 et 3 ce qui signifie que le classement est bon à moyen (Pettijohn, 1957). Ce sont les arénites à litage oblique qui admettent les valeurs les plus faibles. D'une manière générale, le classement augmente de la base au sommet de la séquence.

Dans la partie inférieure des «Grès de Silves» des affleurements septentrionaux (principalement au Sud de Coimbra) et de Santiago de Cacem, ainsi que localement (Coimbra) dans B 1, existent des arénites dont les courbes très plates et les valeurs du So (4 à 6) présentent beaucoup d'analogie avec des dépôts de cônes alluviaux (alluvial-fans des auteurs anglo-américains) (Bull, 1964). Ces couches renferment une matrice abondante (25 à plus de 50 %) isolant largement des éléments de la granulométrie des sables et des rudites fines. Cette matrice argileuse est très vraisemblablement contemporaine du matériau grossier, qui est très hétérogranulométrique (fig. II-26 b). Pour W. B. Bull (1964), il n'est pas souvent aisé de faire la différence entre un dépôt lié à un écoulement boueux et celui provoqué par des eaux étales. Les agents du premier type peuvent être visqueux ou fluides et passer d'un état à l'autre lors de leur propagation et de ce fait donner naissance à des accumulations très ou peu différentes de celles déposées dans des nappes d'eau claire.

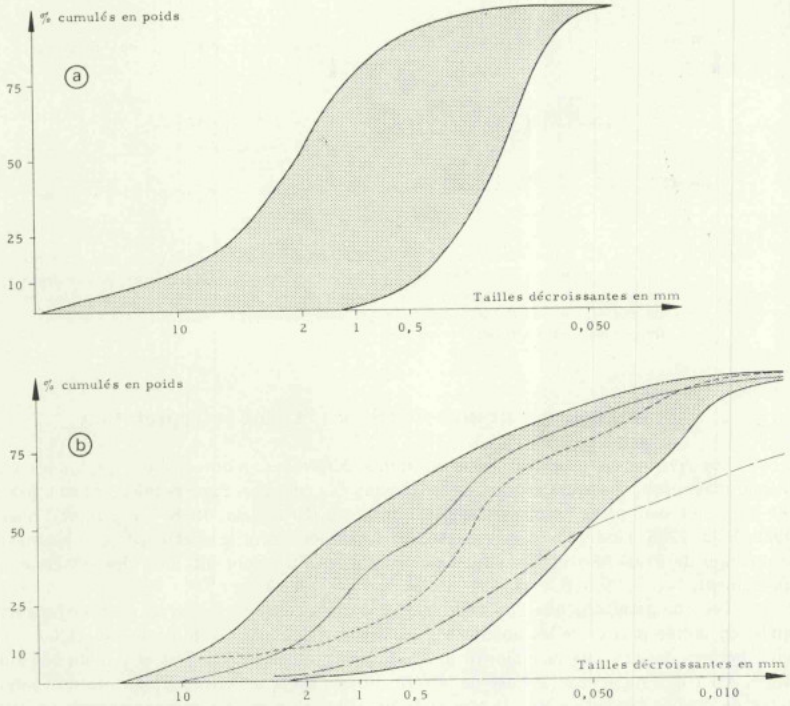


Fig. II-26a — Enveloppe des courbes granulométriques de 140 échantillons d'arénites prélevés dans les termes NT— A 1 (50 échantillons), NT— B 1 (50 échantillons), NT— C 1 (15 échantillons) SC — base (25 échantillons). Dépôts de type fluviatile.

Fig. II-26b — Enveloppe des courbes granulométriques d'arénites caractérisées par une hétérogranulométrie marquée et liée en général à un fort pourcentage de matrice (35 échantillons, 25 de A 1, 10 de la base de B 1). Les courbes dessinées qui s'inscrivent dans cette enveloppe représentent des sédiments récents attribuées à des dépôts dits «intermédiaires» entre l'écoulement boueux et aqueux; celle de pente plus faible correspond à un dépôt de «mud-flow» (Bull, 1964).

Le sommet de nombreuses séquences détritiques est représenté par un terme riche en argiles: pélite, shale, argilite. Certaines pélites, à grains détritiques grossiers (taille dépassant le millimètre) présentent un mauvais classement. Bien que rarement décrites, elles semblent assez fréquentes dans les formations fluviatiles à rythmes essentiellement détritiques (Permo-Trias de Lorraines et de la bordure orientale du Massif Central; observations personnelles).

On peut leur attribuer diverses origines; je pense soit à une rupture de berge d'un chenal en période de hautes eaux, soit à une érosion par ruissellement lors de fortes pluies de petits monticules sableux surplombant une flaque soumise à une sédimentation essentiellement pélitique.

Les analyses granulométriques, faites sur lame mince, de grès finement granoclassés (NT-A 2 et Al-AB 2) donnent des résultats très intéressants.

Lorsque le granoclassement est dû à la superposition de deux termes nettement tranchés, la courbe est soit nettement bimodale, soit unimodale. Ce dernier cas s'expli-

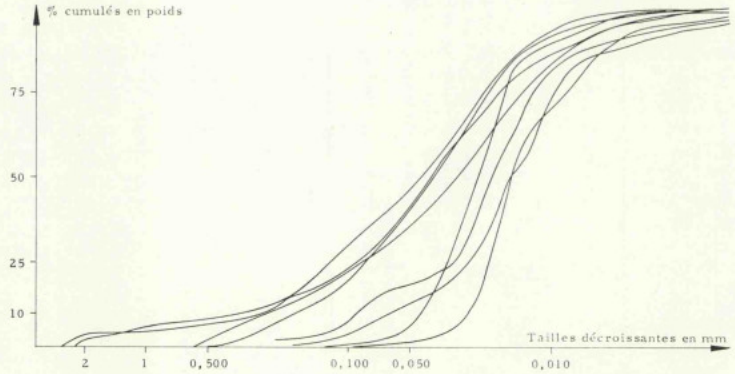


Fig. II-27 — Granulométrie de pélites prélevées à différents niveaux de la série du Nord du Tage. Les courbes présentant le plus grand étalement caractérisent de nombreux lits lenticulaires terminant les séquences grossièrement détritiques des termes A 1 et B 1; celles dont le tracé indique un meilleur classement correspondent à des pélites des termes NT—A 2 et Al — AB 2.

que par le fait que le terme de base est hétérogranulométrique et contient les classes que l'on pourrait s'attendre à trouver dans des termes de passage (fig. II-28 a). Les graphiques de ce type de granoclassement ne se distinguent pas de ceux obtenus à partir d'unités caractérisés par un passage progressif entre termes.

Lorsqu'il y a succession de granoclassements à dérive positive, la courbe enregistrant l'ensemble de la granulométrie est unimodale. Elle est en revanche généralement à paliers si les rythmes successifs n'admettent aucune évolution particulière (fig. II-28 b).

Le terme inférieur de ces séquences unités est tantôt de texture hétérogène et renferme des éléments dépassant 2 mm, tantôt homogène et de granulométrie plus fine (Md = 0,500 mm; fig. II-28 c). Le terme supérieur est en revanche assez systématiquement bien classé; il s'agit de grès fin ou de siltite propre (ciment carbonaté) ou peu argileux (fig. II-28 d).

L'ensemble de ces résultats, ainsi que la très grande extension latérale de ces fines unités (quelques millimètres à 5 cm d'épaisseur) pour plusieurs mètres à quelques dizai-

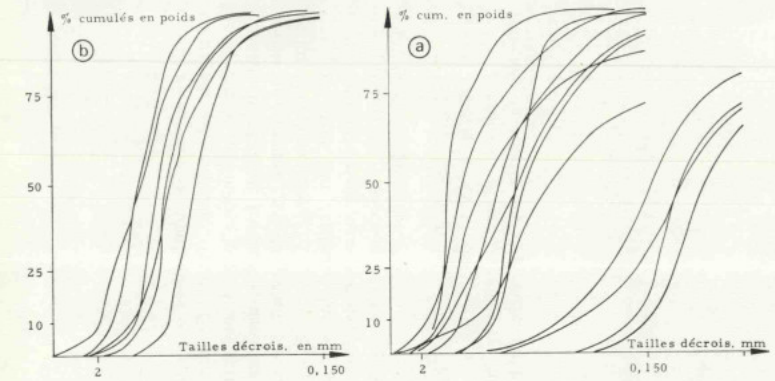


Fig. II-28 — Série d'analyses granulométriques faites sur des strates granoclassées appartenant aux termes A 2, C 1 et C 2 du Nord du Tage (technique de comptage sur lame mince).
a — granoclassements composés de deux ou plusieurs termes nettement différenciés; les courbes représentatives d'une unité sont uni, bi ou polymodales. b — granulométrie d'un ensemble de granoclassements caractérisés ou non par une dérive positive marquée: les courbes sont respectivement uni ou polymodales. c — terme grossier de base de granoclassement: son classement est variable. d — terme fin de sommet d'unité granoclassée: son classement est généralement très bon.

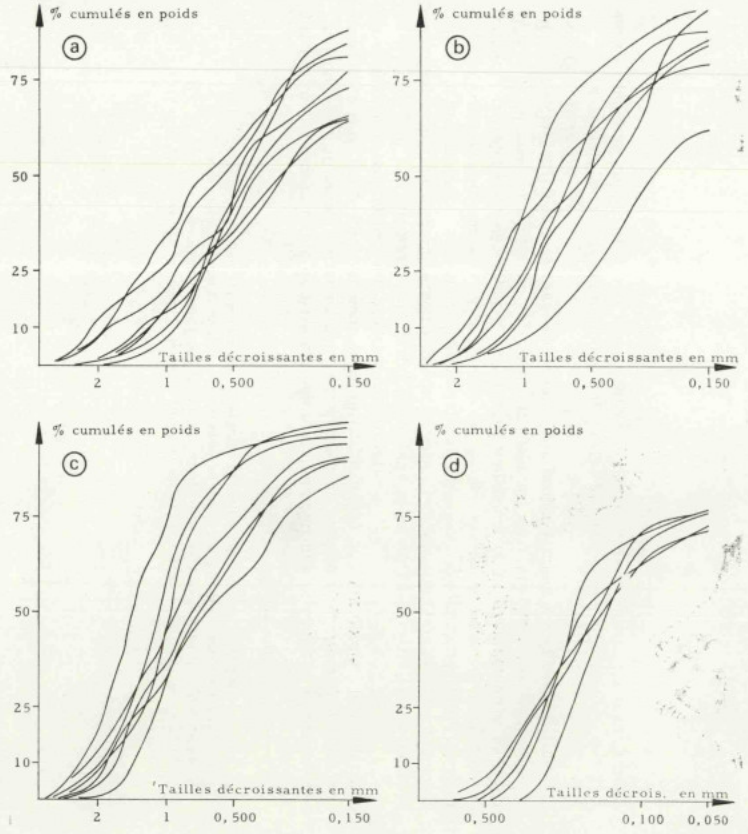


Fig. II-29 — Granulométrie sur lame mince:
a — de grès à litage oblique de grande et petite taille: terme AB 1 de l'Algarve. Environnement fluviatile;
b — de lits gréseux interstratifiés daus les pélites du terme AB 2. L'excellent classement suggère un milieu de dépôt marin ou éolien.

nes de mètres de long) suggère une sédimentation sous une tranche d'eau peu épaisse et soumise à une dynamique très fluctuante.

Les quelques lits de grès homogène existant dans le terme AB 2 de l'Algarve, sont très bien classés ($So\psi < 0{,}700$). Leurs courbes, très relevées, sont semblables à celles des sédiments marins littoraux ou éoliens (fig. II-29 b). La forme et l'aspect de surface des grains de quartz permettent de les assimiler aux premiers.

E — MORPHOSCOPIE ET MORPHOMÉTRIE DES GRAINS

1 — Méthodologie

Les caractères des grains de quartz ont été observés successivement au microscope, sous la loupe binoculaire, au microscope électronique à balayage.

L'étude des lames minces donne essentiellement les caractères morphométriques. Elle permet surtout d'éliminer de l'étude morphoscopique, toutes les catégories de grains ayant subi des modifications après le dépôt: corrosion et accroissement secondaire.

L'observation sous la loupe binoculaire a porté sur des éléments non lavés, isolés mécaniquement de leur gangue argilo-ferrugineuse, et sur des grains débarrassés de leur enduit ou de leur ciment par attaque chimique (Gilbert, 1947).

L'aspect de surface et la forme de ces derniers furent étudiés séparément comme le préconise le LIGUS ([10]) (1958). Afin de pouvoir étendre les connaissances acquises grâce à l'observation au microscope, une charte fut établie à l'aide des échantillons dont les relations grains-ciment-matrice sont connus.

Sept échantillons représentant autant de variétés différentes de grains ont été passés au microscope électronique à balayage ([11]).

2 — La forme des grains

Je me suis servi de la charte visuelle de M. C. Powers (1953), de préférence à la classification uniquement descriptive du Ligus (1958), pour examiner trois classes granulométriques: 2 — 1, 1 — 0,700, 0,500 — 0,250 mm d'arénites pour la plupart à matrice argilo-ferrugineuse. Au départ, je m'étais astreint à chiffrer les observations en n'examinant que la fraction 1 — 0,700 mm, la plus sensible aux influences des agents de transport (Tricart et Cailleux, 1959). Vu l'uniformité des résultats, une estimation grossière fut seule envisagée, mais d'autres classes furent ajoutées à l'examen car certains phénomènes (corrosion par exemple) peuvent être plus évidents sur des fractions plus fines ou plus grossières (Ligus, 1958). On s'aperçoit que la presque totalité des arénites de la série sont composées de grains de quartz anguleux à sub-arrondis (cf. toutes les planches photographiques de lames minces). Les échantillons de l'Algarve présentent en moyenne un émoussé plus élevé que ceux du Nord. Ceci n'est peut être pas lié au transport final; l'étude des lames minces montre en effet de nombreux fragments lithiques (roches détritiques très peu affectées par le métamorphisme) dont les quartz ont une forme identique à ceux du grès.

Dans les termes A 2 du Nord et AB 2 de l'Algarve, quelques lits sont composés de grains à contours plus réguliers et à tendance sphérique: on peut les classer dans une catégorie intermédiaire entre les ronds et les très-arrondis de l'auteur américain ou les ovoïdes et les sphériques des géographes français.

([10]) Laboratoire de l'Institut Géographique de l'Université de Strasbourg.

([11]) Université de Nancy I.

Ceux du Nord du Tage (Pinheiro au Sud d'Angela en particulier), associés à du manganèse présentent de minuscules gouttières attribuables à une corrosion (Pl. XXXI, fig. 4). L'arrondi élevé n'est peut être pas d'origine hydrodynamique. L'excellent classement du matériau quartzeux de l'Algarve indique en revanche que la forme est liée à l'agent de transport. La faible quantité d'éléments parfaitement sphérique suggère un courant aquatique. L'aspect de surface, qui est celui de tous les grains cimentés par des carbonates peu corrosifs, n'est pas révélateur.

3 — Agrégats et aspect de surface de grains bruts

Lorsqu'on effrite une arénite, en plus des grains plus ou moins encroûtés par le ciment ou la matrice, on obtient des agrégats très résistants. Ceux-ci sont soit cimentés par du fer, un mélange fer-argiles, quelquefois par de la silice.

Les observations de sols actuels ayant permis de mettre en évidence des agrégats semblables (ferrugineux et/ou siliceux; Ligus, 1958), certains géologues ont interprété ceux de grès rouges comme des indices paléoclimatiques, leur formation actuelle étant liée à des climats chauds à saisons contrastées. Cette hypothèse ne tient malheureusement pas compte de toutes les transformations subies par le sédiment et la roche au cours de la diagénèse et l'épigénèse. Le fer étant un élément très mobile, la période de formation des agrégats ferrugineux est pour le moins incertaine. L'agrégat siliceux ou siliceux et ferrugineux pourrait être plus significatif (Ligus, 1958).

Les enduits ferrugineux recouvrant partiellement ou totalement les grains sont également difficile à interpréter. Les observations sont les suivantes.

Ils n'existent que sur les constituants des arénites rouges. Dans la majorité des cas, la patine n'affecte pas les feldspaths et souvent un certain pourcentage de quartz (jusqu'à un tiers) en est dépourvue. Certains grès lithiques renferment des grains de quartz rubéfiés alors que les fragments schisteux sont gris, brunâtre ou verts; dans d'autres, c'est l'inverse qui s'observe.

Les quartz anguleux sont généralement totalement dépourvus d'auréole rouge. En revanche, sur ceux présentant un certain émoussé, le fer est localisé dans de minuscules anfractuosités, fissures ou creux irréguliers. Pour un même indice d'émoussé global, la surface des grains de ce type apparaît dans le détail nettement plus irrégulière que celle des éléments non colorés, comme les constituants de la plupart des grès clairs de B 1. Les dimensions et les formes des parties en creux ne présentant aucune particularité en observation optique, il était difficile de les attribuer avec certitude à des caries. L'observation à fort grossissement ne laisse aucun doute, la corrosion chimique est évidente (Pl. XXVIII). Elle se superpose souvent à des irrégularités inhérentes à la cristallisation ou à des marques de choc.

Les mélanges de grains pourvus ou non d'une patine laissent à penser que les deux phénomènes, corrosion et ferruginisation pourraient être anté-dépôt. Pour le Ligus (1958), l'enduit, très résistant, peut être conservé par les grains même lorsque ceux-ci subissent des remaniements successifs (grains de petite taille). D'un autre côté, les observations faites sur divers sédiments soumis à des ferruginisations montrent que la patine ne se développe pas nécessairement autour de tous les grains (Ligus; Norris et Norris, 1961). Enfin, signalons qu'au microscope électronique, le nourrissage siliceux d'un grain apparaît corrodé (mais s'agit-il d'une corrosion liée au fer?).

4 — Aspect de surface de grains propres

Les grains nourris se repèrent facilement dans les préparations. Ils présentent un éclat adamantin, lié à la présence d'une multitudes de facettes appartenant à de petits prismes allongés et aplatis parallèlement à la surface du noyau détritique.

En revanche, les grains cimentés par les carbonates sont ternes et mats. A fort grossissement sous la loupe binoculaire, on constate que les arêtes, lorsqu'elles n'ont pas été émoussées, sont finement denticulées.

Les éléments des arénites à matrice argilo-ferrugineuse peuvent se répartir en deux types:

— les grains anguleux, à arêtes tranchantes, surfaces planes ou concaves de cassure, éclat naturel du quartz, cristal transparent à translucide.

Il s'agit de non-usés selon la classification de A. Cailleux et de J. Tricart (1959). Cette variété est surtout bien représentée dans les arénites non-colorées en rouge (B 1 et C);

— les grains subanguleux à sub-arrondis ou ovoïdes, de surface terne. Les chercheurs du Ligus utilisent les adjectifs picoté et mat pour distinguer l'état de surface de grains corrodés de celui de grains façonnés par le vent. D'après leurs descriptions et par comparaison avec des «ronds-mats» typiques, nos grains seraient picotés. A faible grossissement, l'aspect est très semblable à celui des grains corrodés par le ciment carbonaté.

Très souvent, malgré une attaque acide prolongée, le grain conserve une teinte rose et de l'hématite subsiste dans les creux les plus profonds.

Ces grains s'observent dans toutes les arénites; leur pourcentage est nettement plus élevé dans les lithofaciès rouges.

Je n'ai jamais observé de populations présentant à la fois une forme sphérique et un dépoli éolien franc. Pour G. Soares de Carvalho (1950), la formation rouge de la base des «Grès de Silves» de la région de Coimbra renferme des dépôts d'origine éolienne. Bien que A. Cailleux, à qui il montra les préparations, lui signalait qu'un «...grand nombre de grains où l'on reconnaît la forme anguleuse, mais avec des arêtes émousées et des superficies mates...» «...peut être le résultat ou d'un ciment ou d'une corrosion», l'auteur associe cette catégorie d'éléments à des ronds-mats et conclut à l'origine éolienne de ces dépôts. Les échantillons récoltés dans toute la zone où furent prélevés les grès étudiés par cet auteur, pas plus que ceux d'autres localités, ne permettent de supposer l'existence de sédiments accumulés par le vent.

Que le vent ait pu jouer un rôle dans la distribution d'une fraction du matériel terrigène arraché aux reliefs, cela ne semble pas faire de doute, la présence de galets portant des cicatrices de façonnement éolien sont là pour nous le rappeler. L'action de ce type d'agent de transport et de sédimentation devait être toutefois largement subordonné à celui des agents hydrodynamiques. Le faible émoussé des grains de quartz permet par ailleurs de confirmer leur faible transport.

5 — Aspect de surface des quartz au microscope électronique

L'étude de grains de sable à très fort grossissement a pris beaucoup d'ampleur depuis une dizaine d'années. Les données concernant les éléments de roches, en revanche, sont nettement moins nombreuses. Aussi, par l'examen de 8 échantillons (7 de quartz et un de feldspath) de grains de forme et d'aspect de surface différents, nous avons voulu apporter notre contribution à cette méthode nouvelle d'investigation.

Pratiquement tous les grains observés portent des marques de choc, représentées par des dépressions concaves (aspect de coup d'ongle), associées ou non à toute une série de rides (Pl. XXVIII, fig. 1, 2 et 3). Ces conchoïdes (Barbarous et al, 1972) sont très net-

tes sur les grains anguleux ou subanguleux, plus ou moins atténués sur les surfaces soumises à une corrosion chimique (fer, carbonates) ou masqués lorsqu'il y accroissement de silice.

Les accroissements secondaires de silice apparaissent tels qu'on les observe à la loupe binoculaire, soit sous la forme de petits cristaux automorphes plaqués sur la surface du grain (Pl. XXVIII, fig. 8-9). Un des grains, issu d'une arénite à matrice argilo-ferrugineuse, présente des prismes de silice authigène corrodés (Pl. XXVIII, fig. 9).

Les grains ternes, cimentés par des carbonates pénécontemporains, présentent des surfaces planes chagrinées et plus ou moins écaillées (Pl. XXVIII, fig. 10) alors que les parties en saillies sont finement denticulées. Des cristaux automorphes de dolomite paraissent incrustés dans le grain non attaqué à l'acide.

Les grains subanguleux à sub-arrondis, dégagés de leur gangue argilo-ferrugineuse par attaque, montrent une quantité plus ou moins grande de dépressions, les unes circulaires ou en forme de gouttière allongée, les autres de contours très irréguliers (Pl. XXVIII, fig. 4, 5 et 6). Elles correspondent à des caries.

Les quartz dont la patine ferrugineuse n'a pas été décapée montrent les mêmes irrégularités. L'hématite apparaît sous la forme de paillettes xénomorphes. Celles-ci semblent disposées sur plusieurs épaisseurs et épouser toutes les irrégularités de la surface (Pl. XXVIII, fig. 11 et 12).

L'enduit de manganèse, visible sur les grains cimentés par une matrice argileuse et du manganèse (A 2), est différent. Des cristaux automorphes (orthorhombique: pyrolusite ou acerdère Pl. XXIX, fig. 5) sont disposés perpendiculairement à la surface du grain. Celle-ci présente des rigoles de grandes dimensions parfaitement visibles à la loupe (Pl. XXIX, fig. 4), ainsi que des conchoïdes et des marques en forme de «V» (Pl. XXIX, fig. 6). Ces traces seraient d'origine mécanique et se rencontreraient sur les quartz «émoussés-luisants» de la classification de A. Cailleux et J. Tricart (Busson, 1968) et ceux de sédiments marins peu évolués (Barbaroux et al, 1972).

L'ensemble des résultats obtenus par l'étude des grains de quartz de la fraction sableuse concorde avec ceux acquis par d'autres méthodes.

Les «Grès de Silves» apparaissent constitués de dépôts ayant subi un transport faible, essentiellement aquatique.

Un certain nombre de modifications tendant à masquer les caractères originaux se sont manifestés plus ou moins tardivement après la sédimentation.

F — COMPOSITION CHIMIQUE DES ARÉNITES ET DES LUTITES

Il nous a paru intéressant de clore l'étude des arénites et des lutites en donnant la composition chimique (pourcentages en poids) des éléments majeurs d'un certain nombre d'échantillons appartenant à différents niveaux des deux principales bandes d'affleurement, Nord du Tage et Algarve (tableau 25) ([12]).

Nous aurons l'occasion de nous servir de ces précieuses données dans le chapître VI, consacré aux séquences. L'examen des données brutes mérite toutefois quelques commentaires.

([12]) Analyses faites au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C. N. R. S.). Spectrographie à lecture directe.

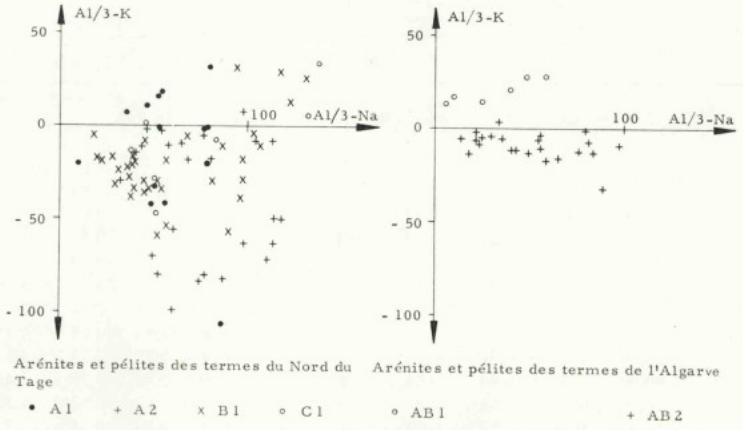


Fig. II-30 — Le diagramme géochimique Al/3 — Na, Al/3 — K de H. de La Roche montre que:
— les arénites et les lutites tant du Nord que du Sud du Tage sont pauvres ou dépourvues de l'élément Na;
les lithofaciès arénitiques septentrionaux sont en général riches en potassium;
— les aires nourricières des deux zones de sédimentation étaient différentes, variées et riches en feldspaths orthoclases au Nord, homogènes et sans roche-mère plutonique au Sud.

— Les arénites du Nord du Tage sont toutes très riches en potassium, comparées à bon nombre d'arkoses et de grauwackes (Pettijohn, 1963; Pettijohn, Potter et Siever, 1972). K_2O exprime principalement les feldspaths potassiques d'origine granitique, à un degré moindre la matrice micacée et les éléments schisto-grauwackeux. S'il n'y avait pas eu kaolinisation diagénétique, il est certain que son pourcentage serait encore plus important. Tous les lithofaciès fins, épargnés par cette transformation, sont plus fortement attirés par le pôle Al/3-Na du diagramme de H. de La Roche (fig. II-29); leur stock en K_2O, hérité sous forme de phyllites, n'a pas dû être modifié.

Les arkoses et les différentes variétés de grès sont en revanche très pauvres en sodium. A l'exception de quelques échantillons, base du terme A 1 de l'extrémité septentrionale de l'affleurement nord et arénites siliceuses de B 1 du secteur d'Anadia, Na_2O est voisin de O.

Les agents de transport distribuant le matériel arraché aux reliefs, le climat sévissant au cours de la sédimentation et les processus diagénétiques sont directement imputables.

La composition chimique de quelques granites portugais (Cotelo Neiva, 1955) (tabl. 26) permet de se faire une idée du stock de sodium libéré en grande partie au cours du Trias.

Le faible pourcentage en potassium et en sodium des grès méridionaux s'explique avant tout par la pauvreté en matériau feldspathique des aires nourricières.

La faible dispersion des points représentatifs des lithofaciès des termes AB 1, essentiellement gréseuse, et AB 2 à lithofaciès gréso-silteux et pélitiques, sur le diagramme géochimique (fig. II-30), suggère la très grande homogénéité pétrographique des roches- mères. La répartion en deux nuages distincts montre que les conditions de sédimentation sont également impliquées dans cette différenciation.

Tableau 25 — Analyses chimiques

N.°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P. F.
Microconglomérats arkosiques et arénites: série du Nord du Tage										
Terme A 1										
A 1	68,20	14,10	4,54	0,05	1,21	0,68	1,74	4,01	0,83	3,28
A 3	80,00	9,70	0,24	0,01	0,39	0,64	1,43	3,54	0,07	1,64
A 5	78,20	11,50	0,29	0,02	0,49	0,29	2,02	4,03	0,12	1,60
A 28	80,00	12,30	2,11	0,03	0,53	0,29	0,00	2,30	0,24	4,01
A 35	72,20	11,85	4,25	0,13	1,00	0,24	0,00	3,73	0,51	4,38
A 36	80,00	8,10	2,19	0,02	0,68	0,14	0,00	2,58	0,46	2,70
A 40	80,00	8,25	1,18	0,00	0,44	0,05	0,08	4,13	0,08	1,75
A 41	66,70	14,30	6,77	0,02	0,76	0,00	0,14	5,38	0,33	4,69
A 42	80,00	7,90	0,49	0,01	0,39	0,15	0,00	3,99	0,10	1,45
A 45	80,00	8,70	1,68	0.01	0,39	0,00	0,00	4,63	0,13	1,35
A 46	80,00	8,30	1,92	0,01	0,39	0,00	0,15	4,54	0,11	1,27
B 45	71,00	14,50	1,33	0,02	0,49	0,44	0,25	9,46	0,14	1,40
Terme A 2										
AA 1	76,80	10,05	1,57	0,02	0,98	0,39	0,15	7,78	0,33	1,55
AA 3	72,50	12,80	2,50	0,02	1,52	0,34	0,19	7,84	0,63	2,02
AA 5	67,80	13,65	4,60	0,04	1,74	0,87	0,00	7,94	0,69	3,20
AA 7	64,30	13,90	3,95	0,05	2,71	1,52	0,10	8,10	0,51	4,74
AA 9	78,80	9,35	1,33	0,17	0,59	0,29	0,20	6,60	0,22	1,49
AA 10	80,00	8,50	0,74	0,01	0,79	0,59	0,15	5,92	0,25	1,24
AA 20	47,00	5,90	4,37	0,59	7,03	11,94	0,20	3,19	0,15	18,22
AA 21	68,80	12,50	3,75	0,12	1,47	1,94	0,05	4,79	0,43	5,14
AA 22	72,50	10,80	8,27	0,05	0,68	0,87	0,05	4,23	0,51	2,67
AA 24	65,10	9,80	3,64	0,25	2,37	5,33	0,14	3,60	0;60	8.93
AA 26	73,00	15,20	0,91	0.02	0,91	0,43	0,00	4,32	0,86	3,96
AA 28	47,50	6,80	4,59	1,05	6,41	11,37	0,00	2,68	0,45	18,79
AA 30	44,30	6,60	5,32	1,01	6,96	12,34	0,08	2,78	0,43	19,37
AA 31	71,70	9,95	11,02	0,02	0,68	0,15	0,00	3,56	0,58	2,48
AA 41	65,10	15,40	3,37	0,06	1,59	1,45	0,05	7,71	0,73	3,56
AA 45	78,30	10,20	0,68	0,00	0,59	0,24	0,19	5,77	0,17	2,11
Terme B 1										
B 1	71,40	7,85	1,59	0,07	1,12	5,65	0,05	4,01	0,25	6,62
B 2	80,00	5,00	0,15	0,00	0,30	0,50	0,05	3,03	0,02	0,64
B 3	80,00	6,90	0,29	0,00	0,39	0,79	0,15	3,74	0.12	1,51
B 5	75,90	12,55	1,85	0,06	0,73	0,00	0,00	5,25	0,28	2,68
B 6	80,00	5,95	0,49	0,00	0,40	0,20	0 00	3,17	0,07	0,93
B 8	80,00	6,10	0,74	0,01	0,34	0,20	0,00	2,91	0,00	1,29
B 15	70,50	13,90	2,81	0,03	1,09	0,00	1,05	5,19	0,32	4,74
B 17	80,00	7,65	0,19	0,00	0,44	0,29	0,15	3,78	0,09	1,86
B 18	68,30	13,75	3,32	0,02	1,06	0,48	2,11	5,10	0,52	3,81
B 19	72,80	13,60	1.21	0,01	0,92	0.58	2,07	5,11	0,37	3,52
B 25	80,00	8,05	0,33	0,01	0,43	3,69	0,05	3,97	0,24	4,17
B 35	80,00	8,90	1,64	0,04	1,01	1,83	0,10	4,34	0,33	3,60

N.°	SiO_2	Al_2O_5	Fe_2O_5	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P. F.
					Terme B 1 (Suite)					
B 38	80,00	10,40	1,50	0,02	0,63	0,19	0,00	3.53	0,64	3,16
B 50	80,00	9,00	1,32	0,01	0,69	0,54	0,20	5,54	0,13	1,87
B 55	80,00	7,70	0,69	0,01	0,39	0,30	0,10	4,15	0,10	1,24
B 56	36,10	4,90	3,17	0,30	7,82	17,89	0,00	2,64	0,22	25,47
B 60	80,00	6,15	0,35	0 01	0,35	0,20	0,05	3,72	0,12	0,72
B 61	80,00	9,10	0,69	0,01	0,39	0,15	0,05	5,38	0,22	1,22
B 65	80,00	6,15	0.40	0,01	0,35	0,84	0,00	2,83	0,11	0,74
B 66	80,00	6,20	0,39	0,00	0,30	0,25	0,00	2,72	0,14	1,12
					Terme C 1					
C 1	73,20	14,65	0,97	0,02	0,54	0,78	0,15	7,23	0,31	2,35
C 3	80,00	6,10	1,23	0,01	0,39	0,79	0,00	2,61	0,10	1,54
C 4	80,00	7,90	0,69	0.01	0,30	0,69	0,00	4,70	0,09	1,10
C 6	73,50	7,80	3,39	0,07	1,51	3,20	0,00	3,77	0,47	5,81
					Lutites: série du Nord du Tage					
					Terme A 1					
A 2	74,70	10,70	4,07	0,03	1,11	0,44	0,73	3,25	0,71	3,05
A 4	65,90	10,80	2,76	0,11	3,27	3,68	0,74	2,85	0,63	7,88
A 6	62,90	11,75	3,23	0.15	3,83	3,64	0,73	2,87	0,66	8,86
A 7	73,80	12,05	3,86	0,05	1,23	0,34	0,72	2,84	0,68	3,55
A 37	64,90	14,00	9,19	0,03	1,14	0,00	0,09	4,31	0,68	5,27
					Terme A 2					
AA 2	55,60	18,40	4,81	0,03	3,33	0,37	0,05	7,96	0,67	7,39
AA 4	56,40	18,05	4,49	0,05	3,21	0,69	0,04	7,88	0,78	8,36
AA 6	58,20	17,00	5,34	0,04	2,70	0,61	0,00	8,80	0,69	5,39
AA 8	56,90	18,15	4,28	0,04	3,15	0,47	0,14	8,55	0,83	5,99
AA 23	63,60	16,30	8,99	0,04	1,10	0,19	0,05	5,45	0,57	4,32
AA 27	63,20	17,30	6,65	0,05	1,38	0,28	0,00	5,75	0,77	4,97
AA 29	47,30	7,60	7,85	0,24	1,35	16,88	0,08	2,49	0,57	15,60
AA 32	57,90	11,90	20,47	0.06	0,77	0,34	0,00	3,96	0,69	3,45
AA 33	40,50	8,35	7,22	1,04	6,82	11,64	0,00	2,73	0,42	19,72
					Terme B 1					
B 4	75,40	14,40	0,72	0,01	0,62	0,38	0,00	2,74	0,77	3,92
B 7	66,30	16,30	3,22	0,02	1,09	0,00	0,24	5,87	0,60	5,34
B 9	74,70	13,80	1,29	0,00	0,96	0,24	0,05	4,88	0,53	4,25
B 16	58,50	17,00	5,18	0,02	2,68	0,40	0,22	5,40	0,45	10,69
B 26	66,60	16,40	2,72	0,01	1,26	0,61	0,00	5,58	0,75	6,15
B 36	47,90	7,10	4,42	0,34	5,57	12,29	0,24	3,28	0,29	18,04
B 37	62,30	18,80	2,86	0,01	1,38	0,14	0,09	4,38	0,97	7,67

N.°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P. F.
					Terme B 1 (Suite)					
B 51	66,90	15,40	3,65	0,03	1,33	0,43	0,09	6,55	0,45	5,04
B 52	60,80	15,90	6,60	0,03	1,64	0,28	0,14	6,27	0,57	6,42
B 62	61,70	18,90	3,93	0,02	1,45	0,65	0,05	5,19	0,87	6,47
B 63	60,10	20,10	5,22	0,02	1,77	0,51	0,00	5,03	0,87	6,81
B 67	80,00	4,30	0.23	0,01	0,28	0,47	0,00	2,20	0,05	6,28
					Terme C					
C 2	52,80	20,90	5,91	0,02	2,23	0,77	0,09	6,19	0,83	8,99
C 5	58,60	21,40	5,20	0,07	1,02	0,00	0,00	4,83	0,84	7,04
C 7	53,00	14,20	3,94	0,13	3,05	5,96	0,35	4,73	0,67	12,33
					Arénites: série de l'Algarve					
					Terme AB 1					
UI 1	80,00	7,00	4,03	0,14	0,66	0,62	1,14	1,42	0,63	5,10
UI 3	80,00	6,90	3,11	0,08	0,62	0,48	0,62	1,48	0,71	4,13
UI 5	80,00	6,25	4,15	0,04	0,44	0,39	0,05	0,97	0,55	2,42
UI 6	80,00	6,20	6,08	0,43	0,44	0,53	0,00	0,97	0,28	2,78
UI 7	67,20	7,20	5,23	0,15	3,16	4,51	0,00	0,99	0,42	9,76
					Terme AB 2					
UII 10	68,50	3,20	1,10	0,20	4,69	7,43	0,00	1,37	0,54	11,56
UII 13	66,50	4,55	1,70	0,22	5,07	7,00	0,00	1,62	0,26	12,55
UII 14	67,80	3,70	1,41	0,23	5,11	7,66	0,00	1,50	0,22	11,96
UII 19	64,50	2,05	1,19	0,33	5,98	9,14	0,00	0,94	0,21	14,61
UII 25	80,00	7,80	2,00	0,01	0,88	0,68	0,05	3,07	0,73	2,47
UII 27	80,00	6,30	1,13	0,02	0,69	0,20	0,00	2,50	0,71	1,82
UII 28	80,00	3,20	1,28	0,05	0,44	0,30	0,00	1,14	0,31	1,14
					Lutites: série de l'Algarve					
					Terme AB 1					
UI 2	64,70	7,20	4,71	0,46	1,63	5,50	1,32	1,67	0,52	11,98
UI 8	75.70	10,30	4,82	0,03	0,77	0,53	0,29	1,93	0,69	3,58
					Terme AB 2					
UII 1	47,30	10,90	6,10	0,31	5,81	7,31	0,95	3,98	0,63	16,96
UII 2	62.00	13,50	5,83	0,04	2,66	0,96	0,73	5,01	0,77	8,13
UII 5	44,20	11,90	5,95	0,16	6,44	7,60	0,04	0,34	0,63	17,40
UII 6	69,60	12,20	3,48	0,04	0,55	1,48	0,00	3,80	0,68	7,17

N.°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P. F.
				Terme AB 2 (Suite)						
UII 7	55,20	8,70	2,55	0,24	5,94	7,81	0,00	3,35	0,57	15,07
UII 11	65,30	3,60	1,08	0,19	5,28	7,70	0,00	1,60	0,28	13,47
UII 12	65,50	12,40	5,48	0,04	2,60	0,65	0,00	4,18	0,71	7,06
UII 15	63,40	8,60	3,93	0,12	4,87	5,05	0,00	2,86	0,61	10,68
UII 16	73,80	8,80	2,77	0,06	2,21	1,78	0,00	3,05	0,65	6,02
UII 17	56,20	5,45	1,73	0,28	6,69	10,24	0,00	2,02	0,45	17,40
UII 18	61,50	15,25	4,32	0,05	3,21	0.37	0,05	5,19	0,88	8,15
UII 29	68,70	12,70	4,88	0,04	1,56	0,66	0,00	4,60	0,88	5,19
UII 30	36,00	14,10	6,32	0,18	7,76	9,52	0,08	5,92	0,59	19,96
				Arénite * et lutites: série des «Marnes de Dagorda»						
MD 5*	37,20	8,40	2,13	0,05	1,48	7,23	0.32	4.45	0,37	7,29
MD 1	57,40	18,20	5,22	0,06	4,74	0,52	0,14	7,12	0,81	5,10
MD 2	50,50	18,90	6,03	0,09	6,17	1,21	0,42	7,85	0,89	6,54
MD 3	52,20	14,10	5,54	0,13	5,54	5,22	0,27	5,36	0,78	9,96
MD 4	52,90	14,20	5,42	0,10	4,52	6,14	0,18	5,37	0,74	9,65
MD 6	49,10	12,90	4,77	0,09	2,69	10,51	1,04	4,43	0.61	13,17

Tableau 25 — Pourcentages en poids des éléments majeurs des lithofaciès de la classe des rudites fines (microconglomérats arkosiques), des arénites et des lutites. Séries de bordure du Nord du Tage et de l'Algarve, «Marnes de Dagorda» de l'aire de Caldas da Rainha — Dagorda (affleurements).
Ces résultats ont été obtenus par voir spectrométrique au quantomètre ARL (C. R. P. G.-Nancy.)

Numéro: Les numéros d'échantillons correspondent à ceux fournis au laboratoire d'analyse (fichier avec coordonnées détaillées).

Résultats: Fe_2O_3 = Fe_2O_3 total; P. F. = Perte au feu après attaque oxydante à 1000°C (elle peut être négative: gain au feu); 0,00 signifie «traces».

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O+	H_2O-
					Granites à biotite							
71,48	14,04	0,73	1,99	0,02	0,56	0,97	3,85	5,17	0,10	0,25	0,69	0,54
69,61	14,29	0,21	1,90	0,01	0,90	3,30	5,28	3,11	0,45	0.13	0,71	0,40
69,12	16,21	0,68	2,24	0,03	1,16	3,40	4,42	1,36	0,22	0,41	0,83	0,38
					Granites à deux micas							
72,37	13,06	0,66	1,40	—	0,49	1,18	3,91	5,28	0,20	0,31	0,94	0,46
71,61	16,03	0,57	0,96	0,03	0,18	0,78	4,92	4,10	0,05	0,36	0,74	0,20
71,61	14,56	0,75	0,70	—	0,02	0,92	6,18	3,78	—	0,20	1,03	0,51
70,34	13,99	0,84	1,45	—	0,40	1,29	4,80	5,06	0,35	0,23	0,75	0,45
					Granites à muscovite							
72,36	14,57	0,84	0,32	—	0,14	0,38	6,42	3,28	—	0.31	1,02	0,44
72,24	13,54	1,63	0,95	0,03	0,07	0,64	4,97	4,39	—	0,47	1,01	0,42

Tableau 26 — Analyses chimiques de granites des Beiras, d'après Cotelo Neiva (1955).

CHAPITRE IV

ROCHES CARBONATÉES, NIVEAUX À MINÉRAUX MÉTALLIQUES ET NIVEAUX À MINÉRAUX ÉVAPORITIQUES

Dans ce chapître seront étudiés successivement: les roches carbonatées observées dans les différentes zones d'affleurement, les niveaux manganésifères connus au Nord de Coimbra, les indices de cuivre rencontrés çà et là tant au Nord qu'au Sud du Tage, les niveaux à gypse et à empreintes de sel gemme de la série de bordure septentrionale.

A — LES ROCHES CARBONATÉES

1 — Localisation géographique et stratigraphique des lithofaciès carbonatées

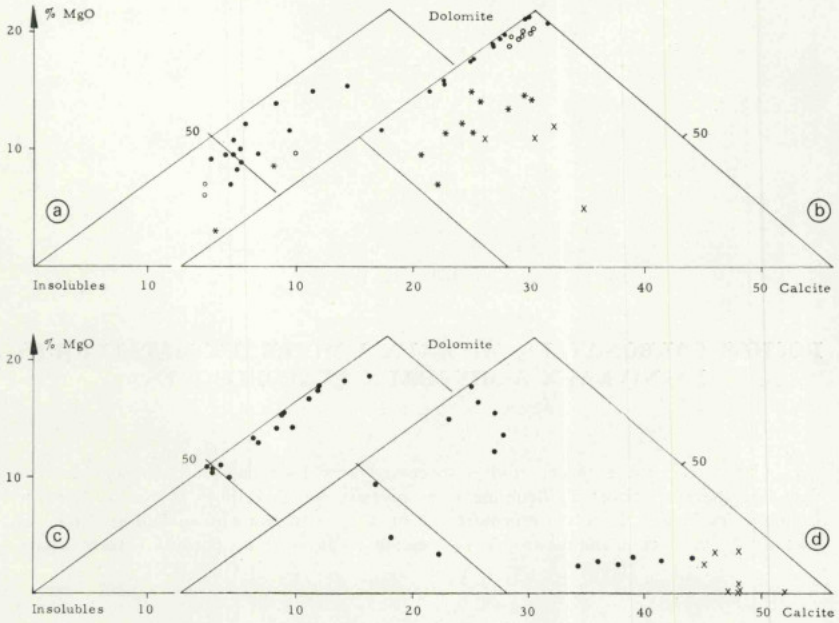
Les roches carbonatées se répartissent comme suit:

— *Au Nord du Tage:*

Dans la bande d'affleurement de bordure, on rencontre des dolomies détritiques bariolées dans le terme A 2, des dolomies gris bleuté à beige, généralement fossilifères, à la partie supérieure de l'unité B (horizon-repère B 2), un «complexe carbonaté» très puissant représentant le sommet des «Grès de Silves» («Couches de Pereiros»).

La première variété, qui par sa composition minéralogique se situe à la limite arénite à ciment carbonaté-dolomie gréseuse ou gréso-silteuse (fig. II-31 a) a déjà été décrite (chapître III). Les couches de dolomie du terme B 2 sont présentes sur pratiquement toute l'étendue de la bande d'affleurement; elles alternent avec des lithofaciès biodétritiques (calcirudite à valves et coquilles de Lamellibranches et Gastéropodes) et détritiques terrigènes de granulométrie fine, grès, siltite et pélite (Fischer et Palain, 1971). Là où la dolomie fossilifère manque, les fossiles sont localisés dans un grès psammite ou une siltite de consistance friable et de couleur brunâtre (secteurs Alvaiazere et Areias).

Les dépôts carbonatés formant la partie supérieure de l'unité C et des «Grès de Silves» n'ont pas été étudiés. Les quelques analyses chimiques faites montrent qu'ils sont constitués par des dolomies calcaréo-argileuses et des calcaires dolomitiques et détritiques (fig. II-31 b).



a Arénites et siltites à ciment dolomitique et dolomies détritiques du terme NT-A 2
o * échantillon appartenant à une même strate

b Roches carbonatées des termes
* NT-B 2
o Sc 3
• A1-AB 3
x NT-C 3 (complexe dolomitique)

c Dolomies du terme AB 2 de l'Algarve

d Roches carbonatées de l'aire diapirique de Caldas da Rainha-Dagorda
• Lits intercalé dans les pélites
* Calcaires du cabeça du Moulin de Dagorda

Fig. 31-II — Composition chimique des roches carbonatées des «Grès de Silves».
a — Dolomies détritiques et arénites-siltites à ciment carbonaté du terme A 2 du Nord du Tage. Le pourcentage en carbonate et en insolubles (essentiellement quartz et feldspaths) peut varier considérablement à l'intérieur d'une même strate.
b — Roches carbonatées des horizons-repère hettangiens du Nord du Tage (B 2), de Santiago de Cacem (analyses personnelles et de Manuppela) et de l'Algarve (AB 3), ainsi que des premières strates carbonatées de l'unité C («Couches de Pereiros» des environs de Coimbra).
c — Dolomies silteuses et microséquentielles du terme AB 2 de l'Algarve.
d — Roches carbonatées des aires diapiriques: aire typhonique de Caldas da Rainha — Dagorda.

— *A Santiago de Cacem:*

Les dolomies forment un horizon-repère au-dessus de la série détritique rouge. Les rares fossiles qu'elles renferment sont hettangiens. Les couches présentent fréquemment des structures de courant (rides) (Pl. VII, fig. 5); les pistes d'origine organique (Pl. XXXIII, fig. 1), sont moins répandues mais particulièrement belles. Il s'agit de dolomies pratiquement pures (fig. II-31 b).

— *En Algarve:*

Les roches carbonatées sont représentées dans les termes AA et AB 2 et forment l'essentiel du terme AB 3. Dans les deux premiers, elles sont dispersées en petits bancs séparés par d'épaisses couches finement détritiques: pélite (AA) ou grès, siltite et pélite (AB 2). Ces lits sont dépourvus de macrofaune. Ceux de l'horizon-repère (AB 3) sont en revanche associés à une faune de Mollusques identique à celle existant dans B 2, C et dans les aires typhoniques. Localement des rill-marks sont observables à la surface supérieure de certains bancs (Fischer et Palain, 1971).

— *Dans les aires diapiriques:*

Les roches carbonatées ont été trouvées sur toute l'épaisseur de la série argilo-évaporitique connue par sondage (Zbyszewski et Barreto de Faria, 1971). A l'affleurement, elles forment de petits niveaux intercalés dans les pélites bariolées ou de puissantes assises (les «cabeços»). Au moulin de Dagorda et à Obidos, les premières correspondent soit à des dolomies calcaires, soit à des calcaires dolomitiques (fig. II-31 d): certaines strates sont azoïques, d'autres renferment une très grande quantité de petits Mollusques. Les roches constituant les «cabeços» sont en revanche des calcaires pratiquement purs (fig. II-31 d). Elles sont parfois fossilifères (Mollusques, entroques, fragments de Polypiers) et présentent souvent des rides, des traces de vie ou/et des empreintes de cristaux d'anhydrite (cf. I Partie) (1).

2 — Caractères pétrographiques des lithofaciès dolomitiques

L'étude macroscopique permet de distinguer différents types de roches carbonatées:

— *Les dolomies de texture homogène:*

Ce sont pour la plupart des roches pauvres en insolubles et en bioclastes (quartz, entroques). Elles sont constituées par une dolomicrite ou une dolomicrospathite isogranulaire (85-95 % de dolomite). La porosité est pratiquement nulle. Ce type de dolomie s'observe dans les horizons-repère de Santiago de Cacem et de l'Algarve.

— *Les dolomies de texture hétérogène:*

L'hétérogénéité peut être due à une recristallisation inégale ou irrégulière de la trame micritique (2). Dans de nombreux cas, cette texture est liée à de la bioturbation. Sous le microscope, la roche apparaît constituée par la juxtaposition de petits fragments anguleux et de boules de dolomicrite cimentés par une dolomite xénomorphe et limpide (Pl. XXXI, fig. 3). Les boules ou pelotes sont ovoïdes à parfaitement sphériques et de tailles très variées, moins de 50 μ à plusieurs millimétres de diamètre. Quelquefois, elles sont réparties par taille, le plus souvent il n'y a aucun tri. Ces éléments sont d'origine fécale; ils ont été entre autres observés dans une dolomie comportant de très belles galeries (Pl. XXXI, fig. 3).

Je pense que les concentrations de particules terrigènes dans des canalicules et des poches en forme de bourse, visible dans bon nombre de dolomies microspathiques, sont

(1) L'étude détaillée de ces dépôts n'est pas envisagée dans le cadre de ce travail.

(2) En Algarve, la recristallisation semble souvent liée à la présence de roche ignée basique.

en général également d'origine organique. Lorsque ces figures sont à proximité de la surface, il peut s'agir de figures de charge ou même de fentes de dessication.

— *Les roches microséquentielles:*

Ce sont les plus fréquentes. Les séquences-unités ont généralement quelques millimètres d'épaisseur, exceptionnellement plus de 5 cm.

Le terme de base est constitué par du matériau détritique. Dans les dolomies des formations AA et AB 2, le terrigène est uniquement représenté par des particules silteuses dépassant rarement 25 microns de diamètre; des intraclastes leur sont parfois associés (Pl. XXX, fig. 1). Ces éléments forment des lamines souvent constituées par une seule épaisseur de grains et des lentilles bi-concaves ou festonnées à la base (Pl. XXX, fig. 1 et 2). Ces microlits ont entre quelques millimètres et une dizaine de centimètres (au moins) de long. Ils sont souvent déformés; le matériau clastique remplit des canalicules diversement inclinés par rapport au litage (Pl. XXX, fig. 1 et 2), de petites poches de contours irréguliers (Pl. XXX, fig. 1 et Pl. XXXI, fig. 1) ou des sortes d'entonnoirs disposés perpendiculairement à la stratification. L'origine organique des deux premières déformations est certaine. Les entonnoirs, qui interrompent souvent un grand nombre de lamines peuvent être également attribués au développement de fentes de dessication, lesquelles sont parfois nettes en surface de strate (Pl. XXXI, fig. 4). Ces figures d'origine organique ou mécanique ne peuvent être confondues avec la fracturation tectonique: le réseau de diaclases apparaît à l'oeil nu constitué de mailles de forme quelconque et de petite taille (Pl. XXXI, fig. 5), alors qu'au microscope les fentes sont remplies par de la dolomite ou de la calcite limpide et cristalline.

Dans les dolomies du terme NT-B 2, le matériel terrigène silto-argileux est accompagné ou non de fragments ou plus rarement de coquilles et valves entières de Mollusques et d'entroques. Il en est de même pour les dolomies de la base de l'horizon-repère AB 3. Dans les deux cas, la bioturbation se signale par des volutes de minéraux argileux, lesquels dominent largement la fraction silteuse.

Le terme supérieur des séquences-unités est représenté par une mosaïque homogène de cristaux de dolomite. Il peut renfermer des entroques et quelques coquilles de petite taille (B 2). La dolomite cimentant ces bioclastes est toujours recristallisée, plus largement au voisinage des éléments qui sont corrodés (entroques à bord denticulé).

Ce litage très fin n'est pas souvent visible à l'oeil nu et ne détermine pas nécessairement un délit en plaquettes.

3 — Origine des lithofaciès dolomitiques

Les caractères stratonomiques et pétrographiques des roches carbonatées des «Grès de Silves» sont beaucoup plus proches de ceux des dolomies appelées suivant les auteurs «primaires», «syngénétiques», «stratifiées» («stratified» ou «bedded pelitomorphic dolomite» de Strakhov, 1967), de «faciès pénésalin» que des caractères des dolomies «secondaires» ou «diagénétiques».

L'étude récente portant sur la répartition verticale des différents lithofaciès et des fossiles des horizons-repère du Nord du Tage et de l'Algarve, les structures des premiers et la signification paléogéographique des seconds, permettent d'envisager un milieu de sédimentation littoral marin mais soumis à de constantes et rapides variations de salinité des eaux (Fischer et Palain, 1971). Cet environnement devait également être celui dans lequel s'est fait le dépôt du terme dolomitique de Santiago de Cacem, caractérisée par la même faune, des traces de bioturbation et des rides.

En ce qui concerne le milieu de dépôt des nombreux lits dolomitiques des formation AA et AB 2, il faut, en plus des traces de vie animale et des indices d'émersion, tenir compte de la présence de spores de Leiosphères (les deux échantillons de dolomie soumis à l'analyse palynologique ont donné de tels microfossiles). Ces Leiosphères correspondent à des Algues marines ([8]), connues dans les «Schistes à Posidonomies» du Jurassique et qui représentent un faciès d'algueraies (Termier et Termier, 1960). Même si ces spores ne se sont pas fossilisées sur place, il faut admettre que les végétaux leur ayant donné naissance vivaient à peu de distance et dans le même élément liquide, en l'occurence la mer. L'absence de Lamellibranches et de Gastéropodes (capables de s'adapter à des conditions de salinité variable (horizon-repère), laisse à penser soit que ces formes n'existaient pas encore dans le bassin, soit que le milieu devait être sinon défavorable, du moins trop peu longtemps favorable pour assurer leur développement.

Ce faisceau de données que confirment les caractères des lithofaciès encaissants suggère un bassin très peu profond, soumis tour à tour aux influences marines et continentales. Les arrivées d'eau douce apportant le matériau terrigène fin, d'eau marine entrainant les spores d'Algues et des sels, assurent la rythmicité des dépôts et la nourriture des organismes fouisseurs qui, par leur mode de vie, sont peu influencés par les constantes et rapides sautes de salure. Seule une exondation prolongée, conduisant à la formation de fentes de dessication, devait faire disparaître pour un temps, toute trace de vie.

Le faciès et le paysage qui en découle sont ceux décrits par de nombreux géologues américains, à partir de séries actuelles et anciennes, pour démontrer l'origine pénécontemporaine de la dolomite, aux dépens d'une boue aragonitique et/ou calcitique (Illing, Wells et Taylor, 1965; Shinn, Ginsburg et Lloyd, 1965; Thompson, 1970).

La précipitation directe du carbonate double, comme l'admettent certains auteurs russes (Strakhov, 1967) paraît peu probable. Entre autres caractères, signalons l'absence dans les «Grès de Silves» de sépiolite et de palygorskite, qui représenteraient le cortège argileux habituel des dolomies de précipitation.

B — LES NIVEAUX A MINÉRAUX MÉTALLIQUES

Nous analyserons les indices de manganèse, puis ceux de cuivre.

1 — Localisation géographique et stratigraphique du manganèse

Les couches manganésifères se situent au Nord de Coimbra. Exploitées en mine et reconnues par sondage dans la région de Luso-Anadia (Morais Cerveira), elles s'étendent tant au Nord qu'au Sud, soit respectivement jusqu'à la limite d'extension des affleurements et à la latitude de Larça. C'est dans cette partie de la bande d'affleurement que le terme A 2 est le plus puissant et que l'unité B y est la plus réduite (fig. 25).

L'horizon le plus épais se place, dans l'échelle lithostratigraphique, au sommet de l'unité A (terme A 2), plus précisément à moins d'une vingtaine de mètres sous la surface de ravinement marquant la base de l'unité B.

Un second niveau s'individualise à la base de ce même terme A 2: reconnu à l'affleurement à Pinheiro (exploitation artisanale), il semble également exister dans le secteur d'Anadia où il fut traversé par les sondages les plus profonds de la campagne de reconnaissance faite par le Fomento Mineiro (Morais Cerveira, 1963).

([8]) Communication orale de J. Doubinger.

2 — Caractères stratonomiques et pétrographiques des niveaux à manganèse

a — Les données de sondage

Les données de ces sondages montrent que l'horizon supérieur est formé par une alternance de petits lits de grès de granulométrie fine, argileux ou carbonatés, stériles ou imprégnés de manganèse, de passées à pyrolusite et de «lits de silex» (M. Cerveira). La puissance des strates minéralisées et leur concentration en métal sont au maximum de 0,50 m et de 45 %. Quant à l'épaisseur de l'horizon, elle varie entre 5 et 13 m.

b — Les observations de terrain

Les conditions d'observation à l'affleurement sont limitées et défectueuses dans la majorité des cas. On ne trouve jamais en place le minerai vacuolaire, composé de minéraux de manganèse (pyrolusite, acerdèse) et de silice (quartz automorphe et calcédoine), jonchant les abords des entrées de mines (4). Une seule coupe a pu être levée en détail (route Luso-Anadia; fig. 10).

b. 1 — *Coupe de Luso-Anadia: partie supérieure du terme A 2*

Sur celle-ci, le manganèse est soit concentré dans des lits argilo-silteux de 1 à 15 cm d'épaisseur, soit diffus dans des arénites à ciment argileux ou carbonaté et dans des dolomies détritiques.

Toutes les strates gréseuses montrent plusieurs granoclassements de dérive positive. Ce qui est étonnant, c'est que plusieurs d'entre elles montrent un passage latéral brutal entre une arénite à matrice argileuse, cohérente mais relativement friable, et une arénite très dure à ciment carbonaté.

La matrice ou le ciment est associé à du quartz, des orthoclases pélitisés et à inclusions de plagioclases séricitisés ou/et kaolinisés, des éléments lithiques divers, de la biotite fraiche ou oxydée et de la muscovite limpide. La fraction fine est principalement représentée par de l'illite (R. X.). Les arénites très compacts possèdent des phyllites en amas orientés et des cristaux disposés en auréole autour des grains, comme ceux observés dans les arénites à ciment siliceux.

Le carbonate présent est toujours de la dolomite (R. X. et analyses chimiques); la rhodocrosite n'apparaît nulle part. Cette dolomite se présente soit sous la forme d'une microspathite dans laquelle baigne les grains (dolomie détritique), soit le plus fréquemment comme un ciment hétérogranulométrique, corrodant et isolant plus ou moins nettement les grains. Le granoclassement est rarement perturbé et il arrive qu'une lamine dépourvue de détritique s'intercale entre deux unités successives. La corrosion affecte les accroissements secondaires des quartz et feldspaths qui sont séparés du grain détritique par un liséré manganésifère (Pl. XXIX, fig. 1). Cette succession des dépôts chimiques: Mn, puis silice et feldspath, puis dolomite, s'observe également dans les dolomies détritiques. On y observe de petites poches (quelques millimètres de diamètre) constituées par de grands cristaux de dolomite, du quartz en mosaïque, de la silice fibreuse en sphérolithes, des cristaux et granules de manganèse. Le carbonate et la silice remplacent l'élément métallique dont la texture rubannée et concrétionnée est conservée (Pl. XXIX, fig. 2 et 3). Dans ces mêmes lithofaciès, on note la présence de canalicules (quelques dizaines de microns de large) où matériel clastique et particules métalliques sont concentrés; il pourrait s'agir d'indices de bioturbation.

(4) Ces entrées sont toutes fermées. Leur exploration doit de toute façon être périlleuse compte tenu de la nature gréseuse de l'encaissant.

Cette analyse pétrographique montre que l'on a un mélange de caractères de ciment carbonaté pénécontemporain et de ciment secondaire. L'hypothèse la plus vraisemblable est que cette phase chimique est en majeure partie précoce et qu'elle a subi une évolution diagénétique plus ou moins poussée.

Le manganèse, tant dans les arénites à ciment argileux ou carbonaté que dans les dolomies détritiques, se présente toujours en granules de quelques microns de diamètre. Il cimente avec la matrice une partie plus ou moins importante de certaines couches ou bien forme de fins chapelets orientés parallèlement ou indépendamment du litage. Ces minuscules granules se disposent également entre l'accroissement authigène et le nouyau clastique dont le contour présente des irrégularités liées à une corrosion (Pl. XXIX, fig. 4).

b. 2 — *Les niveaux du secteur d'Angela-Agueda*

A proximité d'Agueda (fig. 13), le niveau minéralisé présente la même position lithostratigraphique que celui décrit ci-dessus (sommet A 2). Il est puissant d'une quinzaine de mètres et comporte sept couches finement détritiques contenant des psilomélanes (terreux en surface, concrétionnés à quelques centimètres dessous). Ces strates, qu'il n'a pas été possible de suivre latéralement, sont granoclassées mais ne présentent pas plus que l'encaissement de ciment carbonaté. Elles sont interstratifiées avec des grès argilo-micacés et des shales. Ceux-ci présentent des fentes de dessication (Pl. IV, fig. 5).

Le niveau situé à la base du terme A 2 et visible uniquement aux environs de Pinheiro, est composé de passées minéralisées de 2 à 3 cm d'épaisseur, répétées sur une dizaine de mètres. Ces fines passées ont une position quelconque dans les séquences également peu épaisses et composées de grès fin, de siltite et de pélite. De petites structures de courant sont fréquentes: petits chenaux, microstratifications obliques et structure madrée (Pl. XXXIX, fig. 2). Les grès sous-jacents appartenant au sommet de A 1 peuvent être également imprégnés de manganèse.

On peut admettre, comme l'on fait G. Soares de Carvalho (1950) et Morais Cerveira (1963) que ces niveaux manganésifères sont synsédimentaires; nous ajouterons que cet élément Mn a subi un certain remaniement postérieurement au dépôt.

3 — Origine du manganèse

Pour G. Soares de Carvalho (1950), les concentrations de manganèse pourraient être détritiques et résulter de l'érosion du Permien dans lequel on observe des taches de bioxyde de manganèse, ou dériver de l'altération des roches diabasiques de l'Ordovicien voisin (Serra de Buçaco).

La première des hypothèses est séduisante, notamment en raison de la répartition géographique identique des affleurements d'Autunien et des horizons minéralisés des «Grès de Silves» (fig. 1). Il est toutefois plus que probable que les dépôts permiens étaient alors recouverts par ceux de la base du Mésozoïque.

La seconde est acceptable. Toutefois, comme le fait remarquer N. M. Strakhov (1967) «the ores of the triad Al-Fe-Mn, generally speaking, are not tied to any definite composition of rocks in the drainage areas, but may form from quite different petrographic rocks» (T. II, p. 230). Mais le manganèse ne se concentre pas sur le continent (manteau d'altération, alluvions), contrairement à ce qui se produit pour l'aluminium et le fer. Cet élément est néanmoins issu du continent, car sa concentration dans les eaux marines est négligeable. Simplement, en raison de sa très grande mobilité, il migre jusqu'à l'embouchure des fleuves dès qu'il est libéré (Strakhov, 1967).

4 — Origine des concentrations de manganèse

Pour que le manganèse se concentre, plusieurs facteurs doivent intervenir et se relayer: climatique, sédimentaire diagénétique.

N. M. Strakhov, examinant le contexte paléogéographique des plus grands gisements de manganèse sédimentaire du monde, signale que le climat doit être humide, soit chaud, tropical ou «sub-tropical» (5), soit plus rarement tempéré. Les aires nourricières sont de relief plus ou moins accusé et soumises à des mouvements épirogéniques.

Dans l'horizon minéralisé supérieur, la présence d'une quantité appréciable d'éléments sensibles à une altération chimique poussée, conduit à éliminer le climat tropical humide.

La diminution du pourcentage des feldspaths, corrélative de celle de la granulométrie moyenne des séquences détritiques, doit être principalement liée aux caractère morpho-tectoniques des aires de drainage. Cet horizon surmontant quelque 450 m de dépôts terrigènes, traduit, semble-t-il, l'essoufflement des processus de l'altération mécanique et parallèlement un accroissement de l'altération chimique. La finesse du matériau terrigène associé à l'horizon de la base de A 2 est en revanche imputable à des processus purement sédimentaires. On constate en effet que les arénites stériles qui encadrent ce niveau sont de granulométrie grossière.

Climat et tectonique ne suffisent pas pour assurer des concentrations manganésifères: certains processus sédimentaires favorisent la précipitation massive de l'élément métallique véhiculé dans les eaux douces. Pour K. B. Krauskopf (1957) et N. M. Strakhov (1967), les caractères géochimiques du manganèse sont tels qu'il précipite à l'état d'oxyde essentiellement dans une frange étroite du littoral marin ou lacustre. Il s'associe à des sédiments détritiques généralement de granulométrie fine (sables, silts, argiles) et forme des lits peu puissants.

Les caractères stratonomiques et pétrographiques énoncés plus haut s'accordent parfaitement avec une sédimentation calme s'effectuant sous une faible tranche d'eau. Toutefois dans l'immédiat, il est difficile de préciser l'environnement: marin franc, lacustre, palustre ou lagunaire.

Signalons pour terminer que pour l'auteur russe, les gisements manganésifères du type observé dans les «Grès de Silves» sont sédimentaires-diagénétiques», ce qui veut dire que la phase diagénétique modifie sensiblement les caractères des gîtes en concentrant le métal.

5 — Les indices cuprifères

Le cuivre a été signalé par pratiquement tous les auteurs qui étudièrent les «Grès de Silves». Il se présente essentiellement sous forme de carbonates, malachite et moins fréquemment azurite. Ces minéraux imprègnent çà et là une ou plusieurs couches successives de nature détritique (Nord du Tage; Dagorda) en se disposent principalement dans les diaclases de roches carbonatées (Algarve).

Au Nord du Tage, les indices cuprifères se rencontrent:

— sur toute la hauteur du terme A 2 de la moitié septentrionale de la bande d'affleurement. Ils sont localisés dans des shales à débris végétaux de couleur gris vert ou au niveau de joints argileux de strates finement granoclassées et bariolées. Ces indices n'ont fait, semble-t-il, l'objet d'une exploitation qu'aux environs de Botão (Soares de Carvalho 1948). Selon cet auteur, qui étudia les abord immédiats de la mine,

(5) Par «sub-tropical», l'auteur russe entend un climat chaud à saisons humides et sèches plus ou moins bien définies (t. II, p. 211). Ce type est donc équivalent du climat envisagé précédemment pour expliquer la minéralogie des rudites et des arénites.

abandonnée depuis une cinquantaine d'années, le cuivre se présentait sous forme de carbonates et peut-être de sulfures (traces de soufre) et se situait dans une série gréso-argileuse bariolée, à végétaux charbonneux et ripple-marks (base de A 2);

— localement dans le terme B 1. A la base de cette formation (environs de Botão), j'ai observé une couche arénitique de granulométrie grossière et de couleur verte (malachite dispersée dans la matrice). Il n'a pas été possible de déterminer précisément la géométrie de cette strate; elle doit appartenir à une séquence ravinante à termes arénitiques beiges comme celles qui l'encadrent. La passée minéralisée fait environ 50 cm d'épaisseur pour une dizaine de mètres d'extension latérale. Plusieurs indices existent dans la série de stratification plane et accidents siliceux terminant le terme B 1 (coupe du Crasto de Anadia; fig. 11). La malachite imprègne des shales azoïques ou est disposée à l'intérieur de lentilles de chert rouge.

— Les autres termes, A 1, C 1 et C 2, ces derniers pourtant riches en débris végétaux ne paraissent pas contenir de cuivre.

A Santiago de Cacem, P. Choffat (1887) signale du cuivre dans les niveaux détritiques inférieurs à l'horizon dolomitique hettangien. Une prospection aurait été entreprise récemment par une compagnie privée ([6]). Mes recherches, non axées sur la métallogénie et de très courte durée, ne m'ont pas fait rencontrer d'indices cuprifères sur ce secteur.

En Algarve il est possible de trouver des traces de cuivre dans la partie supérieure du terme gréseux AB 1 (Est de Bensafrim notamment). Les indices importants se situent au niveau de l'horizon-repère hettangien AB 3: le cuivre occupe les fissures et les joints de stratification de dolomies. Des roches vertes existent apparemment toujours au voisinage immédiat de ces niveaux cuprifères; leur présence n'implique toutefois pas la présence de cuivre (à Amorosa, les diaclases sont tapissées d'oligiste) ou d'autres minéraux des gîtes. De petites exploitations et des concessions existent à l'Est de Silves.

P. Choffat indique que dans l'aire typhonique de Caldas da Rainha-Dagorda, J. F. N. Delgado a observé de la malachite ([7]).

Je n'ai trouvé que des fragments d'un grès cuprifère au pied de la butte du moulin de Dagorda. Ce grès est semblable à ceux qui affleurent à mi-pente (fig. II-21). Les strates en place, taillées de main d'homme, ne présentent que quelques mouches vertes (altération superficielle importante, présence de taffoni); en revanche, j'y ai observé quelques cristaux de galène.

Ces minéralisations n'ayant pu être étudiées en détail, notre commentaire sera bref.

Les minéralisations cuprifères liées aux lithofaciès détritiques sont très vraisemblablement d'origine sédimentaire.

Ces indices correspondent à de très faibles concentrations. Bien que leur mise en place ne se fasse pas nécessairement de la même manière que les minéralisations stratiformes exploitées ou exploitables (Strakhov, 1962), il n'est pas inutile d'esquisser le cadre paléogéographique des formations qui les renferment (A 2 et sommet de B 1 ([8]). Ces informations peuvent intéresser les métallogénistes dont les opinions divergent lorsqu'il s'agit de définir les caractères morpho-tectoniques et paléoclimatiques des concentrations métallogéniques: cuivre, plomb et zinc des séries «red-beds» (Strakhov, 1962; Samana, 1971; Guillou, 1974).

Dans la série de bordure du Nord du Tage, le cuivre se trouve associé à des lithofaciès terrigènes rouges, bariolés ou gris-vert, contenant principalement de l'illite, peu ou pas de kaolinite et de chlorite (pélites), un grand nombre de feldspaths potassiques et de grains lithiques (arénites). Ces faits suggèrent un climat peu agressif (bisiallitisation de

---

([6]) Communication de D. Fantinet. Le Laboratoire de Géologie de Coimbra s'apprête à faire également une prospection minière de ce secteur.

([7]) Choffat ne donnant pas de précision sur cet indice, on peut penser qu'il ne l'a pas analysé.

([8]) Pour lesquels nous disposons de données sédimentologiques suffisantes.

Pedro, 1968). La présence dans le terme A 2 de lithofaciès chimiques (dolomies détritiques et évaporites) et d'une flore assez bien représentée (cf. chapître V) laissent à penser que ce climat devait être à alternance de périodes sèches et humides. L'aridité devait être plus poussée au cours de la sédimentation de la partie supérieure du terme B 1 (silifications). Il semble par ailleurs que les dépôts porteurs du cuivre se sont faits pendant une période de calme relatif dans les apports détritiques (séquences pauvres en termes grossiers) liée soit à une subsidence moins forte de l'aire de sédimentation (nette pour le sommet de B 1 de la région d'Anadia), ou à l'action combinée des deux phénomènes: climatique et tectonique.

C — LES NIVEAUX A MINÉRAUX ÉVAPORITIQUES

Dans ce chapître, il n'est pas question d'étudier les formations évaporitiques des aires diapiriques mises en évidence au cours de campagnes de sondage anciennes. La découverte de traces de gypse et de sel gemme dans la série de bordure du Nord du Tage nous amènera toutefois à en parler.

1 — Les sulfates de calcium

Du gypse a été signalé dans le terme A 2, à la faveur de sondages (M. Cerveira, 1963; 3 sondages dans la région Anadia-Luso). A l'affleurement, on en trouve seulement en très petite quantité dans le terme C 2: à Coimbra (Montes Claros) et ses environs immédiats ainsi que dans la zone méridionale (Avelar-Areias).

Ce minéral se présente en veinules ou en petits agrégats saccharoïdes dans des pélites plus ou moins dolomitiques. Alors que dans la partie centrale, ces lithofaciès, de couleur grise, correspondent au terme supérieur de séquences d'échelle décimétrique, au Sud ils forment d'épaisse couches bariolées dans lesquelles la rythmicité est difficile à établir. Par leur bariolage rouge et vert, leur puissance (20-30 m), cet ensemble de couches fait penser aux «Marnes de Dagorda» des aires typhoniques.

Dans ces dernières, le gypse affleure assez fréquemment en masses imposantes, étroitement mélangées à des pélites rouges. Il s'agit de brèches. Il est probable qu'une partie, sinon la totalité de ce sulfate provienne de l'hydratation d'anhydrite, sulfate largement prédominant en sondage (Zbyszewski, 1959).

Comme je l'ai signalé dans la première partie, on trouve des empreintes de cristaux d'anhydrite au sein et surtout à la surface de très nombreux bancs de calcaire appartenant aux «cabeços» (Pl. XXXII, fig. 2).

Enfin du gypse existe en Algarve dans les «marnes» surmontant l'horizon-repère hettangien (Bonnet, 1852; Choffat, 1887). Les évaporites de la structure anticlinal de Loulé, traversées par forage, sont également attribuées à cette formation liasique (Zbyszewski et Barreto de Faria, 1971).

2 — Les pseudomorphoses de sel gemme

a — Répartition géographique et stratigraphique

Bien que les surfaces de stratification soient rarement dégagées dans toute la zone septentrionale, j'ai pu trouver un nombre assez élevé de pseudomorphoses de NaCl. Elles se localisent dans les termes A 2 et C 2, caractérisés par une stratification plane et de nombreuses séquences de granulométrie fine (grès fin, shale ou pélite).

Dans le premier et le plus ancien des termes, les empreintes se répartissent sur toute son épaisseur; il en existe notamment à peu de distance sous l'horizon manganésifère supérieur (Anadia et Agueda). Du point de vue localisation géographique, ces minéraux n'ont été observés que dans la moitié nord de la bande d'affleurement.

Les formes les mieux conservées qu'il m'a été possible de récolter proviennent de la partie inférieure de A 2 (base de la butte de Pereiros; Pl. XXXII, fig. 1).

De petites concentrations de moulage de cubes existent dans C 2 de la même coupe et en divers autres endroits, en particulier dans la zone d'Areias (fig. 21.)

b — Caractères généraux des empreintes

Ces pseudomorphoses se situent toujours à la face inférieure d'un lit, d'un feuillet ou d'une lamine de faciès argileux, dont l'épaisseur est de quelques centimètres ou de quelques dizièmes de millimètre. Leur texture peut être feuilletée (shale) ou homogène. Les micas, lorsqu'ils sont abondants, peuvent partiellement masquer les petites empreintes. La couleur de la lutite est pratiquement toujours gris vert pâle, localement elle est rouge. Les cubes (aucun octaèdre n'a été observé) sont bien formés et conservés, quelle que soit la granulométrie de l'arénite dans laquelle ils s'enchâssent.

Lorsque les pseudomorphoses sont abondantes (base A 2), on en dénombre jusqu'à 150 au décimètre carré. Un shale peut posséder plusieurs épaisseurs d'empreintes. Leurs dimensions sont dans l'ensemble uniformes (1 à 5 mm), mais certaines atteignent 2 cm d'arête.

Les faces sont planes, concaves ou à gradins (pour les plus gros cristaux, Pl. XXXII, fig. 1).

c — Étude de détail; mode de formation possible

L'existence de gros cristaux associés à un support finement lité permet de faire des observations intéressantes.

Nous décrirons un cas représentatif.

Les empreintes sont enchâssées dans une siltite faisant suite à un grès granoclassé. Ces lithofaciès sont cimentés par des argiles, du fer et de la dolomite; leur couleur est orange. Au-dessus, un shale à feuillets plus ou moins nettement individualisés, de 3 à 5 mm d'épaisseur montre à sa surface inférieure, légèrement ondulée, des cubes diversement orientés et de tailles variées (1,5 à 20 mm d'arête), et quelques micas (fig. II-32).

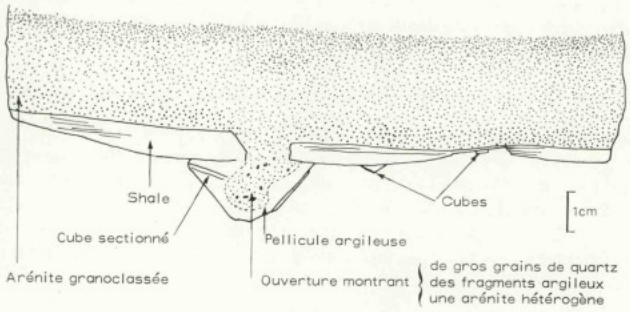


Fig. II-32 — Coupe dans une empreinte cubique de NaCl située à la base d'un feuillet argileux. Les caractères du remplissage permettent d'attribuer à cette pseudomorphose une origine précoce.

Ce terme supérieur de séquence détritique est surmonté par une arénite grossière et hétérogranulométrique à la base, passant rapidement à un grès silteux se chargeant en micas au sommet.

L'épaisseur du niveau grossier fait 8 à 10 mm, le fin atteint 25 cm. Le ciment est argileux et dolomitique, ce qui donne à la roche une bonne cohésion.

Une coupe verticale passant par un gros cube montre que (fig. II-32):

— la forme cristalline est enrobée d'une très fine pellicule argileuse;

— son remplissage est constitué de particules grossières, quartz de 1 à 2 mm et morceaux de shale (< 1 mm), emballées dans un grès silteux orange;

— les feuillets argileux et d'arénite grossière sus-jacents sont interrompus à l'aplomb du cristal.

L'échancrure a des bords francs, son remplissage est le même que celui du cristal, à l'exception des fragments argileux. Les lamines du shale ne sont pas incurvées vers le bas.

Que peut-on en conclure?

En premier lieu que la dissolution du sel gemme s'est faite après le dépôt partiel ou total de la séquence supérieure. Le toit argileux était déjà induré, non les lithofaciès plus grossiers.

Ces observations confirment celles, très détaillées, faites par J. C. Plaziat et A. Desprairies (1969) sur des empreintes parsemant des dalles finement détritiques. Ces auteurs vont plus loin dans leur interprétation. Pour eux, la présence de moules internes tant sur la surface supérieure qu'inférieure des lits, la taille et la forme en cube des pseudomorphoses indiquant une sursaturation du milieu, plaident en faveur d'une cristallisation après la sédimentation du dépôt supérieure, à partir d'eaux piégées se chargeant en ions.

Les faits donnés plus haut permettent de proposer une autre hypothèse, à savoir une cristallisation du sel pendant la phase de sédimentation passive, ou immédiatement après. Il faut en effet expliquer l'origine du film argileux protecteur, sans lequel il n'y aurait certainement pas eu conservation des formes, sauf si l'on admet que l'encaissant sous-jacent était déjà cimenté et consolidé. La mise en place et la consolidation de cet écran est donc précoce: frais il moule finement les cristaux, en durcissant plus rapidement que le grès, il empêche le fluage du matériau détritique dans lequel est enchâssé le cristal lorsque la dissolution se produit, très vraisemblablement sous l'influence d'eaux sous-saturées en sel.

Il semble donc bien que l'on ait affaire à des séquences détritico-chimiques avec dépôt granoclassé de particules dans un millieu peut-être déjà de saturation élevée, auquel succède une phase passive permettant la concentration en sels et la cristallisation précoce du NaCl. Suivant que les conditions locales étaient ou non favorables, il y avait formation de gros cristaux à croissance lente ou multiplication de germes et développement de formes minuscules.

d — Intérêt paléogéographique et stratigraphique des pseudomorphoses

Quelle que puisse être le moment de leur cristallisation, les cristaux de sel gemme épigénisés semblent se localiser systématiquement en bordure d'un bassin de type lagunaire (9) (Sloss, 1953; Courel, 1962; Samama, 1969; Plaziat et Desprairies, 1969). Ceci a une certaine importance puisque nous connaissons les parties plus centrales de ce bassin par les aires diapiriques. Avant de tirer quelque conclusion que ce soit, il convient de rappeler brièvement ce que nous savons à propos de la série argilo-évaporitique appelée «Marnes de Dagorda».

(9) Ce terme, condamné par beaucoup d'auteurs, défendu par d'autres, sera utilisé dans le sens précisé par G. Busson (1968) de «domaine particulier qui, tout en dépendant de la mer et en tirant d'elle une partie de sa substance, s'en distingue par un certain nombre de caractéristiques, en particulier son isolement relatif ou quasi-total» (p. 134).

Les aires diapiriques se situent entre 20 (Soure [10]) et 65 km de l'affleurement de bordure de socle (fig. 1). Les données de sondage et de terrain permettent d'établir une coupe synthétique, de la base au sommet (fig. 46):

— marnes avec parfois intercalations plus grossièrement détritiques à la partie inférieure (socle non atteint);

— un ou plusieurs «complexes évaporitiques» (sel gemme avec ou sans anhydrite; données de sondages);

— une série argileuse à intercalations calcaréo-dolomitiques; la faune (Lamellibranches et Gastéropodes) et la microflore sont hettangiennes (affleurements);

— des calcaires et des dolomies également à faune du Lias inférieur (cabeços). Cette série passe parfois en continuité à d'autres dépôts carbonatés du Lias (Zbyszewki et Barreto de Faria, 1971), ou est en contact anormal avec différents termes du Jurassique, du Crétacé ou du Pliocène (Choffat, 1884; Zbyszewski, 1959).

Les complexes salifères décrits semblent être relativement épais [11]. D'après les données des sondages de l'aire de Caldas da Rainha, il existerait des évaporites pratiquement pures sur plus de 250 m d'épaisseur réelle [12].

La faune de Mollusques associée aux lithofaciès carbonatés est identique à celle localisée dans les termes B 2 et C de la zone de bordure. L'absence de fossiles caractéristiques ne permet toutefois ni de corréler avec précision ces deux séries, ni de dater sans ambiguïté les lithofaciès les plus récents des diapirs. A plus forte raison, les données paléontologiques sont-elles insuffisantes pour définir l'équivalent latéral et l'âge des évaporites.

La présence des pseudomorphoses et de gypse dans des dépôts d'âge connu (A 2: Trias supérieur; C 2: Hettangien) nous permet d'envisager des corrélations. Il serait toutefois imprudent de relier les puissants épisodes à évaporites des diapirs à l'un ou l'autre ou exclusivement aux termes A 2 et C 2 nous prétexte que ce sont les seuls à présenter des indices de sédimentation évaporitique. Il est utile de tenir compte du contexte paléoclimatique des dépôts intéressés, en particulier des épaisses séries évaporitiques. Pour G. Busson, ce type de dépôt requiert des conditions climatiques arides et même très arides (1968). N. M. Strakhov admet également un environnement aride mais signale que de nombreux bassins présents et passés indiquent une aridité «normale» (éventuellement semi-aride), propre aux marges de la ceinture climatique aride (1967). C'est à ces zones marginales que pense J. Bauer (1974) pour expliquer les évaporites de rift, auxquelles pourraient s'apparenter la série salifère des «Marnes de Dagorda».

Les données présentant un intérêt paléoclimatique que fournissent les dépôts de la bordure septentrionale montrent que l'unité C, en majorité dolomitique et à microflore très pauvre en spèce (cf. chapître suivant) correspond à la série qui s'associe le mieux avec un contexte de sècheresse et de chaleur importantes. Compte-tenu de ce que l'on connait du Lias inférieur dans les régions avoisinantes (dolomies avec peut-être faciès keuper en Espagne et en Afrique du Nord; évaporites en Aquitaine et au Sahara, il est tout à fait possible d'admettre qu'une grande partie des évaporites des diapirs portugais est d'âge liasique et que la sédimentation évaporitique, qui n'a pas été nécessairement très intensive à son début ait commencé au cours du Trias supérieur.

Pour en revenir aux pseudomorphoses et au gypse de la bordure septentrionale du Portugal et conclure, nous remarquons que ces minéraux soulignent la bordure d'une ou de plusieurs lagunes, bordure qui s'est déplacée d'Ouest en Est puis dans le sens inverse et a été le siège des précipitations d'oxydes de manganèse au cours du Trias, puis s'est à nouveau déplacée vers l'Est au cours du Lias inférieur, précédant la transgression de la mer franche du Lias moyen.

---

(10) Du gypse et des pseudomorphoses de NaCl existent à l'affleurement, mais aucun sondage n'ayant été fait on ne sait pas quelle est l'importance du matériau évaporitique de ce diapir.

(11) Les puissances données par les auteurs sont des puissances apparentes.

(12) Estimation d'après des coupes dessinées; Zbyszewski (1959).

CHAPITRE V

LES FOSSILES ET LES TRACES D'ACTIVITÉ ORGANIQUE

Les organismes sont susceptibles de fournir de précieuses indications sur le milieu de dépôt. C'est sous cet angle que nous les étudierons ici.

A — LES VÉGÉTAUX

1 — Les fragments de végétaux et la microflore

Les fragments de Végétaux n'ont jusqu'ici été rencontrés que dans des dépôts caractérisés par une stratification plane: A 2, B 2 et C du Nord du Tage. Les dépôts AA et AB 2 de l'Algarve, pourtant de stratonomie identique, paraissent en être dépourvus ou en contenir très peu, comme toutes les formations de stratification lenticulaire A 1, B 1, base de Santiago de Cacem, AB 1 de l'Algarve (1).

Les associations de macroflore sont pauvres en espèces (3 à 5 espèces) et il est aussi difficile d'en tirer des renseignements d'ordre paléogéographique que d'intérêt stratigraphique.

Dans NT-A 2 on trouve essentiellement des fragments de tige et de feuille de taille très réduite (en moyenne de l'ordre du centimètre). Ils sont associés à des particules détritiques terrigènes de granulométrie fine: sable fine, silt, argiles. Il s'agit donc d'éléments allochtones ayant subi un transport plus ou moins long. L'abondance des pollens à ballonnets (pollens anémophyles) dans l'association palynologique du Trias supérieur (A 2) rend vraisemblable un certain éloignement des zones de dépôt et de fossilisation par rapport aux aires de peuplement.

Les fossiles végétaux de la base de l'unité C et localement de B 2 sont en revanche de dimensions plus grandes (feuilles et tiges de plusieurs centimètres de diamètre) et mieux conservés que ceux de A 2. Ils sont parfois associés soit à des Esthéries (Teixeira, 1946) soit à des Mollusques à affinité marine (Choffat, 1894, 1903). Les recherches palynologiques ont montré que la microflore se compose essentiellement de spores, ce qui suppose un peuplement très proche de leur lieu d'enfouissement et permet d'expliquer la

(1) L'analyse palynologique a mis en évidence des tissus végétaux dans une pélite de B 1. Des empreintes de Fougères existent localement au sommet de AB 1 (cf. 1er Partie). Une recherche systématique devrait pouvoir dire si ces faits sont ou non exceptionnels.

présence locale de fines lentilles ligniteuses (C 1, Torre de Bera). Il devait y avoir fossilisation pratiquement sur place des végétaux continentaux vivant au bord de chenaux et flaques (voir plus loin).

Les données fournies par la paléobotanique tendent à confirmer les hypothèses climatiques émises à partir des caractères pétrographiques des dépôts.

L'abondance des espèces de Gymnospermes au Trias supérieur suppose un climat relativement humide. La réduction du nombre des formes à l'Hettangien, représentées principalement par des Fougères, indique un accroissement de l'aridité. Le changement brutal qui se fait à partie inférieure de l'unité C, indépendamment de la lithologie (fig. 27), ne peut guère s'expliquer que par un changement climatique. Il n'est pas nécessaire d'envisager une modification radicale des conditions météorologiques: l'aridité étant déjà élevée au tout début du Lias, il suffit par exemple d'une très légère réduction des précipitations, pour que soient modifiées les caractères de la vie végétale et animale (²).

2 — Les traces de racines

J'ai observé plusieurs couches renfermant des traces de racines de Végétaux. Deux strates sont pélitiques et situées à la limite entre une série détritique et une série carbonatée à faune marine. L'une sépare les deux termes de l'unité B (Coimbra, Montes Claros et Pereiros, RN 110; fig. 6); la seconde affleure près de Santiago de Cacem et sépare les pélites bariolées des dolomies du sommet des «Grès de Silves» (fig. 28). La consistance friable de la roche, gris noirâtre, n'a pas permis d'étudier en détail ces sols. Les argiles de celui du Nord sont représentées par de l'illite ouverte; un peu de microquartz ($< 2\ \mu$) les accompagne.

Deux autres horizons, silteux cette fois, et peu distants l'un de l'autre (fig. 35), ont été mis en évidence dans le terme AB 2 de l'Algarve (Est de Salir). La trace des racines, soulignée par des produits de teinte brunâtre, est parfaitement visible, le support étant rouge rosé, à taches grises, vertes et violettes. Les racines atteignent jusqu'à 15 cm de long, les radicelles adventives jusqu'à 8 cm (Pl. XXXII, fig. 3 et 4).

L'examen en lame-mince montre que le microlitage, net sous et parfois entre les racines, est perturbé au voisinage de celles-ci. Ce qui est plus intéressant, c'est l'existence de sortes de flammèches constituées par un matériau brunâtre et translucide, admettant par endroit un léger pléochroïsme et une extinction pratiquement droite. Il s'agit de ferri-argilanes (Duchaufour, 1972; Meyer, 1973), association intime d'argiles orientées et d'oxydes de fer d'origine pédogénétique (Pl. XXXII, fig. 3).

De telles cutanes s'observent assez fréquemment dans les arénites rouges des différents affleurements. J'en ai également signalé dans les arénites siliceuses de NT-B 2.

Si dans le cas étudié ici, leur origine ne fait aucun doute, il n'en est pas de même pour les autres, les cutanes se formant actuellement jusqu'à plusieurs dizaines de mètres sous la surface du sol.

L'analyse aux R. X de ce lit indique la présence de beaucoup de quartz et d'un peu de feldspath dans la fraction inférieure à 2 microns, à côté d'illite peu ouverte et des traces de montmorillonite et de kaolinite. La présence de quartz microdivisé et des ferri-argilanes confirme, si besoin était, l'origine végétale (et non animale) des traces.

Le bariolage, rouge orange et violacé, accompagné ou non de petites concrétions ferrugineuses ou carbonatées, visible dans de nombreux lits pélitiques de l'unité B, pourrait être également lié à l'existence de racines. L'aspect général présente en effet beaucoup d'analogies avec des horizons attribués à des paléosols (Néogène du Tage, Permien d'Allemagne (³). Il n'est toutefois pas impossible que ce bariolage, le microquartz (1 cas sur 5,

(²) La bordure saharienne en donne un exemple spectaculaire depuis un petit nombre d'années.

(³) Excursions avec B. Haguenauer (Portugal) e Falke (1971, Congrès de Sédimentologie).

R. X) et l'aspect bioturbé des phyllites (volutes: lames mince, Pl. XXXII, fig. 5), soient dû à une végétation récente ou actuelle, les végétaux s'implantant préférentiellement dans ces niveaux fins lorsque les talus sont verticaux.

B — LES ANIMAUX

1 — Les fossiles entiers, en fragments ou leur moulage

Ces fossiles sont représentés par des Conchostracés associés ou non à des Ostracodes, des Mollusques, des fragments d'Echinodermes, des Polypiers et des ossements.

Les premiers sont connus en Algarve, dans la partie supérieure de l'unité gréseuse AB 1 (Palain, 1968), et au Nord, dans l'unité C (Esthéries seules; Teixeira, 1946). Dans le premier gisement, les Esthéries et les Ostracodes sont concentrés dans une passée argileuse de quelques centimètres d'épaisseur appartenant à une strate lenticulaire de même nature, d'une centaine de mètres d'extension latérale. Cette lentille est coincée entre deux structures chenalisantes, comblées par du grès de granulométrie moyenne à fine et à litage oblique. Ces organismes, euryhalins, semblent ici avoir colonisé une petite mare (flaque) d'eau douce ou saumâtre.

La faune à affinité marine a été déjà étudiée avec soin (Fischer et Palain, 1971). Nous rappelerons brièvement et complèterons les observations faites sur les Mollusques, les entroques et les polypiers.

Les Mollusques n'existant pas exclusivement dans les rythmes chimio-détritiques des horizons-repère des trois bandes d'affleurements et les dolomies terminant l'unité NT-C: P. Choffat en a trouvé quelques exemplaires dans des séquences uniquement composées de termes détritiques (Anadia, sommet de NT-B 1) et ils sont également présents dans le terme de passage, pratiquement dépourvu de carbonates, qui s'individualise entre les arénites de B 1 et les dolomies du sommet des «Grès de Silves» (région de Penela; fig. 15).

Il semble que cette faune ait été relativement résistante vis-à-vis des fluctuations du milieu, notamment de salinité, mais n'a pu se maintenir et se développer que dans un environnement bien précis, en l'occurence un littoral marin ou laguno-marin. Les entroques (fragments de tige d'encrine et radioles d'oursin) sont fréquentes dans les dolomies argileuses du terme B 2, nettement plus rares dans celles des horizons-repère de Santiago de Cacem et de l'Algarve.

Des fragments de polypiers ont été trouvés très localement (Coimbra; fig. 6 et Pl. II, fig. 4) dans B 2 (4).

Si ces organismes marins sont allochtones, des pièces d'Ophiures trouvées en très grand nombre dans le même niveau B 2 (Sangalhos) permettent de penser que des conditions franchement marines ont par moment existé dans la zone étudiée au début de l'Hettangien (Fischer et Palain, 1971; Hess et Palain, 1975).

Une grande quantité d'ossements, de taille variant de moins de 1 cm à 25 cm, attribuables à des Stégocéphales, ont été découverts dans une strate silteuse localisée à la partie supérieure de l'unité A1-AA (fig. 30 et Pl. VIII, fig. 4)(5). Il est difficile d'expliquer une telle concentration dans un sédiment fin sans admettre un transport très faible ou nul.

Les Stégocéphales indiquent la proximité de terres émergées. Il vivaient généralement dans un milieu amphibie, la vie larvaire des Amphibiens se déroulant nécessairement dans les eaux douces (Gall, 1971).

---

(4) Des bioclastes de même nature ont également été observés à la surface supérieure d'un lit calcaire appartenant au cabeça d'Obidos (aire diapirique de Caldas da Rainha-Dagorda.

(5) Très récemment, d'autres gisements à ossements ont été decouverts (Russell, 1977).

2 — Les traces de vie ou ichnites

Au Nord du Tage, des traces organogènes ont été observées dans quelques strates silteuses ou pélitiques du terme A 2. Il s'agit de terriers ou de galeries sinueuses assez mal conservés. Le plus souvent la bioturbation (animale ou végétale?) ne se remarque que sur échantillon scié (rhodoïd) ou sur lame mince (dolomies détritiques bariolées notamment; Pl. XXIII, fig. 5).

Les traces de vie trouvées dans la partie supérieure de B 1 à stratification plane (Crasto de Anadia; fig. 11) sont de deux types: les unes correspondent à des traces d'habitat et sont dues à des Invertébrés de petite taille (terriers; Pl. III, fig. 7 et Pl. XXXIV, fig. 4-5), les autres à des traces de locomotion de Vertébrés (Pl. III; fig. 6). Les premières sont concentrées dans un petit nombre de lits séquentiels, gréseux fin à la base, argileux au sommet. Les terriers ne sont visibles qu'en surface de stratification, les pellicules argileuses, soit rouge, soit vert franc, étant percées d'une multitude de petits cercles. L'homogénéité du grès encaissant ne permet de déceler ni leur forme ni leurs dimensions dans un plan vertical, quelle que soit l'échelle d'observation (oeil nu ou microscope).

Les ichnites sont fréquentes dans les termes B 2 et C 2, surtout au Sud de Coimbra (fig. 15 et 19). Dans la série indifférenciée de Penela (B 2 + C base) où les dolomies et les faunes de Mollusques sont très peu représentées, pratiquement toutes les strates sont bioturbées (fig. 15). Localement de magnifiques traces de vie existent dans la base de l'unité C (Pl. XXIII, fig. 1, 2, 3).

A Santiago de Cacém, des traces parfaitement conservées parsèment la surface supérieure de certaines couches de dolomie. Il s'agit de traces bilobées et sinueuses, rappelant celles de Fraena (Rouault) (Pl. XXXIII, fig. 1).

En Algarve, les traces de vie sont abondantes. Nous en avons déjà signalé dans les dolomies. D'autres existent dans les grès fins et les siltites de sommet de séquence du terme gréso-conglomératique AB 1. Absentes dans la moitié inférieure de cette série, les ichnites augmentent en nombre vers le sommet. Dans les dix mètres supérieurs, pratiquement tout lit gréso-silteux présente des terriers et/ou des pistes, plus rarement des galeries (Pl. XXXIII et XXXIV).

La vie, très florissante dans cette tranche de dépôts, ne disparaît pas; la surface supérieure de nombreux bancs de grès fin ou de siltite homogène ou à microstratifications obliques du terme AB 2 montrent de nombreux terriers (Pl. XXXIV, fig. 3) et les dolomies silteuses sont pratiquement toutes bioturbées (Pl. XXX et XXXI).

Aucune de ces formes ne peut être déterminées spécifiquement.

Les traces d'Invertébrés sont de bons indicateurs de faciès. Si l'on en croit la littérature spécialisée, les milieux favorables à la vie des organismes fouisseurs et à la conservation de leurs traces devaient être caractérisés par une inondation continue ou temporaire, des courants de faible énergie assurant l'aération de la surface du sédiment et l'apport de la nourriture, une vitesse de sédimentation faible. De telles conditions sont réunies sur le littoral marin (Seilacher, 1953; Reineck, 1956, 1958; Rhoads, 1967). Elles peuvent également exister en bordure de lagune ou de lac et J. C. Gall montre qu'elles sont souvent présentes dans les flaques temporaires disposées entre les lits de cours d'eau.

C — CONCLUSIONS

Si l'on examine les données paléogéographiques déjà acquises et celles que suggèrent les données paléontologiques (tabl. 27), on constate que:

— pour NT-A 2, un milieu littoral soumis à des variations de salinité importante des eaux, semble se confirmer;

— pour le sommet de NT-B 1 de la partie septentrionale de l'affleurement Nord, l'existence de quelques Mollusques, de traces d'Invertébrés, d'empreintes de pas de Vertébrés associées à des rides à crête continue, la proximité de la série marine B 2 permet de penser à une zone située «à la limite de la la submersion et de l'exondation» (6).

— les dépôts du terme C 2, avec ses pseudomorphoses et ses ichnites mais aussi ses quelques passées à faune halophile, ont dû prendre naissance dans un milieu peu différent de celui existant au Trias supérieur (A 2). Au paysage s'ajoute une flore continentale, pauvre en espèces, vivant à proximité des zones inondées;

— un environnement littoral marin franc paraît incompatible avec les caractères structuraux (propriétés vectorielles) et texturaux (granulométrie, morphoscopie) des grès du terme AB 1? Les dépôts bioturbés du sommet de certaines séquences observés dans la partie médiane de cette subdivision semble devoir être rapportés à des flaques disposées dans les mailles d'un réseau hydrodynamique et unidirectionnel. En revanche, la présence systématique et la densité des traces de vie dans les derniers mètres du terme AB 2 font penser à un environnement voisin de celui qui existait au cours du dépôt du «Grès à Voltzia» du Nord des Vosges (Gall, 1971), soit une aire plate, située à la limite des eaux continentales et marines. Toutefois, l'absence de toute autre forme de vie que celle des organismes fouisseurs (et des Esthéries), semble exclure une mer franche;

— ce milieu marin franc n'a, semble-t-il, occupé la bordure sud-ouest du Massif Hespérique que d'une manière sporadique au cours du dépôt de la formation AB 2, assurant le développement ou l'apport d'une microflore alguaire (cf. chap. IV) et de quelques rares Mollusques. Il se manifeste plus nettement ensuite (terme AB 3).

(6) Citation empruntée à L. Courel (1970) qui définissait ainsi le milieu de sédimentation des dépôts présentant de nombreuses traces de Vertébrés.

SERIE DE BORDURE DU NORD DU TAGE

Macroflore (rare): grands et petits fragments
Microflore: spores (association 3)
C 2 Mollusques (rares)
Bioturbation (fréquente)

Macroflore (fréquente: grands et petits fragments, lignite)
C 1 Microflore: spores (association 2)
Bioturbation (local)

Macroflore (rare): petits et grands fragments
Racines *in situ* (local): à la base
Microflore: spores (association 2)
B 2 Mollusques (très fréquents)
Entroques (très fréquentes)
Polypiers (local)
Bioturbation (fréquente)

Série de stratification lenticulaire. Bioturbation d'origine et d'âge incertains sauf localement
B 1

Série de stratification pratiquement plane
Macroflore (local) } cités par Choffat
Mollusques (local) }
Bioturbation (fréquente)
Empreintes de pas de Vertébrés (local)

Macroflore (fréquente): petits fragments
Microflore: pollens (association 1)
A 2 Mollusques? (local) selon Choffat (Rapozeira)
Bioturbation (fréquente)

A 1 Bioturbation d'origine et d'âge incertains

SERIE DE L'ALGARVE

Mollusques (fréquents)
AB 3 Entroques (moyennement fréquentes)
Bioturbation (peu fréquente)

Racine *in situ* (local)
Microflore: algues marines
AB 2 Mollusques (local)
Esthéries (local)
Bioturbation (très fréquente)

Macroflore (local): grands fragments
AB 1 Esthéries (local)
Bioturbation (très fréquente au sommet)

AA Ossements de Stégocéphales (local)
Bioturbation (moyennement fréquente)

Tableau 27 — Les diverses traces de vie dans les séries de bordure du Nord du Tage et de l'Algarve. Commentaire dans le texte.

CHAPITRE VI

SÉQUENCES ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

Dans le présent chapître, nous nous proposons de voir comment s'agencent les différents lithofaciès, les fossiles et autres traces analysés précédemment et de définir aussi précisément que possible les conditions de sédimentation des «Grès de Silves».

Les caractères géochimiques de la série seront interprétés dans le cadre séquentiel ainsi défini.

A — TERMINOLOGIE

Pour mener à bien cette étude, je me suis servi de la séquence, telle qu'elle a été définie en 1956 par A. Lombard et utilisée notamment par A. Bersier (1958) et par B. Haguenauer (1973).

Ce précieux outil de travail peut donc se définir comme suit: la séquence représente une unité de sédimentation dont la suite ordonnée des termes constitutifs (lithofaciès) résulte d'un épisode continu ou discontinu de la sédimentation. Elle est limitée par deux surfaces de stratification d'un type particulier: ces surfaces, appelées diastèmes, interrompent la suite logique des lithofaciès et sont souvent à l'origine de la rythmicité des dépôts; ces diastèmes traduisent un arrêt de sédimentation (phase passive: non dépôt; phase négative: érosion) suivi d'un changement des processus de dépôt.

Pour A. Lombard, la séquence «est indépendante de l'échelle»; la séquence unité définie par Ph. Mangin n'échappe pas à ce principe (1).

Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons également les termes de microséquence et de mégaséquence.

Les unités séquentielles observées étant composées principalement de lithofaciès détritiques et mesurant de quelques millimètres à un petit nombre de mètres, le premier de ces termes servira pour caractériser des séquences de petite taille, quelques millimètres à quelques centimètres, suivant que la granulométrie des termes constitutifs est fine ou grossière.

Le terme de mégaséquence, que j'ai employé dès 1968 (Palain; 1968 a) caractérise une succession de séquences présentant ou non une évolution vers l'un ou l'autre des pôles extrêmes de la séquence virtuelle fondamentale. Cette unité, qui peut donc être positive ou négative à la différence des séquences la constituant (toujours positive; B. Haguenauer, 1973), est limitée par des diastèmes d'importance régionale: discordance angulaire ou discontinuité de ravinement (disconformité).

(1) Communication orale de l'auteur à M. J. Hilly.

D'un point de vue génétique, elle représente l'enveloppe d'un ensemble de petites phases de sédimentation se succédant identiques à elles-mêmes ou se modifiant dans le temps; dans le premier cas elle s'assimile à un faciès (mégaséquence indifférenciée de Haguenauer, 1973), dans le second elle correspond à une succession de faciès (2).

De plus nous distinguerons, en tenant compte de la position spatiale de l'unité séquentielle:

— la séquence complète dont tous les termes constitutifs sont observables dans l'encaissant;

— la séquence rabougrie, dont il manque un ou plusieurs termes à la base;

— la séquence tronquée lorsqu'un épisode érosif (phase négative) a fait disparaître un ou plusieurs termes supérieurs;

— la séquence incomplète lorsqu'il n'est pas possible de savoir à quoi attribuer l'absence du ou des termes supérieurs (érosion ou non dépôt);

— la séquence discontinue à laquelle il manque un terme intermédiaire.

B — DESCRIPTION SÉQUENTIELLE ET INTERPRÉTATION DES CONDITIONS DE DÉPÔT

Les exemples qui sont proposés au lecteur correspondent, les uns à des séquences réelles, les autres à des séquences reconstituées à partir d'unités existantes mais partielles. Dans les deux cas, les unités analysées sont représentatives d'un grand nombre de séquences, complètes ou non, observées et levées sur de nombreuses coupes.

Séquences et structures sédimentaires étant étroitement liées, elles seront décrites et interprétées ensemble.

L'analyse des séquences ayant pour but de définir les conditions de sédimentation, les exemples choisis ont été classés en deux grands groupes:

— les unités liées à l'environnement continental (symbole C), lequel peut être subdivisé en un certain nombre de domaines; piedmont (Pt), fluviatile (F), paralique (P) (3);

— l'environnement littoral (L).

Afin de caractériser les différents types séquentiels, des lettres minuscules donnant la nature des termes constitutifs sont ajoutées aux sigles symbolisant les domaines de sédimentation: r: rudites; a: arénites; l: lutites; c: carbonates; e: évaporites; i: ichnites d'origine animale; m: Mollusques; v: Végétaux.

1 — Séquences liées à l'environnement continental

a — Exemple 1: Séquences Pt — r, a

— Nord du Tage. Affleurements situés à différents niveaux de la butte de Pereiros, entre la plaine alluviale du rio Ceira et la R. N. 110. Niveau conglomératique du terme B 1.

---

(2) Ce terme est pris dans le sens de «somme des caractères lithologiques et paléontologiques que présente un dépôt en un point donné». Haug, 1919.

(3) Le domaine paralique, situé à la limite de l'aire de sédimentation franchement continentale et présentant beaucoup d'affinités avec le domaine fluviatile a été placé dans l'environnement continental.

a. 1 — *Description*

Ces affleurements sont constitués par la succession assez régulière de lits conglomératiques et de lits arénitiques d'échelle décimétrique (fig. II-42 a, a′ et Pl. XXXVIII, fig. 3).

Les premiers sont du type ct 2 (chap. II), c'est-à-dire en lentilles allongées relativement bien classées, soit du type ct 4, en lits plus étendus et nettement hétérogranulométriques. Les arénites présentent également deux aspects différents: les unes ont une matrice peu abondante et peuvent être granoclassées positivement (nous les appelerons gf), les autres sont en revanche très mal classées, renfermant une phase pélitique conséquente ainsi que des galets et des graviers dispersés (gn). Aucun litage n'est habituellement visible dans ces différentes strates arénitiques.

Les limites inférieure et supérieure des amas conglomératiques lenticulaires (ct 2) sont généralement nettes et à ondulations peu prononcées. De petites lentilles gréseuses sont parfois piégées au sein de ces couches. Les rudites ct 4 sont au contraire pratiquement toujours difficile à individualiser de l'encaissant gréseux.

Toutes les combinaisons étant possibles, on trouve les successions suivantes: ct 2-gf, ct 2-gn, ct 4-gf et ct 4-gn.

a. 2 — *Conditions de dépôt*

Nous avons déjà précisé les conditions de sédimentation des niveaux conglomératiques. Ct 2 représente une barre longitudinale édifiée et progressant dans un cours d'eau anastomosé. Ct 4 présente les caractères des dépôts de nappe torrentielle étale. Les grès interstratifiés semblent devoir être rapportés au même type de sédimentation (cf. courbes granulométriques; chap. III).

L'interprétation que l'on peut donner aux 4 séquences est la suivante.

— Séquence ct 2-gf. Dépôt dans un courant canalisé; la diminution de la vitesse et de la compétence de l'agent de transport conduit à l'édification d'une séquence positive. Le phénomène l'engendrant est continu ou discontinu. Le diastème représente soit une surface d'érosion, soit l'ancienne topographie du fond. Ce substratum ne correspond pas nécessairement à la base d'un chenal (fig. II-42 a).

— Séquence ct 2-gn. A la phase de haut régime d'un cours d'eau qui tri le matériau qu'il transporte, succède une phase de dépôt en vrac. Cette dernière peut être consécutive à une crue brutale dans le chenal: les eaux montent brusquement, s'écoulent dans les multiples bras du réseau anastomosé et de ce fait perdent rapidement leur vitesse et leur charge (Leopold, Wolman et Miller, 1964).

La séquence est positive; le phénomène est plus ou moins discontinu (fig. II-42 a).

— Séquence ct 4-gf. Une nappe étale (sheet-flood), d'énergie élevée largue en vrac sa charge. L'étalement et/ou l'infiltration des eaux plus ou moins argileuses dans un sol sec et poreux favorise la sédimentation. Il y a ou non érosion du substratum. Un courant plus régulier succède. Les deux phases de sédimentation, qui correspondent à des hydrodynamismes très différents, ont pu être séparées par une période passive d'assez longue durée.

La séquence est positive, la discontinuité du processus originel n'est pas nettement marqué (fig. II-43 a′).

— Séquence ct 4-gn. Les sédimentations ont pu se former dans une ou deux nappes étales successives. Un certain classement pouvant s'opérer dans la masse transportée (Bull, 1964), les deux termes peuvent résulter d'une seule phase de dépôt.

La séquence est positive; le phénomène est continu ou discontinu (fig. II-43 a′).

Ces différents types de successions s'observent couramment dans les cônes alluviaux, appelés «alluvial-fans» par les auteurs anglo-saxons (Cailleux, 1950; Blissenbach, 1954; Bull, 1963, 1964; Wertz, 1964; Lustig, 1965; Denny, 1967).

b — **Exemple 2: Séquences Pt — F-r a, c, e**

— Algarve. Affleurement situé à 1 km à l'Est de San Bartolomeu de Messines. Route menant à S. Marcos de Serra (x = 187,75; y = 32,40; z = 120-130 m). Unité AA.

Nous avons eu l'occasion d'analyser les dépôts visibles sur cet affleurement, dans le chapître consacré aux rudites (ct 6). Les séquences débutent par un amas conglomératique hétérogranulométrique, cimenté par de la calcite, auquel succède soit un grès lithique à ciment carbonaté, soit directement un calcaire détritique et à cristaux de gypse (fig. II-43b).

Lorsque le diastème est net, il correspond à une surface irrégulière. La présence d'intraclastes de nature carbonatée implique une érosion et le dépôt synsédimentaire du chimique.

La discontinuité très marquée de ces séquences détritico-chimiques est le résultat de deux épisodes consécutifs et totalement différents: un épisode hydrodynamique de régime élevé, une phase passive au cours de laquelle le chimique cimente le matériau détritique et forme un niveau plus ou moins épais.

La précocité de la précipitation des carbonates (éléments intraformationnels), la présence de gypse, de grains lithiques éclatés (Pl. XXI, fig. 5) et de quartz microdivisé (R. X.) permettent de rapporter la cristallisation des carbonates et sulfates à un processus d'ordre pédogénitique (Alimen. 1958; Haguenauer, 1973) sous climat caractérisé par des périodes sèches et chaudes.

Les deux épisodes ont dû se suivre rapidement mais la seconde peut être considérée de durée incomparativement plus longue que la première. Ils se placent dans un contexte de piedmont ou fluviatile (oueds).

c — **Exemple 3: Séquences Pt-F — r, l et Pt-F — r, a, l**

— Nord du Tage. Secteur septentrional. R. N. 1 (km 250), rive gauche du rio Vouga. Partie inférieure du terme A 1.

c. 1 — *Description*

Au-dessus de quelques mètres de pélites rouges d'aspect homogène, on observe plusieurs séquences détritiques d'extension latérale réduite (fig. II-33).

Toutes débutent par un diastème d'érosion bien marqué, sur lequel repose soit une arénite, soit une rudite de type ct 1.

L'arénite est très hétérogranulométrique: il renferme des galets et graviers dispersés ou concentrés à proximité du diastème, de nombreux micas orientés en tous sens ainsi qu'une matrice argileuse assez abondante. Le conglomérat est assez homométrique mais aucun granoclassement ne s'y observe. L'un ou l'autre de ces lithofaciès est directement surmonté par un lit de pélite rouge. Si le mur de celui-ci est rtlativement plan, sa limite supérieure porte les traces d'une ou de plusieurs phases d'érosion.

c. 2 — *Conditions de dépôt*

Les séquences sont discontinues. Cette discontinuité marquée ainsi que les caractères granulométriques du matériau grossier traduisent d'une manière très évidente les changements brutaux du régime hydrodynamique (fig. II-43 c).

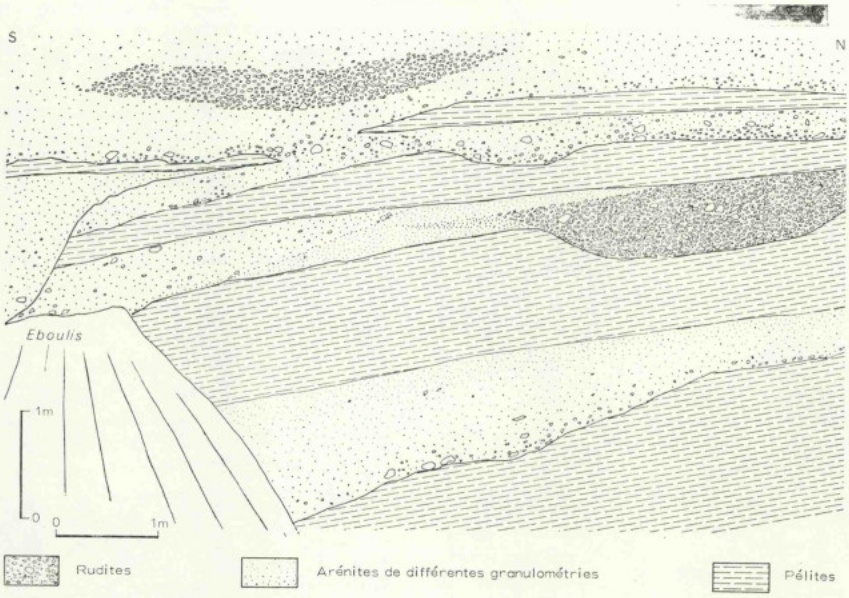


Fig. II-33 — Séquences de type Pt — F — r, a, 1.
Il s'agit de séquences discontinues limitées par des diastèmes d'érosion. Ces dépôts se forment dans des cours d'eau soumis à de rapides et fréquentes variations d'énergie.
Terme NT — A 1; talus de la RN 1 au Sud du rio Vouga.

Les arénites représentent très vraisemblablement un dépôt rapide, en vrac. L'introduction partielle ou totale de la matrice pélitique par infiltration (ou par altération diagénétique de feldspaths, par exemple) paraît improbable, car les micas, dont le comportement hydrodynamique est voisin de celui des argiles, sont disposés sur toute l'épaisseur du lit et sont abondants. De tels dépôts arénitiques mal classés existent souvent dans de petits lits inondés seulement lors de fortes crues par un courant très fugace (Leopold et Miller, 1956; Schumm, 1961; Leopold, Emmett et Myrick, 1966).

Les cailloutis, également sans tri granulométrique notable et comblant de petites gouttières, peuvent s'interpréter de la même manière. Leur contact direct avec les pélites de sédimentation calme, confirme cette hypothèse.

On se trouve en présence d'une sédimentation engendrée par des cours d'eau éphémères, dans le domaine piedmont et fluviatile.

d — **Exemple 4: Séquences F — r, a**

— Nord du Tage; environs de Coimbra. Affleurement situé à 6 km au S. de Coimbra, sur la route de Coimbra-Tomar (R. N. 110) à l'embranchement de la route de Santa Clara (x = 177,062; y = 356,506; z = 82 m). Partie inférieure du terme B 1.

d. 1 — *Description*

Cet affleurement (fig. II-34 et Pl. XIV, fig. 1) montre une structure en auge dont la base est par endroits soulignée par une zone très indurée et craquelée.

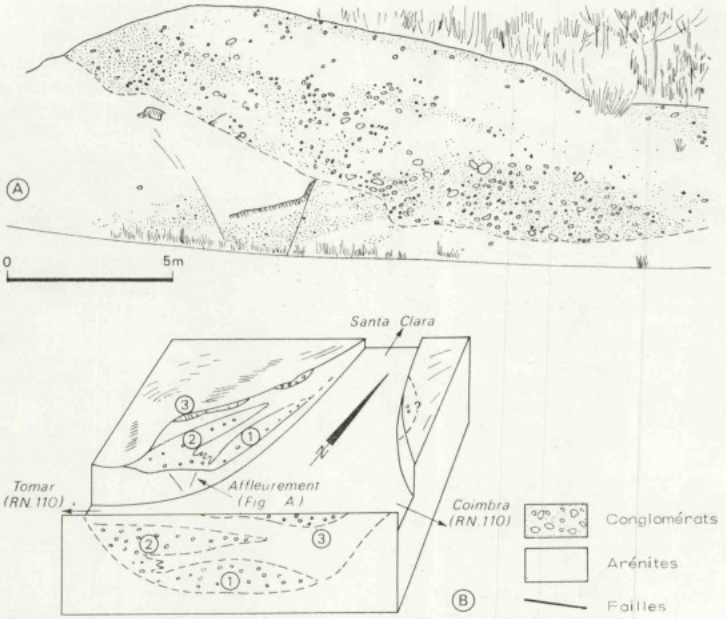


Fig. II-34 — Séquences de type F — r, a.
Sur l'affleurement représenté, ces séquences constituent le remplissage d'un chenal étroit dont il a été possible de reconstituer la géométrie.
Croquis de l'affleurement (fig. II-34 A) et essai de reconstitution du chenal (fig. II-34 B; voir Pl. XIV, fig. 1).
Partie inférieure du terme NT—B 1; affleurement de la route Coimbra — Tomar, butte de Pereiros.

Les terrains sous-jacents sont constitués de quelques lits d'ordre métrique de conglomérat fin plus ou moins granoclassé et de puissantes couches d'arénite grossière à stratifications obliques tabulaires de grandes dimensions (plusieurs mètres d'envergure). Deux petits décrochements, décalant chacun d'environ un mètre un lit de conglomérat, s'arrêtent au niveau de la surface de discontinuité et n'affectent pas le remplissage de la structure en auge.

Ce remplissage comporte plusieurs niveaux conglomératiques (type ct 2) et d'arénites feldspatho-lithiques (fig. II-34 a et b). La stratification des dépôts est assez floue. Si, à la base, une grosse lentille de conglomérat (niveau 1; 10 × 2 m) reposant directement sur le fond du chenal est assez bien individualisée, plus haut arénite grossière, arénite conglomératique et conglomérat (niveau 2) s'interpénètrent et se relaient tant horizontalement que verticalement. On discerne toutefois un lit conglomératique, épais sur le bord de la structure et s'amenuisant vers le centre. L'extrême sommet de l'affleurement laisse voir, sur quelques décimètres, un troisième niveau grossier.

Ces conglomérats sont très mal classés; leur granulométrie varie du bloc de plus de 30 cm de longueur à la matrice gréseuse renfermant une fraction argileuse importante. On n'observe aucun granoclassement à l'intérieur des couches.

Les arénites, localement riches en galets isolés de toutes tailles, ne présentent pas non plus de litage ni de granoclassement apparent.

Ni la forme, ni la répartition des galets n'ont permis de définir le sens et la direction du courant d'apport. Toutefois, une étude minutieuse de terrain permet de retrouver le chenal dans le talus de la route de Santa Clara. A 15° près, son axe serait orienté N 150° E et, de ce fait l'affleurement convexe étudié est, dans sa partie sud, approximativement perpendiculaire et, dans sa partie nord, à peu près parallèle à l'allongement de la structure (fig. II-34 b). Sur le talus opposé de la route (partie rectiligne de direction N-S), une cicatrice d'érosion s'observe très localement au tiers supérieur (fig. II-34 b): alors qu'au dessous les dépôts sont identiques à ceux situés sous le chenal, l'arénite qui la surmonte n'est pas litée et contient quelques graviers et galets épars. L'essentiel de la structure avait donc moins de 20 mètres de largeur réelle.

d. 2 — *Conditions de dépôt*

La structure visible sur cet affleurement correspond à un chenal étroit creusé dans des dépôts alluviaux. Les petites failles étant très vraisemblablement synsédimentaires, il est possible que le creusement ait été accentué, sinon occasionné par des mouvements locaux du sol. Quoiqu'il en soit, le courant qui a creusé et remblayé le chenal possédait, à certaines périodes du moins, un régime élevé. Le très mauvais calibrage et à un degré moindre l'absence d'orientation préférentielle des galets indiquent que ces dépôts très grossiers se sont accumulés rapidement, vraisemblablement lors de crues violentes suivies de décrues brutales. Les arénites, qui ne présentent ni litage oblique, ni granoclassement, mais contiennent des graviers et des galets dispersés, correspondent elles aussi à des dépôts de courant rapide. Il n'est pas impossible que la vitesse élevée des eaux soit liée à l'étroitesse du chenal (Leopold, Wolman et Miller, 1964). Ce haut régime des eaux laisse à penser que des érosions synsédimentaires ont dû se produire et que le remplissage du lit est constitué par une succession de séquences discontinues ou tronquées; mais aucun indice ne permet de le démontrer (fig. II-43 d).

e — **Exemple 5: Séquences F — (r), a**

— Nord du Tage. Le type de séquence décrit s'observe d'une manière discontinue sur la butte supportant Vilarinha da Cima (6 km au N. de Coimbra). Pour l'illustrer, deux autres affleurements ont été choisis: butte de Pereiros, environ 10 m au-dessus de la R. N. 110 et à moins de 100 m de l'entrée W de Castelo Viegas; Lamas, sur la R. N. 342, km 48,3). Terme B 1.

e. 1 — *Description*

L'unité séquentielle, qui peut atteindre entre 5 et 10 m de puissance, comprend (fig. II-43 e):

— un diastème d'érosion bien marqué (Pl. XXXV, fig. 4);

— une unité de litage oblique de forte épaisseur (localement 4 m). Les feuillets constitutifs sont de granulométrie variable et variée; certains sont formés par une arénite de granulométrie grossière, d'autres renferment en plus un nombre plus ou moins élevé de graviers lithiques. La plupart présentent un granoclassement assez prononcé le long des feuillets, les particules les plus volumineuses reposant dans la partie basse des lits obliques. Au sommet du faisceau isolé, les feuillets, apparemment moins inclinés que dessous, sont surmontés d'une manière discordante (Pl. XXXV, fig. 3) par une arénite grossière et bien classée présentant un litage horizontal fin lié à une linéation de délit. Cette strate, d'épaisseur variable, n'est pas toujours présente. Elle est remplacée ou surmontée par des groupements de faisceaux de stratification oblique. Ces unités sont d'abord de grande envergure (plusieurs mètres) et de granulométrie grossière, de largeur n'excédant pas le mètre (Pl. XXXV, fig. 5). Les arénites de granulométrie moyenne associées à ces dernières sont ravinées et surmontées par un dépôt nettement plus grossier (Pl. XXXV, fig. 5).

e. 2 — *Conditions de dépôt*

La structure de base correspond à une barre transversale progressant sur le fond d'un chenal à la manière d'un petit delta (Jopling, 1966). Ce type de structure directionnelle est fréquente dans les cours d'eau anastomosés de rapport largeur/profondeur élevé. Suivant la hauteur de la tranche d'eau surmontant le relief, la vitesse, le volume et les caractères de la charge, la barre continue à se développer ou cède la place à une ou plusieurs variétés de figures de courant de plus petite taille (Ore, 1964; Smith, 1970). Les données de la littérature ne permettent pas de définir le régime d'écoulement (upper lower flow regime) de l'agent responsable de ces grandes structures. Leur position en base de séquence et sous la linéation de délit suggère un haut régime. En fait, le nombre de variables intervenant sur le fond d'un chenal en voie de comblement est tellement élevé que rien n'est moins sûr.

Ce qui est certain, c'est que la séquence mise en évidence est représentée par une succession de termes de granulométrie décroissante. Elle est positive et traduit le comblement d'une structure chenalisante. L'extension latérale de cette dernière expliquerait que l'on ne puisse jamais l'observer en totalité, compte tenu des dimensions des affleurements.

f — Exemples 6, 7 et 8: Séquences F — r, a, l

Ce type de séquence, très fréquent dans la série, est illustré par trois exemples:

— Exemple 6: affleurement du Nord du Tage, route reliant les villages Vouga et Macinhata da Vouga, rive gauche du rio Vouga (x = 173,10; y = 407,775; z = 40 m). Terme A 1.

— Exemple 7: affleurement voisin du précédent et même terme A 1, talus de la R. N. 1, entre le rio Vouga et la pousada de Serem (x = 171,875; y = 405,875; z = 40 m).

— Exemple 8: NT-B 1: carrière de Pussos (x = 181,050; y = 315,375; z = 290 m).

f. 1 — *Exemple 6. Description (fig. II-35)*

La base de l'affleurement est représentée par une couche pélitique rouge d'une quinzaine de mètres de puissance. Elle est d'aspect homogène et sans litage net. Son examen attentif permet cependant d'y observer plusieurs lithofaciès se relayant tant verticalement qu'horizontalement. Il s'agit de grès silto-argileux, de pélite gréso-micacée et surtout de pélite franche. Ces lithofaciès passent de l'un à l'autre soit brusquement, soit généralement d'une manière progressive. Il est très difficile de mettre en évidence des séquences nettes. Lorsque c'est le cas, les unités sont positives, de type grès-pélite et de faible épaisseur (quelques centimètres). Ces roches, bien que dures et se débitant en fragments anguleux, sont pratiquement dépourvues de carbonates. Localement, des sortes de concrétions carbonatées ovoïdes existent (Pl. XXXII, fig. 5); elles sont de même couleur, vert pâle, que les traînées verticales développées autour de racines actuelles et que le fin liséré bordant le mur du corps gréseux.

Cette puissante strate est surmontée par des arénites de teinte généralement beige auxquelles s'associent en disposition séquentielle positive, des conglomérats et des pélites. Ce corps gréseux, épais d'une quinzaine de mètres également, est en contact avec la masse argileuse sous-jacente suivant une surface plus ou moins fortement ondulée (D, fig. II-35).

Ce diastème ravinant est franc sur plusieurs mètres (fig. II-35 A, a), mais localement les faciès inférieur rouge et supérieur blanchâtre peuvent être étroitement intriqués (fig. II-35 A, b). Dans ce cas, le sommet de la couche silto-argileuse présente des sortes de mamelons et des digitations à contours flous moulés par l'arénite sus-jacente, plus ou moins riche à ce niveau en argiles qui la colorent en rose ou en rouge.

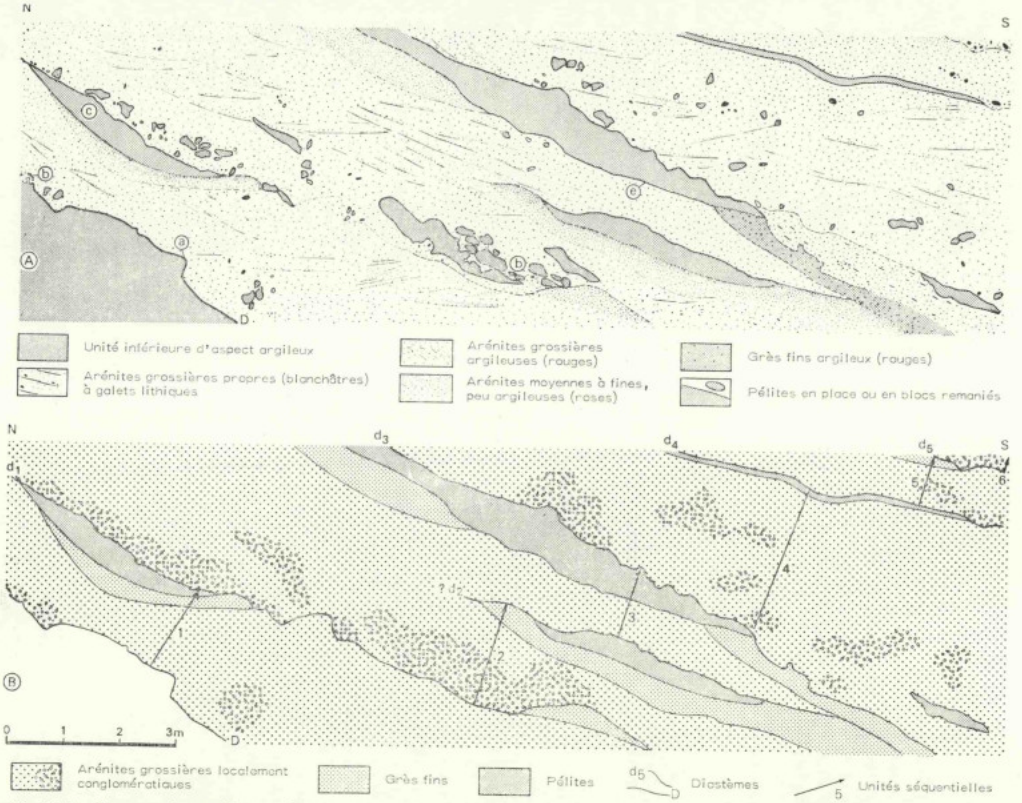


Fig. II-35 — Séquences de type F — r, a, 1.
Représentation détaillée (d'après photographies et croquis de terrain) (fig. II-35 A) et interprétation séquentielle (fig. II-35 B) d'un corps sableux dans la partie inférieure de l'unité A du Nord du Tage.

Ce diastème correspond à la base de la séquence 1 (fig. II-35 B). Celle-ci débute par des arénites grossières relativement propres, à grains lithiques, feldspathiques et micacés. Elles sont stratifiées obliquement; les faisceaux et feuillets, peu marqués par des joints, sont essentiellement soulignés par des zones finement granoclassées positivement (arkose microconglomératique à grès moyen). Le litage oblique est du type arqué (à très faible rayon de courbure) et les faisceaux (observés dans un plan approximativement perpendiculaire au courant) sont de longueur variable (quelques centimètres à 2 m). De place en place et en position quelconque dans cette masse gréseuse, un ou plusieurs blocs ou galets intraformationnels de pélite rouge, de forme irrégulière (mesurant jusqu'à 30 cm de longueur), s'observent seuls ou associés à quelques galets de quartz et de quartzite.

Ces niveaux grossiers sont par endroits surmontés par des arénites plus fines de teinte généralement rose, puis par une pélite franchement rouge. Le passage d'un terme à l'autre peut être progressif ou au contraire brutal. La pélite, terme le plus fin de cette séquence 1, ne s'observe qu'en un seul endroit (fig. II-35 A, c), où elle forme une lunule concave à la base, pratiquement plane, mais irrégulière dans le détail, au sommet.

Elle est surmontée par une brèche intraformationnelle constituée de nombreux blocs et galets rouges de forme quelconque et de quelques éléments lithiques cimentés par une arénite très grossière. A ce niveau bréchique correspond latéralement une masse argilo-silteuse mesurant 2,80 m de longueur et dont la surface supérieure présente de profondes échancrures remplies de grès blanchâtre (fig. II-35 A, d). Des blocs intraformationnels de forme très irrégulière et de contour assez flous ne sont séparés de cette surface et entre eux que par un fin liséré arénitique. Tous ces éléments sont situés au contact ou à peu de distance du diastème plus ou moins net et ondulé (d_1) qui représente la base d'une nouvelle séquence (fig. II-35 B, séquence 2). Ils constituent le seul indice permettant d'admettre la superposition des deux séquences lorsque des termes de même granulométrie sont en contact.

Le sommet de la séquence 2 peut être identique à celui de la séquence 1; dans ce cas, il est représenté par un lit lenticulaire de pélite. Le diastème d_2, qui matérialise la base de la séquence 3, ne s'observe qu'au niveau de la lentille argileuse et du grès fin qui possède une plus grande extension latérale que cette dernière. Vers le Nord, il n'est plus visible et il est impossible de différencier les deux termes en contact, tant du point de vue granulométrique que du litage qui est partout oblique.

Les caractères de cette séquence 3 sont les mêmes que ceux des deux rythmes sous-jacents. On peut toutefois remarquer le biseautage vers le Sud du terme de base et, par ailleurs, le contact franc entre ce lithofaciès grossier et la pélite du sommet de séquence (fig. II-35 A, e) qui forme une strate d'épaisseur très irrégulière (de 70 à 0 cm).

Au-dessus d'un diastème très ondulé (d_3), la séquence 4 débute soit par une arénite propre et beige à litage oblique (au Nord), soit par une arénite aussi grossière que la précédente mais très argileuse, rougeâtre et homogène (au Sud), et se termine par un fin lit lenticulaire argilo-silteux qui repose sur toute sa longueur sur des arénites relativement grossières.

La partie supérieure de l'affleurement montre enfin deux séquences (5-6) à base localement conglomératique. Les éléments, essentiellement lithiques et d'une taille modale de 4 cm, sont jointifs et concentrés dans de petits creux de quelques centimètres de profondeur. Les diastèmes érosifs d_4 et d_5 sont localement bien soulignés par ces amas de galets et par les contacts pélite-grès conglomératique; en d'autres endroits (non reproduits sur la figure), ils sont, comme pour d_2, impossible à mettre en évidence.

f. 2 — *Conditions de dépôt*

Si le diastème D peut être interprété comme la base d'un chenal creusé consécutivement à l'incursion d'un cours d'eau dans une zone caractérisée jusque là par une sédimentation essentiellement fine, ceux qui existent plus haut dans le profil (d_1 à d_5) corres-

pondent ou à des déplacements locaux de courants divagants (lits mineurs dans lit majeur, rivières anastomosées), ou sont le résultat de simples variations du débit, de la vitesse et de la compétence d'un cours d'eau dans un chenal simple.

La fréquence et la taille des éléments intraformationnels témoignent de l'intensité des différentes phases d'érosion. Cette érosion peut s'effectuer d'une part sur le fond du chenal et donner des intraclastes qui subsisteront sur la nouvelle topographie en soulignant ainsi le hiatus sédimentaire, d'autre part sur les berges. Les observations faites par J. M. Coleman (1969) dans des cours d'eau montrent que les éboulements de berge, susceptibles de donner naissance à des blocs très volumineux, se produisent souvent lors des décrues rapides. Le sable, cohérent quand imbibé d'eau sous pression pendant les périodes de hautes eaux, flue lorsque cettt pression diminue, entraînant les sédiments argileux suricombants qui, plus indurés, se fragmentent et donnent des éléments de toutes tailles. Ceux-ci tombent dans un lit où la sédimentation peut être encore active et sont rapidement fossilisés. Ce type de matériau intraformationnel, emballé dans une arénite plus ou moins grossière résultant d'une sédimentation continue n'est lié à aucun diastème d'érosion. Il est possible que les intraclastes isolés assez haut au-dessus du diastème d_3 aient une telle origine.

L'éboulement peut également se produire sur un substratum pratiquement émergé; si les eaux abandonnent le chenal, les intraclastes peuvent se dessécher et éventuellement éclater en fragments anguleux plus petits (Bull, 1964). Les échancrures observées sur le bloc situé en base de la séquence 2 (fig. II-35 A, d) pourraient être le résultat d'un tel phénomène.

La surface sur laquelle repose de tels éléments autochtones, peut rester intacte et recevoir un nouveau dépôt, soit identique au précédent et dans ce cas le joint disparaît (mimétisme) sauf au niveau de la rudite, soit de granulométrie différente et un diastème net apparaît. Une érosion peut aussi précéder la phase active; suivant la force du courant, les éléments pélitiques sont entraînés ou restent sur place en protégeant le substratum. Le nouveau diastème d'érosion se raccorde alors à la surface protégée par l'amas. Une telle suite d'évènements peut être envisagé pour l'amas très grossier et le diastème d_1 (fig. II-35). Enfin, il est également intéressant de signaler que ces blocs et galets sont uniquement constitués par une pélite homogène. Il semblerait, comme nous le verrons plus loin, que les faciès de granulométrie plus grossière et plus hétérogène ne possédaient pas une cohésion suffisante pour être conservés à l'état de galets. On peut ainsi constater que le grès fin à matrice argilo-ferrugineuse de la séquence 3, localement érodé, est surmonté par une arénite grossière riche en matrice, ce qui semblerait indiquer que le sédiment s'est dispersé en se mélangeant avec l'apport nouveau (diastème diffus), alors que le terme de base de la séquence 4 est propre au-dessus du lit argileux (diastème franc).

A la phase passive succède une phase active de la sédimentation. Celle-ci, après le dépôt des gros éléments, se caractérise systématiquement par le développement d'arénites à litage oblique formé lors de l'avance de trains de dunes ou la migration de petites barres sableuses. Les conditions hydrodynamiques du cours d'eau se modifiant généralement dans le sens d'une diminution de la vitesse et de la compétence, des dépôts de granulométrie de plus en plus fine, avec ou sans litage horizontal net, se formaient, donnant naissance à une unité séquentielle positive et granoclassée régulièrement.

Mais si le régime variait rapidement, à un dépôt grossier tracté pouvait succéder un dépôt très fin se sédimentant presque essentiellement par décantation: la séquence 4 et la partie médiane de la séquence 3 (fig. II-35 A, e) en sont des exemples. Il n'est pas nécessaire d'invoquer une érosion, encore qu'un tel processus puisse se faire lors d'une décrue sur un seuil (Derruau, 1962), pour expliquer un hiatus granulométrique séparant deux termes d'une séquences positive. La phase finale de la sédimentation s'effectuait sur des surfaces irrégulières comme le montre l'allure de la surface inférieure des lits argileux terminant les séquences: séquence 1 (point c, fig. II-35 A) et séquence 3.

De nombreux caractères, entre autres le contact discontinu et suivant une surface irrégulière entre deux termes de séquence indiquent que le processus de dépôt conduisant

à la formation d'une séquence peut s'être fait par à-coups, avec des arrêts plus ou moins prolongés de la sédimentation (cours d'eau intermittent).

f. 3 — *Exemple 7. Description*

L'affleurement montre (Pl. XXXVI, fig. 2).

— à la base et au sommet, deux puissantes couches de pélite rouge d'aspect homogène et sans litage apparent comme celle disposée sous le corps gréseux de l'exemple étudié précédemment;

— une partie médiane, puissante d'environ 5,5 m, constituée par l'alternance de lits lenticulaires d'arénites beige et de pélites rouges.

La strate arénitique la plus ancienne repose sur la pélite inférieure suivant une surface très irrégulière, représentant un diastème de ravinement (Pl. XXXVI, fig. 2). Quelques éléments pélitiques et du socle s'observent à proximité du contact et dans la masse arénitique, riche en grains lithiques et feldspathiques. La granulométrie d'ensemble décroit de bas en haut, évoluant d'une arénite très grossière à une arénite moyenne. Celle-ci passe brusquement à une pélite rouge. La limite entre ces deux lithofaciès est pratiquement plane. Si dans la partie nord de l'affleurement cette couche argileuse, épaisse de 1,5 m, est unique, au Sud, elle est dichotome: un lit arénitique identique à celui de la base la séparant en deux (Pl. XXXVI, fig. 2). La limite inférieure de ce nouveau lit grossier et beige est peu ondulée; elle représente néanmoins une surface d'érosion, comme l'atteste un petit pavage basal d'intraclastes rouges.

La partie supérieure de la couche pélitique dichotome est surmontée par une strate gréseuse qui a la particularité de passer par interdigitation et dégradé de la base au sommet (et du Nord au Sud) à la couche pélitique supérieure. La différence de couleur et de granulométrie permet de constater que les contours des apophyses sont nets et ondulés.

Si aux extrémités N et S de l'affleurement, il n'est possible à première vue de mettre en évidence pour la partie supérieure de l'affleurement qu'une seule séquence, dans la zone centrale, plusieurs séquences successives sont individualisables. Une observation détaillée montre qu'il existe en fait des discontinuités granulométriques au sein de l'arénite, en regard du toit des langues de pélite. La couche pélitique, en revanche, ne semble pas avoir enregistré de fluctuations.

On a affaire ici à deux variétés de séquences (fig. II-43 f):

— une première est dite séquence discontinue (Haguenauer, 1970), la pélite supérieure reposant directement sur un terme gréseux plus ou moins grossier. L'absence du terme silteux franc et même du grès fin se traduit par une surface de stratification nette, appelée faux diastème (Haguenauer, 1970, 1973);

— la seconde variété, observable dans la partie nord du corps gréseux supérieur, est incomplète, car uniquement constituée par des arénites. La différence de granulométrie, plus grossière à la base, plus fine au sommet, souligne suffisamment le diastème qui latéralement sépare pélite de grès. Autrement dit un diastème peut supporter des séquences d'aspect différent (fig. II-43 f).

f. 4 — *Conditions de dépôt*

Il ne fait pas de doute que le diastème très irrégulier inférieur représente la base d'un chenal et marque le début d'une sédimentation liée à un hydrodynamisme de haute énergie. L'importance des échancrures pratiquées dans le sédiment pélitique, vraisemblablement très cohérent lors de l'érosion, l'absence de structures directionnelles et de matrice

à la base suggèrent un haut régime d'écoulement. De la même manière, la superposition pélite sur arénite assez grossière, indique un arrêt brutal de ces conditions et leur remplacement par un bas régime, permettant une sédimentation par décantation.

La partie supérieure, quant à elle, caractérise la décroissance progressive et saccadée des apports grossiers et la mise en place d'un domaine de sédimentation calme. Les interdigitations et les hiatus granulométriques dans l'arénite traduisent les luttes d'influence de chacun des milieux. On assiste au remplacement d'un chenal (corps gréseux) par une vasière (fig. II-43 f). Les caractères des sédiments qui s'y sont développés ne permet pas de connaître l'évolution de cette dernière. Il est certain toutefois qu'elle fut régulièrement alimentée par les crues, lorsque les eaux des chenaux actifs voisins débordaient.

On peut penser que la vie, végétale sinon animale, a pu se développer dans ces petits bassins de décantation. Rien toutefois ne permet de l'affirmer. La végétation actuelle (traces claires sub-verticale; Pl. XXXVI, fig. 2) rend l'exploitation des indices de bioturbation (cutanes, décolorations, concrétions carbonatées) très délicate.

f. 5 — *Exemple 8. Description*

Le front de taille mesure environ 50 m de long et de 6 à 7 m de hauteur. Son tracé est irrégulier mais présente une direction générale sensiblement N-S. Seule la partie septentrionale de la carrière (fig. II-36) était exploitée lors des deux visites effectuées (1966 et 1969).

Les profils observés, un peu différents d'une année à l'autre ont montré des dépôts répartis en séquences nettes, d'épaisseur généralement supérieure au mètre mais d'extension latérale réduite (5-15 m). Ces unités séquentielles comprennent, de la base au sommet, tout ou partie des termes détritiques suivants (fig. II-36):

— une brèche intraformationnelle à blocs et galets de shale ou de pélite, de couleur vert ou rouge. Ces éléments, qui dans certains niveaux peuvent atteindre plus de 50 cm de longueur, reposent soit sur un lit de même lithologie, d'épaisseur variable et dont la surface supérieure est très irrégulière, soit sur une arénite plus ou moins grossière. Ils sont généralement anguleux et ont une forme allongée, approximativement parallélépipédique; certains ont l'aspect d'une cupule dont les bords sont redressés à la manière des plaques de desquamation des mud-cracks (Pl. XXI, fig. 2). Ces éléments intraformationnels sont pratiquement toujours associés à des galets et graviers lithiques et à une arénite très grossière. Latéralement la brèche peut disparaître et être remplacée par un pavage constitué de galets allochtonts juxtaposés sur une seule épaisseur;

— ce terme de base est surmonté par une arénite grossière blanchâtre, à matrice généralement peu abondante; il représente habituellement le lithofaciès le plus épais de l'unité séquentielle. Les stratifications, obliques, sont très faiblement arquées à planes et ont souvent plusieurs mètres d'envergure. La base de la plupart des faisceaux, ainsi que de bon nombre de feuillets internes, est marquée par un alignement plus ou moins ininterrompu de graviers ou de fins galets allochtones ou intraformationnels. Les feuillets obliques sont pratiquement toujours nettement granoclassés positivement, tant perpendiculairement que parallèlement aux surfaces obliques;

— au-dessus apparaissent des lits argileux.

Deux types de strates peuvent être observés. Dans un premier cas (partie septentrionale du front de taille), un lit de pélite rouge et verte, atteignant 2,20 m de puissance, repose suivant un contact franc sur une arénite blanche relativement grossière. Les teintes soulignent une stratification plane, la couleur rouge dominant très largement sur la verte.

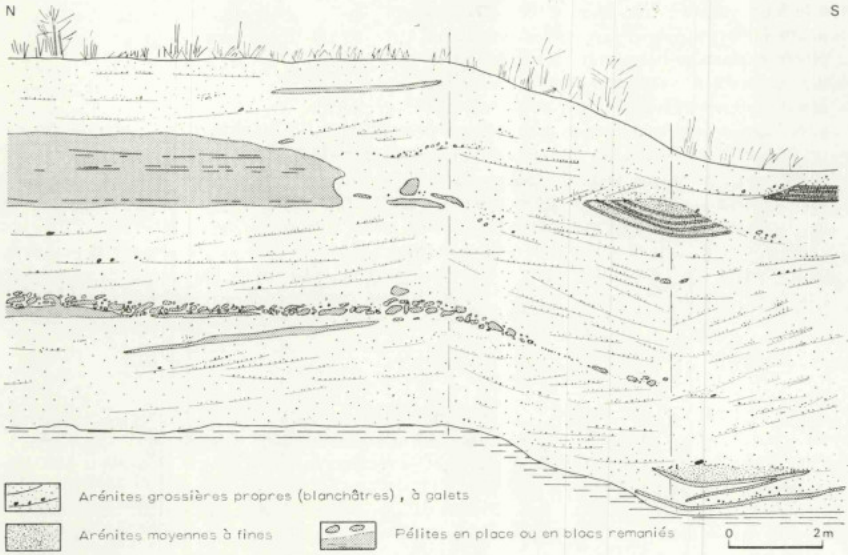


Fig. II-36 — Séquences de type F — r, a, 1.
Dépôts fluviatiles à chenaux mal individualisés dans la partie supérieure du terme de base de la mégaséquence B du Nord du Tage. Bien que plus difficilement déchiffrables, les caractères sédimentologiques sont les mêmes que ceux observés à la base de l'unité lithostratigraphique A (voir fig. II-35).
Carrière de Pussos, au Sud-Est d'Alvaiazere.

Dans le second cas (observé en plusieurs endroits), le lithofaciès argileux, toujours de couleur verte, apparaît sous forme d'une succession de lits lenticulaires. Ils constituent le terme supérieur de fines séquences, centimétriques à décimétriques, débutant par une arénite. Le passage de ce terme plus ou moins grossier à la pélite est tantôt progressif et l'arénite est alors granoclassée, tantôt tranché, mettant parfois une arénite contenant des graviers en contact avec la pélite. D'une manière générale, lorsque la granodécroissance dans les fines unités séquentielles est nette, les lits sont limités par des surfaces bien parallèles entre elles; en revanche quand l'alternance est soulignée par des contacts très tranchés, les lits pélitiques sont diversement inclinés et peuvent être coalescents (fig. II-36). Les strates argileuses, d'extension métrique, se terminent soit par amenuisement progressif, soit brusquement au niveau d'un diastème ravinant.

De tels diastèmes sont particulièrement bien visibles lorsque l'érosion atteint des niveaux argileux. Par exemple, le puissant lit observable sur quelque 10 m de long dans la partie septentrionale de la carrière est affecté par de profondes échancrures et s'interrompt brusquement. Dans le prolongement du mur de cette couche existe une lentille de même lithologie, mais puissante de 20 cm à peine, sur laquelle repose un grès conglomératique et quelques blocs intraformationnels épars. Plus loin et il en est de même pour d'autres limites d'érosion, le ravinement n'est matérialisé que par de petites concentrations de galets, intraformationnels ou lithiques, ou même n'est plus observable.

f. 6 — *Conditions de dépôt*

Sur cet affleurement, s'il est toujours possible de différencier, grâce à l'étude séquentielle, les différentes phases de dépôt sur une verticale et de reconnaître les caractères d'une sédimentation fluviatile, il est en revanche beaucoup plus difficile de délimiter les unités (chenaux) dans l'espace; ceci est très fréquent, quelle que soit la taille des affleurements, dans le terme B 1. Cette difficulté tient en partie à ce qu'il est impossible d'observer les diastèmes d'une manière continue et sur de grandes distances. La présence fréquente, dans ces arénites, d'un litage oblique dont les bases de faisceaux sont autant de petites érosions rend aussi l'observation et toute interprétation délicates.

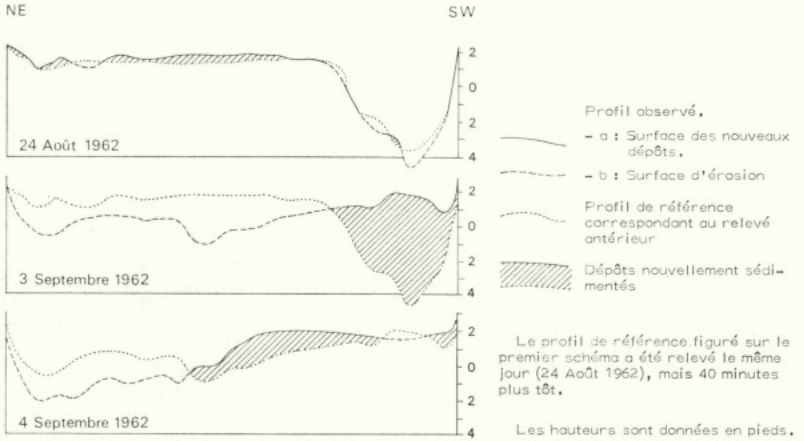


Fig. II-37 — Exemple de ravinement et de remplissage dans un cours d'eau actuel.
Coupe transversale dans le rio Grande (U. S. A.), d'après J. C. Harms et R. K. Fahnestock (1965, p. 104).

Les diastèmes peuvent correspondre à une phase d'érosion qui a intéressé une grande surface mais ne pas être repérables par suite du mimétisme (Bersier, 1958) ou bien au contraire être réellement le résultat d'un ravinement d'extension latérale limitée. Le fait que la disparition d'un diastème, qui latéralement est souligné par une discontinuité granulométrique nette, se fasse toujours au niveau d'une arénite apparemment homogène du point de vue granulométrique, plaide en faveur du mimétisme. Toutefois, la seconde hypothèse ne doit pas être rejetée: elle se vérifie dans de nombreux cours d'eau anastomosés actuels (Colby, 1964; Harms et Fahnestock, 1965) où une phase de ravinement est très souvent locale et n'intéresse qu'une partie des sédiments (fig. II-37).

Cette diversification des conditions de l'hydrodynamisme et de la sédimentation pendant une période très limitée et sur de très courtes distances trouve d'ailleurs de nombreuses preuves dans la différenciation verticale et horizontale des séquences étudiées jusqu'ici. Une même séquence est susceptible de présenter une évolution verticale différente en des points très voisins: complète ici, elle peut être incomplète là. Les différents termes qui la composent peuvent passer de l'un à l'autre d'une manière régulière et progressive en un endroit, irrégulière en un autre, avec récurrence (litage oblique dont chaque feuillet est granoclassé positivement) ou interruption (faux-diastème) du granoclassement (fig. II-43 f, f').

Signalons pour terminer l'étude de cette coupe où l'essentiel des caractères sédimentologique décrits précédemment s'observe, que la présence de fragments de fentes de dessication prouve l'existence de zones temporairement émergées.

g — Exemple 9: Séquences F — (r), a, l

— Affleurement à l'Ouest de Luso; Nord du Tage. Affleurement situé sur le nouveau tracé de la route Luso-Mealhada (R. N. 234), au niveau de la bifurcation avec la route desservant Barro (coordonnées: x = 176,550; y = 379,775; z = 135 m). Partie inférieure du terme B 1.

g. 1 — *Description*

L'affleurement, très frais lors de son étude (1969), mesure environ 75 m de long. Il montre des microconglomérats arkosiques et des arénites peu argileuses de teinte beige, des arénites argilo-pélitiques rouges violacé à bariolé de rouge et de vert et des pélites de couleur verte ou rouge.

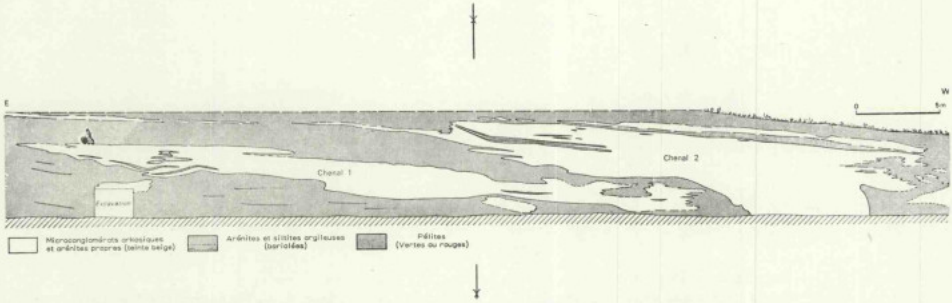


Fig. II-38 — Séquences de type F — (r), a, l, et chenaux bien individualisés dans le terme inférieur de la mégaséquence B.
Affleurement de la route Luso-Mealhada, à l'Ouest de Luso.

Les deux premiers lithofaciès constituent l'essentiel du remplissage de deux structures qui sont indiscutablement des chenaux (fig. II-38). Ces structures superposées sont légèrement décalées l'une par rapport à l'autre: la plus ancienne (chenal 1) se situant sous le bord oriental de la plus récente (chenal 2). La limite inférieure, très bien soulignée par la différence de teinte des couches qu'elle sépare, est très irrégulière; localement la pente est très forte et peut même dépasser 90° (surplomb).

Les niveaux, épais de quelque 5 m, dans lesquels s'inscrit le chenal 1, sont représentés par des arénites à matrice abondante et des pélites généralement gréseuses, vivement colorées. Le litage, essentiellement marqué par les variations de couleurs, laisse voir des couches planes et des lentilles d'extension métrique et de contour plus ou moins flous; les premières paraissent granoclassées par endroit, les secondes sont formées d'arénites beiges homogènes.

Le chenal 2 repose également sur des niveaux riches en minéraux argileux et sans litage apparent.

Le remplissage des deux structures est semblable tant du point de vue de la nature pétrographique que de la répartition des lithofaciès.

La partie centrale des chenaux est occupée par des arkoses de granulométrie généralement grossière (rudite fine, arénite). Des granoclassements positifs sur des épaisseurs d'ordre centimétrique s'observent par endroit; ils correspondent à des feuillets obliques. Quelques minces lits lenticulaires de pélite rouge ou verte existent à la partie supérieure dans un grès moyen à fin.

Sur le bord oriental, dans les deux cas, de nombreuses lentilles argileuses d'épaisseur centimétrique ou même inférieure au centimètre, à surfaces ondulées et localement dichotomes, s'interstratifient dans une arénite qui est dans l'ensemble moins grossière qu'au centre de la structure. Sur le bord opposé, on peut observer une interpénétration de fines passées, plus ou moins bien individualisées, de grès propres, beiges, ou au contraire argileux et colorés de rouge et de vert. Le passage entre cette zone de stratification confuse et très bariolée et les grès du centre de la structure est flou. Les lithofaciès remplissant le creux de la structure 1 sont surmontés suivant une surface pratiquement plane par des arénites argileuses rouges. Le contact, peu net sur le bord occidental, est généralement très tranché lorsque arénite beige et arénite rouge se superposent. Vers l'Est, ce dernier passe, sans discontinuité apparente, aux dépôts qui sont érodés par cette unité 1.

Sur le plan séquentiel, nous avons donc au-dessus d'un diastème correspondant à une surface d'érosion très marquée, individualisation de microconglomérats et d'arénites propres et stratifiés obliquement qui évoluent verticalement et latéralement vers des termes plus fins et/ou nettement plus argileux. Il s'agit d'unités séquentielles positives, formées par la dérive positive de séquences-unités (feuillets de stratification oblique, grès-pélite) elles-mêmes positives (fig. II-38).

g. 2 — *Conditions de dépôt*

Ces deux structures superposées et homologues peuvent être assimilées à des lits de courants fluviatiles divagants ou même considérées comme deux phases de l'évolution, dans l'espace et dans le temps, d'un seul et unique cours d'eau.

La forme des berges, localement fortement affouillées, et l'absence totale d'éléments intraformationnels à l'intérieur des chenaux montrent que le creusement s'est effectué dans des sédiments assez cohérents, mais non consolidés. Cette cohésion relative peut s'expliquer par la composition du matériau érodé: argiles et fer qui jouent le rôle de ciment (Tricart, 1965; Haguenauer, 1970), fraction sableuse souvent non négligeable qui rend le sédiment hétérogène.

La fourchette granulométrique assez large de ces niveaux riches en argiles ainsi que leur disposition laissent à penser qu'ils se sont pour une grande part déposés rapidement, sans qu'aucun triage granulométrique n'ait pu se faire. Il est probable qu'ils se sont formés dans une nappe d'eau qui provoquait une chute sensible et rapide de la vitesse et de la compétence du courant plus ou moins chargé de matériaux divers. Un tel processus a pu notamment se produire lorsque, en période de crue, les eaux rompaient brusquement les digues naturelles («crevasse-splay» des auteurs anglo-saxons) et inondaient les interfluves plus ou moins marécageux. Ceux-ci devaient par ailleurs être temporairement parcourus par de très petits chenaux où prenaient naissance les fines lentilles gréseuses beiges qui se trouvent au sein de la masse détritique bariolée.

La géométrie des berges (pente douce et régulière à l'Est, contours accidentés à l'Ouest) et les caractères du remplissage des chenaux présentent de grandes analogies avec ce que l'on observe dans les cours d'eau méandriformes actuels (Allen, 1965; Dreyfus, 1967. Harms et al., 1963; Harms et Fahnestock, 1965; Leopold et al., 1964). Dans ces deux chenaux fossiles, il est possible de reconnaître la berge concave affouillée, à l'Ouest, et la berge convexe, à l'Est, sur laquelle s'est développé une barre («point-bar») de sédi-

ments grossiers et lités obliquement. Dans les deux cas, après une phase pendant laquelle sédimentation et érosion se compensaient (fig. II-39 a), vient une période de comblement où la sédimentation l'emporte sur l'érosion qui est faible ou nulle (fig. II-39 b). Ce changement de régime (chenal actif-chenal plus ou moins abandonné), lié à l'incapacité pour les courants majeurs de maintenir un équilibre dépôt-érosion, peut être imputable à de nom-

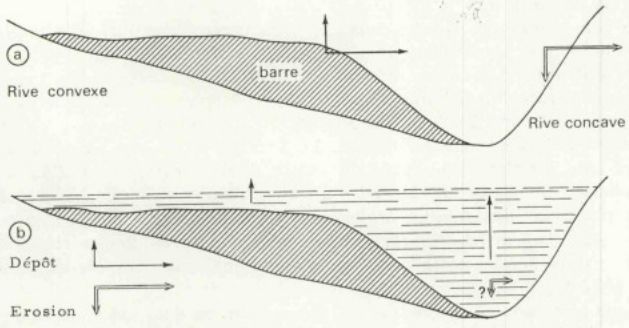


Fig. II-39 — Schéma de l'érosion et de la sédimentation dans un coure d'eau méandriforme.
a — Erosion de la rive concave et dépôt d'une barre sur la rive convexe. L'érosion et la sédimentation ont des intensités comparables.
b — Erosin faible ou nulle et comblement du chenal. La sédimentation l'emporte sur l'érosion.

breuses causes, par exemple: une baisse importance de l'intensité du courant, une berge concave trop résistante, une subsidence forte. Le remplissage du chenal s'effectue alors par accumulation d'un matériau fin sous l'action de courants peu compétents mais encore parfois légèrement érosifs (ces petites érosions locales expliquent les interdigitations arénites-pélites) ou dans des eaux de très basse énergie assurant le tranport de matériau très fin et son dépôt par décantation.

h — **Exemple 10: Séquences F — r, a, (l)**

— Affleurement naturel, à proximité d'Amorosa (Algarve). Abrupt situé à environ 1,5 km de Pedreira, sur le flanc de la colline formée par les arénites du terme AB 1.

h. 1 — *Description*

L'escarpement, haut de 2 à 3 m et long d'une cinquantaine de mètres, est orienté E-W. En remontant la série, on rencontre (fig. II-40) (4):

— plusieurs mètres de grès psammitique à microstratifications obliques. Ces fines structures sont tantôt bien dégagées par l'altération et donnent un aspect festonné à la série, tantôt à peine apparentes. Ces lits gréseux de granulométrie fine, épais de 10 à 50 cm, sont interrompus par une surface de discontinuité arquée, concave vers le haut; sa pente accentuée dans la partie supérieure (environ 45°), n'est que de 15-20° à la base de l'affleurement. Sur la partie basale de cette surface de ravinement repose une brèche intra-

(4) La position de l'affleurement, sur une pente envahie par les arbres, ne m'a permis ni de donner les coordonnées exactes, ni de faire de photographies et de dessin précis Seul un schéma synthétique a été élaboré.

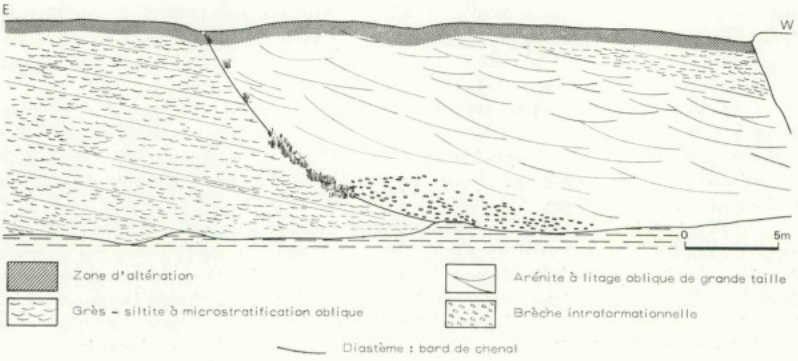


Fig. II-40 — Séquences de type F — r, a, 1.
L'affleurement montre la bordure d'un chenal dont le remplissage se compose d'une brèche intraformationnelle (terme r), de grès litiques à litage oblique de grand taille (a), de grès et de siltita à microstratifications oblique (a, 2). Ces derniers lithofaciès forment également le soubassement du chenal.
Terme AB 1; escarpement à l'Ouest d'Amorosa.

formationnelle à intraclastes discoïdes de pélite rouge. Ce terme, qui peut atteindre 1,20 m de puissance, est surmonté par une couche de grès moyen lité obliquement, de 4 à 4,20 m d'épaisseur. Les faisceaux, de type arqué, mesurent en moyenne 50 cm de puissance. Ils font place vers le haut à des microstratifications obliques (1 m) identiques à celles des terrains érodés.

Les directions de courant obtenues à partir des deux unités de microstratifications obliques s'écartent d'une soixantaine de degrés. Le sens en est toutefois le même, soit sensiblement N-S (donc normal au plan d'observation). Les rares mesures effectuées sur les unités de grande taille donnent un sens identique.

L'environnement est ici encore franchement fluviatile. Nous avons affaire à une portion de chenal recoupé presque perpendiculairement à son allongement..

Son remplissage est représenté par une séquence positive à trois termes; ruditegrès moyen-grès fin. Le litage montre également une évolution verticale: inexistant à la base, il est oblique et définit des unités de grande taille puis de petite taille (fig. II-40).

En toute logique, cette séquence est incomplète: un terme argileux, dont on retrouve des fragments dans le terme de base devrait terminer ce rythme. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de savoir si cette phase de sédimentation calme a été déposée et préservée (séquence complète), déposée puis érodée (séquence tronquée) ou n'a pu être formée.

Le terme argileux, qui peut être observé ailleurs au-dessus de dépôts arénitiques présentant des caractères identiques (même formation) montre dans de nombreux cas ou des traces d'érosion ou des fentes de dessication (fig. II-43 g et Pl. XXXVII, fig. 6).

h. 2 — *Conditions de dépôt*

J. C. Harms et R. K. Fahnestock (1965) considèrent que cette succession lithofaciès-figures sédimentaires est susceptible de se former dans tout courant unidirectionnel canalisé. Les observations faites dans de nombreux cours d'eau actuels (Strakhov, 1957; Harms, Mac Kensie et Mc Cubbins, 1963; Allen, 1965) montrent qu'elle se développe fréquemment dans les rivières de type méandriforme et caractérise de nombreuses barres «cunéiformes» (point-bar). L'évolution du chenal (migration latérale) sur un substratum non ou peu subsident est telle qu'il est rare de pouvoir observer une section complète d'un lit, d'autant

que les plans d'observation sont d'orientation quelconque par rapport à son allongement. L'exemple décrit précédemment est un cas exceptionnel.

Que le chenal ait ou non été méandriforme, il est possible de retracer les différentes phases de son remplissage.

La rudite de base, qui peut tapisser tout le fond du chenal («chenal-lag» des auteurs de langue anglaise), représente vraisemblablement un dépôt de haut régime («upper flow regime») par son caractère homogène (Walker, 1967) et sa position séquentielle. Ce type d'écoulement est susceptible de décaper un dépôt argileux, très résistant vis-à-vis du ravinement hydrodynamique.

Les grès à litage oblique, en revanche, appartiennent à un régime moins élevé («lower flow regime») (Harms et Fahnestock, 1965) dans lequel se développent des dunes et des rides. Ces structures de fond engendrent des faisceaux de litage oblique de grande et de petite taille qui se succèdent sur une même verticale lorsque la vitesse du courant et/ou la profondeur d'eau diminuent. Le relief formé (point bar) se développant latéralement et vers le haut, peut être le siège d'une sédimentation par décantation ou s'exonder.

i — **Exemple 11: Séquences F-P — r, a, l, i**

— Affleurements naturels, partie occidentale de l'Algarve. Proximité de la Quinta da Estercala, près de Budens (coordonnées: x = 138,775; y = 14,325; z = 50 m).

i. 1 — *Description*

Deux affleurements distants d'une quinzaine de mètres, permettent d'observer toute une série de séquences positives ayant un certain nombre de points communs entre elles et avec celle mise en évidence précédemment (exemple 10).

La séquence virtuelle peut être définie comme suit:

h — pélit homogène ou bioturbée;
g — siltite à lamines horizontales et déformées par bioturbation;
f — grès très fin à lamines horizontales et déformées par bioturbation;
e — grès fin à microstratifications obliques;
d — grès moyen à litage oblique de grande taille;
c — grès moyen à linéation de délit;
b — grès grossier à moyen, homogène;
a — brèche intraformationnelle;
— diastème ondulé ou plan.

i. 2 — *Conditions de dépôt*

La séquence observée ne comporte jamais tous les termes (fig. II-41), mais ceux-ci sont d'autant plus nombreux que l'unité (4-1) est plus épaisse. Le diastème correspond le plus souvent à une surface d'érosion mais, sauf exception (base de 1′) les creux sont peu marqués. Il est difficile de se prononcer sur la base déformée par des figures de charge (Pl. XXXVII, fig. 3 et 4) des petites unités (3″-4″-5″-6″, fig. II-41).

Par rapport à la séquence analysée précédemment, on voit s'intercaler, entre le terme homogène de base et les faisceaux de litage oblique, un terme gréseux de granulométrie moyenne et finement laminé (linéation de délit). Sa position est tout à fait normale si l'on en juge par les observations faites en milieu naturel ou expérimental (Walker, 1967), un tel litage se formant dans la zone de transition entre un haut régime et un bas régime hydrodynamique. Ce litage, lié à un courant laminaire rapide, ne doit pas être confondu avec le litage fin des grès de granulométrie fine et des siltites, qui lui résulte d'une phase de sédimentation en milieu nettement plus calme. La position séquentielle de ce dernier

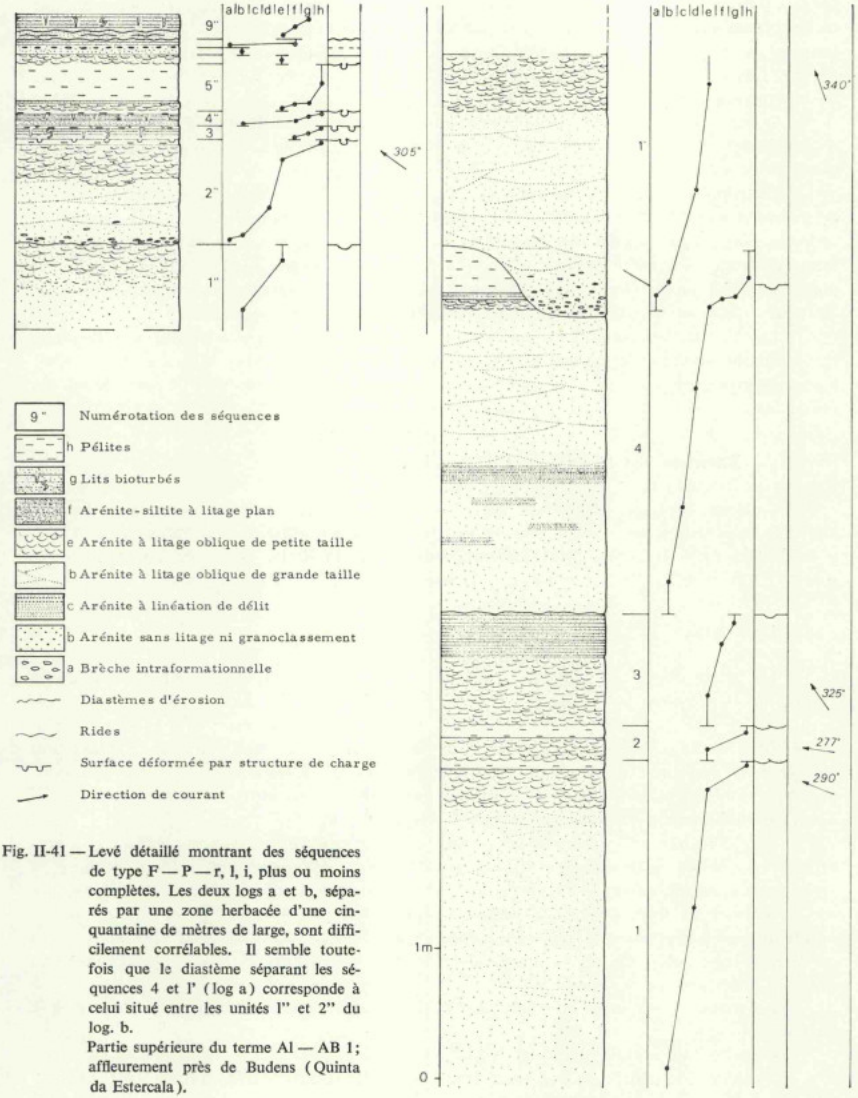


Fig. II-41 — Levé détaillé montrant des séquences de type F — P — r, l, i, plus ou moins complètes. Les deux logs a et b, séparés par une zone herbacée d'une cinquantaine de mètres de large, sont difficilement corrélables. Il semble toutefois que le diastème séparant les séquences 4 et 1' (log a) corresponde à celui situé entre les unités 1" et 2" du log. b.
Partie supérieure du terme Al — AB 1; affleurement près de Budens (Quinta da Estercala).

permet d'éviter toute confusion; il s'intercale entre les grès à microstratification obliques et les pélites massives (4), mais n'est pas systématiquement présent (2''-1-2). Les lits présentant ce litage plan sont souvent bioturbés (3''-4''-9'') (pistes et terriers; Pl. XXXVII, fig. 5). L'installation d'une abondante faune fouisseuse traduit également des conditions de sédimentation calme (Gall, 1971).

Toutes ces séquences, positives, traduisent une diminution progressive du degré d'énergie des courants qui, à l'échelle du site,conservent un sens et une direction remarquablement constants (fig. II-41).

Ces données vectorielles ainsi que l'agencement des termes lithologiques permet de penser à une domaine fluviatile semblable à celui avancé pour les deux exemples précédents, mais où les conditions étaient très favorables au dépôt de basse-énergie. La présence de traces d'activité organique abondantes suggère l'existence d'étendues d'eau calme plus ou moins vastes (flaques (5), disposées sur la plaine alluvialle, relayant dans le temps les cours d'eau et se répartissant dans l'espace entre les chenaux actifs.

Les fluctuations importantes des directions (non du sens) des courants à l'échelle de la zone acidentale de l'Algarve (où se situent les affleurements), nous avaient conduit à supposer un paysage très plat, semblable à certaines plaines littorales de mer, de lagune ou de lac.

j — Exemple 12: Séquences P-F — a, l, v

— Nord du Tage; affleurements de la Quinta de Peneireiro de la R. N. 110 et de Torre de Bera situés sur et au Sud de la butte de Pereiros (coordonnées Quinta: x=176,337; y = 355,825; z = 160 m — pratiquement km 23 sur la R. N. 110 — de Torre de Bera: x = 177,100; y = 353,212; z = 140 m). Terme C 1.

j. 1 — *Description*

La petite coupe qu'il m'a été possible de lever sur l'affleurement proche de la Quinta do Peneireiro, où furent découverts de nombreux et beaux exemplaires de Végétaux fossiles (Miranda, 1926; Teixeira, 1948), montre toute une série de séquences positives et fossilifères d'épaisseur comprise entre moins de 10 cm et 50 cm (fig. 6). Ces unités, visibles dans une excavation (pratiquée par des générations de géologues paléontologistes), sont surmontées par des unités séquentielles ravinantes nettement plus puissantes et uniquement composées de lithofaciès terrigènes.

Sur le second affleurement, les séquences sont pauvres en débris végétaux. L'arénite inférieure, de granulométrie grossière (localement graviers), sont à litage oblique; le grès fin supérieur présente systématiquement des rides de courant (Pl. XXXV fig. 1).

A Torre de Bera (fig. 6), les unités séquentielles peu épaisses possèdent un terme lignite qui se place entre le psammite gréseux ou silteux et le shale fossilifère et/ou dans ce dernier lithofaciès. Ce lignite forme de minuscules lentilles de 1 à 5 cm d'épaisseur, pour 30 à 100 cm de longueur.

La séquence virtuelle que l'on peut établir se présente comme suit (du sommet à la base (fig. II-43 j):

— pélite ou argilite azoïque;

— shale; les débris de végétaux sont très petits et concentrés en fines lentilles charbonneuses;

— lignite en strates lenticulaires;

— grès fin, très fin et siltite psammitiques à séquences-unités d'échelle millimétrique; les débris hachés de végétaux et les micas forment des lamines suivant lesquelles

(5) Terme emprunté à J. C. Gall (1972).

se fait le délit. Une lamine argilo-micacée existe parfois au-dessus, plus rarement sous la passée bioclastique (Pl. XXXV, fig. 2);

— grès fin à microstratifications obliques ou à rides ordinaires de courant: rares empreintes de feuilles;

— arénite fine à moyenne, granoclassée et délit plan discontinu; nombreuses empreintes de feuilles et de tige atteignant plusieurs centimètres de longueur (Pl. XXXV, fig. 2);

— arénite de granulométrie moyenne, passant à une arénite grossière. Présence ou non d'un litage oblique de grande taille; lorsque celui-ci manque, ce terme de base de séquence semble présenter une granodécroissance progressive;

— un diastème correspondant à une surface légèrement ondulée.

j. 2 — *Conditions de dépôt*

Ces séquences positives se sont formées dans un milieu aquatique de dynamisme de plus en plus faible.

Les Végétaux, dont on peut admettre qu'ils ont été transportés sur de courtes distances (cf. Chap. V), se déposent essentiellement avec le terrigène fin, lorsque l'énergie du milieu est faible (6).

La présence d'Esthéries dans ces eaux (Quinta do Peneireiro; Teixeira, 1946), de fossiles et de faciès à affinités marines dessous (B 2) et dessus (terme C 2 dans lequel existe également des pseudomorphoses de sel gemme) permet de penser à un domaine paralique, domaine classique de dépôts ligniteux (Haguenauer, 1973).

2 — Les séquences liées à l'environnement littoral

Les séquences et figures sédimentaires illustrant les dépôts sédimentés dans l'environnement littoral ont été observées et étudiées lors du levé de coupes détaillées.

Les logs les plus intéressants tant sur le plan lithostratigraphique que sédimentologique ayant été reproduits dans leur intégralité (I[e] Partie), il n'a pas été possible de particulariser par le dessin chaque unité séquentielle. A l'aide du texte, de la figure II-44 et des références indiquées pour chaque variété décrite, le lecteur devrait être à même de retrouver et sur les logs et sur le terrain les unités séquentielles qui l'intéresse. En fait il ne lui sera pas possible de trouver tous les exemples décrits car certains correspondent à des séquences virtuelles locales.

a — **Exemple 1: Séquences L — r, a, l**

— Nord du Tage. Nombreuses coupes dans le terme A 2 et localement dans B 1 (Anadia). Voir logs, figures 5, 9, 10, 11.

La séquence débute par un diastème continu à l'échelle de l'affleurement (50-100 m) et parallèle aux autres surfaces de stratification. Il est néanmoins irrégulier.

Les échancrures qui sont peu profondes (rarement plus de 10 cm), et parfois toute la surface de ravinement sont moulées par des graviers mélangés ou non à de petits galets (fig. II-42). Ce sont des éléments lithiques divers et des phénocristaux de feldspath.

Une arénite forme le terme suivant. Elle peut être de granulométrie grossière ou moyenne, homogène ou présenter un granoclassement positif net. Le quartz, élément dominant, est peu émoussé, subanguleux.

(6) Cette répartition séquentielle et la présence de différentes tailles de fragments organiques n'impliquent pas un long transport (Palain, 1966).

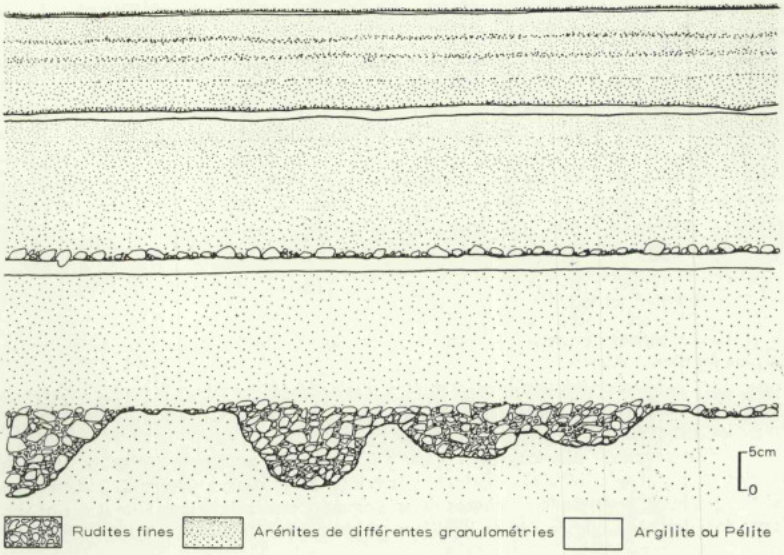


Fig. II-42 — Séquences de type L—r, a. 1.
Ces unités, peu épaisses et limitées par des surfaces plus ou moins irrégulières, sont continues sur une centaine de mètres. Observation faite à la partie inférieure du terme A 2, sur la butte de Pereiros.

Une pélite homogène et de couleur rouge surmonte directement l'arénite et termine l'unité séquentielle dont la puissance dépasse rarement de demi-mètre.

Cette séquence positive mais discontinue, rappelle la séquence Pt-F-r, 1/r, a, 1 (fig. II-43 c). L'extension et la rectitude du diastème et des lits, les caractères des séquences voisines (voir plus loin) permettent de penser à un milieu de dépôt très différent, de bordure de lagune où la sédimentation est liée à des courants étales et d'intensité très variable.

b — Exemple 2: Séquences L — a, l et L — a, l, i, v

— Nord du Tage. Nombreux affleurements des termes A 2 et C 2 (fig. 5, 6, 9, 10, 11, 19) et équivalent latéral des termes B 2 et C 1 de la zone de Penela (7) (fig. 15).

b. 1 — *Description*

Le diastème est une surface sinon rigoureusement plane, du moins à ondulations très peu marquées. Son extension et celle des couches surincombantes correspondent à la longueur des affleurements.

Le terme arénitique de base de séquence est constitué par une succession de minuscules granoclassements (épaisseur < 10 cm). Le terme inférieur de ces séquences-unités est souvent formé par une seule épaisseur de grains de quartz, feldspaths et lithiques, pas

(7) Cet équivalent latéral a été appelé terme B 2'; cf. Ière partie.

ou très peu façonnés. Leur granulométrie, grossière à moyenne, est en général nettement plus élevée que celle du terme supérieur, gréseux fin ou silto-argileux.

Lorsque le pavage grossier est pratiquement continu, le hiatus granulométrique avec le grès fin inférieur, plus rarement avec le grès fin susjacent, détermine un délit de sorte que chaque lit correspond soit à une fine séquence complète, soit à un terme de séquence-unité. La présence de micas orientés en sommet de rythme accentue ce litage.

Lorsque les gros éléments inférieurs sont disjoints, les fines occupent les espaces vides; le banc est alors compact et se compose de plusieurs microséquences.

Dans tous les cas une dérive positive de l'ensemble se met en évidence: elle se traduit essentiellement par la diminution de la taille des éléments de la base des séquences-unités.

Cette succession rythmique est pratiquement toujours couronnée par une pélite homogène de quelques millimètres à plusieurs décimètres de puissance.

Une variété très semblable est également très fréquente (fig. II-44 b'). Le diastème, plan ou à ondulations régulières (rides), est surmonté par un psammite dont chaque feuillet est une séquence-unité: grès très fin — siltite — lamine micacée et/ou argileuse. Des débris végétaux hachés peuvent être mélangés aux phyllites. Les surfaces sont planes ou matérialisent des rides à crête continue, plus rarement à crête discontinue.

Des shales gris verdâtre apparaissent ensuite. Leur examen détaillé montre également l'existence de microséquences formées cette fois de lamines silteuses et argileuses. Les débris végétaux, charbonneux et millimétriques, sont fréquents. Le litage est plan parallèle. Il peut être déformé par des traces de vie animale, essentiellement des pistes.

Au sommet de la séquence d'échelle métrique, somme des séquences-unités de dérive positive, des fentes de dessication peuvent exister (Pl. XXXIX, fig. 3).

b. 2 — *Conditions de dépôt*

Ces séquences enregistrent d'une manière très fine les fluctuations du milieu de sédimentation.

Dans le premier cas, la phase possédant l'énergie la plus élevée apparaît comme un épisode fugace. Les courants périodiques, responsables du pavage t de l'interruption de la sédimentation fine, devaient être des courants de fond, de vie très éphémère et de ce fait incapables de transporter longuement et de façonner les éléments.

Dans le second cas, la présence de rides, d'une bioturbation et localement de mud-cracks implique une faible tranche d'eau, une certaine agitation et des exondations périodiques.

L'ensemble de ces caractères ainsi que la présence au voisinage immédiat (C 2 et terme B 2') de faune de Mollusques permettent d'attribuer ces dépôts à un environnement littoral de type laguno-marin à marin.

c — **Exemple 3: Séquences L — (a), l, v**

— Nord du Tage. Nombreux affleurements des termes A 2, B 2 et C 2 (fig. 5, 6, 13, 15, 19, 22).

c. 1 — *Description*

Sur une surface de stratification plane ou à irrégularités peu prononcées, repose un lit à structure madrée, c'est-à-dire formé par l'intrication de fines lentilles de grès ou de siltite et d'argilite souvent riche en débris végétaux (cf. chap. I, et Pl. XXXIX, fig. 4).

Le terme suivant est un shale (fig. II-44 c). Que ces deux lithofaciès renferment ou non de menu débris de végétaux, ils ne sont pas de teinte rouge: grès et siltite sont blancs ou vert très pâle, l'argile est noire ou gris verdâtre.

Une pélite très argileuse et homogène, coiffée parfois par des fentes de dessiccation, termine parfois la séquence. Ce terme, généralement le plus épais de l'unité, est de couleur rouge. Lorsqu'un passée blanchâtre parallèle à la stratification se manifeste, elle correspond à une récurrence plus silteuse ([8]).

c. 2 — *Conditions de dépôt*

La séquence est positive. La structure madrée, dont on a déjà dit qu'elle est particulièrement développée dans les zones littorales plates, traduit une sédimentation alternativement agitée et calme ainsi qu'une faible tranche d'eau.

Le shale, lié à une sédimentation plus calme et uniforme, enregistre encore des fluctuations dans les apports. L'homogénéité et l'abondance de la fraction argileuse du terme supérieure indiquent, non pas une augmentation de la tranche d'eau, la présence locale de fentes de dessication en fait foi, mais l'installation d'une phase de sédimentation calme.

d — **Exemple 4: Séquences L — a, c, l**

— Nord du Tage. Affleurement de la moitié nord de la bande d'affleurement; terme A 2 (fig. 5, 10, 13).

d. 1 — *Description*

Plusieurs exemples sont nécessaires pour comprendre la diversité des positions et la signification des lits détritico-chimiques à chimico-détritiques (dolomies détritiques) de texture nuageuse du terme A 2.

α — Au-dessus d'un diastème plan ou légèrement ondulé, on trouve un banc arénitique. Sa partie inférieure correspond à une arénite à matrice argileuse, homogène ou nettement granoclassée; le sommet, induré, est représenté par une arénite cimentée partiellement ou totalement par de la dolomite. Sa granulométrie est la même ou plus fine que celle de l'arénite sous-jacente. La limite entre les deux variétés est assez floue tant à l'oeil nu qu'au microscope. En revanche, le contact arénite carbonatée-pélite surincombante est franc et correspond à une surface mamelonnée (fig. II-44 d). Très localement (fig. II-44 d), des lentilles de grès carbonaté ou argileux de faible extension latérale sont isolées dans la pélite non carbonatée, de couleur rouge ou rouge et grise.

ß — Dans une série de petites couches d'arénite argilo-ferrugineuse à un ou plusieurs granoclassements positifs (type L-al; fig. II-44 b), s'intercale une strate de grès ou de siltite carbonaté généralement dépourvue de tout classement net du clastique. Une certaine hétérogénéité peut exister, des poches (donnant parfois des géodes) de matériau exclusivement chimique étant individualisées çà et là.

Comme dans l'exemple précédent, le lit à carbonate pénécontemporain a des limites inférieure et supérieure respectivement peu nette et franche.

γ — Dans une alternance arénite-pélite, certains lits grossiers sont à matrice, d'autres sont carbonatés. La pélite est sinon dépourvue de dolomite, du moins en contient peu (5-15 %). Si la base du grès argileux correspond toujours à un diastème franc, celle du grès dolomitique est tantôt bien marquée, tantôt assez indistincte. La surface supérieure, plane ou mamelonnée, est nette.

A l'oeil nu, ces strates sont bariolées et parfaitement continues à l'échelle de l'affleurement. Les couleurs, variées (rouge, rose, rouge violacé, jaunâtre, orange vif, gris vert) sont réparties en taches nuageuses accentuant l'hétérogénéité pétrographique.

([8]) Ce caractère, observable également dans la série des « Marnes de Dagorda », semble assez systématique dans les «marnes» bariolées du Keuper du N. E. de la France (communication orale de C. Marchal).

L'examen microscopique, dont les résultats ont été donnés en détail au chapître consacré aux arénites, permettent d'interpréter ces dépôts comme suit.

d. 2 — *Conditions de dépôt*

Après une phase de sédimentation uniquement détritique, rythmique ou au contraire très uniforme (et calme) succède une phase de précipitation chimique s'accompagnant d'une corrosion et de l'éclatement du matériau silicaté fraîchement déposé.

Ces mécanismes suggèrent un processus pédogénétique semblable à celui qui se développe lors de la formation de croûtes calcaires en climat chaud et admettant des phases de pluviosité importante (Nagtegaal, 1969; Ruellan, 1970; Haguenauer 1973).

Il y aurait donc exondation périodique du bassin, ce qui n'est pas pour surprendre étant donné que ces dépôts se trouvent associés à des séquences formées sous une faible tranche d'eau et comportant parfois des traces d'émersion (2 exemples précédents).

e — **Exemple 5: Séquence L — a, l, c, i**

— Sud du Tage. Coupes dans les termes AA et AB 1 surtout (fig. 30, 31, 32, 39, 42).

e. 1 — *Description*

Deux séquences idéales puvent être données. Les séquences réelles comprennent rarement tous les termes (fig. II-44 e, e').

α — La séquence débute par un ou plusieurs lits de grès fin, très fin ou de siltite à microstratifications obliques. La surface inférieure est festonnée ou à irrégularités de forme et de dimensions quelconques (mais peu prononcées); le surface supérieure présente des indices de bioturbation (terriers cylindriques). Ce premier terme est surmonté parfois par un psammite où les ichnites sont abondants (terriers, pistes). Le terme suivant est représenté par une pélite pratiquement homogène et non carbonatée. C'est de loin le plus épais (souvent plus des 3/4 de la séquence).

Une dolomie couronne le tout. Le lit, qui dépasse rarement 40 cm de puissance, peut être vu latéralement sur plusieurs centaines de mètres (Pl. XXXIX, fig. 5). Son aspect n'est pas constant: ici compact, plus loin à débit en plaquettes avoisinant le centimètre d'épaisseur. Exceptionnellement, on y observe macroscopiquement des fentes de dessication (Pl. XXXI, fig. 4) ou des traces de vie (Pl. XXXI, fig. 2). La bioturbation, comme le microlitage, ne s'observent toutefois habituellement que sous le microscope.

ß — Au-dessus d'un diastème plan ou à ondulations peu accentuées se trouve un grès carbonaté de 20 à 40 cm d'épaisseur. La forme ainsi que la granulométrie des grains, essentiellement quartzeux, sont ceux de particules longuement triturées par les eaux.

Un lit à structure madrée sépare ce banc induré et bien dégagé par l'altération météorique d'une pélite plus ou moins nettement feuilletée, rouge ou verte (ou en bandes alternées, soit verte à la base et au sommet, rouge au centre).

Une dolomie grise, microséquentielle et souvent bioturbée termine la séquence (Pl. XXXI). Rappelons que les séquences-unités de cette dolomie comprennent deux termes: silteux propre à la base, dolomie micritique ou microspathitique au sommet (cf. p. 268 et Pl. XXX).

e. 2 — *Conditions de dépôt*

La base de ces séquences détritico-chimiques positives est liée à une phase hydrodynamique. Le régime, pas très élevé, est constant (microstratifications, grès homogène) ou saccadé (structure madrée, psammite microséquentiel).

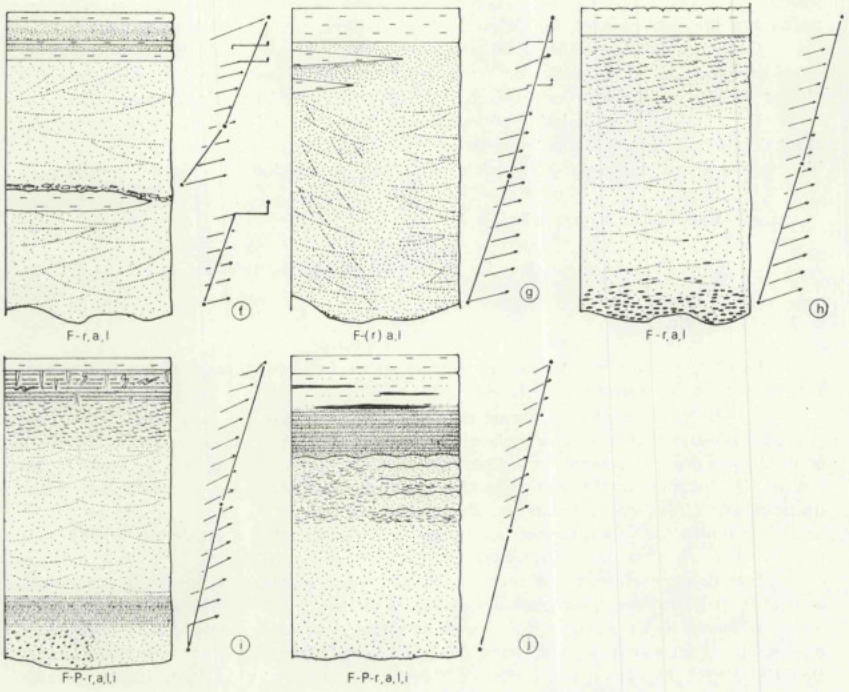
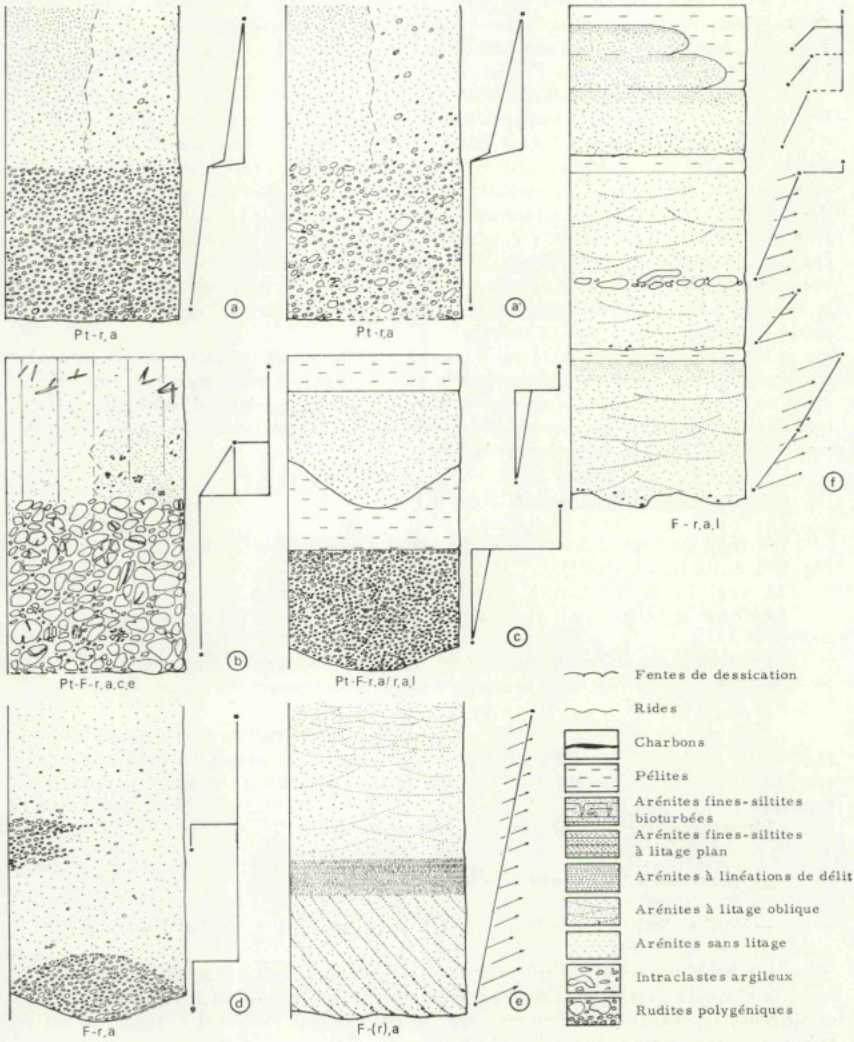


Fig. II-43 — Les différents types de séquences formées dans un environnement continental.
Ces dépôts de piedmont (Pt), fluviatile (F) et paralique (P), composés de lithofaciès détritiques terrigènes (rudites r, arénites a, lutites l) ou d'origine végétale (v), bioturbés (i) ou non, se localisent essentiellement dans les termes de base des unités lithostratigraphiques: A, B et C du Nord du Tage, AA et AB de l'Algarve, Sc de Santiago de Cacem.
Cette représentation donne d'une part les caractères structuraux des lithofaciès et stratonomiques du dépôt (colonne lithologie; légende dans le texte), d'autre part d'une manière schématique (portions de droite, flèches), une idée de l'évolution des conditions de sédimentation ayant engendré l'unité séquentielle. Lorsque les différents points représentatifs des lithofaciès s'alignent suivant une droite, la séquence a été élaborée dans un milieu dont l'énergie décroissait régulièrement ou d'une manière rythmique (granoclassements indiqués par des flèches); lorsqu'en revanche, les points sont reliés par une ligne brisée, la séquence est le résultat de changements brutaux des conditions de dépôt.


Pt-r,a
a
Pt-r,a
a
F-r,a,l
f
Pt-F-r,a,c,e
b
Pt-F-r,a/r,a,l
c
F-r,a
d
F-(r),a
e
Fentes de dessication
Rides
Charbons
Pélites
Arénites fines-siltites bioturbées
Arénites fines-siltites à litage plan
Arénites à linéations de délit
Arénites à litage oblique
Arénites sans litage
Intraclastes argileux
Rudites polygéniques

Les courants ne sont pas uniformes: les uns sont unidirectionnels et déposent rapidement leur charge terrigène issue vraisemblablement directement du continent; les autres, de direction et de sens non connus ne libérent leur charge plus grossière qu'après l'avoir triée et façonnée.

La phase responsable du dépôt de la partie sommitale, bien que se manifestant brusquement, n'interrompt pas pour autant la sédimentation terrigène. La faible quantité du matériau argileux surprend. Ceci laisse supposer ainsi d'ailleurs que la présence fréquente de traces de vie animale ,que le milieu n'était pas stagnant. La présence de la dolomite implique une tendance au confinement. D'après ce que l'on connaît de la formation des dolomies dans les sabkhas littorales, on peut penser que la cristallisation de la dolomite s'est faite en deux étapes: précipitation d'aragonite et/ou de calcite dans une tranche d'eau riche en sel mais néanmoins soumise à une certaine agitation et à des variations de salinité; formation de dolomite *in situ* lors des périodes d'exondation, soit avant le développement du dépôt supérieur, détritique. Dans certains cas, cette émersion conduit à la formation de fentes de dessication.

On conçoit aisément pour ces séquences, qu'elles soient complètes ou non, un environnement soumis aux influences conjuguées du continent et de la mer, soit un littoral sinon de mer franche (absence de macro et de microfaune marines, de structures résultant de courants multi-directionnels, etc... mais néanmoins existence de spores d'algues marines (cf. chap. V)), du moins de lagune.

f — **Exemple 6: Séquences L — (r) a, l, e**

— Nord du Tage. Affleurements des séries à stratification plane A 2 et C 2 et B 2′ (fig. 5, 6, 9, 10, 13, 15, 19, 21).

Il s'agit ici d'une séquence détritico-chimique discontinue.

La base détritique, peut être celle de la séquence L — r, a, l ou de l'unité séquentielle L — a, l.

Le sommet est un feuillet ou un film argileux généralement finement laminé. A la limite grès-shale et souvent dans le shale s'intercalent des pseudomorphoses de NaCl (fig. II-44 f et fig. II-32).

La cristallisation de ce chlorure semble s'être faite pendant ou immédiatement après la phase de dépôt par décantation, lorsque l'argile était très plastique. La sursaturation en sels peut être due à la minceur de la tranche d'eau ou au piégeage d'eaux déjà fortement saturées.

L'environnement est une zone de bordure de lagune.

g — **Exemple 7: Séquences L — m, a, l, c, (m)**

— Nord et Sud du Tage. Coupes des horizons-repère B 2, de Santiago de Cacem, AA-AB 3 (fig. 6, 19, 36).

Les horizons-repère des trois bandes d'affleurement sont constitués par plusieurs types de séquences, notamment de séquences L — a, l, i, v et L — (a) l, v (dans B 2 principalement). L'unité la plus représentative, décrite par J. C. Fischer et C. Palain en 1971, présente les caractères suivants (fig. II-44 g):

— un diastème généralement difficile à matérialiser; parfois net et ondulé;

— une biocalcirudite composée de valves entières (Nord du Tage) ou cassées (Algarve) de Lamellibranches, de coquiles de Gastéropodes, de radioles d'Oursin, exceptionnellement de fragments de Polypiers ou de pièces d'Ophiures. Les Mollusques, souvent abondants, se présentent généralement sous la forme de moules collés à la surface supérieure d'un lit dolomitique (d'où un diastème flou). On en trouve également dans des siltites brunâtres et friables ou emballés dans une pélite dolomitique en base de lit (Algarve surtout);

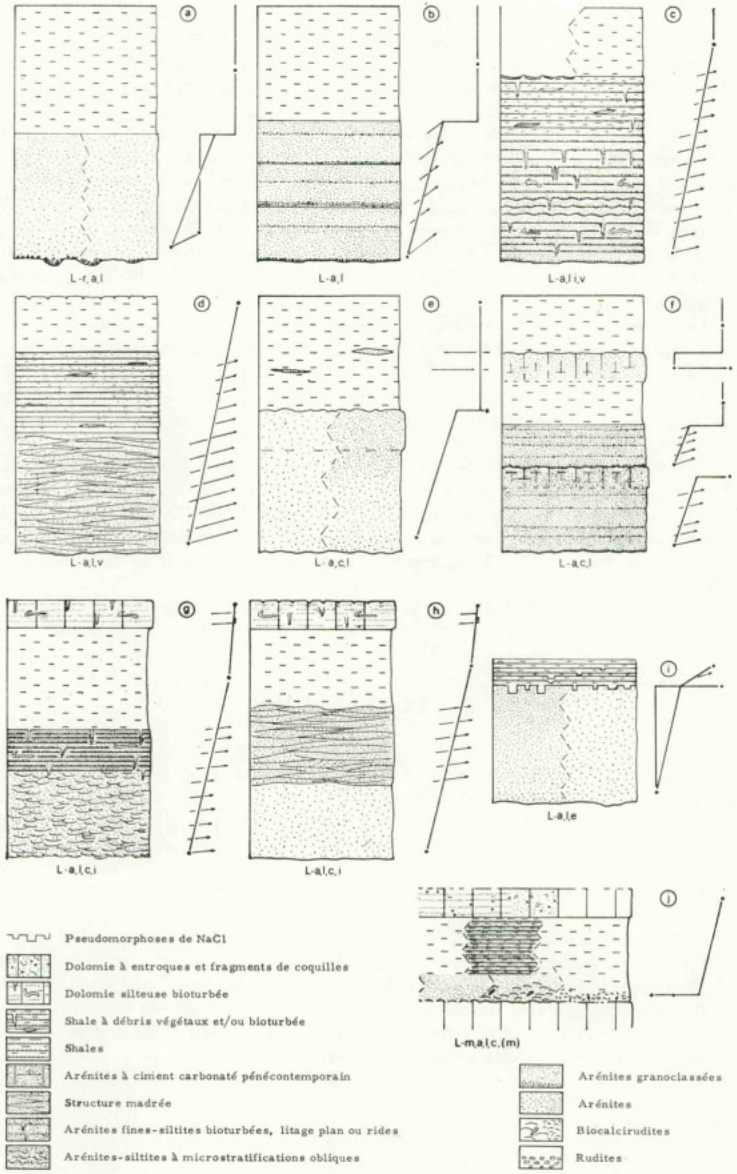


Fig. II-44 — Les différents types de séquences formées dans un environnement littoral.
Ces dépôts détritiques terrigènes (rudites r, arénites a, lutites l), détritico-chimiques, chimio-détritiques ou chimiques (carbonates c, évaporites e), fréquemment bioturbés (i), caractérisent les parties médiane et/ou supérieure des unités lithostratigraphiques des affleurements de bordure, soit les termes A 2, B 2, C 2 du Nord du Tage, l'essentiel de l'unité AA et les termes AB 2 et AB 3 de l'Algarve, les termes Sc 2 et Sc 3 de Santiago de Cacem.

— lorsque la biocalcirudite est composée d'une seule épaisseur de coquilles, elle est surmontée soit par un grès fin, soit par une pélite qui se charge progressivement en dolomite;

— le terme suivant et de fin de séquence est une dolomie détritique (Nord du Tage) ou pratiquement pure (Algarve). Le matériau détritique présent est en partie d'origine terrigène (particules silteuses, argiles), en partie d'origine organique (entroques, plus rarement fragments de valves et de coquilles de Mollusques). Ces éléments peuvent être répartis d'une manière homogène ou disposés en lamines. La microséquence type de ces dolomies est formée d'un therme terrigène, argilo-silteux cimenté par une microspathite, d'un terme supérieur essentiellement carbonaté: micrite ou microspathite isolant et corrodant des entroques.

La surface supérieure des bancs, de teinte bleu clair ou gris brunâtre, est dans certains cas ridée (Santiago de Cacem) ou comporte des rill-marks (Algarve).

L'étude détaillée de ces séquences et du matériau biodétritique (Fischer et Palain) permet d'envisager un environnement littoral plus franchement marin que celui suggéré par les autres séquences.

Les fluctuations rythmiques et l'abondance des produits terrigènes observées au Nord du Tage soulignent l'influence encore importante des apports continentaux, lesquels se manifestent à nouveau massivement avec la base de l'unité C.

L'homogénéité des termes, notamment des dolomies du sommet du terme AB 3, indique en revanche un milieu beaucoup plus stable et mieux abrité de la pollution continentale.

Dans tous les cas la bathymétrie devait être faible.

3 — CONCLUSIONS

L'étude détaillée de l'agencement spatial des lithofaciès et des structures sédimentaires constituant les dépôts terrigènes et chimio-détritiques de la base du Mésozoïque portugais permet de définir un certain nombre de séquences et de préciser les conditions de sédimentation dans lesquelles ces unités se sont formées. Les caractères de ces séquences d'importance décimétrique ou métrique reflètent en effet très fidèlement les vicissitudes du milieu de dépôt, en particulier la décroissance dans le temps et dans l'espace de l'énergie des agents responsables de la sédimentation.

Les dessins des figures II-43 et II-44 synthétisent les observations de détail faites sur le terrain; les sigles indiquent le cadre paléogéographique (Pt: piedmont; F: fluviatile; P: paralique; L: littoral) et la nature des constituants de chacun des types séquentiels.

Dans les paragraphes suivants, nous allons nous servir de ces données fondamentales pour préciser la paléogéographie des aires de sédimentation, l'évolution des caractères géochimiques et la stratigraphie des dépôts.

Là où stratification et lithologie ne se modifient pas radicalement (zone de Penela à unités essentiellement terrigènes) la limite est moins tranchée. Toutefois, comme le fit P. Choffat, cette limite qu'il est aisé de suivre sur le terrain (cf. Ière Partie), doit être utilisé en cartographie.

— Un diastème majeur ravinant, surmonté par du matériau détritique associé à des débris végétaux interrompt la mégaséquence B (sauf localement, zone de Penela; cf. fig. 27) et marque la base d'une nouvelle unité mégaséquentielle. Celle-ci est positive comme les deux précédentes puisqu'au terme de base essentiellement terrigène (C 1) succède des séquences détritico-chimiques (C 2), puis essentiellement carbonatées.

Les deux termes de base, auxquels nous nous sommes intéressés, représentent des dépôts paraliques.

En conclusion dans la majeure partie de l'affleurement de bordure du Nord du Tage, les «Grès de Silves» sont formés par la succession de trois mégaséquences (fig. II-45). Ces unités sont positives: elles débutent toutes par des séquences détritiques terrigènes de granulométrie grossière et évoluent soit vers des rythmes détritiques de granulométrie fine (A), soit également vers des unités à lithofaciès chimiques (B et C).

Chacune d'elle, de moins en moins grossière à la base, à termes chimiques de mieux en mieux représentés au sommet, se décale vers le haut de la séquence virtuelle fondamentale, c'est-à-dire que la succession des mégaséquences présente elle-même une dérive positive (fig. II-52).

Cet ensemble de faits traduit une envahissement par à-coups mais chaque fois plus sensible, du domaine continental franc par le milieu marin (Lombard, 1956; Haguenauer, 1973).

Ces mégaséquences sont susceptibles de présenter les mêmes «anomalies» que les séquences qui la composent, c'est-à-dire qu'elles peuvent être plus ou moins complètes, limitées par des diastèmes tantôt nets, tantôt flous et peuvent posséder une puissance qui varie latéralement.

Lorsque l'on examine des coupes N-S de la série complète (fig. II-46) et des différents termes mégaséquentiels (fig. II-47 et II-48), un certain nombre de remarques peuvent être faites.

b. 1 — *La mégaséquence A*

Cette unité, d'épaisseur maximum au Nord, se biseaute à l'extrémité méridionale: les deux termes disparaissent presque simultanément.

Le terme de base A 1 (fig. II-47 a) se compose de séquences de type Pt-r, a, Pt-F-r, l/r, a, l, F-r, a, F-(r), a, et F-r, a, l. Au Nord de Coimbra les deux premières variétés ne sont bien représentées qu'à la base. Ces séquences caractérisant le domaine piedmont sont relayées par des unités à termes mieux classés appartenant au domaine fluviatile franc. Pt-r, a et à un degré moindre Pt-F-r, l/r, a, l prédominent en revanche dans la moitié sud de la bande d'affleurement.

La fréquence très élevée de ce type de séquence, la puissance de leur terme conglomératique (fig. II-15) ainsi que l'amenuisement jusqu'à la disparition du terme A 1 laissent supposer que l'on touche des dépôts de plus en plus proches des reliefs nourriciers lorsqu'on se déplace du Nord vers le Sud. Ceci pourraît s'expliquer en admettant que les limites d'affleurements sont légèrement obliques par rapport à la limite d'extension orientale de l'aire de sédimentation. En fait, cette distribution des dépôts (fig. II-47) peut avoir trouvé son origine sous l'influence combinée de divers facteurs: la subsidence inégale, l'aspect topographique de l'aire de dépôt et du massif nourricier, la distribution géographique des roches-mères, métamorphiques au Sud, granitiques au Nord et le sens plus ou moins franchement Ouest-Est des courants de transport.

Il est également possible de distinguer un secteur nord et un secteur sud pour le terme A 2 (fig. II-47 b).

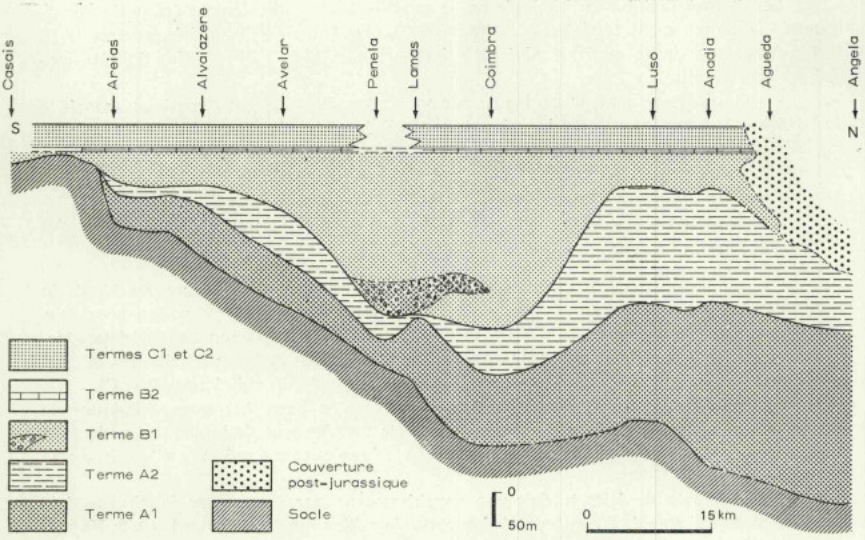


Fig. II-46 — La figure donne la géométrie des termes composant les mégaséquences A, B et la base de l'unité C dans les deux directions de l'espace soumises à notre observation. La base du terme B 2 a servi de niveau de référence (cote 0). Elle montre quelle a été l'évolution de la subsidence de l'aire de sédimentation: forte et se déplaçant du Nord vers le centre au cours du dépôt des termes A 1, A 2 et B 1 faible et uniforme au début du Lias représenté par B 2, C 1 et C 2.

Dans le premier, seule la partie inférieure est grossièrement détritique: on y observe de fréquentes unités de type L-r, a, l (Coimbra) ou des alternances de séquences ayant les unes les caractères des rythmes de A 1, les autres une granulométrie et une puissance plus faible et des limites peu ou non érosives (Botão-Luso). Plus au Nord, on a affaire dès la base à des unités de type L-a, l, L-a, l, i, v et L-(a), l, v.

Les séquences L-a, c, l et L-a, l, e, à termes détritiques et chimiques existent à divers niveaux de la série. Du manganèse est concentré localement à la base, sur une grande étendue à la partie sommitale.

Dans le secteur méridional, où les dépôts diminuent en épaisseur jusqu'à disparaître (Areias) (fig. II-46), les récurrences grossièrement détritiques existent à tous les niveaux, s'intercalant dans des séries de séquences L-r, a, l, L-a, l, L-(a) l, v et L-a, c, l.

Au cours du dépôt de ce terme, la configuration de l'aire de sédimentation est peu différente de celle existant au début de la sédimentation de la série. La subsidence demeure forte au Nord, faible à nulle dans la partie méridionale. La zone séparant ces parties du bassin s'individualise plus nettement (fig. II-47). Il n'est pas impossible que cette zone de faible sédimentation ait isolé, à certaines périodes du moins, deux bassins lagunaires, un premier dans lequel s'individualisait des séquences détritiques et chimico-détritiques (au Nord) un second où la sédimentation était essentiellement détritique et souvent relativement grossière.

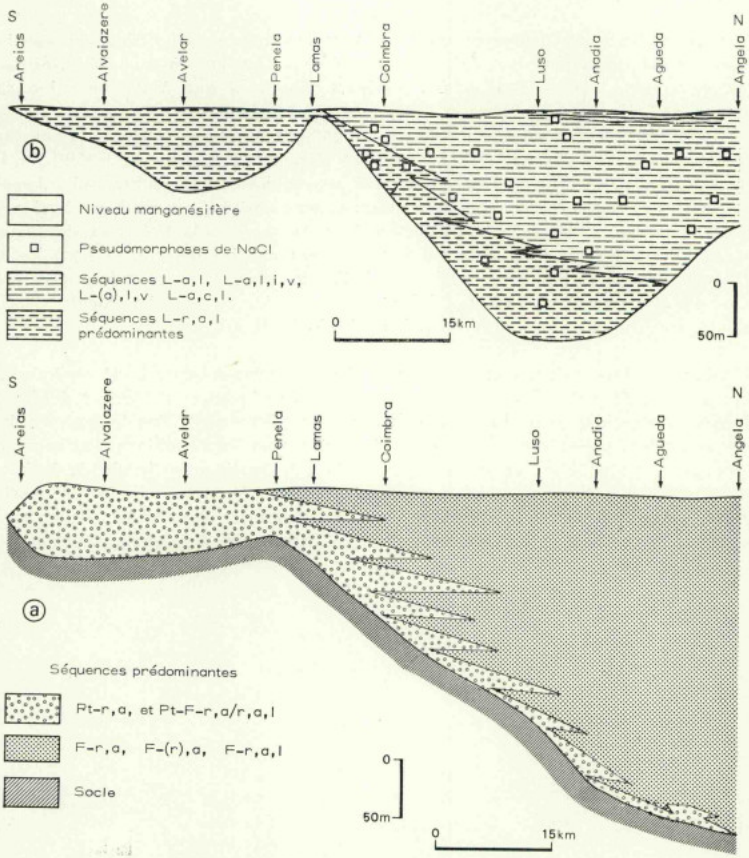


Fig. II-47 — Répartition spatiale des séquences dans les deux termes A 1 (a) et A 2 (b) de la mégaséquence de base des «Grès de Silves» du Nord du Tage.

a — Les séquences de type piedmont (Pt) prédominent à la base ou sur toute la hauteur de la série lorsque celle-ci est respectivement épaisse (zone septentrionale) ou peu puissante (zone méridionale).

Les unités séquentielles fluviatiles, subordonnées au Sud, forment la presque totalité du terme A 1 dans la moitié Nord.

b — Les séquences de type littoral sont dans l'ensemble plus grossières au Sud qu'au Nord et à la base qu'au sommet du terme A 2. La subsidence est inégale. On remarque une zone peu mobile qui pourrait avoir séparé deux domaines lagunaires.

b. 2 — *La mégaséquence B*

Entre sa limite d'affleurement nord, moins septentrionale que les dépôts plus anciens par suite de son recouvrement par du Pliocène, et Ceras au Sud où il ne dépasse pas la dizaine de mètres, le terme B 1 possède plusieurs aspects et une épaisseur qui fluctue d'une manière irrégulière (fig. II-46 et II-48).

Cette série débute pratiquement partout par des dépôts en tous points comparables à ceux de la base des «Grès de Silves». Les séquences F-r, a, F, r, a, l, et Pt-F-r, l/r, a, l sont aussi bien représentées ou, notamment aux environs de Coimbra, subordonnées aux séquences Pt-r, a. Ces dernières peuvent même être répétées sur plusieurs dizaines de mètres et constituer un corps lenticulaire (Coimbra). Au-dessus et latéralement, des séquences F-r, a, F-(r), a, F-(r), a, l et s'associent aux rythmes F-r, a, l (complètes ou non). Localement (zone d'Anadia, ces unités d'origine fluviatile alternent ou sont totalement remplacées par des séquences L-r, a, l et L-a, l, i, v, accompagnées ou non d'accidents siliceux. Dans cette zone, la puissance du terme B 1 est faible (fi. II-48).

Si le diastème majeur marquant la base de cette mégaséquence B est généralement tranché parce qu'il met en contact deux succession de séquences nettement différentes sur le plan lithologique et stratonomique, il peut être relativement flou lorsque les deux termes superposés présentent des analogies (et qu'en plus les conditions d'affleurement ne sont pas bonnes). C'est ce qui se produit dans la partie méridionale de la bande d'affleurement où le terme A 2 est riche en séquences ravinantes à lithofaciès grossiers comme le terme inférieur A 1 et la base de la mégaséquence B. L'étude détaillée de la série permet toutefois de le localiser et de le cartographier avec une bonne précision.

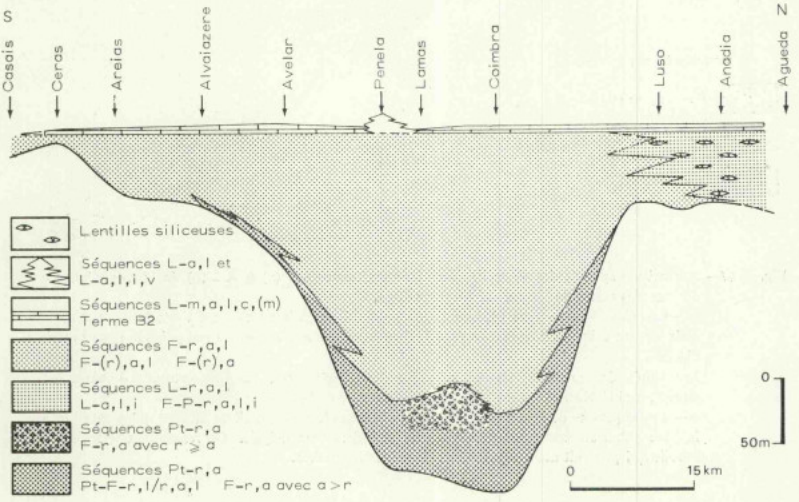


Fig. II-48 — Répartition spatiale des séquences dans la mégaséquence B du Nord du Tage.
Dans la zone centrale, très subsidente, les séquences de type Piedmont sont relayées par des unités typiquement fluviatiles. Dans les zones peu subsidentes. la sédimentation est fluviatile (S) ou à caractères littoral et fluviatile (N).
Cet ensemble essentiellement détritique (B 1) est interrompu et remplacé par un terme B 2 formé pratiquement partout par une série littorale à affinités marines (faune).

La subsidence s'est déplacée vers le Sud: les plus fortes épaisseurs de dépôt se situent dans la partie médiane de la zone d'affleurement et l'on constate qu'à l'extrémité méridionale de celle-ci le terme de base de la mégaséquence B repose sur le socle; son épaisseur faible indique que ce secteur est resté relativement stable (°) (fig. II-48).

L'autre extrémité, également peu subsidente, semble avoir été touchée par la transgression laguno-marine plus précocément que le reste du bassin. Il n'est pas impossible que ce mouvement transgressif ait été N-S plutôt que W-E (à la différence de la transgression franchement marine du Lias moyen qui serait W-E; Mouterde et al., 1971).

Enfin on remarque que cette fois la zone la plus subsidence est également la plus riche en lithofaciès grossiers. Le caractère piedmont des séquences renfermant ces lithofaciès et le caractère fluviatile des unités séquentielles qui leur succèdent indiquent que les apports continentaux ont constamment compensé la subsidence, même si celle-ci fut rapide.

L'horizon-repère B 2, terme supérieur de la megaséquence B est représenté par des unités séquentielles comprenant tout ou partie des termes de la séquence virtuelle L-m, a, l, c, (m). Sur une courte distance, dans la zone de Penela, ces séquences détritiques et chimiques sont remplacées par des unités uniquement détritiques L-a, l, i, v ou terminées par un terme dolomitique très fin. La faune de Mollusques y est peu représentée; des pistes et terriers très nombreux attestent de l'existence d'une vie animale néanmoins abondante.

Cette variation de faciès, qui intéresse également la base de la mégaséquence C, devrait être liée à la topographie du bassin, dans l'ensemble très plat.

On peut remarquer que ce secteur fut,tout au cours de la sédimentation de la mégaséquence A une zone moins mobile que les domaines avoisinants (fig. II-46, II-47 et II-48).

b. 3 — *La mégaséquence C*

Partout où cette unité mégaséquentielle surmonte les séquences à termes biodétritiques et chimiques de B 2, elle débute par des séquences terrigènes représentées principalement par le type P-F-a, l, v; ailleurs sa base n'est pas différenciable du sommet de B 2. Dans ce cas, le diastème majeur, non matérialisé par des indices d'érosion ni souligné par du détritique grossier est invisible (mimétisme).

Dans la zone située au Nord de Lamas, les séquences reposant sur le diastème majeur, jamais très érosif, sont constituées par des arénites pouvant contenir des graviers et quelques rares galets. Très rapidement ces rythmes, localement riches en Végétaux fossiles (séquences de type P-F-a, l, v), font place à des séquences L-a, l, L-a, l, i, v, L-(a), l, v, moins fréquemment des unités de type L-a, l, c, i, et L-a, l, e. Cette succession détritico-chimique, représentant le terme C 2, est prise en relai par une puissante série carbonatée (non étudiée) attribuée à l'Hettangien et à une partie plus ou moins importante du Sinémurien.

Dans la partie méridionale, la discontinuité de ravinement est surmontée par des séquences comprenant souvent un terme rudite; ce lithofaciès reste néanmoins subordonné aux arénites et le caractère érosif du diastème majeur est peu marqué. Ce terme C 1, plus épais qu'au Nord, cède le pas à des séquences de caractère littoral lagunaire, qui à leur tour, sont remplacées par la série carbonatée du sommet des «Grés de Silves».

La base de la mégaséquence C se compose de termes peu épais et présentant la même extension latérale que le terme B 2 (fig. 27 et II-48). En fait, il est probable qu'elle se poursuive au Sud de la zone positive de Ceras, l'agencement mégaséquentiel des dépôts que l'on peut y observer étant très semblable à ce que nous avons défini au-dessus du diastème limitant le terme B 2. Si cette hypothèse s'avérait exacte, ce diastème correspondrait alors à une discordance séparant le socle cristallophyllien de l'Hettangien.

(°) Il semble en avoir été de même au cours du Lias (Courbouleix, 1972).

La subsidence de l'aire de sédimentation sur laquelle tend à s'imposer le domaine lagunaire est faible et uniforme. Les dépôts qui se forment et les faunes peuplant les eaux tendent à s'homogénéiser sur de grandes distances. La répartition du matériau détritique terrigène (toujours issu du Massif Hespérique), notamment du plus grossier, permet de penser que la frange littorale qui s'installe était oblique par rapport à la limite des affleurements.

2 — Les séquences en Algarve

a — Agencement des unités séquentielles sur une verticale

Entre Silves et San Bartolomeu de Messines, où existe la série la plus complète qui puisse être observée sur la bordure du socle mésétain de l'Algarve, les «Grès de Silves» débutent par des séquences détritico-chimiques dont le terme principal est représenté par une rudite polygénique. Elles sont remplacées rapidement par des unités argilo-dolomitiques.

Ces deux ensembles, qu'il est difficile de cartographier séparément, constituent les deux termes d'une mégaséquence positive dont évolution traduit le passage de l'environnement continental franc à un environnement de plaine littorale.

— Cette unité mégaséquentielle de base (AA) est limitée par une surface de discontinuité de ravinement. Le diastème, peu érosif, est surmonté par une série de rythmes uniquement détritiques liés à un réseau fluviatile. Ces dépôts représentent le terme AB 1. Ils font place à des unités séquentielles dont les termes sont finement détritiques et chimiques et de stratification plane. Elles constituent le terme AB 2 et caractérisent un environnement littoral lagunaire à laguno-marin.

La formation suricombante AB 3 est formée de séquences argilo-dolomitiques dont les deux termes sont en proportions à peu près égales à la base, souvent uniquement représentées par une dolomie au sommet.

L'ensemble des termes AB 1, AB 2 et AB 3 représentent les trois termes d'une mégaséquence positive car détritique et continentale à la base, chimique et à affinités marines au sommet.

b — Les mégaséquences à l'échelle de la zone d'affleurement

b. 1 — *La mégaséquence AA*

Cette unité n'est pas toujours complète. Elle peut être rabourgrie: son terme de base est en effet discontinu (fig. II-51 a). Composés essentiellement de séquences Pt-F-r, a, c, e, les dépôts constituant ce terme représentent très vraisemblablement la terminaison aval de cônes alluviaux s'étendant vers le Nord.

Le terme sommital de AA, nettement plus puissant mais également d'extension latérale réduit (fig. II-50 et II-51), est formé de séquences plus ou moins complètes de type L-a, l, c, i. Celles-ci se sont développées dans un milieu aquatique de salinité variable où vivaient Invertébrés et Vertébrés (Stégocéphales). La subsidence de cet étroit bassin lagunaire était relativement forte en son centre.

b. 2 — *La mégaséquence AB*

La mégaséquense AB comprend les trois termes sur pratiquement toute l'étendue de la bande d'affleurement. Elle n'est incomplète qu'à l'extrémité ouest où le terme AB 3 disparaît.

Son diastème de base est soit une surface de discontinuité de ravinement lorsqu'il sépare AA et AB 1, soit une discordance fondamentale quand le terme AB 1 repose directement sur le socle épimétamorphique.

Le terme AB 1 est partout détritique terrigène mais ne présente pas la même succession rythmique dans les parties orientale et occidentale de l'Algarve.

A l'Est, les séquences les mieux représentées sont de type F-r, a, F-(r), a: elles sont associées à des unités Pt-F-r, a, c, e (zone de Querença), Pt-F-r, l/r, a, l (Querença et Salir) et F-P-r, a, l, i. Ces dernières prennent de l'importance surtout au sommet de cette série continentale.

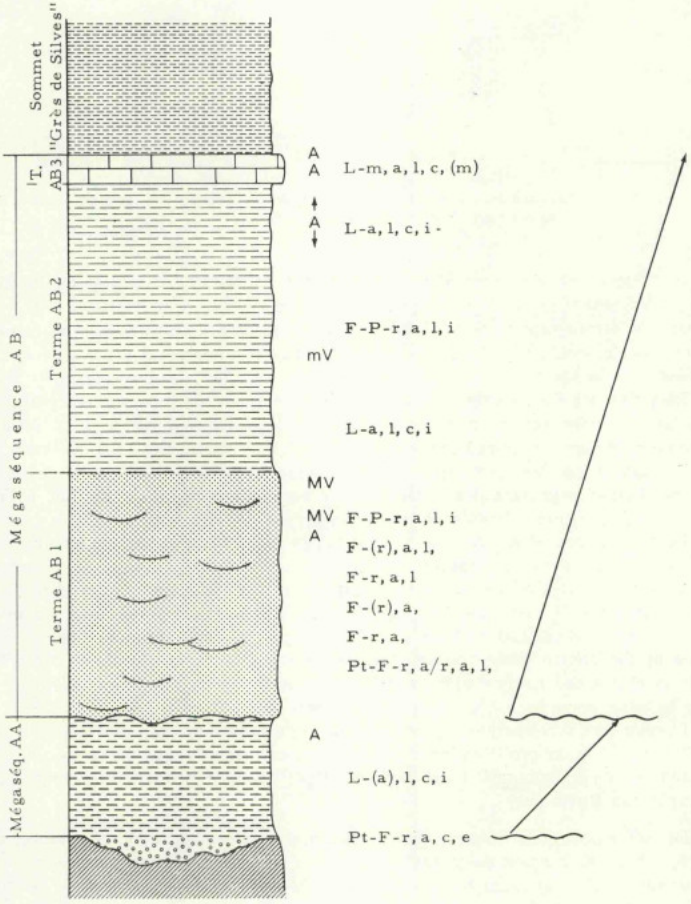


Fig. II-49 — Les mégaséquences composant les «Grès de Silves» de l'Algarve.
La mégaséquence AA n'est observable que dans la zone de Silves — San Bartolomeu de Messines. L'unité mégaséquentielle AB en revanche existe sur toute l'étendue de la bande d'affleurement.

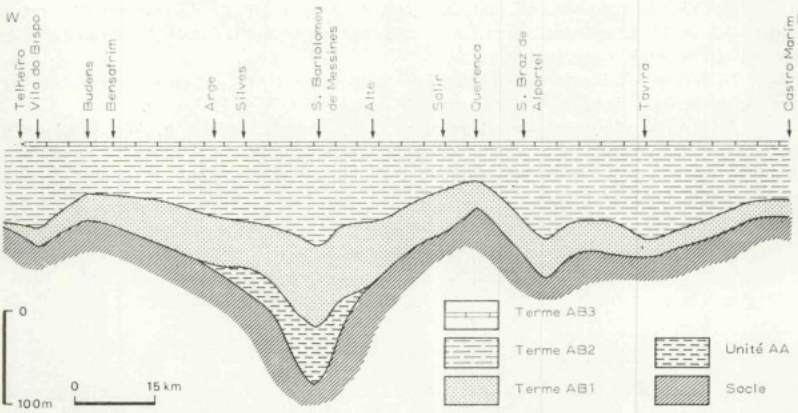


Fig. II-50 — Profil Est-Ouest montrant l'extension et les variations de puissance des deux mégaséquences de l'Algarve. La base du terme AB 3 est utilisée comme niveau de référence.

A l'Ouest, les séquences F-r, a, (l) peuvent constituer l'essentiel de la série; en général, elles cèdent le pas à des séquences de type F-P-r, a, l, i. Pour ces deux types de séquences, le terme rudite (r) est habituellement représenté par une brèche intraformationnelle; localement (Vila do Bispo, Carrapateira), il correspond à un microconglomérat à éléments du socle.

La puissance des dépôts continentaux est maximale dans la partie centrale de la bande d'affleurement, soit dans la zone où la mégaséquence AA est la plus développée. Ce paramètre diminue plus rapidement et plus irrégulièrement vers l'Est que vers l'Ouest.

La disparition dans les séquences des conglomérats à éléments lithiques, qui s'accompagne d'un changement des caractères d'ensemble des rythmes, se fait à l'aplomb de la limite d'extension orientale de la mégaséquence AA (fig. II-50 et II-51 a, b).

Le sens d'écoulement NE-SW (fig. II-7) des cours d'eau permet de localiser l'amont et ses dépôts gréso-conglomératiques dans la partie orientale, l'aval et ses alluvions arénitiques dans la partie occidentale de l'Algarve. La forte dispersion des directions des paléocourants dans l'Ouest, qui n'est pas liée à une importante subsidence, ne peut être attribuée à une sédimentation deltaïque. Elle s'explique par l'absence d'une paléopente marquée et l'existence d'une topographie irrégulière; la présence locale de produits lithiques de la classe des rudites suggère même de petits reliefs situés au voisinage immédiat de la zone soumise à l'alluvionnement, voire même dans celle-ci.

L'apparition systématique au sommet de cette série détritique terrigène, de séquences F-P-r, a, l, i et la prolifération d'une faune d'Invertébrés annoncent un changement des conditions de sédimentation sur l'aire de dépôt occupée pendant une longue période par des réseaux fluviatiles.

Les séquences constituant le terme AB 2 appartiennent pratiquement toutes au type L-a, l, c, i. Elles sont assez rarement complètes: à la partie inférieure de la série, le lithofaciès arénite (a) est souvent bien représenté alors que la dolomie manque au sommet; c'est en général l'inverse qui se produit. A tous les niveaux le terme pélitique est présent et habituellement le plus épais. Il existe des exceptions: dans la zone de Tavira par exemple (fig. II-51 c), de puissantes lentilles composées de séquences F-P-r, a, l, i (avec a très supérieure à r représentée par une brèche intraformationnelle et à l) sont interstratifiées dans des unités à terme pélitique dominant.

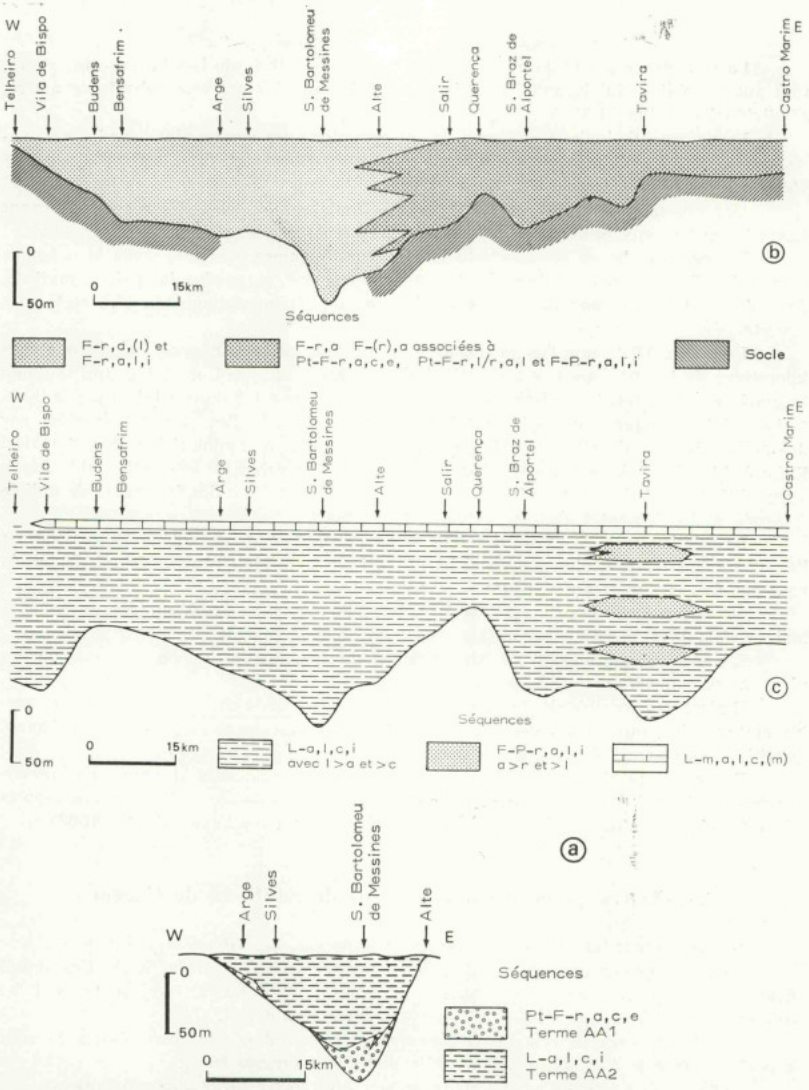


Fig. II-51 — Répartition des séquences dans les deux mégaséquences de l'Algarve.

a — La mégaséquence AA présente une extension E—W réduite. Les séquences grossièrement détritiques formant sa base sont peu développées; celles terminant l'unité mégaséquentielle sont principalement pélitiques et d'origine littorale.

b — Le terme AB 1, base de la mégaséquence AB, est constitué de séquences à rudites—arénites—lutites à l'Est, zone amont de réseaux fluviatiles, de séquences arénitiques et pélitiques à l'Ouest, partie aval de courants de direction NE—SW. On constate que la subsidence est forte dans la zone où existe la mégaséquence AA, irrégulière ailleurs.

c — Les termes AB 2 et AB 3 sont composés de séquences littorales: quelques dépôts de type fluviatile s'intercalent à l'Est (Tavira). La subsidence est inégale et le terme AB 3, carbonaté, manque à l'extrémité ouest.

La subsidence est toujours forte dans la partie centrale du bassin. D'autres zones, tout aussi mobiles, qui jusqu'ici n'avaient pas été marquées par une subsidence active, s'individualisent (fig. II-51 c).

La nature lithologique et l'agencement rythmique des dépôts ainsi que les caractères des structures sédimentaires montrent que cette subsidence était compensée par la sédimentation principalement détritique.

Des végétaux et une faune d'organismes fouisseurs peuplent les zones localement émergées et les eaux soumises à des variations rythmiques de la salinité.

La mer franche ne se manifeste jamais d'une manière évidente: seule la présence d'une microflore d'algues et de petits Mollusques suggère, sinon des incursions marines, du moins certaines communications entre la zone de sédimentation lagunaire et la mer ouverte.

Le terme AB 3, que l'on peut suivre depuis la frontière espagnole jusqu'à quelques kilomètres de la côte ouest, est constitué de séquences de type L-m, a, l, c, (m) toujours incomplètes. En effet, à la différence des rythmes du terme B 2 du Nord du Tage, le lithofaciès arénite manque systématiquement. Les lutites, quant à elles, sont représentées par des pélites de granulométrie très fine et des argilites plus ou moins riches en carbonates. Enfin, la biocalcarénite est souvent formée de coquilles et valves de très petite taille (quelques millimètres de long) et roulées; ces éléments sont associés à des fragments de radiole d'Oursin et localement à des pièces de test d'Ophiure.

La relation entre la prolifération de la faune de Mollusques (d'âge Hettangien) et l'établissement d'une sédimentation riche en carbonates et homogène à l'échelle du bassin peut une fois encore être remarquée.

On doit admettre que la subsidence, dont le rôle sur l'évolution des paysages à maintes fois été démontrée, favorisa le déplacement des lignes de rivage.

L'ingression marine qui se fait au début du Lias, se développe sur une surface plane et de subsidence faible et homogène.

Il n'est pas possible de dire comment ces eaux marines ont progressé; ce qui semble certain, c'est que ce mouvement fut rapide et fugace («marnes» bariolées localement gypsifères au sommet des «Grès de Silves»).

En terminant l'analyse des mégaséquences de la série de l'Algarve, nous remarquerons que l'unité AB, relativement riche en carbonates, se décale légèrement par rapport à la mégaséquence AA vers le haut de la séquence virtuelle fondamentale (fig. II-52).

3 — Les séquences sur le secteur de Santiago de Cacem

Sur ce secteur les «Grès de Silves» se composent, de la base au sommet:

— de séquences uniquement détritiques représentant le terme Sc 1. Ces unités séquentielles appartiennent principalement au types Pt-r, a, F-r, a, F-(r), a, Fr, a, l; les variétés Pt-F-r, l/r, a, l et Pt-F-r, a, c, e s'observent localement.

Ces dépôts caractérisent l'environnement continental et plus précisément la zone de passage entre le domaine piedmont et le domaine fluviatile franc;

— d'une série essentiellement pélitique, peu différenciée sur le plan séquentiel.

Ce terme Sc 2 devrait correspondre à une série littorale lagunaire;

— de fines séquences de type L-m, a, l, c, (m). Ces unités sont, comme en Algarve, incomplètes: la biocalcirudite est rare, l'arénite toujours manquante. Le lithofaciès chimique représenté par une dolomie pratiquement pure, est parfois intensément bioturbé et présente des rides ou même localement, des marques de ruissellement.

Ce terme Sc 3, continu à l'échelle de la bande d'affleurement, représente un dépôt de frange littorale marine.

Ces trois termes constituent une unité mégaséquentielle présentant beaucoup d'analogies avec la mégaséquence AB de l'Algarve.

4 — La série des aires diapiriques

Les données concernant les dépôts des aires typhoniques ne nous permettent pas de faire une analyse détaillée sur le plan séquentiel.

Rappelons (cf. chap. IV; Ière Partie) que ces dépôts se composent de tous les lithofaciès connus dans la série de bordure septentrionale voisine, mais dans des proportions très différentes (fig. II-52). Les rudites et les arénites rencontrés dans les sondages les plus profonds, sont largement subordonnées aux pélites, «marnes», roches carbonatées et évaporites. On notera que les lithofaciès carbonatés sont interstratifiés avec les évaporites mais ne prennent de l'importance qu'au-dessus des niveaux à anhydrite et sel gemme et que, localement du moins, ces deux types de dépôt sont séparés par un épisode gréseux (aire de Caldas da Rainha-Dagorda).

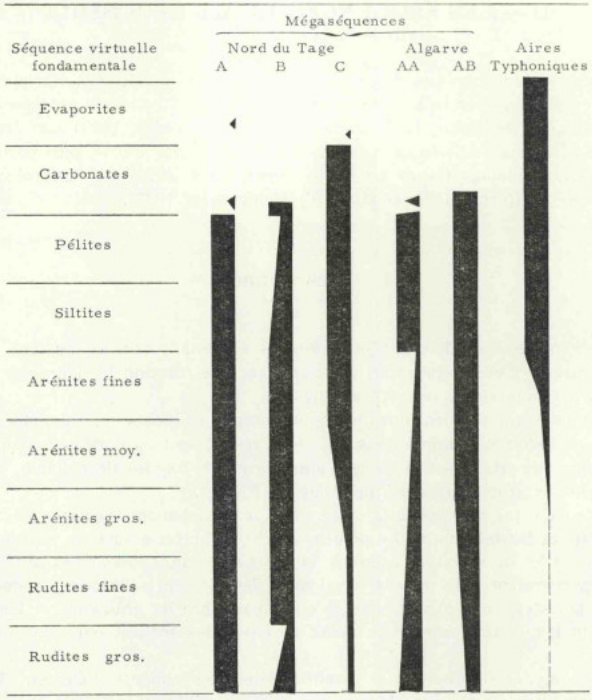


Fig. II-52 — Position des différentes mégaséquences des séries du Nord du Tage et de l'Algarve par rapport à la séquence virtuelle fondamentale.

5 — Conclusion

Les dépôts constituant la base du Mésozoïque portugais sur la bordure du Massif Hespérique s'agencent en mégaséquences positives. Chacune de ces unités regroupe un certain nombre de faciès différents en un ensemble cohérent représentant un épisode de sédimentation et permet de distinguer des faciès similaires, mais appartenant à des phases de dépôt successives.

Grâce à ces subdivisions sédimentologiques précises, il est possible de dégager le cadre paléogéographique des aires de sédimentation.

La succession des trois mégaséquences du Nord du Tage ainsi que celle des deux unités de l'Algarve présentent une dérive positive (fig. II-52), chaque unité se décalant, par rapport à l'unité inférieure, vers les termes ultimes de la séquence virtuelle fondamentale. Cette évolution des dépôts traduit la migration, progressive et saccadée, des paysages, du continent vers la mer.

D — LES SÉQUENCES ET LA GÉOCHIMIE

La composition chimique des roches sédimentaires détritiques terrigènes est rarement exploitée par les chercheurs sinon dans le but de définir ou de préciser une classification lithologique (Pettijohn, 1963; Pettijohn, Potter et Siever, 1972). Les études géochimiques entreprises sur les éléments majeurs des roches cristallines, plus particulièrement des faciès métamorphiques (H. de La Roche, 1965, 1968, 1972) ont montré que d'autres possibilités étaient offertes (Hilly et al., 1970; Haguenauer 1973).

1 — Les données

Les échantillons étudiés ont été prélevés en tenant compte de leur agencement séquentiel. Chacun d'eux représente un terme ou une fraction bien précise d'un terme. Les rythmes à conglomérat ont été exclus.

Les données analytiques (dont les pourcentages en poids sont donnés tableau 25), convertis en milliatomes-gramme dans 100 g de roche sont exploitées à l'aide d'un diagramme triangulaire associant la silice, l'alumine et les oxydes de calcium, de fer et de titane (triangle des «roches totales» de H. de La Roche).

Le pôle SiO_2 (a) représente la silice libre, principalement le quartz détritique, mono et polycristallin et les feldspaths. Le pôle Al_2O_3 (b) caractérise surtout les minéraux argileux. Dans de très nombreuses arénites et dans les rudites fines de la série étudiée, ces minéraux appartiennent à la matrice ainsi qu'à des éléments lithiques cristallophylliens: phyllades et schistes, micachistes, gneiss et bon nombre de grauwackes. Les feldspaths contenus dans les deux derniers éléments et en grains influencent également ce pôle alumine;

Le pôle oxydes (c) représente essentiellement les ciments; l'élément Ti en traces dans divers minéraux, le Ca des plagioclases et le fer contenu dans les biotites et certains éléments lithiques interviennent très peu.

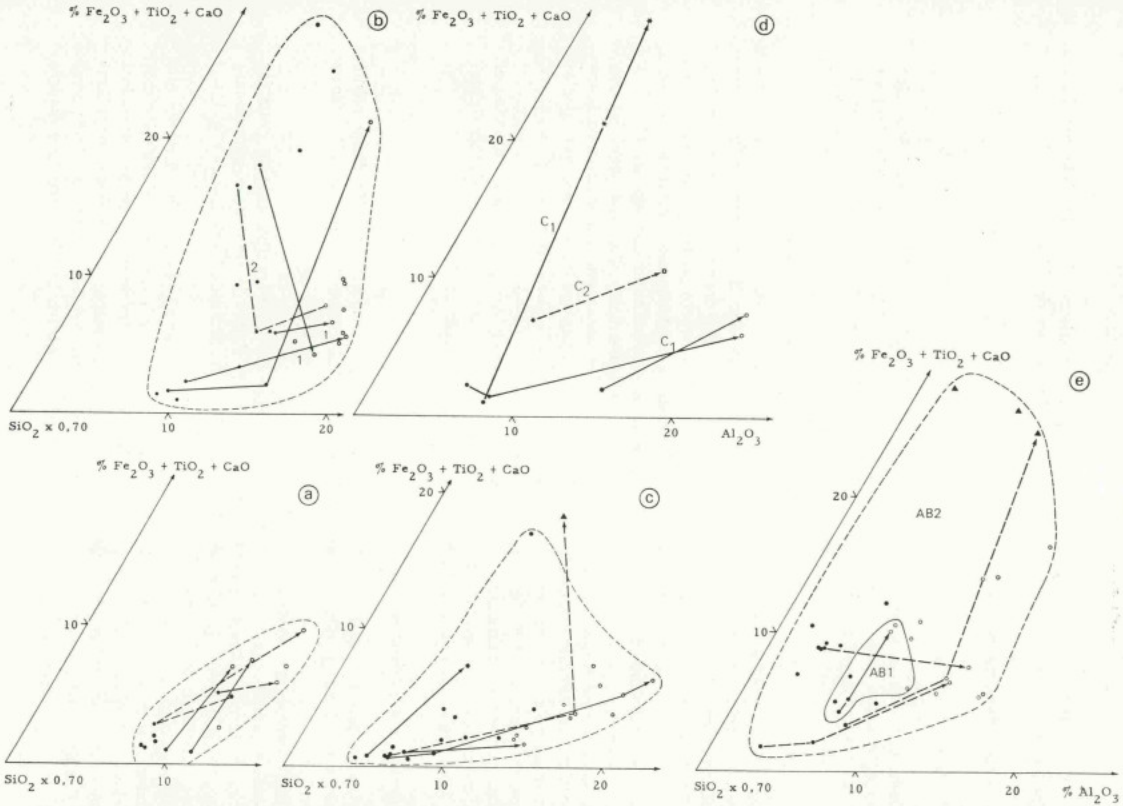


Fig. II-53 — Géochimie des lithofaciès composant la série des «Grès de Silves» du Nord du Tage et de l'Algarve.
Le diagramme de H. de La Roche utilisé fait intervenir la silice ($SiO_2 \times 0{,}73$: pôle (a)), Al_2O_3 (pôle (b)) et les oxydes $Fe_2O_3 + CaO + TiO_2$ (pôle (c)). Chaque point représente un terme de séquence. L'évolution la plus significative de ces unités séquentielles à l'intérieur des différents termes mégaséquentiels est donnée par une flèche.
Les échantillons proviennent du terme A 1 (diagramme a), du terme A 2 (b), du terme B 1 (B 2) (c), de la base de la mégaséquence C (d) et des deux termes inférieurs de la mégaséquence AB (e).

2 — Les graphiques et leur interprétation

La figure II-53 donne la répartition des éléments majeurs signalés ci-dessus dans les différents termes des mégaséquences du Nord du Tage et de l'Algarve.

a — La mégaséquence A

a. 1 — *Le terme inférieur A 1*

Dans ces dépôts composés uniquement de lithofaciès détritiques terrigènes, les points appartenant à une même séquence sont relativement bien groupés. Cela tient au fait que les termes grossiers, même lorsqu'ils sont propres, c'est-à-dire dépourvus de matrice, contiennent généralement de fortes proportions de fragments lithiques et de feldspaths et que le terme couronnant les séquences sont souvent riches en particules quartzeuses de la granulométrie des silts, voire même de celle des arénites.

Dans les séquences discontinues, fréquentes à la base des «Grès de Silves», les points représentatifs des termes: microconglomérat arkosique et/ou arénite grossière surmonté directement par une pélite, se relient soit par une droite parallèle (pente voisine de 0°) à la base du diagramme, soit par une droite de forte pente (fig. II-53 a). Dans le premier cas, le terme inférieur est pauvre en matrice argileuse mais aussi riche en fer que le terme supérieur; dans le second cas, le lithofaciès pélitique contient un plus fort pourcentage en fer et/ou calcium (nodules, filonnets carbonatés d'origine végétale) que l'arénite sous-jacente. Lorsqu'en revanche, un lithofaciès arénitique fin s'intercale entre base grossière et sommet argileux, les points sont reliés par une ligne brisée, avec déplacement vers le pôle silice au niveau du terme médian (fig. II-53 a), lequel est plus pauvre en fragments lithiques et en feldspaths que la base (donc plus riche en silice) et également plus pauvre en minéraux phylliteux moins (riche en Al) que la pélite supérieure.

L'enveloppe des points est peu différente de celle caractérisant les dépôts fluviatiles du Miocène et du Pliocène du Bassin du Tage (Haguenaueur, 1973).

a. 2 — *Le terme supérieur A 2*

Dans le terme A 2 de la mégaséquence A, les points représentatifs d'une même séquence sont d'une manière générale beaucoup plus dispersés que dans le terme inférieur.

Trois évolutions peuvent être observées:

— Les points sont rapprochés, avec décalage de (a) vers (b), comme pour les séquences du terme inférieur (fig. II-53 b, droits 1). Il s'agit de séquences appartenant aux types L-r, a, l et L-a, l, qui prédominent à la base, ou d'unités L-(a), l, v et L-a, l, v, i présentes sur toute la hauteur de ce terme A 2.

On remarque que les points représentatifs des pélites se placent plus à droite que ceux matérialisant les pélites de A 1: cela tient au fait que les premiers lithofaciès sont mieux classés et moins riches en quartz que les secondes. Un certain nombre de points «arénite» sont également sollicités par le pôle Al_2O_3: ils correspondent à des échantillons de lits finement granoclassés dans lesquels les minéraux argileux sont exprimés sous forme de matrice et de lamines ou feuillets (litage plan ou lenticulaire; structure madrée par exemple).

— Les points sont relativement dispersés (fig. II-53 b, droite 2). Ce cas, plus rare, correspond soit à des séquences L-a, l, i, v ou L-(a), l, v sans terme intermédiaire entre l'arénite ou la siltite grossière de base et la pélite de sommet d'unité, soit à des séquences possédant un terme inférieur cimenté par un ciment secondaire (rhomboèdres zonées de dolomite par exemple).

— Les points sont très éloignés les uns des autres. L'un des termes, inférieur ou supérieur, est sollicité par le pôle (c); le ou les lithofaciès associés d'une manière séquentielle sont en revanche plus proches de la drotite SiO_2 — Al_2O_3 et se situent vers le pôte (a) ou (b) suivant qu'il s'agit d'une arénite ou d'une pélite. Il s'agit de séquence de type L-a, c, l, caractérisées par un terme détritico-chimique (arénite ou siltite à ciment carbonaté pénécontemporain ou dolomie détritique). Lorsque ce terme est en base de séquence, la droite reliant les points est orientée haut-bas, lorsqu'il est en sommet, la droite ou la ligne brisée est bas-haut (fig. II-53 b).

La surface occupée par l'ensemble des points est très importante; elle recouvre celle de la série A 1 et prend en écharpe celle correspondant aux dépôts épicontinentaux (et lacustres) tertiaires des diagrammes géochimiques de B. Haguenauer (1973).

b — La mégaséquence B

L'évolution géochimique des séquences terrigènes constituant le terme B 1 est identique à celle mise en évidence dans le terme A 1 (fig. II-53 c).

On note toutefois que l'ensemble des points (qui représentent essentiellement des lithofaciès du terme B 1) s'inscrit dans une enveloppe plus large que celui caractérisant A 1. Le décalage des termes de base de séquence vers le pôle SiO_2 s'explique par le fait que ceux-ci sont en général moins riches en éléments lithiques et assez souvent en feldspaths et minéraux argileux que leurs équivalents plus anciens. L'étalement des termes de sommet de séquences vers le pôle Al_2O_3, quant à lui, tient au fait que les pélites, en couches peu puissantes, peuvent être homogènes et relativement pauvres en quartz.

Certaines séquences sont sollicitées par le pôle oxydes: il s'agit d'unités dont un des termes présente un ciment pénécontemporain lié à de la bioturbation ou appartient à la base du terme B 2 (rappelons que le contact entre B 1 et B 2 se place à l'intérieur d'une séquence, arénitique à la base (B 1), argileuse (localement à racines végétales) et dolomitique au sommet (B 2).

c — La mégaséquence C

Les quelques points à notre disposition, représentatifs de séquences appartenant à la base de cette mégaséquence (termes C 1 et C 2) montrent une évolution (a) vers (b) des séquences positives détritiques ou bas-haut lorsque le dépôt terminant l'unité est intensément bioturbé et cimenté par des carbonates d'origine pénécontemporaine (cf. Pl. XXIII, fig. 1, 2, 3 et 4) (fig. II-53 d).

d — La mégaséquence AB

d. 1 — *Le terme inférieur AB 1*

Le terme de base AB 1 semble homogène sur le plan géochimique. Le nombre de données ne permet pas de dégager de tendance générale. On remarquera toutefois que le nuage de points s'inscrit dans les enveloppes géochimiques caractérisant les termes de base A 1 et B 1 des mégaséquences septentrionales (fig. II-53 e).

d. 2 — *Le terme médian AB 2*

La dispersion des points représentatifs des séquences L-a, l, c, i, complètes ou non, est grande (fig. II-53 e).

Les bases de séquence, grès et/ou siltite, composées essentiellement d'éléments quartzeux, se localisent sur la gauche du diagramme; suivant la nature du ciment, argileux, siliceux ou carbonaté, les points représentatifs sont proches ou assez éloignés du

pôle SiO_2. Le terme pélitique, médian ou sommital, est sollicité par le pôle (b). Quant au terme dolomitique, pratiquement toujours microséquentiel et silteux, il est fortement décalé vers le pôle (c), tout en restant proche de la droite SiO_2-oxydes.

L'enveloppe des points occupe une grande surface, peu différente de celle caractérisant le terme A 2.

3 — La géochimie et les environnements de sédimentation

L'étude géochimique des séries sédimentaires, basée sur un échantillonnage réalisé dans le cadre séquentiel, peut être utilisée dans un but plus noble que celui consistant à confirmer l'analyse pétrographique des lithofaciès.

La figure II-54, sur laquelle a été tracée l'enveloppe de tous les points appartenant à un même type d'environnement et l'évolution des séquences géochimiques les plus représentatives, montre que:

— Les dépôts d'origine continentale (séquences Pt, F, P des termes A 1, B 1, C 1 et AB 1) sont représentés par un ensemble de points relativement bien groupés et localisés à proximité de la droit SiO_2-Al_2O_3. Les séquences détritiques terrigènes positives sont matérialisées par des lignes droites ou brisées s'écartant, dans l'ensemble peu de la base du diagramme. Lorsque ces vecteurs sont de grande longueur et orientés vers le pôle (c), une cimentation pénécontemporaine liée à des processus d'origine organique (mais qui pourrait être secondaire) se superpose aux facteurs hydrodynamiques.

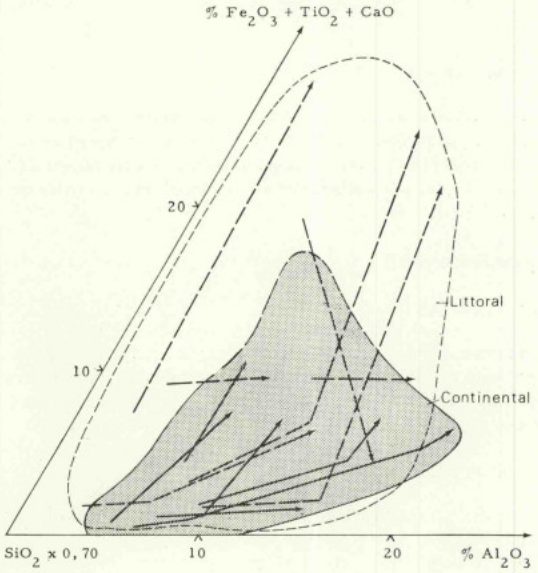


Fig. II-54 — La géochimie et les environnements de sédimentation.
Diagramme triangulaire de H. de La Roche.

— Les séries attribuées à l'environnement littoral (séquences L des termes A 2, (B 2), C 2 et AB 2 (AB 3)), largement influencées par les apports terrigènes continentaux mais aussi par les conditions de sédimentation locales, présentent une répartition géochimique nettement plus grande que celle des dépôts continentaux (fig. II-54).

Le nuage des points représentatifs des lithofaciès littoraux, en grande partie détritiques terrigènes, englobe celui formé par les termes des séquences continentales. En examinant l'évolution géochimique des unités séquentielles, on constate que celles formées dans un milieu littoral se particularisent souvent assez nettement par des points relativement distants les uns des autres et s'écartant sensiblement de la base du diagramme (fig. II-54).

Ces résultats confirment ceux obtenus par d'autres auteurs sur des séries continentales et épicontinentales (Hilly et al., 1970; Haguenauer, 1973): la géochimie des éléments majeurs, traitée à partir d'un échantillonnage significatif et à l'aide d'un diagramme approprié, permet d'apporter de précieuses indications sur les environnements de sédimentation.

E — LES MÉGASÉQUENCES ET LA STRATIGRAPHIE DES «GRÈS DE SILVES»

En concluant la première partie de l'ouvrage consacrée à l'étude lithostratigraphique, nous signalions qu'il était prématuré d'aborder les problèmes relatifs au synchronisme ou à l'hétérochronisme des faciès et de leurs limites à grande échelle (bande d'affleurement) et les corrélations à petite échelle (Portugal). Il était en effet évident que les données paléontologiques à notre disposition, peu nombreuses et très localisées dans l'espace, et le cadre lithostratigraphique défini, rigide car essentiellement descriptif, étaient insuffisants pour solutionner ces problèmes ou même en discuter valablement.

L'étude sédimentologique, en particulier l'analyse séquentielle, qui nous ont permis de préciser les conditions de la sédimentation sur les différentes aires de dépôt, nous apportent des arguments supplémentaires non négligeables.

Afin de ne négliger aucune donnée susceptible de préciser la stratigraphie des «Grès de Silves», il convient également de les comparer aux séries voisines de même âge, c'est-à-dire du début du Mésozoïque.

C'est par cette étude comparative que nous ouvrirons le débat.

1 — La base du Mésozoique des régions voisines

Il est nécessaire d'être prudent lorsque l'on veut établir la stratigraphie d'une partie plus ou moins important d'une série par comparaison (à partir uniquement de données bibliographiques) avec des dépôts également peu fossilifères, comme le sont la plupart de ceux sédimentés à l'orée des temps mésozoïques. Ceux-ci ont été souvent datés de proche en proche, par analogie de faciès et/ou donnant aux fossiles, généralement rares, une signification stratigraphique qu'ils n'ont pas toujours ou encore en étendant l'âge d'un ou d'un petit nombre de gisements fossilifères à une puissante formation.

Avant de donner les caractères des séries représentant la base du Mésozoïque des pays voisins, il convient de replacer la Meseta Ibérique par rapport aux autres blocs continentaux existants à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Les hypothèses élaborées à partir des travaux axés sur le problème de la dérive des continents sont assez convergentes (Bullard et al., 1965; Le Pichon et al., 1970, 1971, 1974; Mattauer et Séguret, 1971; Bard, Capdevila et Matte, 1971) et laissent à penser que

le Massif Hespérique n'avait pas la position que nous lui connaissons actuellement: il était d'une part déclavé vers l'Ouest par rapport aux massifs européens et d'autre part soudé ou du moins très rapproché du bloc Afrique (fig. 55 a) (Le Pichon, Francheteau et Sibuet, 1974 [10]). Quant au continent Nord-Américain, sa position devait être telle que l'île de Terre-Neuve (Newfoundland) et le craton canaditn se trouvaient face à la Péninsule et plus ou moins proche de celle-ci.

Quelle que puisse avoir été la position relative des différentes aires continentales, il est logique d'analyser en premier les autres séries bordant la Méséta.

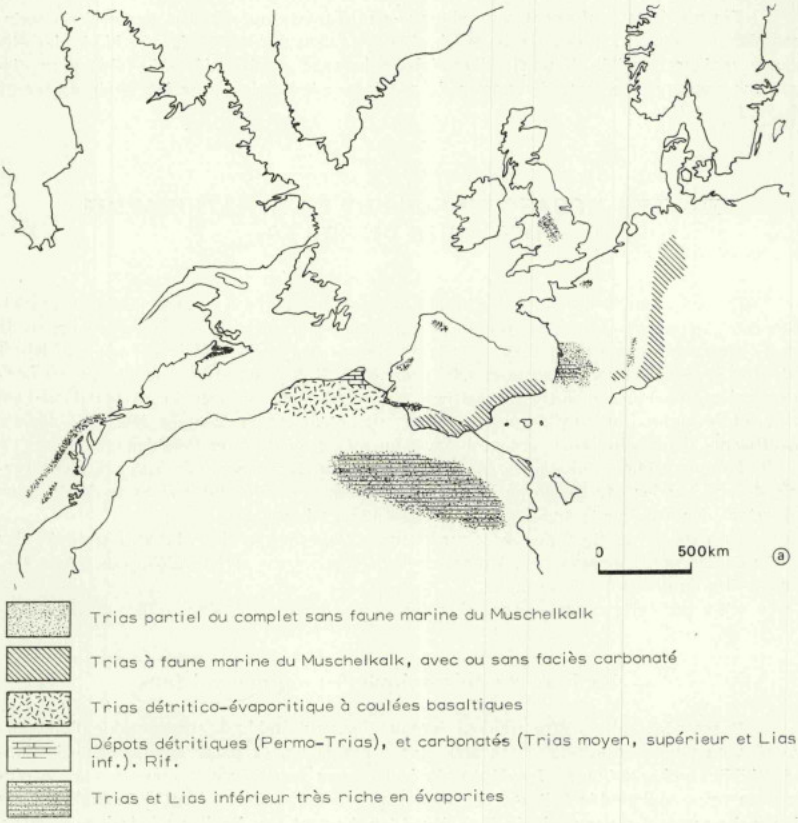


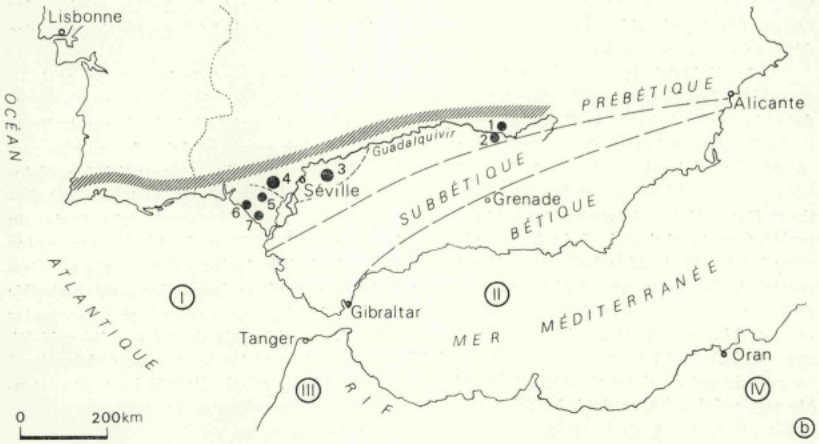
Fig. II-55 — Le Trias et le Lias inférieur sur le pourtour du Massif Hespérique et à proximité de celui-ci.
La carte a donne la position de l'Espagne au cours du Trias (carte de Le Pichon et al., 1971) et les différents types de dépôts formés au début du Mésozoïque. On remarque que la série étudiée, dépourvue de dépôts marins du Trias moyen, s'apparente à celles de l'Ouest de la France, de la Grande-Bretagne et de la bordure est du continent Nord-Américain.

(10) Résumé de publication faite oralement à la Deuxième Réunion des Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson — Nancy. La figure II-55 a été établie d'après une carte publiée par le même groupe de chercheurs qui admettait alors une superposition Afrique — Péninsule Ibérique.

a — Espagne orientale et méridionale

L'abondante littérature consacrée aux séries «permo-triasiques» ou triasiques espagnoles montrent que les datations ont fréquemment été faites par analogie de faciès; les fossiles qui se découvrent jour après jour conduisent à modifier plus ou moins profondément la stratigraphie existante.

La série des Catalanides (Virgili, 1958) qui présente la trilogie faciologique du Trias germanique et est bien datée (Muschelkalk du moins) a servi, et continue à le faire, de série-type en Espagne. Etant la plus éloignée de nos affleurements, nous ne la détaillerons pas. Dans le Nord (Pyrénées, Catalanides) et le centre de l'Espagne (chaîne Ibérique, Sys-



Socle mésétain
1 sondage
4 sondages
1 : Bailen
2 : Villanueva de la Reina
3 : Carmona (6 forages)
4 : 3 forages
5 : Almonte
6 : Moguer
7 : El Esperillo

I Domaine avec Trias plus ou moins complet sans Muschelkalk daté, avec Lias inférieur de faciès Keuper.

II Domaine avec Trias plus ou moins complet : détritique et carbonaté ; faciès Keuper attribué au Trias (Rhétien exclu).

III Domaine rifain : Permo-Trias détritique, Trias moyen et supérieur et Lias inférieur carbonaté.

IV Domaine avec Trias de faciès Keuper.

La carte b montre la répartition des sondages du Guadalquivir et la répartition des domaines de sédimentation au voisinage de l'aire de sédimentation de «Grès de Silves» de l'Algarve (carte d'après E. Perconig, 1960-1962 et P. Chauve, 1967).

tème central (11) la série gréso-conglomératique de base, longtemps attribuée uniquement au Trias, s'avère appartenir au Permien (total ou partiel: Zechtein) et au Trias inférieur. Ce dernier, qui repose en discordance sur le Permien ou sur le socle cristallin, comprend parfois des évaporites et des dolomies au sommet. Le Muschelkalk, bien daté par sa femme

(11) Terminologie empruntée à C. Virgili (1958) et C. Virgili et al. (1973).

à affinités alpines, est représenté par des roches carbonatées (calcaires et dolomies fossilifères du Muschelkalk inférieur et supérieur) et des dépôts argilo-évaporiques rouges. Cet étage se biseaute dans les Pyrénées ou se réduit à un seul niveau appartenant au Ladinien en bordure de la Meseta (Virgili, 1974). Le Keuper est constitué par des argiles et des marnes bariolées à passées de dolomies et de sulfates de calcium. Les dolomies caverneuses et les cargneules («carniolas») supérieures, azoïques, sont attribuées au Rhétien et au Lias inférieur.

Dans les Cordillères Bétiques (Espagne méridionale, fig. II-55 b), secteur le plus proche de l'Algarve, il convient de distinguer les séries associées aux nappes des séries autochtones ou peu déplacées ([12]).

Dans la zone bétique de P. Fallot, du Trias de type alpin, surtout carbonaté, existe dans la couverture nommée Mischungzone, de l'unité des Névado-Filabrides et dans les nappes des Alpujarrides. En revanche, les Malaguides ou nappe de Malaga contiennent des dépôts de type germanique.

Le Subbétique, très tectonisé, présente un Trias qui est généralement en position anormale. Les nombreux levés géologiques faits permettent toutefois de reconstituer et dater la série. A l'Est de Grenade, on peut trouver les trois unités lithologiques du Trias de faciès germanique: grès et argiles gréseuses avec parfois gypse et dolomies au sommet, calcaires et dolomies à faune de Lamellibranches du Muschelkalk, marnes irisées, dolomies et cargneules à rares fossiles keupériens, en particulier *Euestheria destombesi* Defretin et *Equisetites mytharum* Heer. (Busnardo, 1960-1962). Ce Trias serait très épais, du moins dans la région de Jaén (Busnardo), atteignant plus de 1000 m, dont le tiers au moins pour les faciès du Muschelkalk. A l'Ouest de Grenade, le lithofaciès gréseux est rare; l'essentiel du Trias est constitué par des marnes à évaporites dans lesquelles sont emballés des paquets parfois très épais (jusqu'à 1600 m) de dolomies représentant plus ou moins tout le Trias moyen et supérieur. Dans la partie la plus occidentale de cette unité subbétique (Cadix), P. Chauve (1967) a mis en évidence une série argileuse, à gypse, dolomie et un peu de grès qui représenterait le Trias inférieur ou le Muschelkalk inférieur, un ensemble argilo-dolomitique daté du Trias moyen par une faune abondante, une série supérieure argilo-gypseuses à épaisses lentilles de grès (moins de 100 m au total).

Le Prébétique, qui représente «la couverture, décollée et légèrement déplacée de la Meseta» (Chauve, 1967) et la bordure non plissée de la Meseta (NE de Jaén) possèdent un Trias que l'on peut qualifier de germanique bien qu'il ne présente que rarement les trois termes classiques. En certains points, il est essentiellement formé par 300 à 350 m de grès et d'argiles rouges en alternance; en d'autres, il début par des calcaires à Lamellibranches du Muschelkalk supérieur (Foucault, 1971) et se termine par des argiles gypsifères avec marnes sableuses et grès.

Pratiquement partout dans ces Cordillères, une puissante série azoïque de dolomies et de calcaires caverneux, baptisés «carniolas» est attribuée à la base du Lias et représenterait le Rhétien ([13]), l'Hettangien et une partie plus ou moins importante du Sinémurien.

A l'Ouest de Jaén et jusqu'en Algarve, les dépôts néogènes du bassin du Guadalquivir sont directement en contact avec le socle paléozoïque. Aussi, les données des sondages pétroliers (fig. II-55 b) fournies par E. Perconig (1960-1962) sont-elles d'une grande importance et sont reprises presque intégralement ici.

Le sondage de Baeza, le plus oriental, a traversé, sans atteindre le socle, 110 m de marnes rouges et vertes avec grès attribués au Trias. A Bailen, entre le socle et le Ter-

([12]) Les données sont en partie extraites d'un travail de synthèse effectuée par l'équipe P. Fallot — Durand — Delga (non publié).

([13]) A propos de ce Rhétien, signalons que sa position dans le Lias découle en grand partie du fait que la géologie espagnole a été fortement influencée par celle de la France et que, dans cette région andalouse, aucun élément paléontologique ne permet d'affirmer que la limite de faciès marnes — dolomies correspond à la limite Keuper-Rhétien plutôt qu'à celle du Rhétien et de l'Hettangien.

tiaire, l'auteur signale 28 m de marnes rouges très dures qu'il place sans arguments (et avec point d'interrogation) dans le Permien et 155 m de marnes, conglomérats et grès à débris charbonneux, d'argiles rouges et vertes avec gypse et intercalations de grès, de calcaires, grès et conglomérats (14). A Villanueva de la Reina, sur le Paléozoïque schisteux, repose un complexe gréseux de base de 14 m d'épaisseur, surmonté par des argiles bariolées avec gypse et intercalations de grès (50 m) et du Tertiaire.

Quatre des six forages effectués autour de Carmona ainsi que ceux de Castilleja, Salteras, Villalba del Alcor et Isla Mayor, ont rencontré directement le Tertiaire sur le socle. En revanche, les plus occidentaux ont traversé de grandes épaisseurs de roches carbonatées et de faciès rouge attribuées respectivement au Lias et au Trias. A Almonte, le Trias comprend des bancs d'anhydrite à horizons dolomitiques, des argiles rougeâtres et des grès (374 m). Le Lias n'aurait que 150 m. A Moguer où, comme pour le sondage précédent, le socle a été atteint, le Trias, représenté sur 527 m par de l'anhydrite, du sel, des dolomies, des argiles rougeâtres, du grès et des conglomérats de base, est surmonté par plus de 1000 m de calcaires et de dolomies attribués au Lias inférieur. Enfin, à El Esperillo, sous 1100 m de faciès carbonatés également assimilés au Rhétien-Hettangien-Sinémurien, les argiles et évaporites à rares intercalations dolomitiques (836 m) sont placées dans le Trias. Ce sondage n'a pas été jusqu'au socle (profondeur 3300 m).

b — Afrique du Nord

En se déplaçant vers le Sud (fig. II-55 a) on rencontre les formations de l'Algérie que les auteurs différencient en un «faciès kabyle» et un «faciès tellien» (Lexique Stratigraphique, 1962). Le premier, permo-triasique ou triasique, débute par des conglomérats et des grès auxquels succèdent des coulées basaltiques et des lentilles calcaires à faune du Muschelkalk, puis des grès rouges ou du Lias transgressif; le «faciès tellien» est argilo-gypso-salin et contient des cargneules, des dolomies, des ophites ainsi que du grès. Dans les Hautes-Plaines oranaises (fig. II-55 b), le Trias est constitué par 300 m de dépôts salifères à passées de basalte et de grès à ciment de NaCl (tiers supérieur).

Au Maroc, il est possible de distinguer deux types de dépôts: dépôts épais accumulés dans des bassins à forte subsidence mais de petites dimensions, dépôts de plate-forme de puissance moindre (quelques centaines contre plusieurs milliers de mètres) mais de grande extension (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962). Les premiers sont représentés soit essentiellement par des lithofaciès terrigènes qui semblent appartenir uniquement au Trias (Dutuit, 1966), soit par des termes gréso-conglomératiques à la base, pélitiques et salifères à intercalations de coulées basaltiques au sommet (Busson, 1970). Les lithofaciès constituant les dépôts de plate-forme sont identiques mais leur répartition verticale est moins tranchée: argilites et évaporites près de la base, grès et même conglomérats au-dessus de roches carbonatées à faune du Muschelkalk supérieur et associées à des basaltes (Emberger et Pouit, 1966). Pour G. Busson, comparant ces séries à celles du Sahara (1970), la différentiation sédimentaire s'explique en partie par la distance aires nourricières — zones de dépôt, en partie par l'intensité de la subsidence de ces dernières. Toujours selon G. Busson, les différentes séries sont vraisemblablement contemporaines et représentent le Trias mais peut-être également une partie de l'Infralias.

Les formations carbonatées attribuées à la base du Lias sont pratiquement partout azoïques dans ce domaine atlasique. Les premières faunes stratigraphiques sont sinémuriennes (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962).

Dans le Rif (Dorsale Calcaire; fig. II-55 b), l'unité détritique rouge de base, ayant livré *Walchia piniformis*, est attribuée au Permo-Trias. Elle est surmontée par une série dolomitique très puissante (plusieurs centaines de mètres), dont les rares faunes trouvées permettent de penser qu'elle représente le Trias moyen et supérieur et une partie du Lias.

(14) Il n'est pas possible de savoir quelle est l'ordonnance verticale précise des différentes associations de lithofaciès.

Certains des caractères de ces séries d'Afrique du Nord, en particulier la présence d'importantes masses basaltiques, permettent de douter de la position (telle qu'elle était supposée; fig. II-55 a) du Massif Hespérique par rapport au bloc africain au cours du Trias.

Lorsque l'on monte vers le Nord, les dépôts les plus proches des «Grès de Silves» du Nord du Tage affleurent dans les Asturies. Il s'agit d'une série permo-triasique ou triasique (Julivert et al., 1971; Virgili et al., 1971) comprenant des conglomérats, des grès et des argiles (Buntsandstein?), des niveaux calcaires et marneux sans faune caractéristique, et des argiles et marnes bariolées attribuées au Keuper. Des marnes grises, parfois gypsifères, appelées «bancs de transition», s'intercalent entre le faciès keuper et une série principalement carbonatées. A la base de celle-ci, caractérisée par des récurrences de marnes bariolées, des Ammonites de l'Hettangien inférieur ont été découvertes (Dubar et al., 1963).

d — Aquitaine

Dans le Bassin d'Aquitaine (France), les géologues (du B. R. G. M. et des Sociétés pétrolières, 1974) reconnaissent un Permien conglomératique à coulées andésitiques (Pyrénées) et un Trias à trois termes. Le Trias inférieur se compose de dépôt détritiques rouges ou bariolés et atteint jusqu'à 500 m de puissance. Des argiles bariolées salifères (jusqu'à 350 m d'épaisseur) et une barre carbonatée (60 m) à Dasycladacées et Frondiculaires, sont attribuées au Trias moyen. Le Trias supérieur comprend un «salifère inférieur» (à sylvine et carnallite) qui peut reposer directement sur le socle. Ce premier horizon évaporitique est séparé d'un second, appelé «salifère supérieur» (à sel gemme et argiles) par des intercalations d'ophites. Ces roches ignées sont considérées comme «des fossiles caractéristiques du Rhéto-Keuper qu'il est difficile de dater autrement» ([15]).

Enfin le Keuper — faciès (Rhétien inclus) se termine par des argiles bariolées rouges et noires alternant avec des bancs d'anhydrite et de dolomie. Dans la zone de Bordeaux (zone émergée), ce dernier niveau est gréso-argileux.

Le Lias inférieur, qui repose directement sur le socle de la bordure nord de l'Aquitaine, est soit calcaréo-argilo-dolomitique (160 m dans les Pyrénées; âge anté-Lotharingien), soit formé de dolomies à faune de l'Hettangien inférieur (20 m) et d'évaporites (jusqu'à 900 m d'alternances de dolomies, anhydrite, sel gemme). Cette série est attribuée en totalité à l'Hettangien; le Sinémurien et le Lotharingien sont constitués par des calcaires oolithiques.

e — Grande-Bretagne et Amérique du Nord

Nous n'insisterons pas sur les séries de Grande-Bretagne et de l'Amérique du Nord (Appalaches, côte orientale canadienne), sinon en signalant que le Muschelkalk calcaire n'existe pas et que le «Keuper» est principalement marneux dans le premier pays, surtout arénitique aux U. S. A. (Newark group; Kummel, 1970). B. Cornet et al. (1973) viennent de démontrer, grâce à une faune de Poissons et des microflores, que certaines formations de la partie supérieure de ce Newark group, attribuées au Trias, s'avèrent être plus récentes (Lias inférieur).

([15]) Ceci est contesté par certains auteurs qui voient dans ces «épandages volcaniques», l'équivalent latéral du «Tuf de Dubar», d'âge Hettangien. D'autres pensent même que ces roches pourraient être plus récentes. Le Pichon et al. qui, en 1970, placaient le début du déplacement du Massif Hespérique au cours du Trias en se basant en partie sur l'existence de ces ophites rhéto-keupériennes, proposèrent (1971) un âge plus récent (Crétacé) pour les mouvements de dérive, signalant que l'âge triasique des ophites pyrénéennes n'est pas convaincant.

2 — Conclusions à l'étude comparative «Grès de Silves» — Séries voisines

Il ressort de cette analyse qu'il n'est pas aisé de tirer des renseignements susceptibles de mieux caler stratigraphiquement la série étudiée.

Il serait toutefois inexact d'affirmer pour autant que la base du Mésozoïque portugais est tout à fait particulière.

a — Analogies et différences entre les «Grès de Silves» et les «séries voisines»: conséquences

a. 1 — *La bordure du Nord du Tage*

La série du Nord du Tage bordant la Méséta présente deux points communs avec les dépôts du Newark group: la prédominance des dépôts arénitiques d'origine continentale et l'âge Trias supérieur — Lias inférieur des fossiles trouvés. Il existe en revanche une différence très importante entre ces dépôts «red beds» tardi-hercyniens, à savoir la présence de puissantes coulées basaltiques dans la série américaine (comme au Maroc, mais d'âge différent).

a. 2 — *La bordure de l'Algarve*

En ce qui concerne la partie sud de la Péninsule (Algarve — bassin du Guadalquivir), la présentation des faits (série portugaise décrite en détail à l'aide de séquences, logs des sondages espagnols très synthétiques et essentiellement lithologiques) peut masquer au lecteur les réelles analogies de faciès qui existent de part et d'autre du Rio Guadiana. La coupe du sondage de Bailen ressemble à celles que l'on peut lever dans la région de Silves, où la base du Mésozoïque comporte deux unités lithologiques bien distinctes (AA et AB; fig. II-49); les autres profils des sondages forés à proximité du socle admettent une évolution des faciès identique à celle que présentent les «Grès de Silves» des parties orientales et occidentales de l'Algarve, avec du détritique grossier à la base, des pélites associées ou non à des carbonates et des évaporites au sommet.

Puisque les «Grès de Silves» appartiennent en partie au Trias, en partie au Lias, et que les séries rouges de l'Espagne sont en revanche attribuées en totalité au Trias, on peut penser:

— Premièrement qu'il y a eu évolution parallèle mais décalage dans le temps de la sédimentation dans des bassins voisins (faciès homotaxes). La zone haute supposée par E. Perconig (1960-1962) pour expliquer la lacune du Trias dans la région sévillane, pourrait avoir joué le rôle de limite de bassin. Cette zone haute est par ailleurs susceptible d'avoir influencé la répartition des faunes au début du Mésozoïque: on constate en effet que la faune hettangienne de Lamellibranches et Gastéropodes connue sur tout le territoire portugais est absente à l'Est et que celle du Muschelkalk manque en Algarve.

— Deuxièmement que les dépôts, séparés ou non par une zone haute, sont contemporains (faciès isopiques); c'est leur datation qui est à reconsidérer. A propos de la datation des séries rouges du début du Mésozoïque, signalons que, dans le Maghreb, G. Busson (1970) a clairement exposé la fragilité des interprétations stratigraphiques admises, en particulier en ce qui concerne le faciès argilo-évaporitique dit faciès keuper et attribué intégralement et exclusivement au Trias supérieur.

a. 3 — *Les séries argilo-salifères*

Cette remarque concernant la limite Trias-Lias entraîne une seconde remarque à savoir que le Lias inférieur des régions avoisinant les aires de sédimentation des «Grès de Silves» est représenté par des séries souvent très puissantes et de faciès franchement évaporitique (Aquitaine, plate-forme saharienne où existent des arguments stratigraphi-

ques sérieux) ou à caractères de milieu confiné (dolomies, cargneules d'Espagne et d'une partie de l'Afrique du Nord). Il en est de même pour les séries portugaises de bordure de Meseta (l'essentiel des «Couches de Pereiros» et «Couches de Coimbra» du Nord du Tage, sommet des «Grès de Silves» de l'Algarve). De ce fait, il est possible de penser qu'une partie plus ou moins importante des dépôts des aires diapiriques portugaises peut être de cet âge. A l'opposé, les données des sondages du bassin du Guadalquivir et celles exploitées par G. Busson en Afrique (1970) montrent qu'il existe une étroite relation entre épaississement et changement latéral de faciès: les faciès essentiellement détriques et plus ou moins grossiers de bordure de craton étant les équivalents latéraux de faciès argilo-évaporitiques nettement plus puissants déposés dans des zones fortement subsidentes. Autrement dit, l'hypothèse de G. Zbyszewski considérant les «Marnes de Dagorda» comme équivalent latéral des «Grès de Silves» de bordure se défend tout autant que celle qu'il avance pour la série salifère de Loulé attribuée uniquement au Lias.

Toutefois, si l'on tient compte des données palynologiques mises en évidence au Portugal (Tableau 13) et de l'ensemble des caractères des dépôts examinés (base du Mésozoïque du Portugal et des régions voisines), je suis tenté d'accréditer l'hypothèse selon laquelle la précipitation massive des évaporites sur la bordure continentale Ouest (de type rift côtier) et Sud-Ouest du Massif Hespérique s'est faite après la sédimentation des dépôts de la mégaséquence A du terme AB 1, soit à la fin du Trias et au début du Lias (Hettangien) (fig. II-59).

b — Le problème de l'âge de l'extrême base de la série mésozoïque portugaise

On est également réduit à faire des hypothèses lorsque l'on aborde l'âge du début de la sédimentation des dépôts étudiés.

— Hypothèse 1: Si l'on tient compte de l'âge Trias supérieur des éléments paléontologiques rencontrés dans les dépôts les plus anciens, on peut admettre que la sédimentation n'a pratiquement commencé qu'au cours du Trias supérieur, comme en Amérique du Nord (Newark group), notamment au Nord du Tage. Toutefois, en bordure de la Chaîne Varisque, il semble que la sédimentation détritique ait commencé ou repris au Trias inférieur, d'où;

— Hypothèse 2: existence d'une sédimentation peu active pendant une bonne partie du Trias, consécutive notamment à l'absence d'épais dépôt permiens dont il semble qu'ils alimentèrent par remaniement les bassins de sédimentation triasiques (Virgili et al., 1973);

— Hypothèse 3: envisagée par G. Carrington da Costa, 1944, 1951).
Existence d'une sédimentation active au cours du Trias inférieur et moyen, puis sous l'effet de mouvements du socle (mouvement «fondamentalement épirogénique» ou phase «paléo-cimmérienne»), ces dépôts fraichement accumulés sont remaniés et sédimentés définitivement au cours du Trias supérieur (Rhétien surtout) et du Lias inférieur;

— Hypothèse 4: une sédimentation plus ou moins active existait pendant le Trias mais, comme cela se produit d'une manière assez générale, les dépôts du Keuper prennent une extension plus grande et couvrent ceux plus anciens de sorte que seul le Trias supérieur est observable en bordure du socle.

b. 1 — *Le début de la sédimentation au Nord du Tage*

De ces quatre hypothèses, nous réfuterons d'emblée l'hypothèse 3. L'étude des caractères pétrographiques et sédimentologiques des «Grès de Silves» a en effet clairement démontré que ceux-ci résultent de l'altération directe d'aires nourricières cristallines variées, notamment granitiques. Les fragments de granite porphyroïde et les phénocristaux d'orthoclases, dont on a pu démontrer qu'ils proviennent des granites tardi-hercyniens de la Méséta, existent en grande quantité (Feldspaths) dès la base de la série (fig. II-56).

L'absence de toute discontinuité importante et de paléosols à l'intérieur des dépôts représentant le terme A 1 nous conduit à rejeter également l'hypothèse 2.

Il est en revanche plus délicat de trancher entre les hypothèses 1 et 4. Seuls des sondages profonds en aval pendage des bandes d'affleurement permettraient de tancher sans ambïguité. On peut toutefois remarquer que si les granites jeunes de la Méséta ont alimenté dès le début la sédimentation du Nord du Tage, ils étaient dégagés de toute couverture. Cette couverture métamorphique a-t-elle été érodée au début du Permien ou après la dernière phase orogénique responsable du plissement des dépôts détritiques autuniens? Si l'on se rappelle que la série de Buçaco, composée de roches apparemment dépourvues de matériau granitique (granites jeunes), s'est déposée au cours de l'Autunien inférieur mais aussi au cours du Stéphanien (sans discordance; Courbouleix, 1972), on est tenté de retenir l'hypothèse 4 (fig. II-56). Ceci suppose que:

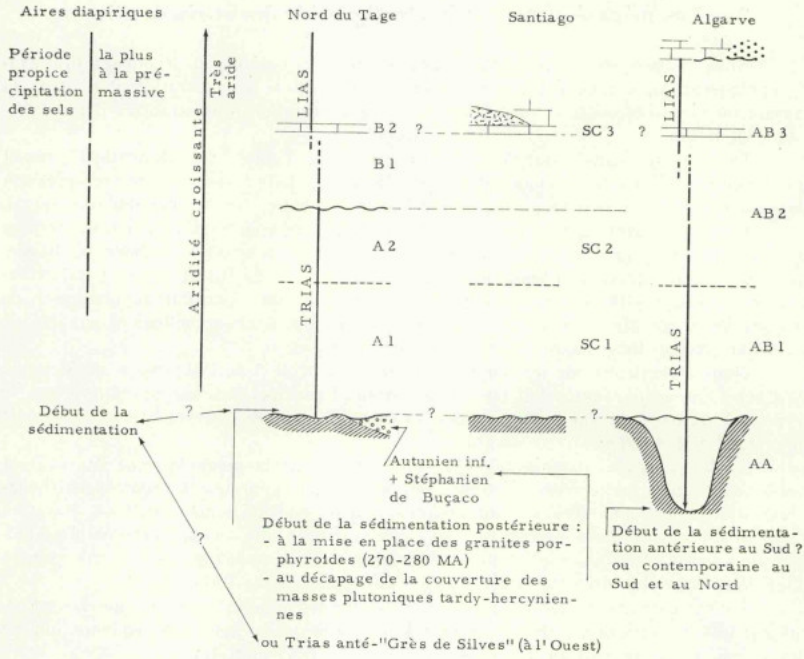


Fig. II-56 - Synthèse des hypothèses relatives à la stratigraphie de la base du Mésozoïque au Portugal.

Fig. II-56 — Synthèse des hypothèses relatives à la stratigraphie de la base du Mésozoïque au Portugal.

— la mise en place des derniers granites portugais, porphyroïdes, s'est faite après l'Autunien inférieur, ce qu'admettent certains géologues (cf. Introduction Générale: Le substratum des «Grès de Silves»);

— le décapage de leur couverture métamorphique a eu lieu encore au Permien ou seulement au Trias;

— les produits érodés se sont déposés sur une aire moins étendue vers l'Est que celle sur laquelle s'est sédimentée la série des «Grès de Silves».

b. 2 — *Le début de la sédimentation en Algarve et à Santiago de Cacem*

La série de l'Algarve est moins parlante que celle du Nord du Tage (bordure et série argilo-salifère diapirique).

En tenant compte des données des séries espagnoles voisines et de l'âge des quelques éléments paléontologiques des «Grès de Silves», on est amené à penser que l'unité AA, qui a pu se sédimenter très lentement (nombreux indices de paléosols dans son terme de base), peut représenter des dépôts plus anciens que ceux connus sur la bordure septentrional, et être plus ou moins contemporains des premiers sédiments détritiques terrigènes de l'Andalousie (fig. II-56).

La série de la région de Santiago de Cacem devrait avoir évolué comme la mégaséquence AB du Nord du Tage et être Trias supérieur — Lias inférieur.

3 — Les mégaséquences et la stratigraphie des «Grès de Silves»

Si la mégaséquence n'apporte aucune modification notable au découpage lithostratigraphique établi, elle peut avoir un intérêt certain sur le plan stratigraphie, dans la mesure où on la considère comme une unité de sédimentation représentative d'une dynamique de bassin.

Nous avons signalé que le caractère positif de l'unité mégaséquentielle traduit une évolution des caractéristiques du milieu de dépôt, dans le sens d'une transgression du domaine marin, précédée ou non d'une frange lagunaire, sur le domaine continental.

Ce changement, qui peut être conditionné par de nombreux facteurs, est ou non uniforme et correspond à un épisode synchrone ou hétérochrone à l'échelle du bassin.

En ce qui concerne la limite entre les termes continental B 1 et littoral B 2, l'extension et l'homogénéité du second ainsi que l'évolution des microflores permettent de la considérer, compte tenu du degré de précision auquel il est actuellement possible de travailler, comme une limite pratiquement isochrone.

Nous admettrons que les horizons-repère AB 3 et Sc 3 de l'Algarve et de Santiago de Cacem, de grande extension latérale et formés dans les mêmes conditions que le terme B 2 du Nord du Tage, représentent les niveaux les moins hétérochrones à l'échelle de chaque aire de dépôt.

La limite choisie pour séparer les deux termes de la mégaséquence A, séparant tantôt des dépôts nettement différents, tantôt des dépôts mixtes (à récurrences fluviatiles), est en revanche difficilement assimilable à un épisode synchrone.

Il serait tout aussi imprudent de vouloir attribuer une valeur chronostratigraphique au passage, pourtant rapide et systématiquement accompagné d'une forte densité d'Ichnites, entre les deux termes inférieurs de l'unité AB de l'Algarve.

Le changement de sédimentation que ces limites matérialisent s'est en effet effectué sur une bordure de continent soumise à une subsidence assez conséquente qui ne devait pas posséder partout le même gradient (fig. II-47 et II-51).

Les diastèmes limitant les mégaséquences, à la différence des limites entre termes successifs, traduisent un arrêt du processus d'invasion du domaine laguno-marin et un retour brutal à des conditions franchement continentales.

Les diastèmes majeurs matérialisant la base des mégaséquences A, B et C du Nord du Tage, Sc de Santiago de Cacem et AB de l'Algarve, représentent ni plus ni moins que la somme de multiples bases de chenaux. Ils se sont formés point par point lorsque les très nombreux cours d'eau qui se sont formés (changement climatique) ou dont le profil de base a été rompu (subsidence), ont pu atteindre et dépasser les actuelles zones d'affleurement. Le réajustement du profil, qui dépend d'une multitude de facteurs (Leopold, Wolman et Miller, 1964), n'a pu se faire d'une manière rigoureusement synchrone, surtout si le substratum est irrégulier (socle)ou soumis à une subsidence inégale. C'est ce qui semble avoir été le cas pour tous les diastèmes, sauf pour celui supportant la dernière récurrence fluviatile du Nord du Tage: la base de la mégaséquence C, qui s'individualisa sur une aire très plane, sans ou à subsidence peu prononcée, peut en effet être considérée comme un épisode de sédimentation négative pratiquement synchrone.

Quel que puisse être l'hétérochronisme des limites lithostratigraphiques admises, celles-ci sont beaucoup moins hétérochrones que la limite grès rouge — grès à nuances claires utilisée par mes prédécesseurs pour la série du Nord du Tage.

Malgré l'hétérochronisme plus ou moins marqué des coupures lithostratigraphiques dégagées dans les dépôts de la bordure occidentale de la Méséta Ibérique, il est possible d'envisager des corrélations qui resteront, en l'absence de données paléontologiques suffisantes, dans le domaine de l'hypthèse.

— Hypothèse 1: Les mégaséquences A et AA, B et AB sont à peu près isochrones. Cette hypothèse est envisageable en admettant que les diastèmes limitant ces unités, le début ou la prise de la sédimentation détritique terrigène grossière et continentale reflètent un changement climatique. Un tel changement des conditions paléogéographiques se fait sentir sur une certaine échelle et les aires nourricières et de sédimentation sont suffisamment proches (moins de 400 km entre Aveiro au Nord et Silves) pour être influencées.

Si cette hypothèse s'avère exacte, les discontinuités de ravinement séparant A de B, AA de AB seraient d'âge Trias supérieur, puisqu'elles sépareraient A 2, daté par une riche microflore et la partie inférieure de l'unité AB où furent également trouvés des fossiles triasiques (Esthéries dans la partie sommitale de AB 1, pollens anté-rhétiens dans le tiers inférieur de AB 2). Une partie plus ou moins importante de l'unité B serait de ce fait encore antérieure au Rhétien. Cet étage serait représenté par une petite tranche de dépôt car l'Hettangien début sous les termes B 2 et AB 3.

Cette hypothèse ne permet pas d'expliquer valablement la série de Santiago de Cacem, située à mi-distance entre le Nord du Tage et l'Algarve. Rappelons en effet qu'elle ne comprend qu'une seule mégaséquence dont l'évolution est très semblable à l'unité AB. Il faudrait donc admettre une lacune de sédimentation et dans ce cas le fondement de l'hypothèse tombe.

— Hypothèse 2: La base érosive de la série du Nord du Tage est contemporaine du diastème marquant la limite inférieure des mégaséquences AB et Sc.

Ces diastèmes seraient liés à une variation climatique. Celui matérialisant la base de AA, plus ancien, pourrait être ou non de même âge que la base de la série andalouse voisine et/ou de dépôts triasiques recouverts par les «Grès de Silves» (décapage de la couverture des granites septentrionaux. La discontinuité séparant A et B serait alors locale et liée à des mouvements épirogéniques au niveau du socle et/ou du bassin. Ces mouvements, qui à la différence des changements climatiques peuvent avoir des répercussions locales sur la sédimentation (en l'occurrence la reprise de la sédimentation fluviatile), se produiraient plus ou moins tarde au cours du Trias supérieur. Au Sud, le régime lagunaire (AB 2, Sc 2), en partie contemporain de celui du Nort (A 2) se poursuivrait et serait Carnien-Norien-Rhétien et Lias inférieur.

— Hypothèse 3: Aucun des diastèmes ou limites entre termes d'une même unité n'a d'extension supérieure à celle du bassin. La sédimentation en bordure du Massif Hespérique au cours du Trias et au début du Lias s'effectue dans des bassins ayant chacun son évolution propre, dominé essentiellement par le jeu de la subsidence.

Cette dernière hypothèse, la moins séduisante, est jusqu'à preuve du contraire, tout aussi valable que les deux autres. Pour autant, je retiendrais plus volontiers la seconde car elle tient mieux compte de l'évolution générale des dépôts représentant les «Grès de Silves».

F — CONCLUSIONS À L'ÉTUDE SÉQUENTIELLE

Ces conclusions seront brèves car une grande partie des conclusions générales qui suivent pourrait être placée ici.

Reppelons que l'analyse séquentielle détaillée des «Grès de Silves» permet de reconnaître:

— des dépôts liés à un environnement continental et de différencier parmi ceux-ci des dépôts de cône alluvial (alluvial fans),fluviatiles et paraliques;

— des séries déposées dans un environnement littoral de type lagunaire à laguno-marin;

— un certain nombre de séquences positives. Ces subdivisions se superposent aux unités lithostratigraphiques définies dans la première partie de l'ouvrage. On reconnaît ainsi trois mégaséquences A, B, C au Nord du Tage, une unité mégaséquentielle Sc au niveau de Santiago de Cacem, deux mégaséquences positives AA et AB en Algarve. Ces unités mégaséquentielles qui traduisent l'évolution des caractéristiques du milieu de dépôt, constituent un outil sensiblement plus utile que le découpage lithostratigraphique rigide. Elles permettent en effet:

— d'exploiter les données géochimiques en vue de caractériser les environnements de dépôt;

— de discuter de la valeur stratigraphique des limites cartographiques adoptées: diastèmes majeurs et limites entre termes d'une même mégaséquence. Ceux-ci ne sont pas synchrones dans la partie inférieure de la série car ils se sont formés sur des aires de sédimentation soumises à une subsidence et à une sédimentation importantes et non uniformes. Les limites supérieures (B 2, C 1, AB 3) en revanche peuvent être considérées comme des épisodes pratiquement synchrones, les aires de dépôt étant peu et uniformément subsidentes.

— d'émettre des hypothèses constructives en ce qui concerne les corrélations entre les différentes séries bordant l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif Hespérique. Nous retiendrons l'hypothèse selon laquelle les mégaséquences A et B du Nord du Tage représentent la mégaséquence AB et Sc du Sud du Tage (fig. II-56) et appartiendraient au Trias supérieur et à la base du Lias.

TROISIEME PARTIE

LES PAYSAGES À L'ÉPOQUE DES «GRÈS DE SILVES»

TRIAS — LIAS INFÉRIEUR

A — INTRODUCTION

Lorsque le géologue aborde la reconstitution détaillée des paysages continentaux ou épicontinentaux, il se trouve très handicapé, même si son étude des dépôts a été faite avec soin. Cela tient au fait que les éléments qu'il a sous les yeux et qu'il peut analyser ne représentent qu'une petite partie des dépôts et des événements qui se sont succédés en chaque point du bassin. De plus, il lui est impossible d'évaluer la durée des processus sédimentaires dont une partie plus ou moins importante des dépôts correspondants a été oblitérée par les ravinements. Comme le remarquent J. Hilly (1960) et J. C. Gall (1971), «A l'échelle géologique, chaque banc de grès, chaque niveau argileux... correspond à un dépôt quasi-instantané: quelques heures, quelques jours, quelques années. Mais entre deux bancs successifs, rien ne permet de savoir si l'interruption correspond à l'intervalle qui sépare deux crues ou à des siècles de silence».

D'autres problèmes surgissent: parmi ceux-ci, les problèmes liés au climat. Il est en effet très dificile de savoir quel est, du climat ou de la tectonique, le phénomène qui a influencé le plus l'altération et la sédimentation ou encore de dégager et d'interpréter, parmi les faits observés, ceux qui présentent une réelle valeur d'indice climatique.

Ainsi, la fameuse couleur rouge (unie ou mélangée à d'autres teintes) qui caractérise une bonne partie de la série étudiée est encore l'objet d'une âpre discussion (Glennie, 1970; Van Houten, 1973). Pour certains elle est héritée, pour d'autres elle est acquise *in situ*; certains démontrent que cette couleur se forme dans le climat désertique, d'autres qu'elle ne peut être que liée à un climat chaud à saisons alternativement humides et séches. Chacun fourbit ses arguments, souvent convaincants.

Les «Grès de Silves» offrent les mêmes faits contradictoires que toutes les séries rouges anciennes (Chapître III). Aussi, n'ouvrirai-je pas le débat ici, d'autant que toutes les observations faites sont sujettes à caution car établies à partir de données de surface là où, comme nous l'avons d'ailleurs montré (kaolinisation dia ou épigénétique), peuvent avoir eu lieu de très nombreuses modifications en liaison avec des climats subactuels ou actuels.

Pour autant, nous n'allons pas éluder le problème climatique: d'autres arguments nous serviront à cerner les conditions climatiques qui ont influencé la sédimentation des «Grès de Silves».

B — LES CONDITIONS CLIMATIQUES AU DÉBUT DU MÉSOZOÏQUE SUR LA BORDURE OUEST ET SUD-OUEST DU MASSIF HESPÉRIQUE

Si, comme nous l'avons supposé, les plus anciens dépôts connus sur la bordure occidentale sont représentés par ceux composant la mégaséquence AA de l'Algarve, les conditions climatiques devaient être relativement arides. Aux périodes pluvieuses, qui semblent avoir été courtes (séquences peu puissantes) et étaient responsables de la formation d'alluvions composées d'éléments divers du socle (galets polycristallins, quartz, feldspaths), succédaient des périodes pendant lesquelles se produisait la précipitation de calcite et de gypse. La présence d'intraclastes carbonatés, d'éléments lithi-

ques éclatés et de quartz microdivisé suggère des processus pédogénétiques tels que l'on en observe dans les zones climatiques caractérisée par une aridité marquée. L'absence d'attapulgite dans la fraction argileuse permet toutefois de penser que le climat n'était pas excessivement chaud.

La nature pélitique (à illite) et dolomitique des sédiments lagunaires qui succédèrent à ces premiers dépôts triasiques indiquent que le climat était peu agressif et par périodes (voire toujours) relativement chaud pour permettre la formation de niveaux dolomitiques pénécontemporains.

Un changement climatique, dans le sens d'une accroissement de la pluviosité peut être envisagé pour expliquer la modification des conditions de sédimentation au Sud du Tage. Ce phénomène se manifestant à une grande échelle peut avoir provoqué le début de la sédimentation des «Grès de Silves» dans la zone de Santiago de Cacem et au Nord du Tage (les dépôts formés tapissant partout le substratum cristallin ou recouvrant également des sédiments de même âge que ceux représentant AA). Quelles que puissent être les relations stratigraphiques entre les termes A 1, Sc 1 et AB 1, l'inventaire des dépôts continentaux qui s'accumulèrent sur la bordure du socle mésétain permet de se faire une idée relativement précise du climat régnant à la fois sur les reliefs et dans les zones de sédimentation voisines.

— La présence, en grande quantité:
- de fragments de roches diverses, allant du quartzite au granite calco-alcalin à biotite;
- de pratiquement tous les minéraux essentiels des roches cristallines: quartz, feldspaths orthoclases, muscovite et biotites fraiches;
- d'illite;
- d'hématite sous forme d'un ciment généralement diffus et étroitement associé à la matrice;

— la présence, en petite quantité:
- de muscovite dégradée;
- de kaolinite (non diagénétique);
- de carbonates pénécontemporains de la sédimentation;
- de grains de plagioclase (localement du moins);

— l'absence:
- de chlorites, pourtant abondantes dans le socle;
- de dépôt à façonnement éolien franc;

concourent pour affirmer que le climat devait être dans son ensemble peu hydrolysant et à saisons alternativement humides et sèches (Millot 1964). Pendant les périodes humides, les plus agressives, les minéraux les plus fragiles, comme les chorites et les plagioclases, sont détruits sinon sur les aires nourricières, du moins sur l'aire d'épandage, au cours des arrêts précédant leur enfouissement définitif (et même juste après). Le fer est libéré et entrainé. Dans les zones préservées de l'érosion pendant de longues périodes (interfluves), les muscovites peuvent être également attaquées et dégradées; de la kaolinite se forme. Pendant les périodes sèches le fer se fixe, les carbonates précipitent. L'hydrolyse des silicates, notamment des plagioclases, ne s'arrête pas pour autant (Rondeau, 1958). Ces périodes de sècheresse ne semblent pas avoir été favorables, peut être en raison de leur trop faible durée, au transport et au façonnement éolien.

Avec l'installation de la ou des lagunes dans lesquelles se sédimente la série A 2, la flore, dont on trouve de nombreuses traces sous forme de menus débris et de nombreuses espèces de pollens (association 1; Tableau n.° 13) et le matériau détritique, toujours riche en orthoclases, en micas et en illite, indiquent que le climat est également chaud et relativement humide. La présence, assez fréquente de lits carbonatés pénécontemporains

et à pseudomorphoses de sel gemme suggère des périodes d'aridité marquée. Ce climat devait être peu différent plus au Sud, lors du dépôt des termes AB 2 et Sc 2.

Il ne semble pas que le climat changeât sensiblement avec la reprise de la sédimentation continentale sur l'aire septentrionale (B 1). Les dépôts rouges de piedmont et fluviatiles, beiges et essentiellement fluviatiles, contiennent toujours des éléments lithiques divers, dont des fragments de granite (zone de Coimbra), des feldspaths potassique, des micas frais et de l'illite. La présence, dans la partie septentrionale (zone de Anadia, fig. II 48), de niveaux silicifiés (opale, calcédoine, quartz sous forme de ciment d'arénites et d'accidents lenticulaires) qui pourraient être contemporains des derniers dépôts fluviatiles voisins (sommet de B 1) permettent toutefois de penser à une augmentation sensible du degré d'aridité à la fin du Trias.

Ce changement se traduit également dans la flore: l'association palynologique liasique 2 (tableau 13) est nettement plus pauvre en espèces que l'association triasique de A 2. Un accroissement brutal de l'aridité se manifeste un peu plus tard (tableau 13 et fig. 27). Ce climat favorise le développement des lithofaciès chimiques dans les lagunes qui déplacent leur rivage (Nord du Tage) ou se maintiennent (Sud du Tage). Nous pensons que cette période fut la plus favorable à la précipitation massive des sels dans les zones centrales des lagunes (aires typhoniques et dôme diapirique de Loulé).

C — LES PAYSAGES SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF HESPÉRIQUE

Assez tardivement au cours du Trias, les reliefs situés sur la bordure occidentale du Massif Hespérique sont soumis à une érosion intense. Les roches cristallophylliennes et les massifs granitiques dégagés de leur couverture libèrent principalement des produits détritiques.

L'altération chimique est ménagée, le climat est peu agressif. Fragments de roches diverses et pratiquement tous les constituants silicatés sont arrachés aux roches saines ou prélevés dans les manteaux arénitiques pour être transportés vers les zones basses et plus ou moins subsidentes localisées à l'Ouest.

Ainsi s'élabore la série représentant le terme de base A 1.

A proximité des reliefs, les eaux de vitesse et de compétence élevées libèrent une partie ou la totalité de leur charge. Un piedmont recouvrant un substractum irrégulier et portant les stigmates d'altération plus anciennes se développe. Petit à pent, les différents cônes alluviaux (alluvial fans) se réunissent pour former une badaja (H. Termier et G. Termier, 1960). Dans la zone méridionale, apparemment peu subsidente, ces cônes alluviaux ne se forment pas (Sud d'Areias) ou au contraire continuent à évoluer en s'agradant verticalement pendant tout la période correspondant au terme A 1. Au Nord, ils sont relayés par une sédimentation fluviatile typique.

Les dépôts constituant ces cônes de déjection prennent naissance soit essentiellement sous l'action de courants torrentueux, canalisés mais divagants, soit également à partir d'écoulements en nappe, fluides ou visqueuses (sheet-flood, mud-flow). La sédimentation est occasionnée moins par rupture de pente existant entre le relief et la plaine d'épandage que par l'élargissement et la division en bras multiples des lits ainsi que par la diminution rapide du volume aqueux sous l'effet de l'infiltration dans un substratum d'alluvions perméables (Bull, 1964).

Les chenaux, anastomosés, sont les uns étroits et comblés en une seule fois, les autres larges et soumis à une alternance de phases de sédimentation et d'érosion. Dans certaines circonstances, des écoulements en nappe se développent, débordant les lits et recouvrant de grandes surfaces avec des dépôts mal classés.

Les dépôts constituant le terme A 1 de la bande d'affleurement, formés par l'intrication de lithofaciès (conglomérats ct 1 et ct 2) et de séquences fluviatiles (F-r, a/r, a, l) et d'accumulations en vrac (poudingues ct 4 et séquences Pt-r, a) sont très représentatifs de ce type d'environnement.

Lorsque l'on se déplace vers le Nord, où la subsidence est plus active (fig. II 47), les épandages mal classés, engendrés par des nappes (sheet flood), sont très largement subordonnés aux alluvions fluviatiles (Coimbra). Plus loin encore, au-dessus et dans le prolongement d'un ou d'un ensemble de cônes de dimensions modestes, les sédiments de granulométrique fine, qui à l'aval étaient soit intégrés et mélangés au matériau grossier ou ventilés, se décantent dans des étendues d'eau de superficie variable. Il devait s'agir de bras-morts ou de cuvettes de décantation installées entre les multiples chenaux actifs, dont les eaux s'écoulaint d'Est en Ouest et de Nord-Est vers le Sud-Ouest (fig. II 5). La nature pélitique, relativement homogène des dépôts suggère des eaux stagnantes, alimentées en détritique fin lors des crues de débordement. Il est peu probable que ces flaques aient été favorables à la vie animale; la faible agitation assurant l'aération du milieu, un des facteurs essentiels à l'épanouissement d'organismes animaux, engendre en effet des sédiments à lamination fine, sensiblement différents de ceux observés (Gall, 1971).

Entre les flaques divaguaient des cours d'eau dont l'histoire peut être en partie reconstituée (cf. chapître IV, fig. II 33, II 35, Pl. XXXVI, fig. 2).

Le chenal, creusé dans des alluvions fluviatiles anciennes ou des dépôts de décantation, a une vie plus ou moins longue. Au cours des périodes humides, la totalité ou une partie seulement du profil du lit est modifiée par l'érosion et des dépôts tantôt homogènes et relativement mal classés, tantôt rythmiques enregistrant les variations du débit et de la compétence du courant, prennent naissance. Lors des décrues, la sédimentation s'accentue en certains points du chenal, l'érosion continue à se manifester en d'autres et des éboulements de berge se produisent. En période de basses eaux et de sécheresse, une sédimentation tout à fait comparable à celle des flaques se développe, fossilisant les irrégularités du fond. Lorsqu'il y a exondation, le matériau pélitique durcit, notamment sous l'action du fer qui imprègne le sédiment imperméable (Tricart), et peut se craqueler.

Le taux de sédimentation étant supérieur à la subsidence de l'aire de dépôt, le lit se comble et les courants se déplacent, creusant et remblayant d'autres chenaux. Inversement, des eaux stagnantes, douces ou saumâtres, s'installent dans les chenaux ou portions de lits abandonnés par les courants.

Dans toute la partie nord de l'aire de sédimentation fluviatile, les cours d'eau transportent une charge composée d'une importante fraction d'éléments appartenant à des massifs granitiques «anciens», au point que lorsque cette charge est déposée rapidement, sans tri important, le sédiment est peu différent d'une arène granitique.

Le bassin de drainage de ces rivières, très proche des zones soumises à l'alluvionnement, semble avoir été bloqué par une sorte de barrière morphologique, constituée par les massifs granitiques anciens et située en avant des granites jeunes (fig. II 16). Ces granites tardi-hercyniens, de volume encore plus imposant, affleurent et alimentent dès le début de la sédimentation en minéraux divers, notamment en orthoclases de grande taille, les cours d'eau et les écoulements en nappes sillonnant les zones basses plus méridionales. Les reliefs formés par les multiples faciès métamorphiques ne sont pas épargnés. Comme toutes ces roches mères sont peu éloignées des zones de dépôt et que la sédimentation est souvent rapide, les produts d'origines diverses sont déposés ensemble, donnant des sédiments poligénitiques: sables lithiques et feldspathiques, arkoses riches en éléments cristallophylliens, etc.

Bien que fortement attaqués par l'érosion, les reliefs devaient être encore vigoureux lorsque les caractères de la sédimentation changent: la présence de lithofaciès grossiers (conglomérats, arkoses microconglomératiques, grès grossiers) jusque dans les derniers mètres du terme A 1 et même dans A 2 l'atteste. On constate toutefois que ceux-ci régressent sensiblement avec les dernières manifestations de la sédimentation fluviatile.

Le ralentissement de ce type de sédimentation, qui semble plutôt attribuable à la subsidence qu'à une oscillation climatique, permet aux lagunes frangeant la mer ouverte (située peut-être à l'époque à l'Ouest d'une ligne déterminée par les îlots Berlengas) de s'étendre vers l'Est.

Si oscillation climatique il y eut, elle a dû être favorable au développement (ou au maintien, car rien ne prouve qu'il n'y ait pas eu vie végétale antérieurement) de la flore. Il s'agit d'une flore de Gymnospermes, vivant dans des stations plus ou moins éloignées des zones de fossilisation. Cette végétation, qui n'a rien de comparable avec nos forêts de climat tempéré ou tropical humide, a néanmoins pu jouer un certain rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion. Le climat favorisant son épanouissement n'a pas non plus modifié sensiblement les conditions et l'intensité de l'altération chimique, toujours peu agressive et hydrolisante.

Suivant les endroits, la transgression s'est faite rapidement, inhibant définitivement les processus de la sédimentation fluviatile (Agueda-Angela) ou eut au contraire du mal à s'imposer, interrompue périodiquement par des incursions fluviatiles (fig. 9). Dans la zone de Luso, cette lutte d'influence ne se manifeste qu'un temps; au Sud et plus près des zones émergées, elle se produit tout au cours du dépôt de A 2.

La plaine côtière où s'installe une ou plusieurs lagunes étant peu éloignée des reliefs, reçoit un matériau terrigène abondant.

Celui présentant la granulométrie la plus grossière n'est distribué que lorsque des courants suffisamment puissants circulent, interrompant brusquement la sédimentation des produits fins en suspension dans une tranche d'eau qui ne devait jamais être très importante. Ces courants sont pour la plupart éphémères; ils ne façonnent guère le matériau qu'ils transportent et ne donnent que très rarement des dépôts épais. Alternant d'une manière rythmique avec des périodes d'agitation moindre, ils donnent naissance aux nombreuses unités granoclassées existant dans la série (cf fig. 5, 10, 13 et fig. II 44).

Lorsque des courants de faible énergie se manifestent d'une manière répétée en alternance avec des périodes calmes permettant la décantation des particules fines, argiles et débris végétaux flottés, des structures madrées prennent naissance. Dans les zones abritées des courants, une sédimentation par décantation se développe: si le milieu est aéré grâce à une certaine agitation, des sédiment lités et des organismes fouisseurs coexistent; si les eaux sont en revanche stagnantes, un dépôts homogène et azoïque s'accumule. Lors des périodes d'exondation, des fentes de dessication se forment à la surface des sédiments argileux, des carbonates précipitent en encroûtant les sédiments poreux.

Des cristaux de sel gemme et du gypse prennent naissance quand le milieu se confine, soit pendant une phase de sédimentation par décantation, soit immédiatement après.

Du manganèse peut se concentrer et précipiter à l'état d'oxydes dans cette zone littorale, à l'abri des pollutions continentales et des courants littoraux.

Ainsi, pendant une période représentant plus vraisemblablement une partie que la totalité du Trias supérieur, la bordure occidentade de la méséta correspond à une vaste plaine côtière, plus ou moins plate.

La sédimentation qui caractérise cet environnement lagunaire est brusquement interrompue par l'arrivée massive de produits grossièrement détritiques liée à une reprise de la sédimentation fluviatile (terme B 1). Ainsi se termine l'unité mégaséquentielle A, continentale à la base, épicontinentale au sommet.

Ce changement spectaculaire et général à l'échelle du bassin est en fait annoncé très discrètement par endroits dans la partie supérieure de A 2. Cette «transgression» continentale n'a rien à voir avec la progression d'un delta (Scruton, 1960; Haguenauer, 1973). Elle semble avoir résulté de mouvements du socle et être plus ou moins hétérochrone.

Plus ou moins rapidement suivant les endroits, les cours d'eau dont le déversoir se déplace vers l'Ouest, progressent également vers l'Ouest, entaillant et remblayant les zones basses. Ces cours d'eau forment un réseau très dense de chenaux. Dans certains cas, les caractères des sédiments déposés permettent de reconnaitre la présence de rivières anastomosées ou nettement méandriformes (fig. II 38). Le plus souvent, il est impossible de

rattacher le dépôt à un type de cours d'eau (anastomosé, à méandres, rectiligne). Cela tient au fait que les courants, circulant sur un substratum peu induré, formaient des lits très larges et peu profonds (Leopold, Wolman et Miller, 1964), tantôt actifs sur toute leur largeur, tantôt divisés en de nombreux lits mineurs ayant chacun une évolution très variable dans le temps et dans l'espace (fig. II 36).

Trouver une section de chenal complet, distinguer les levées des dépôts de lit, reconnaitre l'érosion d'extension locale liée à une variation d'énergie de celle responsable de la formation d'un nouveau lit, sont des exercices très difficiles.

L'analyse séquentielle détaillée montre très clairement que ces chenaux étaient soumis à des variations brutales d'énergie et de compétence: aux périodes de hautes eaux, pendant lesquelles s'édifiaient des barres, progressaient des dunes et des rides, se creusaient des mouilles et de nouveaux lits, succédaient des périodes de sédimentation pratiquement nulle et d'exondation. C'est au cours de ces dernières, dont la durée devait souvent excéder celle des phases actives, que la dessication des alluvions se développait et que des végétaux s'implantaient ça et là.

Ce type de sédimentation n'avait toutefois pas partout un développement égal. Dans la zone centrale (Coimbra), un cône alluvial assez bien individualisé, car composé de dépôts nettement plus grossiers et mal classés, s'est mis en place. La taille et la répartition des gros fragments indiquent que l'érosion mécanique est à nouveau intense sur les reliefs, mais que la ventilation du matériau lithique, qui ne s'effectue plus comme par le passé d'une manière uniforme sur la plaine d'épandage, est conditionnée par la dynamique des agents de transport.

Les fortes crues, canalisées ou en nappes aqueuses ou boueuses, peuvent déplacer des produits grossiers. Ceux-ci s'accumulent dans la zone de rupture de pente dont on peut penser qu'elle se situait à l'Est de l'actuelle limite d'affleurement. Des langues appartenant aux cônes les plus volumineux s'avancent localement dans la plaine alluviale.

Les cours d'eau, de compétence moyenne assez limitée, laissent sur place ou abandonnent rapidement le matériau le plus grossier, lithique, pris parfois en charge. Le matériau transporté étant relativement homogène et le substratum alluvial peu induré, des rivières à méandres se multiplient (Leopold, Wolman et Miller, 1964, Jauzein, 1971).

Là où la subsidence est peu importante, les dépôts semblent avoir été élaborés dans un premier temps essentiellement au cours d'importantes inondations et dans des chenaux éphémères (zone d'Anadia). Puis, plus ou moins rapidement suivant les endroits, les sédiments fluviatiles déposés dans des lits peu profonds sont périodiquement remplacés par des dépôts plus fins et mieux classés. Le milieu dans lequel ceux-ci prennent naissance est favorable à certaines formes de vie: les sédiments sont le siège d'une bioturbation intense et des Vertébrés circulent ou s'installent, imprimant leurs traces dans la vase.

Les dépôts fluviatiles et paraliques de cette zone de sédimentation moins active que la majeure partie de la bordure occidentale de la Méséta (fig. II 48), sont le siège d'une silicification intense. La silice, exprimée sous forme de ciment et d'accidents lenticulaires, est d'origine locale. Elle est liée, non pas à des microorganismes à test siliceux, mais à des processus d'ordre pédogénétique dans lesquels ont pu intervenir certains Végétaux (Equisetites).

Le climat qui s'impose (Millot et al. 1959) et que suggère la microflore des dépôts hettangien sus-jacents est un climat chaud et relativement sec.

Les profils pédologiques à concrétions carbonatées, comme celui observé à la limite socle cristallin-alluvions fluviatiles de B 1 (épais d'une dizaine de mètres seulement; Ceras, fig. 22 et II 22), admettent des conditions similaires.

C'est également dans ce contexte climatique que se fait l'ingression marine annoncée très localement (sommet de B 1, zone de Anadia). Il n'est pas possible d'établir une hiérarchie dans les causes responsables de cette transgression de très courte durée (Terme B 2) qui s'avère être pratiquement synchrone à l'échelle de l'affleurement septentrional. Le ralentissement de la sédimentation fluviatile, lié d'une part à la réduction

des reliefs amont et du taux de subsidence, et d'autre part à l'aplanissement de l'aire de dépôt, devrait être le facteur essentiel.

Le nivellement est tel que le socle cristallin, qui jusque là n'avait pratiquement pas été sollicité par la sédimentation, se trouve recouvert par les eaux marines (Ceras). Si la transgression se fait rapidement, elle ne s'accompagne nulle part d'un «conglomérat de base» dit de «transgression marine». Cet épisode n'est pas sans rappeler la transgression de la mer du Muschelkalk sur les bordures NE des Vosges (Gall, 1971) et orientale du Massif Central (Courel, 1970).

La tranche d'eau est faible et soumise à des variations de salinité assez conséquentes. Les carbonates qui précipitent (calcite, aragonite) sont rapidement transformés en dolomite. Les eaux douces amènent continuellement du matériau détritique fin qui se dépose en alternance avec les sédiments chimiques ou en continu sur les plages localisées dans les zones hautes de la frange littorale (Penela).

La faune qui s'installe dans un tel paysage est composée d'espèces capables de résister à des variations continuelles de salinité. Il s'agit de Lamellibranches et de Gastéropodes là où la sédimentation est surtout carbonatée, d'organismes fouisseurs sur les plages alimentées régulièrement en détritique fin. Les organismes de mer franche, Polypiers et Echinodermes (Crinoïdes, Oursins) ne peuvent se développer: leurs fragments, roulés, viennent de zones plus ou moins éloignées et occidentales. Localement des Ophiures se mêlent aux peuplements de Mollusques, riches en individus de petit taille mais pauvres en espèces (Sangalhos; Fischer et Palain, 1971).

Un épisode fugace et plus ou moins grossièrement détritique interrompt cette phase de sédimentation épicontinentale, première manifestation de la mer liasique et terme sommital de la mégaséquence B. Cette unité admet une évolution comparable à la mégaséquence A, avec toutefois un terme supérieur plus franchement épicontinental.

On pourrait penser que les dépôts de la base de la mégaséquence C représentent des cordons littoraux à l'abri desquels la sédimentation carbonatée pouvait s'individualiser et qui, en progressant vers l'Est, fossilisaient et déplaçaient les dépôts chimio-détritiques plus côtiers. Un tel paysage ne semble pas devoir être retenu car les caractères sédimentologiques et la flore qui leur sont associés font de ces grès et conglomérats des alluvions fluviatiles. Ceux-ci représentent un soubresaut de la Méséta qui envoie sur la plaine côtière une dernière bouffée de produits détritiques. Comme par le passé, le matériau est plus grossier au Sud qu'au Nord mais à l'inverse les accumulations sont plus puissantes dans la première région, plus proche du rivage. Dans la zone «haute» de Penela, la sédimentation fine se poursuit.

La végétation continentale qui alimentait déjà la sédimentation littorale en spores et en fragments divers, envahit l'aire de dépôt. Ceci permet aux éléments reproducteurs et aux débris de toutes tailles de se fossiliser rapidement et en grande quantité jusqu'à former de petites lentilles charbonneuses. Leur accumulation se fait dans les flaques, les bras-morts et dans les chenaux actifs lors des périodes de basses-eaux. Des Esthéries, organismes plus aptes à vivre dans les eaux douces ou saumâtres que dans les eaux marines, se développent.

Très rapidement l'apport détritique grossier disparait. Les eaux marines tendent à reprendre le dessus. Certains organismes euryhalins arrivent à nouveau avec elles mais les conditions étant moins favorables qu'au cours de la première incursion, seuls les organismes fouisseurs colonisent assez intensément certaines régions. Les conditions sont en effet telles que du sel gemme et du gypse cristallisent.

La microflore, composée d'un nombre très restreint d'espèces (Doubinger, Adloff et Palain, 1975), confirme la tendance aride du climat.

C'est à partir de cette époque que les conditions climatiques et morpho-tectoniques semblent avoir été particulièrement favorables à la précipitation massive des évaporites. Pratiquement tout le pourtour du Massif Hespérique est alors parsemé de gigantesques lagunes où la sédimentation est essentiellement chimique.

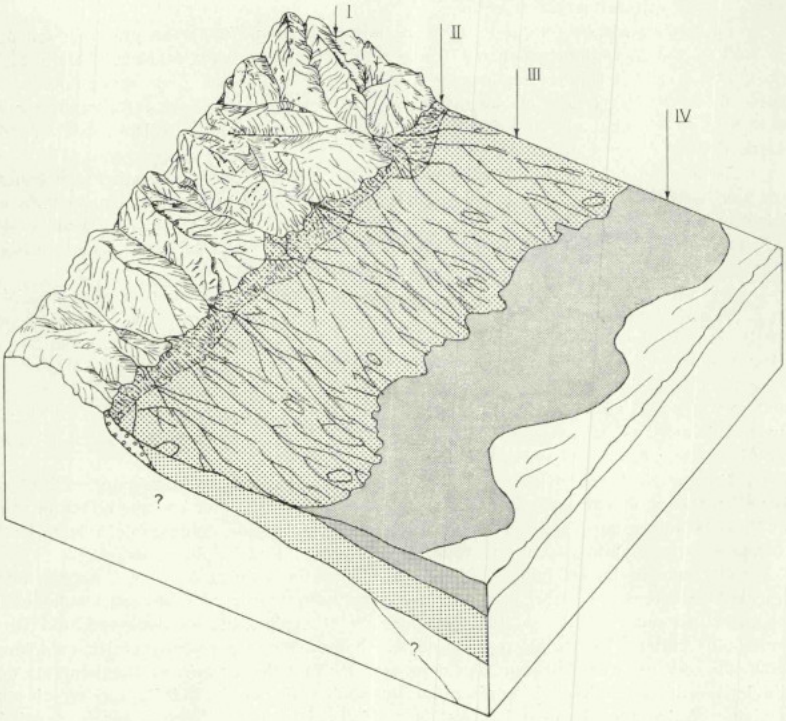


Fig. II-57 — Les paysages sur la bordure Ouest et Sud-Ouest du Massif Hespérique au cours du Trias et au début du Lias.

Domaine I: Les aires nourricières cristallines, plus ou moins élevées et soumises à des mouvements épirogéniques, sont intensément érodées. Elles libèrent une importante masse de produits détritiques qui sont entrainés vers l'Ouest au Nord du Tage et dans la zone de Santiago de Cacem, vers le Sud et le Sud-Ouest au niveau de l'Algarve.

Domaine II: Les produits se sédimentent au pied des reliefs, donnant naissance à des cônes alluviaux. Ceux-ci sont bien développés au Nord (A 1, base de B 1), locaux et peu épais au Sud (Sc 1 AA, AB 1).

Domaine III: C'est un vaste domaine parcouru par des réseaux fluviatiles. Les cours d'eau érodent, déposent, se comblent, divaguent en fonction de très nombreux facteurs dont les moteurs sont le climat e. la subsidence (A 1 — B 1 — C 1 — Sc 1 — AB 1).

Domaine IV: Des lagunes frangent la mer ouverte, se déplacent vers les reliefs ou régressent épisodiquement (A 2, B 2, C 3; Sc 2 et Sc 3, AA sommet, AB 2 et AB 3). La sédimentation qui se fait sur leur bordure est fortement influencée par les apports du continent: les dépôts sont principalement détritiques. Plus au large se forment, à une certaine période (Trias supérieur ou/et Lias inférieur) des évaporites.

D — LES PAYSAGES SUCCESSIFS SUR LA BORDURE SUD-OUEST DU MASSIF HESPÉRIQUE

Dans la partie méridionale du Portugal, les premiers dépôts mésozoïques ont une extension limitée.

Ils sont représentés par des alluvions assez mal classées, qui dès leur dépôt sont soumises à une cimentation carbonatée liée à une pédogénèse de climat à aridité marquée. Les cours d'eau sont des oueds temporaires qui, après une course plus ou moins longue et rapide, abondonnent leur charge tantôt grossière, tantôt plus fine et de la granulométrie des sables. On peut penser à priori que ces accumulations, discontinues et recouvertes directement par des dépôts fins lagunaires, représentent l'extrémité de cônes nettement plus épais et étendus (vers le Nord) (1).

En relais de ces sédiments continentaux se déposent des produits détritiques fins: silts et argiles. Des organismes amphibies, Invertébrés fouisseurs et Vertébrés (Stégocéphales) peuplent ce paysage de lagune (s) peu profonde (s) où se développent périodiquement des strates dolomitiques intensément bioturbées.

Oscillation climatique se traduisant par une diminution de l'aridité accompagnée ou non d'un mouvement du socle modifie profondément la paléogéographie de cette bordure mésétaine.

Des cours d'eau divagants s'étendent sur des surfaces considérables, faisant disparaître sous des alluvions les sédiments fraichement déposés de lagune et les séries épimétamorphiques du Culm.

Ces cours d'eau, influencés pratiquement partout par la paléopente régionale, s'écoulent préférentiellement du NE vers le SW.

Dans la zone amont (fig. 34), la compétence des courants est périodiquement élevée; les produits grossiers, issus de l'érosion mécanique de roches-mères diverses qu'il est difficile de localiser avec précision, sont transportés sans façonnement notable et sédimentés sous forme de barres longitudinales divisant les lits en bras, de pavages lorsque la charge tractée n'est pas très volumineuse, de barres transversales à litage oblique quand l'énergie et la géométrie du chenal sont favorables. Ces dépôts prennent naissance dans des cours d'eau anastomosés.

Si dans les premiers temps, leur énergie est telle que le détritique fin ne se dépose pas ou n'est pas fossilisé (dans les zones soumises à notre observation) en raison des constantes érosions qui se manifestent, peu à peu celui-ci prend de plus en plus d'importance et est conservé partiellement ou en totalité (fig. 38).

Cette baisse d'énergie, que traduit également la diminution de la taille modale des lithofaciès les plus grossiers, résultat d'un certain essoufflement de la glyptogénèse et de l'aplanissement de l'aire d'alluvionnement, favorise l'implantation et la prolifération d'organismes fouisseurs capables de vivre dans des eaux douces ou saumâtres. Ceux-ci s'installent partout où la sédimentation est lente et le milieu aéré, c'est-à-dire dans les flaques disposées entre les lits, dans les chenaux temporairement ou définitivement abandonnés par les courants de haute énergie.

A l'aval, soit à l'Ouest de San Bartolomeu de Messines, l'environnement a évolué de façon tout à fait semblable: fluviatile typique à la base, paralique au sommet.

Dans cette zone, les cours d'eau, de compétence moins élevée, apparaissent comme des rivières de type méandriforme, avec leurs sédiments à litage oblique de grande et de

(1) Rien n'est pourtant moins sûr. En effet, les cours d'eau qui sont à l'origine du dépôt du terme AB 1 et qui érodaient en amont, n'ont pas déposé de fragments lithiques en aval (AB 1 de Silves); les courants s'écoulant du NE vers le SW ou du Nord vers le Sud (cf. fig II-7). Si ces cônes, riches en galets, avaient eu une grande extension, on devrait retrouver certains produits de leur remaniement dans le terme AB 1 à l'Ouest ou au Sud; or, rappelons que les conglomérats à éléments de socle n'existent qu'à l'Est de San Bartolomeu de Messines (fig. II-14).

petite taille surmontant un pavage grossier, généralement à éléments intraformationnels (fig. 41 et II 41).

Les propriétés vectorielles des dépôts élaborés principalement sur la rive convexe des méandres indiquent un écoulement généralisé vers le Sud-Ouest et une augmentation des fluctuations des directions lorsqu'on progresse dans le sens des courants .La puissance de la formation se réduisant dans le même sens, cette dispersion peut être interprétée comme le résultat d'une diminution de la vitesse des eaux, qui de ce fait sont influencées plus sensiblement par les irrégularités topographiques locales que par la pente régionale.

La vaste et épaisse plaine alluviale formée uniquement par la migration latérale et la divagation de chenaux fluviatiles change progressivement de physionomie. Les étendues d'eaux douces ou saumâtres se multiplient entre des lits peu profonds et parcourus par des courants de moins en moins érosifs et transportant des charges de plus en plus faibles. Les Invertébrés fouisseurs foisonnent, se propagent sans difficultés dans ce paysage amphibie et plat que les eaux lagunaires voisines n'ont aucune peine à envahir.

Ce domaine lagunaire dans lequel prend naissance le terme AB 2, nettement plus vaste que le précédent (d'âge imprécis mais néanmoins triasique), a dû s' étaler progressivement et d'une manière hétérochrone. Dans la partie centrale (San Bartolomeu de Messines), la limite de faciès, tranchée comme sur toute la longueur de l'affleurement, se situe plus ou moins haut dans le Trias supérieur (Palain, 1968).

Le paysage qui s'instaure devait avoir beaucoup d'analogies avec celui qui existait au cours de la sédimentation de la série A 2 au Nord du Tage.

Ce qui diffère n'est pas tant le milieu de sédimentation que l'aspect morphologique des sources du matériel détritique et la distance qui sépare ces dernières du bassin.

Dès la base de AB 2 ,les périodes de calme, permettant la décantation des fines et la précipitation chimique, prédominent sur les phases hydrodynamiques.

La majorité du matériau arénitique libéré dans le bassin est rapidement déposé dans des courants de sens constant et de direction peu différente de celle des cours d'eau préexistants. Une partie toutefois est brassée et façonnée de la même manière que les sables de plage marine. Lorsque l'agitation responsable du transport et du dépôt de ce matériau, toujours de granulométrie modeste, se réduit, la vie s'installe. Si le sédiment reste surmonté par une tranche d'eau aérée, des animaux fouisseurs se développent en grande nombre (fig. 31, 32, 39, 42); si en revanche il y a exondation, des Végétaux s'implantent (fig. 35). Le premier cas est le plus fréquent et les organismes qui semblent disparaître (migration ou mort) lorsqu'une sédimentation pélitique succède à l'épisode hydrodynamique, envahissent à nouveau le substratum dès que la précipitation chimique de carbonates se manifeste.

Les organismes fouisseurs, les seuls à vivre dans cet environnement, paraissent avoir été peu sensibles aux variations de salinité. Ce caractère n'est pas particulier aux peuplements de cette lagune, il se manifeste également dans les paysages de flaques et et de chenaux du «Grès à Voltzia» (Gall, 1971).

La présence de Léiosphères (spores d'algues marines) dans les dolomies tend à prouver que leur formation devait être sinon identique, du moins très voisine de celle qui existe sur certaines plages marines (comme celles des îles des Bahamas où fut étudiée la formation de dolomie pénécontemporaine) ou dans les sebkhas (²) côtières (Mer Rouge).

Le banc carbonaté, bien que jamais très épais, ne représente pas une seule phase de dépôt. La précipitation chimique est périodiquement interrompue par une phase hydrodynamique constitué vraisemblablement par des courants laminaires. Ceux-ci provoquent

(²) Depuis un petit nombre d'années, les géologues utilisent fréquemment ce terme; ils oublient souvent qu'il caractérise non seulement un domaine de la frange côtière mais aussi une zone climatique très aride. Il est peu probable que ces conditions climatiques aient été constances au cours de la sédimentation de AB 2; aussi n'avons-nous pas parallélisé le domaine lagunaire où ces dépôts se forment avec la sebkha.

localement de minuscules ravinements et déposent un matériel silteux bien calibré et propre. Des émersions se produisaient; lorsqu'elles se prolongeaient, la sédimentation chimique était interrompue et des fentes de dessiccation se formaient. De tels épisodes devaient provoquer la mortalité des organismes fouisseurs. Les conditions très changeantes qui accompagnaient la formation de ces dépôts étaient sinon défavorables, du moins de durée trop courte pour que d'autres organismes puissent s'implanter.

Les Mollusques n'apparaissent que lorsque la sédimentation carbonatée devient pratiquement continue.

Cette faune, dont les caractères d'ensemble sont ceux des organismes hettangiens du Nord du Tage, reflètent des conditions de milieu encore relativement fluctuantes. L'évolution verticale de ces conditions, tendant vers un milieu de plus en plus confiné (dolomies pures et azoïques), uniforme à l'échelle du bassin, suggère un dépôt peu hétérochrone ou même synchrone, traduisant un léger déplacement des lignes de rivage vers le Nord.

Comme la première incursion marine du Nord du Tage, ce mouvement transgressif, qui s'effectue au cours de l'Hettangien, ne se poursuit pas; des marnes bariolées, localement gypsifères, prenant le relais.

Cette mégaséquence AB présente la même évolution général que les unités du Nord du Tage. Les dépôts continentaux, détritiques terrigènes de base, sont remplacés par des dépôts épicontinentaux détritico-chimiques. Les premiers sont triasiques, les seconds triasiques et liasiques.

En résumé, l'histoire des «Grès de Silves», qui se déroule au cours du TRIAS et au tout début du LIAS, consiste dans l'affrontement de deux types de sédimentation.

Le plus important en volume et caractérisant la base de toutes les mégaséquences de la série, avec:

— sa stratification lenticulaire (à petite échelle);
— les surfaces de ravinement;
— les séquences détritiques terrigènes positives;
— la large fourchette granulométrique des lithofaciès constitutifs des unités séquentielles;
— autant de caractères qui reflètent: l'hydrodynamisme très fluctuant des agents de dépôt, la subsidence continue de l'aire de sédimentation;

représente la sédimentation MOLASSIQUE. Il s'agit de molasses très tardives ou de molasses post-géosynclinales de la chaîne hercynienne, pour reprendre la terminologie de J. Aubouin [3].

Le seconde type de sédimentation, sommet des unités mégaséquentielles, particurisé par:

— sa stratification plane et parallèle (à petite échelle);
— sa rythmicité nette;
— ses séquences à évolution positive, détritiques et à termes détritiques et chimiques;
— la gamme restreinte de la granulométrie des termes successifs d'une séquence;

représente une variété de sédimentation EPICONTINENTALE, élaborée a la limite continent-mer, plus particulièrement sur la bordure et dans un domaine qualifié de LAGUNAIRE.

---

(3) J. Hilly interprète de la même manière la série détritique terrigène du Buntsandstein de l'Est de la France.

Colonne 1 - LITHOLOGIE



Dolomie : dolomies pures, biodétritiques, argilo-silteuses + calcaires

L'ithofaciès chimio-détritique : arénites à ciment carbonaté pénécontemporain abondant et dolomie ou calcaire gréseux

Lutites riches en argiles : pélites, shales, argilites, pélites dolomitiques, shales dolomitiques, argilites dolomitiques, marnes, lits à structure madrée

Roche détritique à ciment de manganèse

Arénites à matrice et siltites s. s.

Rudites à matrice gréseuse, gréso-pélitique, pélitique

Roches métamorphiques : socle

Colonne 2 - DONNEES PALEONTOLOGIQUES

* Polypiers

Lamellibranches : valves ou coquilles entières (moulages)

Mollusques : fragments de coquilles

Gastéropodes : coquilles entières (moulages)

● Entroques (fragments de tige d'encrine, fragments ou radioles entières)

O Ophiures (pièces)

Esthéries

Terriers

S Pistes et galeries

Bioturbation d'origine non déterminable

Empreintes de pas de vertébrés

V Végétaux en débris de longueur supérieure à 1 cm

v Végétaux en débris de longueur inférieure à 1 cm

★ Microflore abondante : association à signification stratigraphique

\+ Microflore peu représentative (association pauvre ou restes mal conservés)

☆ Microflore de faciès

X Echantillon analysé, sans microflore

Colonne 3 - GRANULOMETRIE ET AGENCEMENT SEQUENTIEL

Rudites

Arénite grossière

Arénite moyenne

Arénite fine

Siltite grossière et propre

Pélite, shale, argilite

Carbonates

Evaporites

Colonne 4 - SURFACE DE STRATIFICATION ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES

— Surface plane nette
– – Surface plane floue
Surface de ravinement nette
Surface de ravinement floue
www Surface irrégulière, non liée à une érosion, nette
www Surface irrégulière, non liée à une érosion, floue
Rides
Fentes de dessication
Surface déformée par figures de charge
Surface à pseudomorphoses de NaCl
Litage oblique de grande taille ; faisceaux groupés
Litage oblique de grande taille ; faisceau isolé
Litage oblique de petite taille
Litage horizontal fin (égal ou inférieur au centimètre)
Linéation de délit
Texture homogène
Texture hétérogène
Lentilles conglomératiques ou microconglomératiques
Lentilles arénitiques
} épaisseur inférieure à 10 cm
Lentilles ligneuses
Lentilles siliceuses
Structure madrée
Slump
ΔΔΔ Eléments intraformationnels
ΔOΔ Eléments intraformationnels et fragments lithiques
Oolithes ou pseudo-oolithes dans ciment abondant
Nodule carbonaté
Cargneule
A Gypse

Colonne 5 - COULEURS

R	Rouge	J	Jaune	GV	Gris vert
Rs	Rose	B	Bariolé	V	Vert franc
Vi	Violet	Bl	Blanc à beige	N	Noir
O	Orange	G	Gris		

Colonne 6 - DIVERS

Pendage
70° Direction de courant
Mn Indice métallique
Pl.X Planche photographique

BIBLIOGRAPHIE

La liste des travaux répertoriés dans la bibliographie est volontairement limitée aux publications citées en référence dans le texte.

Un article qui comporte une importante bibliographie à caractère régional ou sédimentologique est signalé par un astérisque.

* ADLOFF, M. C., DOUBINGER, J., PALAIN, C. (1974) — Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. «Grès de Silves» du Nord du Tage. *Comunic. Serv. Géol. Portugal*, 58, pp 91-144, 2 Tab, 8 Pl.

* ALBERTSON, M. L., BARTON, J. R., SIMONS, D. B. (1966) — Fluid Mechanics for Engineers. Prentice Hall, *Englewood Cliffs*, 561 p.

ALIMEN, M. (1958) — Observations pétrographiques sur les meulières pliocènes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 6° sér., pp. 77-90.

ALLEN, J. R. L. (1963). — The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.

ALLEN, J. R. L. (1964) — Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian) Anglo-Welsh basin. *Sedimentology*, 3, pp. 89-108.

ALLEN, J. R. L. (1964) — Studies in fluviatile sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh basin. *Sedimentology*, 3, pp. 163-198.

ALLEN, J. R. L. (1964) — Sedimentation in the modern delta of the river Niger. West Africa. *Developments in sedimentology*, 1. Deltaïc and shallow marine deposits, pp. 26-34.

ALLEN, J. R. L. (1965) — A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, pp. 89-191.

ALLEN, J. R. L. (1965) — Fining-upwards cycles in alluvial successions. *J. Geol.*, 4, pp. 239-246.

ALLEN, J. R. L. (1965) — Coastal geomorphology of Eastern Nigeria: Beach ridge barrier island and Vegetated tidal flats. *Geol. en Mijn.*, 44, pp. 1-21.

ALLEN, J. R. L. (1966). — On bed forms and Palaeocurrents. *Sedimentology*, 6, pp. 153-190.

ALLEN, J. R. L. (1967) — Notes on some fundamentals of palaeocurrent analysis with reference to preservation and sources of variance. *Sedimentology*, 9, pp. 75-88.

AMBROGGI, R. (1963) — Etude géologique du versant méridional du Haut-Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. Géol. du Maroc*, 157, 321 p. 1 carte.

ARISTARAIN, L. F. (1970) — Chemical analyses of caliche profiles from New Mexico. *J. Geol.*, 78, pp. 201-212.

ARKELL, W. J. (1956) — Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd LDT, 806 p.

ARRIBAS, A. (1966) — Mineralogia y metalogenia de los yacimientos espanoles de uranio. Los indicios cupro-uraniferos en el Trias de los Pirineos centrales. *Est. Geol.* Madrid, 22, pp. 31-45.

AUBOUIN, J. (1960) — Les aventures de la notion de faciès. Un article de Curt Teicher «Concept of facies». *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 3, pp. 61-64.

AUZEL, M., CAILLEUX, A. (1949) — Silicifications nord-sahariennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 5e sér., pp. 553-559.

AVIAS, J. (1963) — A propos des vases bariolées gypsifères actuelles de Nouvelle-Calédonie et sur la génèse des marnes bariolées salifères du Trias. Colloque Trias de la France et des régions limitrophes. *Mém. BRGM* 15, pp. 615-622.

BAILEY, E. H., STEVENS, R. E. (1960) — Selective staining on rock slabs and thin sections. *Amer. Mineral.*, 45. pp. 1020-1025.

BAILEAU, M. (1965) — Etude géologique dans la région de Tomar (Province de Ribatejo), Portugal. *D. E. S.* Fac. Sci., Lyon, 125 p., 1 carte.

BAJARD, J. (1966) — Figures et structures sédimentaires dans la zone intercotidale de la partie orientale du Mont Saint-Michel, *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 8, pp. 39-111, 160 photographies.

BARBAROUX, L., BOUSQUET B., BROSSE, R., DA NOBREGA-COUTINHO P., JOVIC, P. (1972) — Examen au microscope électronique à balayage de grains de sable de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale. *Bull. BRGM*, 2e sér., 4, pp. 3-31.

BARD, J. P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. (1971) — La structure de la chaîne hercynienne de la Méséta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. *in* Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Symp.; Pub. *I. F. P.*, Coll. Colloques et Séminaires, 1, I 14-I 68.

BAUER, J. (1974) — Evaporites de rift. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam.*, 16, pp. 209-234.

BEAUDOIN, B., GIGOT, P., HACCARD, D. (1970) — Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12, 7e sér., pp. 664-672.

BERNARD, A., SAMAMA, J. C. (1968) — Sur l'interférence des sédimentations détritiques et chimiques des formations du Keuper du Vivarais méridional. *Sedimentology*, 2, pp. 305-320.

BERSIER, A. (1958) — Séquences détritiques et divagations fluviatiles. *Eclog. Geol. Helv.*, 51, pp. 854-893.

BERSIER, A. (1964) — Structure en créneaux et brèche cyclopéenne en milieu détritique paralique. *in Developments in Sedimentology*, I, Deltaïc and shallow marine deposits, pp. 35-38.

BERTHOIS, L. (1952) — Abaques pour le calcul des indices des galets. *Rev. de Géomorph. dynam.*, 4, pp. 199-206.

BLISSENBACH, E. (1954) — Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, pp. 175-190.

BLUCK, B. J. (1967) — Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, pp. 139-167.

BONTE, A., CELET, P. (1955) — Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura français. *Geol. Rundchau*, 43, pp. 342-348.

BOEHM, J. (1901) — Ueber die fauna der Pereiros-Schichten. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesells.*, Berlin, 53, pp. 211-252, Pl. VIII-X.

BOEHM, J. (1903) — Description de la faune des couches de Pereiros. *Com. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisbonne, 5, pp. 1-48, 32 fig., Pl. I-III.

BOILLOT, G., BERTHOU, P. Y., DUPEUPLE, P. A., MUSELLEC, P. (1972) — Géologie du plateau continental portugais au Nord du Cap Carvoeiro. La série stratigraphique. *C. R. Acad. Sci.*, 274, pp. 2748-2751.

BOOY, T. de (1966) — Petrology of detritus in sediments, a valuable tool. *Koninkl. Nederl. Akad Wetensch. Proc.* ser. B. 64, pp. 277-282.

BONNET, C. (1850) — Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province. I vol. Lisbonne.

BOISSE DUPLAN, G. (1963) — Recherches géologiques sur la région située au Nord de Tomar (District de Santarem — Portugal). *D. E. S.* Fac. Sci. Lyon, 135, p. 2 cartes.

BOURCART, J. (1956) — Transgression et régression marines : le point de vue d'un océanographe. *Bull. Soc. Belge. Geol. Pal. Hydro.*, 65, pp. 138-164.

B. R. G. M., ELF-Re, Esso-Rep, S. N. P. A. — (1973) — Géologie du Bassin d'Aquitaine. Atlas — Cartes Paléogéographiques. Ed. BRGM.

BRONGNIART, A. (1826) — De l'arkose, caractères minéralogiques et histoire géognostique de cette roche. *Ann. Sci. Nat.*, 8, pp. 113-163.

BRUSH, L. M. Jr. (1958) — Study of cross-stratification in a large laboratory flume. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 69, p. 1542, abstr.

BRUSH, L. M. Jr. (1965) — Sediment sorting in alluvial channel. *in* Primary Sedimentary Structures, *Symp. Soc. Econ. Pal. Min.*, sp. Pub. 12, pp. 25-33.

BUBENICEK, L. (1964) — L'oxydo-réduction en sédimentologie. *Bull. BRGM*, 4, pp. 1-36, Paris.

BULL, W. B. (1964) — Alluvial fans and near surface subsidence in western Fresno County, California. U. S. *Geol. Survey Prof. Paper*, 437 A, 71 p.

BULLAR, S. E., EVERETT, FRS, J. E., SMITH, A. G. (1965) — The fit of the continents around the Atlantic. Symp. on Continental Drift. 1088; *Phil. Transc. Royal Soc. London.* 258, pp. 41-51, 1 carte.

BUSNARDO, R. (1969) — Découverte de Phyllopodes Conchostracés dans le Trias subbétique (Andalousie, Espagne). *Geobios*, 2, pp. 89-130, Lyon.

BUSNARD, R., CHENEVOY, M. (1962) — Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie; leurs différentiations pegmatitiques alcalines et auréoles de métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7.e sér., 4, pp. 461-470.

BUSNARDO, R., MOUTERDE, R., LINARES, A. (1966) — Découverte de l'Hettangien dans la coupe de Alhama de Granada (Andalousie). *C. R. Acad. Sci.*, 263, pp. 1036-1039.

BUSSON, G. (1968) — Les sables ronds mats, émoussés luisants et non usés, observés au microscope électronique à balayage. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, 40, pp. 850-856.

BUSSON, G. (1968) — La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, 19, pp. 125-169.

BUSSON, G. (1970) — Le Mésozoïque saharien. II Partie: Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Ed. *C. N. R. S.* Paris, 2 tomes, 811 p.

BUSSON, G. (1974) — Sur les évaporites marines: sites actuels ou récents de dépôts d'évaporites et leur transposition dans les séries du passé. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 16, pp. 189-208,

CAILLEUX, A. (1950) — Ecoulements liquides en nappes et aplanissement. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 1, pp. 243-270.

CAILLEUX, A., TRICART, J. (1950) — Un type de solifluxion: les coulées boueuses. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 1.

CAILLEUX, A., TRICART, J. (1959) — Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, *C. D. U.*, 1959, 3 vol., 376 p., 194 p., 202 p.

CAROZZI, A. (1960) — Microscopic Sedimentary Petrology. J. Wiley Inc., 485 p.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1944) — A posição estratigráfica do «Andar dos grés de Silves». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4, pp. 115-130.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1944) — Vales tifónicos, diapirismo e algumas considerações sobre a ocorrência dos sais de potássio. Public. *Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciências Porto*, 38, 2.ª sér., 21 p.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950) — Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1952) — Tectonique du Portugal. *Intern. Geol. Cong. XVIII Session*, Great-Britain 1948. London 1952, Sect. M, pp. 45-51.

CARTES géologiques du Portugal au 1/50.000 et notices explicatives. Serv. Géol. Portugal. Feuilles: 26 C. Peniche (1960); 26 D, Caldas da Rainha (1960); 17 C, Santa Comba Dão (1961); 30 A, Lourinha (1961); 13 A, Espinho (1962); 26 B, Alcobaça (1963); 18 C, Guarda (1963); 38 B, Setúbal (1965); 22 D, Marinha Grande (1965); 24 D, Castelo Branco (1967); 23 C, Leiria (1968).

CARTE géologique du Portugal au 1/1.000.000 (1968) — Serv. Géol. Portugal.

CASSAN, J. P., LUCAS, J. (1966) — La diagénèse des grès argileux d'Hassi Messaoud (Sahara); silicification et dickitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. — Lorr.*, 19, pp. 241-254.

CAYEUX, L. (1929) — Les roches sédimentaires de France: Les roches siliceuses et les roches carbonatées. Masson, Paris, 2 vol., 696 p. et 463 p.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET LA PRODUCTION DU PETROLE (1961) — Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Ed. Technip., Paris, 77 p.

* CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET LA PRODUCTION DU PETROLE (1966) — Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Ed. Technip., Paris, 291 p., 195 fig.

CHATEAUNEUF, J. J., LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1974) — Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud-ouest du Massif Central: région de Brive-la-Gaillarde (Corrèze). *Bull. BRGM, Géol. Fr.*, 2e sér. sect. 1, 1, pp. 37-41.

CHAUVE, P. (1965) — Découverte d'une faune du Muschelkalk dans le Trias du Corridor de Boyar (Cadix). *C. R. Acad. Sci.*, 260, pp. 237-239.

CHAUVE, P. (1967) — Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne Méridionale). Thèse Doc. Fac. Sci. Univ. Paris, 377 p., 1 carte.

CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J., WOLF, K. H. (1967) — Diagenesis of carbonate Rocks, Diagenesis in Sediments. Elsevier, pp. 179-222.

CHOFFAT, P. (1880) — Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. 1ère livraison: Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Mém. Sec. Trav. Geol. Portugal*, 12, 72 p., 6 fig.

CHOFFAT, P. (1882) — Note préliminaire sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschénite au Portugal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.e sér., 10, pp. 267-288.

CHOFFAT, P. (1884) — Nouvelles données sur les vallées tiphoniques et sur les éruptions d'ophite et de teschénite au Portugal. *Com. Trab. Geol. Portugal*, 1, pp. 113-122.

CHOFFAT, P. (1887) — Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Trab. Geol. Portugal*, 1, p. 222--312. 4 fig.

CHOFFAT, P. (1894) — Notice stratigraphique sur les gisements de végétaux fossiles dans le Mesozoïque du Portugal. *Mém. Serv. Geol. Portugal*, pp. 229-282.

CHOFFAT, P. (1900) — Aperçu de la géologie du Portugal, *in* B. C. Cincinnato da Costa et D. Luiz de Castro. Le Portugal au point de vue agricole, Lisbonne, pp. 1-50, 3 Pl., 7 fig.

CHOFFAT, P. (1903) — L'Infralias et le Sinémurien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 5, pp. 49-114, 4 tabl.

CHOFFAT, P. (1905) — Supplément à la description de l'Infralias et du Sinémurien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 6, pp. 123-143.

CHOFFAT, P. (1908) — Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 7, pp. 140-167.

CHOFFAT, P. (1910) — Contribution à la tectonique du Portugal. *As. Esp. para el prog. Sci. Congr. Saragoza*, pp. 183-185.

CHOFFAT, P. (1912-1913) — Rapport de géologie économique. II: Gisements de fer dans le triasique et dans les schistes paléozoïques des régions de Pias et d'Alvaiazere. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 9, pp. 5-32.

CHOUBERT G., FAURE-MURET, A. (1960-1962) — Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre à la Mém. P. Fallot. Soc. Géol. Fr., 1, pp. 447-514, 6 Pl.

COLBY, B. R. (1964) — Scour and fill in sand bed streams. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 462 D, 32 p.

* COLEMAN, J. M. (1969) — Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, pp. 129-239.

CORNET, B., TRAVERSE, A., MC DONALD, N. G. (1973) — Fossil spores, pollen and fisches from Connecticut indicate early Jurassic age for part of the Newark Group. *Science*, 182, 4118, pp. 1243-1247.

CORREIA PEREIRA, V. M. (1970) — Substâncias minerais não metálicas do distrito de Faro. Contribuição para o seu conhecimento. *Est., Notas e Trab., Serv. Fom. Miner.*, 19, pp. 323-361.

COTELO NEIVA, J. M., voir NEIVA, C. J. M.

COUREL, L. (1962) — Les faciès à évaporites rapportés au Trias sur la bordure Nord-Est du Massif Central. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, 7e sér., pp. 20-23.

COUREL, L. (1970) — Trias et Rhétien de la bordure Nord et Est du Massif Central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Univ. Dijon (1970) et *Mém. Serv. Carte Geol. Fr.*, 118 (1973), 150 p.

COURBOULEIX, S. (1972) — Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada, au Nord de Coimbra (Portugal). *D. E. S.* Univ. Lyon, 342 p., 2 carte.

DALLONI, M. (1950) — Le Trias salifère au Portugal. *Rev. Engenh. Alunos Inst. Sup. Tecn., pp. 1-6.*

DAPPLES, E. C. (1959) — The behavior of silica in diagenesis. *in* Silica in sediments. *Symp. Soc. Econ. Pal. Miner. sp. Pub.* 7, pp. 37-54.

DAPPLES, E. C. (1967). — Diagenesis of sandstones. *in Developments in Sedimentology*, 8, Diagenesis in sediments pp. 91-125.

DEFRETIN, S., FAUVELETE, E. (1951) — Présence de Phyllopodes triasiques dans la région d'Argna-Bigoudine (Haut-Atlas occidental). *Notes et Mém.*, 85, pp. 129-135, 1 Pl.

DEFRETIN, S., DURAND DELGA, M., LAMBERT, A. (1953) — Faunules du Trias supérieur dans le Nord-Constantinois *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. Nord*, 44, pp. 185-195, 1 Pl.

DEFRETIN-LEFRANC, S. (1963) — Révision des Conchostracés du Trias français à faciès germanique. Colloque Trias de la France et des régions limitrophes, *Mém. BRGM*, 15, pp. 524 534, 1 Pl.

DELCEY, R. (1970) — Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyritocuprifère du Baixo-Alentejo (Portuga). *Est., Notas e Trab. Serv. Fom. Miner.*, 19, pp. 199-225, 1 carte.

DELGADO, J. F. NERY, voir à NERY DELGADO.

DENNY, C. S. (1965) — Alluvial fans in the Death Valley region California, Nevada. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 466, 62 p.

DENNY, C. S. (1967) — Fans and Pediment. *Amer. J. Sci.*, 265, pp. 81-105.

DEPAGE. G. (1961) — Les flores liasiques de France. Colloque sur le Lias français. *Mém BRGM*, 4, pp. 179-200.

DEPAGE, G., DOUBINGER, J. (1963) — Flores triasiques de France. Colloque Trias de la France et des régions limitrophes. *Mém. BRGM*, 15, pp. 507-523.

DERRUAU, M. (1967) — Précis de géomorphologie. 5.ª édition. Paris, Masson et Cie, 415 p.

DOEGLAS, D. J. (1962) — The stucture of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1, pp. 167-190.

DOUBINGER, J., ADLOFF, M. C., PALAIN, C. (1970) — Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portuguais. *C. R. Acad. Sci.*, 270, pp. 1770-1772.

DREYFUSS, M. (1967) — Rives droites et à méandres : essai d'identification de leurs caractères de stabilité. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 3° sér., Géologie, pp 43-50.

DUBAR, G., MOUTERDE, R., LLOPIS LLADO, N. (1963) — Première récolte d'une Ammonite d'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région d'Aviles (Asturies, Espagne du Nord). *C. R. Acad. Sci.*, 2 7, pp. 2306-2308.

DUBAR, G. (1933) — Faunes liasiques du Moyen-Atlas marocain. *Soc. Géol. Nord*, 57, pp. 181-182.

DUCHAUFOUR, Ph. (1972) — Processus de formation des sols. Biochimie et géochimie. C. R. D. P. Nancy.

DUNHAM, K. C. (1952) — Red coloration in desert formations of Permian and Triassic age in Britain. *Congr. Géol. Alger, C. R. XiX Session*, sect. 7, fasc. 7.

DUNHAM, R. J. (1962) — Classification of carbonate rocks according to depositionnal texture. *in* Classification of carbonate rocks. *Amer. Petrol. Geol. Bull.*, pp. 108-121.

DUPLAIX, S. (1948) — Détermination microscopique des minéraux des sables. C. Beranger, Paris, 80 p.

DURAND, M. (1972) — Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 5, pp. 214-215, 1 Pl.

DURAND, R. (1951) — Transport hydraulique de graviers et galets en conduite. *La houille blanche*, numero sp. B, pp. 609-619.

DURAND DELGA, M., HOTTINGER, L., MARCAIS, J., MATTAUER, M., MILLIARS, Y., SUTER, G. (1960-1962) — Données actuelles sur la structure du Rif. Livre à la Mém. Fallot, Soc. Géol. Fr., 1, pp. 399-422.

DURONSOY, C. (1961) — Etude géologique de la région de Ancião (Province de Beira Litoral), Portugal. *D. E. S.* Fac. Sci. Lyon, 140 p., 1 carte.

DUTUIT, J. M. (1966) — Apport des découvertes de Vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut-Atlas occidental, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 26, 188, pp. 29-31.

DZULYNSKI, S., WALTON, E. K. (1965) — Sedimentary features of flysch and greywackes *Developments in Sedimentology*, 7, 300 p.

ERHART, H. (1953) — Sur la nature minéralogique et la génèse des sédiments de la cuvette tchadienne. *C. R. Acad. Sci.*, 234, pp. 401-403.

ERHART, H. (1956) — La génèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris. Collect. Evolution des Sciences, 90 p.

ERHART, H. (1973) — Itinéraires et cycle géochimiques du silicium. Ed. Doin, Paris, 217 p.

ELOUARD, P., MILLOT, G. (1959) — Observations sur les silicifications du Lutétien en Mauritanie et dans la vallée du Sénégal. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 12, pp. 15-19.

ENGELHARDT, W. (von) (1967) — Intersticial solutions and diagenesis in sediments. *in Developments in sedimentology*, 8, Diagenesis of sediments, pp. 503-521.

EVEN, G., SAMAMA, J. C. (1969) — Argiles du socle et argiles de couverture: le problème des altérations et des néoformations au contact entre le Trias et le socle hercynien du Vivarais. *C. R. Acad. Sci.*, 268, pp. 3005-3008.

FAHNESTOCK, R. K. (1961) — Competence of a glacial stream. *U. S. Geol.* Survey *Prof. Paper*, 424 B, pp. 211-213.

FAHNESTOCK, R. K. (1963) — Morphology and hydrology of a glacial stream. White River Mount Rainier, Washington, *U. S. Geol.* Survey *Prof. Paper*, 422 A, pp. 1-70.

FAHNESTOCK, R. K., HAUSHILD, W. L. (1962) — Flume studies of the transport of pebbles and cobbles on a sans bed. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, pp. 1431-1436.

FAIRBRIDGE, R. W. (1967) — Phases of diagenesis and authigenesis. *in Developments in Sedimentology*, 8, Diagenesis in sediments, pp. 19-89.

FALKE, H. (1961) — La question des conditions probables du climat de l'Autunien et du Saxonien de l'Europe centrale et occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, 7e sér., pp. 463-467.

FALLOT, P. (1932) — Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans les domaines des Alpides espagnoles. IIe Livre: Le Trias. *Geol. Med. occid.*, 4, pp. 11-27.

FALLOT, P., FLANDRIN, J. (1940) — Sur le Trias de la zone des Kabylies. *C. R. Acad. Sci.*, 210, p. 146.

FOLLOT, P., SOLE SABARIS, L., LEMOINE, M. (1954) — Observations sur le Trias et ses algues calcaires: introduction géologique par Fallot et Sole Sabaris, Algues calcaires par Lemoine. *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, 9, pp. 23-60.

FANTINET, D. (1960) — Sur la nature pétrographique des formations dinantiennes de la Serra de Grandola (Portugal). *C. R. Acad. Sci.*, 250, pp. 4402-4404.

FEIO, M., LOMBARD, A. (1958) — La série de Murração. IIIe Partie: Observations lithologiques et tectoniques dans le Sud du Portugal par Lombard A. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 42, pp. 123-127.

FERNEX, F., LUCAS, J., SEZE (1963) — Sur les minéraux argileux de quelques échantillons du Trias à l'Est des Cordillères Bétiques. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.* 16, pp. 205-211.

FISCHER, J. C., PALAIN, C. (1971) — Nouvelles observations sédimentologiques et paléobiologiques sur l'Hettangien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 65, pp. 105-132, 1 Pl.

FOLK, R. L. (1951) — A comparison chart for visual perception estimate. *J. Sedim. Petrol.*, 21, pp. 32-33.

FOLK, R. L. (1955) — Note on the significance of «turbid» feldspars. *Amer. Miner.*, 40, pp. 344-359.

FOLK, R. L. (1959) — Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43, pp. 1-38.

FOLK, R. L. (1960) – Petrography and origin of the Tuscarora Rose Hill and Keefer formations, Lower and middle Silurian of eastern west Virginia. *J. Sedim, Petrol.*, 30, pp. 1-58.

* FOLK, R. L. (1966) — A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6, pp. 73-93.

FOLK, R. L. (1968) — Bimodal supermature sandstones, product of the desert floor. *XXIII Inter. Geol. Cong. Proc.*, 8, pp. 9-32.

FOLK, R. L., WARD, W. C. (1957) — Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters, *J. Sedim. Petrol.*, 27, pp. 3-26.

FRAZIER, D. E., OSANIK, A. (1961) — Point-bar deposits. Red River locksite, Louisiana. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 11, pp. 121-137.

FREIRE DE ANDRADE, C. (1931-1934) — O Hettangiano de Santa Cruz, do Vimeiro, dos Cucos e de Serro Ventoso e algumas considerações sobre os vales tifónicos. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Lisboa* (1), 2, pp. 119-132.

FREIRE DE ANDRADE, C. (1937) — Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 235 p., 9 Pl., 97 fig.

FREYTET, P. (1964) — Le Vitrollien des Corbières orientales; réflexions sur la sédimentation «lacustre» nord-pyrénéenne; divagation fluviatile, biorhéxistasie, pédogénèse. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 6, pp. 179-199.

FRIEDMAN, G. M. (1964) — Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 34. pp. 777-813.

FUCHTBAUER, H., GOLDSCHMIDT, H. (1956) — Ein Zechsteinanhydrit — Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. *Heidelberg Beitr.*, 5, pp. 187-203.

FUCHTBAUER, H., GOLDSCHMIDT, H. (1959) – Die Tonminerale der Zechsteinformation. *Beitr. z. Miner. u. Petrol.*, 6, pp. 320-345.

* FUCHTBAUER, H., MULLER, G. (1970) — Sediment und sedimentgesteine. Teil II. E. Schweizerbart'sche Verlag., 726 p.

GALL, J. C. (1971) — Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. Thèse Univ. Strasbourg (1971) et *Mem. Serv. Carte Geol. Als.-Lorr*, 34, 318 p.

GIGNOUX, M. (1950) — Géologie stratigraphique. I vol. Masson, Paris, 4e éd., 735 p., 155 fig.

GLANGEAUD, L. (1938) — Etudes quantitatives et expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 11, pp. 323-370.

* GLENNIE, K. W. (1970) — Desert sedimentary environments. *Developments in sedimentology*, 14, 222 p.

GRIFFON, J. C., MOUTERDE, R. (1964) — Découverte des faunes hettangiennes au Sud de Tétouan (Rif septentrional, Maroc). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 61.

GRIFFON, J. C. (1966) — La Dorsale calcaire au Sud de Tétouan. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 184, Etudes géologiques sur la chaîne du Rif., pp. 149-212.

GUILLOU, J. J. (1974) — La rythme «apport-altération-enfouissement» et l'évolution métallogénique des formations détritiques continentales à uranium, cuivre, plomb (red beds). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 16, pp. 78-80.

GUTNIC (1969) — La Dorsale rifaine dans la région d'Asifane. *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 194, Etudes géologiques sur la chaîne du Rif, 2, pp. 51-122.

GUY, H. P., SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. (1966) — Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 462 I, 96 p.

HAGUENAUER, B. (1961) — Contribution à l'étude du Muschelkalk supérieur lorrain dans la région de Blamont et de Héming. D. E. S. Univ. Nancy.

HAGUENAUER, B. (1973) — Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du Bassin du Tage au Portugal. Thèse Univ. Nancy, 306 p.

HAMBLIN, K. W. (1961) — Microcross lamination in upper Keweenawan sediments of Northern Michigan. *J. Sedim. Petrol.*, 31, pp. 390-401.

HARMS, J. C., MC KENZIE, D. B., MC CUBBIN, D. G. (1963) — Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol.*, 71, pp. 566-580.

HARMS, J. C., FAHNESTOCK, R. K. (1965) — Stratification. bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande), *in* Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Pal. and Min.*, Sp. Pub., 12, pp. 84-115.

HAUG, E. (1919) — Traité de Géologie, A. Colin, Paris, 1, 546 p.

HEER, O. (1881) — Contribution à la flore fossile du Portugal. *Mem. Sect. Trav. Geol. Portugal*, 14, 51 p., 28 Pl.

HESS, H. (1965) — Trias Ophiuren aus Deutschland, England, Italien und Spanien. *Mitt. Bayer Staats. Paleont. Hist. Geol.*, 5, pp. 151-177.

HILLY, J. (1970) — Compte-rendu des journées d'étude 1970 de l'Association des géologues du Bassin de Paris. *Bull. Assoc. Géol. Bassin Parisien*, 25, pp. 189-246.

HILLY, J., HAGUENAUER, B., LA ROCHE, H. (DE), MOINE, B., SOUDANT, M. (1970) — Essai de caractérisation chimique des flysch et des molasses. *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, 7, p. 238.

ILLING, L. V., WELLS, A. J., TAYLOR, J. C. M. (1965) — Penecontemporary dolomite in the Persean Gulf. *in* Dolomitization and limestone diagenesis. *Symp. Soc. Ec. Pal. Miner.*, Sp. Pub., 13, pp. 88-111.

I. U. G. S. (1966) — Tableau comparatif des échelles géochronologiques récemment publiées pour les temps phanérozoïques. Notice explicative. *Sci. de la Terre*, 11, pp. 367-373.

JAUZEIN, A. (1971) — Les agents de la morphogénèse. 1 — Les eaux courantes. *Tr. Lab. Geol. E. N. S.*, Cours et Doc., 5, Paris.

JEANNETTE, A., LUCAS, J. (1955) — Sur l'extension au Maroc des niveaux à chlorite dans les argiles du Permo-Trias. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 12, pp. 119-140.

JEREMINE, E. (1947) — Sur quelques granites du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 6, pp. 195-208, 4 Pl.

JEREMINE, E. (1948) — Nouvelles données sur l'âge des granites portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, pp. 99-102.

JONES, G. P. (1965) — Rod Beds in Northeastern Nigeria. *Sedimentology*, 5, pp. 235-247.

JOPLING, A. V. (1966) — Some applications of theory and experiment to the study of bedding genesis. *Sedimentology*, 7, pp. 7-102.

JULIVERT, M., RAMIREZ, DEL POZO, J., TRUYOLS, J. (1971) — Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. Symp. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Pub. IFP*, Coll. Colloques et Séminaires, 2, V 3-V 33.

KARLSTROM, T. N. V. (1952) — Improved equipment and techniques for orientation studies of large particles in sediments. *J. Geol.*, 60, pp 489-493.

KATZ, A. (1971) — Zoned dolomite cristals. *J. Geol.*, 79, pp. 38-51.

KIEKEN, M. (1960-1962). — Les traits essentiels de la géologie algérienne. *in* Livre à la Mém. P. Fallot, *Soc. Géol. Fr.*, 1, pp. 545-614, 6 Pl.

KOBAYATSHI, T. (1954) — Fossil Estherians and allied fossils. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. II, 9, 1, pp. 1-192.

KOSTER, E. (1962) — Table pour déterminer l'indice d'émoussé selon la formule de A. Cailleux. *Rev. Géomorph. dynam.*, 13, pp. 73-80.

KRAUSKOPF, K. B. (1957) — Separation of manganese from iron in sedimentary process. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, pp. 61-84.

KRUMBEIN, W. C. (1941) — The effects of abrasion on the size, shape, and roundness of rock fragments. *J. Geol.*, 49, pp. 482-520.

KRUMBEIN, W. C., PETTIJOHN, F. J. (1938) — Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century Crofts, 549 p.

KRUMBEIN, W. C., GARRELLS, R. M. (1952) — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, 60, pp. 1-33.

KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L. (1963) — Stratigraphy and sedimentation. Freeman and Co, 2e ed., 660 p.

KRYNINE, P. D. (1935) — Arkose deposits in the humid tropics. *Am. J. Sci.*, 29, pp. 353-363.

KRYNINE, P. D. (1949) — The origin of red beds. *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, 2, pp. 60-68.

KRYNINE, P. D. (1950) — Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. *Connecticut Geol. Survey Bull.*, 73, 247 p.

KUENEN, Ph. H. (1947) — Water faceted boulders. *Amer. J. Sci.*, 245, pp. 779-783.

KUENEN, Ph. H. (1956) — Experimental abrasion of pebbles: 1 — wet sand blasting. *Leidse Geol. Mededel.*, 20, pp. 142-147.

KUENEN, Ph. H. (1956) — Experimental abrasion of pebbles: 2 — Rolling by current. *J. Geol.*, 64, pp. 336-368.

KUENEN, Ph. H. (1959) — Experimental abrasion: 3 — Fluviatile action on sand. *Amer. J. Sci.*, 257, pp. 172-190.

KUENEN, Ph. H. (1960) — Experimental abrasion: 4 — eolian action. *J. Geol.*, 68, pp. 427-449.

KUENEN, Ph. H. (1964) — Experimental abrasion: 6 — Surf action. *Sedimentology*, 3, pp. 29-43.

KUENEN, Ph. H., MIGLIORINI, C. I. (1950) — Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, pp. 91-127.

KULBICKI, G., MILLOT, G. (1960) — L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviciens du Sahara central. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 13, pp. 147-156.

KUMMEL, B. (1970) — History of the Earth. An introduction to historical geology. Freeman and Co, 2e ed., 707 p.

LAFITTE, R. (1949) — Sédimentation et orogénèse. *Ann. Hebert et Haug.*, 7, pp. 239-259.

LANG, J., LUCAS, G., MATHIEU, R. (1973) — Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche). Exemple d'environnement sédimentaire détritique marin actuel. *Sci. de la Terre*, 18, pp. 21-78.

LANGBEIN, W. B., SCHUMM, S. A. (1958) — Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Amer. Geophys. Union Trans.*, 39, pp. 1076-1084.

LA ROCHE, H. (de) (1968) — Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques. *C. R. Acad. Sci.*, 267, pp. 39-42.

LA ROCHE, H. (de) (1972) — Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, 17, pp. 33-46.

LARSONNEUR, C. (1961-1962) — Faciès, faune et flore du Keuper supérieur — Rhétien dans la région d'Airel (Manche), bordure sud du Bassin de Carentan. *Mem. Soc. Sci. Nat. Math. Cherbourg*, 10, pp. 71-118.

LARSONNEUR, C. (1963) — Contribution à l'étude du Trias supérieur du bassin de Carentan (Manche). *Bull. Soc. Linneenne Normandie*, 4, pp. 23-32.

LAVIGNE SAINTE-SUZANNE, J. (1963) — Etude géologique de la région d'Alvaiazere, province de Beira litoral (Portugal). D. E. S. Univ. Lyon., 147 p., 1 carte.

LEITH, C. J. (1950) — Removal of iron coatings from mineral grains. *J. Sedim. Petrol.*, 20, pp. 174-176.

LEOPOLD, L. B., MILLER, J. P. (1956) — Ephemeral streams — hydraulic factors and their relationship to the drainage net. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282 A, 36 p.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. (1957) — River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282 D, pp. 37-85.

* LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. (1964) — Fluvial processes in geomorphology. Freeman and Co., 522 p.

LEOPOLD, L. B., EMMETT, W. W., MYRICK, R. M. (1966) — Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New-Mexico. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352 G. 62 p.

LE PICHON, X., BONNIN, J., SIBUET, J. C. (1970) — La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci.*, 271, pp. 1941-1944.

LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J., SIBUET, J. C. (1971) — Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. Symp. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Pub. IFP*, Coll. Colloques et séminaires, 2, VI 11 — VI 44.

LESSERTISSEUR, J. (1955) — Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 34, 142 p.

* LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1956) — Volume I, Europe; fascicule 10 a, Espagne; 10 b, Portugal.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1962) — Volume IV, Afrique; fascicule 1 a, Maroc; 1 b, Algérie.

LIENHARDT, G. (1961) — Subsidence et énallaxie: deux phénomènes qui président aux dépôts du Stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 252, pp. 2572-2574.

L. I. G. U. S. (1958) — Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Geomorph. dynam.*, 9, pp. 43-54.

LIMA, W. (de) (1888-1892) — Noticia sobre as camadas da série Permo-Carbónica do Bussaco. *Com. Trab. Geol. Portugal*, 2, pp. 129-152, 1 carte.

LOMBARD, A. (1956) — Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson, Paris, 722 p.

LOMBARD, A. (1965) — La stratification. Révision, critique et essai de théorie génétique. *Eclog. Geol. Helv.*, 58, pp. 135-155.

LOMBARD, A. (1972) — Séries sédimentaires. Génèse — Evolution. Masson, Paris, 425 p.

LUCAS, J. (1962) — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mem. Serv. Carte geol. Als.-Lorr.*, 23, 202 p

LUCAS, J., CAMEZ, T, MILLOT, G. (1959) — Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 12, pp. 21-33.

LUSTIG, L. K. (1963) — Competence of transport on alluvial fans. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 475 C.

LUSTIG, L. K. (1965) — Clastic sedimentation in Deep Spring Valley, California. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352 F.

MAC GILLAVRY, H. J. (1961) — The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo, southern Portugal. *IV Cong. Avanc. Et. Str. Geol. du Carbonifère*, 1958, C. R., 2, pp. 395-408.

MANGIN, J. P. (1964) — La séquence-unité et les séries sédimentaires. *in Developments in sedimentology*, 1, Deltaïc and shallow marine deposits, pp. 269-274.

MANUPELLA, G. (1970) — Rochas dolomíticas de Santiago de Cacém. *Est., Notas e Trab. Serv. Fom. Min.*, 19, pp. 277-295.

MARCAIS, J. (1935) — A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif oriental. *C. R. Acad. Sci.*, 200. pp. 687-689.

MATHIEU, R. (1966) — Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale dans la partie occidentale de la Baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 8, pp. 113-122.

MATTAUER, M., SEGURET, M. (1971) — Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. Symp. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Pub. IFP.* Coll. Colloques et séminaires, 1, IV 4-IV 24.

MC GOWEN, J. H., GARNER, L. E. (1970) — Physiographic features and stratification types of coarse-grained point--bars: modern and ancients examples. *Sedimentology*, 14, pp. 77-111.

MC KEE, E. D. (1957) — Primary structures in some recent sediments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 41, pp. 1704-1747.

MC KEE, E. D., WEIR, G. W. (1953) — Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, pp. 381-390.

MEILHAC, A. (1970) — Origine et évolution des minéraux phylliteux dans les altérations des granites en pays tempéré. Bilan minéralogique et géochimique sur deux massifs des Vosges. Thèse Univ. Strasbourg.

MENDES, F. (1967-1968) — Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Miner. Géol. Fac. Ciências Lisboa*, 11, 155 p.

MEYER, R. (1973) — La carte géologique au 1/50.000 de Rambervillers (Vosges). Présentation générale et commentaires sédimentologiques. Thèse Univ. Nancy, 150 p.

MIGATCHEVA, E. (1962). — La limite inférieure du système Jurassique (problème du Rhétien) d'après les données de la paléobotanique. *Colloque du Jurassique*. Luxembourg, pp. 113-118.

MILLOT, G. (1949) — Relations entre la constitution et la génèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Fac. Sci. Nancy et *Geol Appl. Prosp. Min.*, 2, pp. 1-352.

MILLOT, G. (1960) — Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Cart Géol. Als.-Lorr.*, 13, pp. 129-146.

* MILLOT, G. (1964) — Géologie des argiles. Altérations, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 449 p.

MILLOT, G., RADIER, H., MULLER FEUGA, R., DEFOSSEZ, M., WEY, R. (1959). Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 12. pp. 3-14.

MILLOT, G., LUCAS J., PAQUET, H. (1966) — Evolution géochimique par dégradation et agradation des minéraux dans l'hydrosphère. *Geol. Rundchau*, 55, pp. 1-20.

MILLOT, G., FAUCK, R. (1971) — Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C. R. Acad. Sci.*, 272, pp. 4-7.

MIRANDA, R. (de) (1926) — Contribuições para o estudo da flora do Triássico português. O género Clathropteris. *Pub. Mus. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 4, 11 p, 1 Pl.

MONTANARI, R. (1971) — La séparation des minéraux des roches à grain très fin; mise au point de méthodes et application à une série spilitique-kératophyre. Thèse Univ. Nancy, 180 p.

MORAIS, C. J. (de) (1950) — Geohidrologia da região de Coimbra. *Pub. Mus. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 27, pp. 3-15, 1 carte.

MORAIS CIRVEIRA, A. (de) (1963) — Reconhecimento dos jazigos de Manganés da região de Anadia. *Est., Notas e Trab. Serv. Fom. Miner.*, 16, pp. 13-72, 1 carte.

* MOUTERDE, R. (1955) — Le Lias de Peniche. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 36, pp. 87-115.

* MOUTERDE, R. (1967) — Le Lias de Portugal. Vue d'ensemble et divisions en zones. *Comm. Serv. Geol. Portugal*. 52, pp. 209-226.

MOUTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, Ch. (1971) — Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 55, pp. 50-80.

MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA. R. B., RUGET, Ch., TINTANT, H. 1971) — Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Géol. Portugal*. 18, pp. 73-104.

MULLER FEUGA, R. (1954) — Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. *Ann. Mines et Geol. Tunisie*. Mém. 12.

NAGTEGAAL. P. J. (1969) — Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of posthercynian continental deposits in the south Central Pyrénées, Spain. *Leidse Geol. Mededel.*, 42, pp. 143-238.

NAGTEGAAL, P. J. (1969) — Microtextures in recent and fossil caliche. *Leidse Geol. Mededel*, 42, pp. 131-142.

NALIVKIN, D. V. (1656) — Etude des faciès. Conditions géographiques de la formation des sédiments. Moscou, 1956, 2 tomes. *Trad. BRGM* N.° 2.942, 5 vol.

NEIVA, C. J. M. (1943) — A idade dos granitos portugueses. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 3, pp. 49-69.

NEIVA, C. J. M. (1955) — Contribuição para o estudo dos granitos das Beiras e do Sul do Douro litoral. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 36, pp. 69-82.

NEIVA, C. J. M. (1967) — Géologie au Portugal. *C. R. Ier Congr. Soc. Intern. Mecan. Roches*, Lisbonne, 3, pp. 111-120.

NEIVA, C. J. M., LIMPO DE FARIA, F. (1955) — Granitos do afloramento de Castelo Branco, Idanha-a-Nova e Gardinha. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 36, pp. 51-59.

NERY DELGADO, J. F., CHOFFAT, P. (1889) — Carte géologique du Portugal au 1/500.000. *Direc. Trab. Geol. Portugal*

NORRIS, R. M., NORRIS, K. S. (1961) — Algonodes dunes of southeastern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, pp. 605-620.

OEN ING SOEN (1958) — The geology, petrology and ore deposits in the Viseu region, northern Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 41, 199 p. 1 carte.

* OEN ING SOEN, (1970) — Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. y Miner.*, 81, pp. 157-184.

OLSON, J. S., POTTER, P. E. (1954) — Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin: Statistical methods. *J. Geol.*, 62, pp. 26-49.

ORE, H. T. (1964) — Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Wyoming Univ. Geol. Contr.*, 3, pp. 1-14.

PALAIN, C. (1966) — Contribution à l'étude sédimentologique du «Grès à Roseaux» (Trias supérieur) de Lorraine. *Sci. de la Terre*, 11, pp. 245-291.

PALAIN, C. (1968) — Analyse séquentielle et lithostratigraphique de la série de base du Mésozoïque portugais au Nord du Tage. *C. R. Acad. Sci.*, 267, pp. 480-482.

PALAIN, C. (1968) — Preuves paléontologiques de l'existence de Keuper au Portugal, dans la province de l'Algarve. *C. R. Acad. Sci.*, 267, pp. 694-696.

PALAIN, C. (1970) — Caractères molassiques du Trias portugais au Nord du Tage. *Sci. de la Terre*, 15, pp. 307-328.

PALAIN, C. (1970) — Structures et directions de courant dans les «Grès de Silves» du Sud du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 54, pp. 191-208.

PAQUET, H. (1970) — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 30, 212 p.

PASSEGA, R. (1964) — Grain size representation by C-M patterns as a geological tool. *J. Sedim. Petrol.*, 34, pp. 830-847.

PEDRO, G. (1968) — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 10, pp. 457-470.

PERCONIG, E. (1960-1962) — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin de Guadalquivir (Espagne méridionale). Livre à la Mém. P. Fallot, *Soc. Geol. Fr.*, 1, pp. 229-256.

PERDIGÃO, J. C. (1967) — Descoberta de Mesodevonico em Portugal (Portalegre). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 52, pp. 27-48.

PERRIAUX, J. (1961) — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mem. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 18, 216 p.

* PETTIJOHN, F. J. (1957) — Sedimentary rocks. Harper and Row, 2e ed., 718 p.

PETTIJOHN, F. J. (1963) — Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sands. Data of geochemistry. *U. S. Geol.* Survey *Prof. Paper*, 440 S, 19 p.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. (1964) — Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer, 370 p., 117 fig.

* PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E., SIEVER, R. (1972) — Sand and sandstone. Springer-Verlag, 618 p.

PICARD, M. D., HIGH, L. R. Jr. (1973) — Sedimentary structures of ephemeral stream. *Developments in sedimentology*, 17, 223 p.

PINCUS, H. J. (1956) — Some vector and arithmetic operations on two dimensional orientation variates, with application to geological data. *J. Geol*, 64, pp 533-557.

PLAS, L. (van der) (1966) — The identification of detrital feldspars. *Developments in sedimentology*, 6, 305 p.

PLAZIAT, J. C., DESPRAIRIES, A. (1969) — Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine: mode de formation et répartition géographique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 9, pp. 400-406.

PLUMLEY, W. J. (1948) — Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport. *J. Geol.*, 56, pp. 526-577.

PONS, A. (SAINT-GAL DE) (1961) — Description géologique de la carte d'Espinhal (Penela), Portugal. D. E. S. Univ Lyon, 106 p., 1 carte.

POTTER, P. E., OLSON, J. S. (1954) — Variance components of cross-bedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin: Geological application. *J. Geol.*, 62, pp. 50-73.

POTTER, P. E., MAST, R. F. (1963) — Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability. *J. Geol.*, 71, pp. 441-472.

POTTER, P. E., PETTIJOHN, (1963) — Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, 296 p.

POWERS, M. C. (1953) — A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, 23, pp. 117-119.

PRATSCH, J. C. (1958) — Stratigraphisch-tectonische Untersuchungen im Mesozoïkum von Algarve (Südportugal). *Beith. Geol. Jb*, Hannover, 30, 123 p.

PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. (1965) — Isotopic ages of two granites on the Iberian continental margin: the Traba granite (Spain), and the Berlenga granite (Portugal). *Geol. en Mijn*, 44, pp. 353-354.

PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. (1967) — Isotopic age determinations on granitic rocks in northern Portugal. *Geol. en Mijn.*, 46, pp. 369-373.

PRIEM, H. N. A., VERDURMEN, E. A. T. (1969) — Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Coll. Geochronol. Phaneroz. Orog. Belts*, Bern-Zurich.

RAOULT, J. F. (1966) — La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 184, Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. pp. 61-131.

RAUP, O. B., MIESCH, A. T. (1957) — A new method for obtaining significant average directional measurements in cross-strata studies. *J. Sedim. Petrol.*, 27, pp. 313-321.

RAYMOND, P. E. (1946) — The genera of fossil Conchostraca. An order of bivalved crustacea. *Bull. Mus. Comp. Zool.* Harvard Coll. (Cambridge), pp. 217-307.

REICHE, P. (1938) — An analysis of cross-lamination: the Coconino sandstone, *J. Geol.*, 46, pp. 905-932.

REEVES, C. C. (1958) — Introduction to Paleolimnology. *Developments in sedimentology*, 11, 228 p.

REINECK, H. E. (1958) — Longitudinale schrägschicht im Watt. *Geol. Rundschau*, 47, pp. 73-82.

RFINECK, H. E., WUNDERLICH, F. (1968) — Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, pp. 99-104.

RHOADS, D. C. (1967) — Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Massachusetts. *J. Geol.* 75, pp. 461-476.

RIBA. O., RIOS, J. M. (1960-1962) — Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la chaîne Ibérique-Espagne. Livre à la Mém. P. Fallot, *Soc. Géol.* Fr., 1, pp. 275-290.

RIBEIRO, C., NERY DELGADO, J. F. (1876) — Carte géologique du Portugal au 1/500.000. Serv. Geol. Portugal.

RIBEIRO, O. (1947) — A propósito do carácter continental do Triásico português. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 6 pp. 255-260.

RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C. (1942) — Sur le caractère continental du Trias portugais. *Bol. Serv. Geol. Portugal*, 1.

* RICOUR, J. (1962) — Contribution à une révision du Trias français. *Mem. Serv. Carte geol. det. France*, 63, 471 p.

RIOS, J. M., ALMEIDA, A., GARRIDO, J. (1945) — Contribuicion al conocimiento de la geologia cantabrica. Un estudio de parte de las provincias de Burgos, Avala, Vizcaya y Santander. *Bol. Inst. Geol. Miner. Espana*, 58, pp. 45-228, 1 carte.

RIVIERE, A. (1952) — Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et application géologique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, 6 sér., pp. 145-154.

ROBBS, G. L. (1949) — Red beds coloration. *J. Sedim. Petrol.*, 19, pp. 99-103.

ROCHA, R. B. (1971) — Contribuição para o estudo geológico da região do cabo de S. Vicente — Alvor. *Bol. Soc., Geol. Portugal*, 17, pp. 139-167, 2 cartes.

ROMARIZ, C. (1960) — Estudo geológico e petrográfico da área tifónica de Soure. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 44, 219 p., 1 carte.

RONDEAU, A. (1958) — Géomorphologie et géochimie. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 271, pp. 17-23 et *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 13, pp. 288-290.

ROUKHINE, L. B. (1953) — Bases de la lithologie. Etude des formations sédimentaires. Leningrad, 1953, et *Ann. Centre Docum. Paléon.*, trad. du russe, 1955, 2 tomes.

RUELLAN, A. (1970) — Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse Moulouya (Maroc oriental). Thèse Strasbourg, 482 p.

RUSNAK, G. A. (1957) — A fabric and petrologic study of the Pleasantview sandstone. *J. Sedim. Petrol.*, 27, pp. 41-55.

RUST, B. R. (1972) — Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, pp. 221-245.

SAMAMA, J. C. (1969) — Contribution à l'étude des gisements de type red-beds. Etude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental. Cas du Trias ardéchois et du gisement de Largentière. Thèse Univ. Nancy, 2 tomes, 116 et 160 p.

SAMAMA, J. C. (1971) — Ore deposits and continental weathering: a contribution to the problem of geochemical inheritance of heavy metal contents of basement areas and of sedimentary basins. *in Ores in sediments*, pp. 247-265.

SAPORTA. G. (Marquis de) (1894) — Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore fossile Mésozoïque (accompagné d'une notice stratigraphique par P. Choffat). *Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal*, 288 p., 40 Pl.

* SCHERMERHORN, L. J. G. (1955) — The age of the Beira schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12, pp. 77-100.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) — Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire, São Pedro do Sul, Satão region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, 617 p., 1 carte.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1971) — An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Soc. y Miner.*, 82, pp. 239-268.

SCHOTT, W., STAESCHE, K. (1957) — Uber den Jura der weiteren Umgebung von Coimbra (Portugal), *Geol. Jb*, 74, pp. 531-558.

SCHUMM, S. A. (1960) — The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352 B, 30 p.

SCHUMM, S. A. (1960) — The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. *Amer. J. Sci.*, 258, pp. 177-184.

SCHUMM, S. A. (1961) — Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral stream channels. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352 C, 70 p.

SCHUMM, S. A., LICHTY, R. W. (1963) — Channel widening and flood-plain construction along Cimarron river in Southwestern Kansas. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352 D, 19 p.

SEDDOH, F. (1973) — Altération des roches cristallines du Morvan. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 1, 377 p.

SEILACHER, A (1953) — Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 96, pp. 421-452.

SEILACHER, A. (1953) — Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, 105, pp. 214-227.

SEILACHER, A. (1960) — Lebensspuren als Leitfossilien. *Geol. Rundschau*, 49, pp. 41-50.

SEILACHER, A. (1964) — Biogenic sedimentary structures. *in* Approaches to palaeoecology, Wiley & Sons, pp. 296-316.

SEILACHER, A. (1967) — Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, pp. 413-428.

SHARP, R. P., NOBLES, L. H. (1953) — Mud-flow of 1941 at Wrightwood, southern California. *Soc. Amer. Geol. Bull.*, 64, pp. 547-560.

SHINN, E. A., GINSBURG, R. N., LLOYD, R. M. (1965) — Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. in Dolomitization and limestone diagenesis. Symp. *Soc Ec. Paleont. Miner.*, Sp. Pub. 13, pp. 112-123.

SHINN, E. A., LLOYD, R. M., GINSBURG, R. E. (1969) — Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sedim. Petrol.*, 39, pp. 1202-1228.

SHOTTON, F. W. (1956) — Some aspects of the New Red desert in Britain. *Liverpool Manehester Geol. J.*, 1, pp. 450-465.

SHROCK, R. R. (1948) — Sequence in layered rocks. Mc Graw-Hill, 507 p.

SIEVER, R. (1959) — Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. *in* Silica in sediments, Symp. *Soc. Econ. Pal. Miner.*, Sp. Pub. 7, pp. 55-79.

SIEVER, R. (1962) — Silica solubility, O°-200° C, and the diagenesis of siliceous sediments. *J. Geol.*, 70, pp. 127-150.

SILVA, G. H. (de) (1951) — Formações detríticas dos arredores de Aveiro. *Mem. Not. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 31.

SIMON, O. J. (1963) — Geological investigations in the Sierra de Almagio, South-Eastern Spain. *Geol. Inst. Mededel.*, 290, 164 p.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V., NORDIN, C. F. (1965) — Forms generated by flow in alluvial channel. *in* Primary sedimentary structures, Symp. *Soc. Econ. Pal. Min.*, Sp. Pub. 12, pp. 34-52.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V. (1966) — Resistance to flow in alluvial channels. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422 J, 61 p.

SITTER, L. U. (de) (1965) — Hercynian and Alpine orogenies in Northern Spain. *Geol. en Mijn.*, 44, pp. 373-383.

SITTLER, C. MILLOT, G. (1964) — Les climats du Paleogène français reconstitués par les argiles néoformées et les microflores. *Geol. Rundschau*, 54, pp. 333-343.

SLOSS, L. L. (1953) — The significance of evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, 23, pp. 143-161.

SMITH, N. D. (1970) — The braided stream depositional environment : comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North Central Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, pp. 2993-3014.

SOYER, J. (1969) — Aspect de sables quartzeux au microscope électronique à balayage. *Ann. Soc. Géol. Bélgique*, 92, pp. 215-227.

SOARES DE CARVALHO, G. (1946) — As formações geologicas mais antigas da Orla Mesozoica Ocidental de Portugal (Algumas observações de campo e a provável origem daquelas formações). Dissertação para doutoramento, Coimbra.

SOARES DE CARVALHO, G. — Silex dos depositos da Orla Mesozoica Ocidental. Elementos para o estudo da sua petrografia e da sua genese. *Pub. Mus. Miner. Geol. Univ. Coimbra*, 18, pp. 3-38.

SOARES DE CARVALHO, G. — (1947) — Subsídios para o estudo dos depositos da Orla Meso-cenozoica Ocidental de Portugal. Valor estratigrafico dos fosseis de vegetais da Quinta do Peneireiro (Coimbra). *Rev. Fac. Ciencias Univ. Coimbra*, 16.

SOARES DE CARVALHO, G. — (1948) — Subsídios para o estudo dos depositos da Orla Meso-cenozoica Ocidental de Portugal. Os depositos sedimentares com minerais de manganesio da região de Anadia. *Rev. Fac. Ciencias Univ. Coimbra*. 17, pp. 5-14.

SOARES DE CARVALHO, G. (1948) — Subsídios para o estudo dos depósitos da Orla Meso-cenozoica Ocidental de Portugal. Minerais de cobre nos depositos mesozoicos dos arredores de Coimbra. *Rev. Fac. Ciencias Univ. Coimbra*, 17.

SOARES DE CARVALHO, G. (1949) — Um perfil geologico da região de Coimbra. *Mem. e Not., Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 18, pp. 9-18.

SOARES DE CARVALHO, G. — (1950) — Considerações sobre a estatigrafia das formações mais antigas da Orla-Meso-cenozoica Ocidental de Portugal. *Rev. Fac. de Ciencias Univ. Coimbra*, 19, pp. 39-48.

SOARES DE CARVALHO, G. (1950) — Sur la morphoscopie de quelques grès des dépôts les plus anciens de la bordure Méso-cenozoïque occidentale du Portugal. *Rev. Ciencias Univ. Coimbra*, 19, pp. 49-54.

SOARES DE CARVALHO, G. — (1951) — A geologia do Baixo Mondego nos arredores de Coimbra (Estado actual do seu conhecimento). *Mem. e Noticias Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 29. pp. 1-36, 1 tab., 1 carte.

SOLER, E. — (1973) — L'association spilites-quartz kératophyres du Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Geol. en Mijn.*, 52, pp. 277-288.

STAUFFER, K. W., TARLING, D. H. (1971) — Age of the Bay of Biscay : new paleomagnetic evidence. Symp. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Pub. IFP. Coll. Colloques et séminaires, 1, II 2-II 19.

STEWART, J. H. (1961) — Origin of cross stratification in fluvial sandstone layers in the Chinle formation (Upper Triassic) in the Colorado Plateau. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 424 B, pp. 127-129.

STRAATEN, L. M. J. U. (van) (1951) — Texture and genesis of Dutch Wadden Sea Sediments. *III° Int. Sedim. Cong. Netherlands*, 1951, Groningen-Wageningen, pp. 225-255.

STRAATEN, L. M. J. U. (van) (1952) — Biogene textures and the formation of shell beds in the Dutch Wadden sea *Proc. Kon. Ned. Ak. V. Wet.*, ser B., 55, pp. 499-516.

STRAKHOV, N. M. (1957) — Méthodes d'étude des roches sédimentaires. Trad. du russe: *Ann. Serv. Inf. Géol. BRGM*, 35, 2 tomes, 1, 007 p.

STRAKHOV, N. M. (1967) — Principles of lithogenesis. Moscou 1967, Trad. anglaise, Oliver Boyd Ldt (1969), 3 volumes, 245, 609, 577 p.

SUDGEN, W. (1964) — Origin of faceted pebbles in some recent desert, sediments of southern Iraq. *Sedimentology*, 4, pp. 65-74.

TANNER, W. F. (1967) — Ripple-mark indices and their uses. *Sedimentology*, 9 pp. 89-104.

TARDY, Y. — (1969) — Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Univ. Strasbourg, 274 p.

TATARINOV, P. M. (1955) — Conditions de formation des gisements de minerais (métalliques et non métalliques). Trad. du russe. *Ann. Serv. Inf. Géol. BRGM*, 36. 1959.

TERMIER, H., TERMIER, G. (1948) — Observations nouvelles sur le Permo — Trias et la base du Lias dans le Maroc Central et le Moyen-Atlas septentrional. *Bull Soc. Géol. Fr.*, 5° sér., 18, pp. 395-405.

TERMIER, H., TERMIER, G. (1949) — Mode de gisemement des basaltes permo-triasiques au Maroc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5° sér., 19, pp. 111-134.

TERMIER, H., TERMIER, G. (1960) — Paléontologie stratigraphique. Masson, Paris. Fasc. 3, pp. 221-248.

TERMIER, H., TERMIER, G. (1960) — Erosion et sédimentation. Masson. Paris, 412 p.

TEIXEIRA, C. (1942) — Notas sobre a geologia do Triássico português. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, I, pp. 161-173, 1 Pl.

TEIXEIRA, C. (1945) — Alguns aspectos da geologia dos granitos do norte de Portugal *Pub. Soc. Geol. Portugal*, 36 p.

TEIXEIRA, C. (1946) — Fosseis de «Estheria» no Retiano dos arredores de Coimbra. *Rev. Broteria*, Ser. Ciencias Nat., 15 (42), pp. 139-142, 1 Pl.

TEIXEIRA, C. (1947) — Nota sobre um Blatidio fossil do Retiano de Coimbra. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 6, pp. 1-2.

TEIXEIRA, C. (1947-1948) — Condições de formação dos mais antigas depositos mesozoicos portugueeses. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol Fac. Ciências Univ. Lisboa* 15-16, pp. 55-59.

TEIXEIRA, C. (1948) — Flora Mesozoica Portuguesa. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Parte I, 119 p., 45 Pl.

TEIXEIRA, C. (1951) — Le Permo-Carbonifère continental portugais. *XVIII Intern. Congr.*, 1948, London, part. 11, Proceed. sect. K, pp. 22-25.

TEIXEIRA, C. (1953-1955) — Notas sobre geologia de Portugal. Formações ante-mesozoicas: 20 p., 48 p., 22 p., 105 p, 29 p., 55 p. Lisboa.

TEIXEIRA, C. (1960) — L'évolution du territoire portugais pendans les temps anté-mésozoïques. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 13, pp. 229-255.

TEIXEIRA, C. (1968) — Quelques problèmes de la géologie du Portugal. *XXIII° Intern. Geol. Cong.*, Prague, 13, pp. 233-242.

TEIXEIRA, C. (1969) — Les terrains anté-ordoviciens portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, pp. 157-164.

THADEU, D. (1965) — Notice explicative de la carte minière du Portugal au 1/1.000.000. Serv. Geol. Portugal.

THOMPSON, D. B., WORSLEY, P. (1967) — Periods of ventifact formation in the Permo-Triassic and Quaternary of the North East Chesbire Basin. *Mercian Geol.*, 2, pp. 279-298.

TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1951) — Os doleritos pigeoniticos de quismismo pacifico do Sul de Portugal. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 19, pp. 109-117.

TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1969) — Sur la pétrographie du Complexe des Schistes et Grauwackes anté-ordoviciens (Tras-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53, pp. 165-170.

TRICART, J. (1953) — L'étude tectonique des formations détritiques grossières. *Rev. Géomorph. dynam.*, 4, pp. 282-295.

TRICART, J. (1956) — Aspects géomorphologiques du delta du Sénégal. *Rev. Géomorph. dynam.*, 7, pp. 65-86.

TRICART, J. (1957a) — Observations sur la génèse des nappes de cailloutis fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 6° sér., pp. 1189-1203.

TRICART, J. (1957b) — Comparaison entre les conditions de façonnement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone intertropicale. *C. R. Acad. Sci.*, 245, pp. 555-557.

TRICART, J. (1959a) — Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis. *Eclog. Geol. Helv.*, 51, V Congr. Intern. Sédimentologie, 1958.

TRICART, J. (1959b) — L'étude comparée de la composition des alluvions fluviatiles et de la nature lithologique du bassin, moyen d'analyse des systèmes d'érosion. *Rev. Géomorph. dynam.*, 10, pp. 2-15.

TRICART, J. (1961) — Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. *Rev. Géomorph. dynam.*, 12, pp. 3-15.

TRICART, J., SCHAEFFER, R. (1950) — L'indice d'émoussé des galets. Moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. Géomorph. dynam.*, 1, pp. 151-179.

TRICART, J., VONFELT, J. (1955) — La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 8, pp. 105-118.

TRICART, J., CARDOSO DA SILVA, T. (1958) — Aspects généraux de la sédimentation du bassin de Tambaté (S. Paul, Brésil). *Eclog. Geol. Helv.*, 51, V Congr. Intern. Sédimentologie, pp. 795-803.

VIRGILI, C. (1958) — El Triasico de los Catalanides. *Bol. Inst. Geol. Miner. Espana*, 49, 856 p.

VIRGILI, C. (1963) — Trias du Nord-Est de l'Espagne. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mem. BRGM*, 15, pp. 469-481.

VIRGILI, C. (1974) — Vue d'ensemble sur les affleurements du Trias évaporitique espagnol de la bordure de la Meseta au littoral méditerranéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16, p. 27.

VIRGILI, C., SUAREZ-VEGA, L. C., RINCON, R. (1971) — Le Mésozoïque des Asturies (N. de l'Espagne). Symp. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, *Pub. IFP*, Coll. Colloques et séminaires, 2, V 4-V 20.

VIRGILI, C., SANTIAGO, H., RAMOS, A., SOPENA, A. (1973) — La sédimentation permienne au centre de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 15, pp. 109-112.

VAN HOUTEN, F. B. (1961) — Climatic significance of red-beds. *in* Descriptive Palaeoclimatology, Interscience, Ed. Nairm, pp. 89-139.

* VAN HOUTEN, F. B. (1973) — Origin of red-beds. A review 1961-1972. *Annual Rev. Earth and Plan. Sci.*, 1, pp. 39-61.

VATAN, A. (1954) — Pétrographie sédimentaire. Ed. Technip., Paris, 279 p.

VATAN, A. (1967) — Manuel de sédimentologie. Ed. Technip., Paris, 397 p.

SUAREZ VEGA, L. C. (1974) — Estratigrafia del Jurassico en Asturias. *Cuadernos. Geol. Iberica*, 1, 304 p.

WAGNER R. H. (1965) — Palaeobotanical dating of Upper Carboniferous Folding phases in N-W Spain. *Mem. Inst. Geol. y Miner. de Espana*, 64.

WALKER, R. G. (1963) — Distinctives types of ripple drift cross-lamination. *Sedimentology*, 2, pp. 173-188.

WALKER, R. G. (1967) — Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, pp. 25-43.

WALKER,, T. R. (1967) — Formation of red-beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, pp. 353-368.

WALKER, T. R. (1967) — Color of recent sediments in tropical Mexico: a contribution to the origin of red-beds. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 78, pp. 917-920.

WARNE, S. St. (1962) — A quick field or laboratory staining scheme for the differentiations of the major carbonate minerals. *J. Sedim. Petrol.*, 32, pp. 29-38.

WERTZ, J. B. (1964) — Les phénomènes d'érosion et de dépôt dans les vallées habituellement sèches du Sud-Ouest des Etats-Unis. *Z. für Geomorph.*, NS 8, pp. 71-104.

WILLIAMS, G. E. (1966) — Planar cross-stratification formed by the lateral migration of shallow streams. *J. Sedim. Petrol.*, 36, pp. 742-746.

WILLIAMS, G. E. (1967) — Flume experiments on the transport of a coarse sand. *U. S. Geol.* Survey *Prof. Paper.* 562 B, 31 p.

WILLIAMS, G. E. (1968) — Formation of large-scale trough cross-stratification in a fluvial environment. *J. Sedim. Petrol.*, 38, pp. 136-140.

WILLIAMS, P. F., RUST, B. R. (1969) — The sedimentology of a braided river. *J. Sedim. Petrol.*, 39, pp. 649-679.

WINNOCK, E. (1971) — Géologie succinte du Bassin d'Aquitaine. Contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne. Symp. Histoire structurale du Golf de Gascogne, *Pub. IFP*, Coll. Colloques et séminaires, 1, IV 1-IV 30.

WOLMAN, M. G., LEOPOLD, L. B. (1957) — River flood plains: some observations on their formation. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282 C.

WOLMAN, M. G., BRUSH, L. M. (1961) — Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse non cohesive sands. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper.*, 282 G.

WURSTER, P. (1958) — Geometrie und geologie von kreuzschichtungs-körpern. *Geol. Rundschau*, 58, pp. 322-359.

WURSTER, P. (1963) — Les problèmes posés par le Grès à Roseaux du Trias supérieur, *Sci. de la Terre*, Nancy, t. 9, 2, pp. 197-219.

WURSTER, P. (1964) — Geologie des Schilfsandsteins. *Mitt. Staatsinst. Hamburg*, 33, 140 p.

ZBYSZEWSKI, G. (1947) — Estudo da songagem de Parceiros (Leiria). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 28, pp. 111-123.

ZBYSZEWSKI, G. (1959) — Etude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mém. Serv. Geol. Portugal.* N. S. 3, 184 p., 11 Pl., 1 carte.

ZBYSZEWSKI, G. (1961) — Jazida de sal-gema de Fonte da Bica (Rio Maior). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 45, pp. 223-236.

ZBYSZEWSKI, G., BARRATO DE FARIA, J. (1971) — O sal-gema em Portugal metropolitano; suas jazidas, caracteristicas e aproveitamento. *Est., notas e Trab. Serv. Fom. Miner.*, 20, pp. 5-105.

ZIJDERVELD, J. D. A., VAN DER LOO, R. (1971) — Les données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du Golf de Gascogne. Symp. Histoire structurale du Golf de Gascogne, *Pub. IFP*, Coll. Colloques et séminaires, 1, II 1-II 23.

PLANCHES

PLANCHE I

La série des « Grès de Silves » sur le secteur de Coimbra.

Fig. 1 Le versant oriental de la butte de Pereiros (SW de Coimbra). Ce petit relief, érodé par le rio Ceira, affluent du rio Mondego, a été étudié par de nombreux géologues. P. Choffat y a défini la « coupe-type » des « Grès de Silves » du Nord du Tage.
Cette série, monoclinale et de plongement ouest, est pratiquement complète : ne manquent que les dépôts inférieurs. Le passage entre le terme de base et le terme A 2 s'observe à proximité du village Conraria, visible sur le cliché. Le terme B 2 affleure relativement bien sur le bord des voies de communication (affleurement nets de « grès blancs » le long de la RN 110). L'unité C couronne la butte. Le village de Pereiros qui donna son nom à la partie supérieure hettangienne des « Grès de Silves » (« Couches de Pereiros ») n'est pas visible sur le cliché.

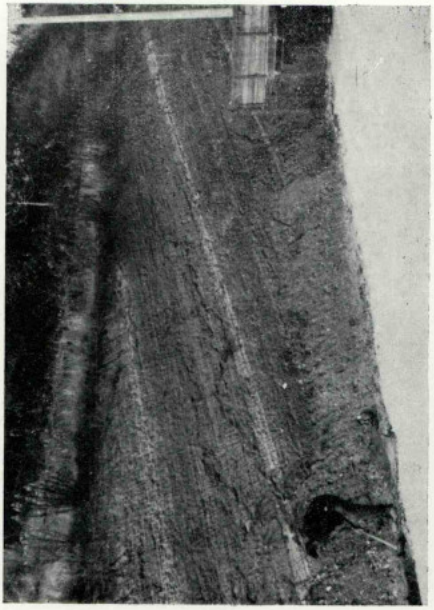
Fig. 2 Contact (flèches) entre le socle schisteux gris (pas de rubéfaction) et les « Grès de Silves » rouges. Les lithofaciès détritiques sont représentés ici (village de Ceira, d'où fut pris le cliché 1) par des conglomérats polygéniques, des microconglomérats arkosiques et des arénites feldspatho — lithiques. A part le diastème irrégulier séparant arénite et rudite grossière, la stratification est très peu apparente. Ces caractères se retrouvent dans tout le terme A 1.

Fig. 3 Partie inférieure du terme A 2 ; affleurement au Sud de Botão.
La stratification des lithofaciès fins : grès fin, siltite, shale, est plane ou localement déformée par des phénomènes de glissement (slumps sur la bordure des lentilles) ; la stratification des arénites de granulométrie grossière ou moyenne peut être identique ou lenticulaire.
Cet affleurement a fourni des débris végétaux et une microflore keupérienne (T : strate fossilifère; échantillon B 69 ; cf. tableau n.° 13).

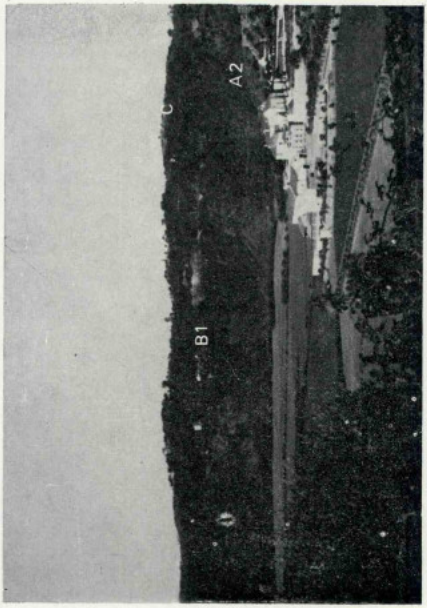
Fig. 4 Moitié supérieure du terme A 2 ; coupe de Pereiros.
La stratification est plane et parallèle ; les lits, quelle que soit leur épaisseur, se poursuivent à l'échelle de l'affleurement. Comparer avec la fig. 2 et les fig. 1, 2 et 3 de la planche II.
cf. texte et fig. 5.



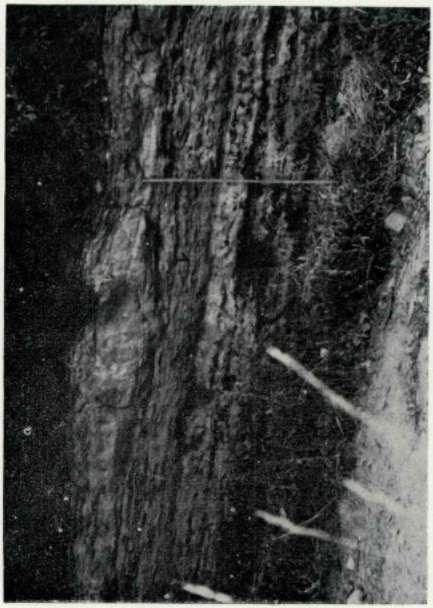
2



4



1



3

PLANCHE II

La série des « Grès de Silves » sur le secteur de Coimbra

Fig. 1 Conglomérat hétérogranulométrique du terme B l. On y trouve toutes les variétés de roches du socle, notamment des blocs de granite.
Butte de Pereiros.

Fig. 2 Aspect d'un affleurement taillé dans les lithofaciès du terme B l. Deux bancs arénitiques blanchâtres (patine grisâtre de lichens) sont séparés par un lit discontinu de siltite (s). La base de cette strate est plane, son sommet est en revanche échancré.
D'autres surfaces d'érosion et un litage oblique de grande taille existent fréquemment dans les épais bancs apparemment homogènes mais ne sont pas dégagés par l'altération superficielle (roches friables mais cohérentes) et sont masqués par la patine végétale.
Butte de Pereiros ; RN 110.

Fig. 3 Litage oblique de grande taille dans des arénites microconglomératiques du terme B l (partie supérieure). Le faisceau inférieur ravine un lit pélitique (p, en bas à droite).
Butte de Pereiros ; Nord de Castelo Viegas.

Fig. 4 Surface supérieure d'un lit dolomitique appartenant au terme B 2. La biocalcirudite est constituée en majeure partie de valves de Lamellibranches *(Isocyprina* aff. *germari, Plicatula meridionalis)* en position de stabilité mécanique. Des empreintes de calice de Madréporaires simples (caryophylliformes) et des Serpulidae *(Cycloserpula* et *Tetraserpula)* leur sont associés à ce niveau.
Affleurement de Coimbra — Montes Claros.
cf. fig. 6 et texte.

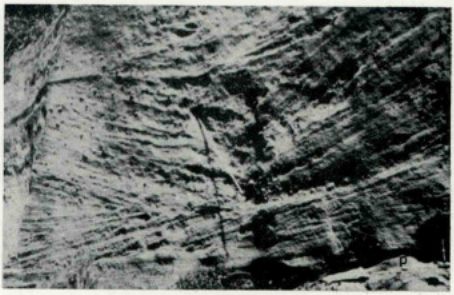
Fig. 5 Aspect de la stratification des termes B 2 et C l. Les lithofaciès terrigènes de granulomètrie fine et chimiques du terme B 2 forment des strates planes et peu épaisses. Les arénites du terme C l présentent une stratification beaucoup moins régulière.
Affleurement de Coimbra — Montes Claros.
cf. fig. 6 et texte.



1



2



3



4



5

PLANCHE III

La série des « Grès de Silves » sur le secteur Luso — Anadia

Fig. 1 Lithofaciès arkosiques granoclassés dans le terme A 1 (voie ferrée du Beira Alta, au Sud de Luso). La presque totalité des éléments qui apparaissent en relief correspondent à des feldspaths orthoclases de couleur rose. On remarque leur forme et leur faible émoussé ainsi que la dérive positive des granoclassements positifs : chaque unité est de granulométrie plus fine que celle qui la précède et plus élevée que celle qui la surmonte.

Fig. 2 et Fig. 3 Stratification plane et parallèle dans le terme A 2. Les unités séquentielles se composent d'une arénite généralement granoclassée, d'un shale ou d'une pélite (lits sombres sur le cliché 2, lamines sur la photographie 3) souvent bioturbés, parfois de sel gemme sous la forme d'empreintes cubiques. La photographie 2 montre un affleurement récent visible sur la RN 234 et appartenant à un panneau tectonisé. La figure 3 représente la partie supérieure du terme A 2 (route reliant Luso à Anadia).
cf. fig. 10 et texte.

Fig. 4 Partie supérieure du terme B 1 (Est d'Anadia). Les strates, constituées par des arénites à ciment siliceux et des pélites souvent gréseuses, contiennent ou sont séparées par des lentilles de chert rouge (s). La plupart des couches détritiques présentent des limites irrégulières mais sont néanmoins continues à l'échelle de l'affleurement.

Fig. 5 Affleurement du « Crasto de Anadia » montrant la partie supérieure du terme B 1. Les grandes dalles visibles à droite (Ouest) présentent des rides et des traces de pas de Vertébrés (fig. 6 ci-contre). Les strates les surmontant montrent des ichnites (fig. 7 ci-dessous). La partie supérieure de l'affleurement est de stratification moins régulière (surfaces d'érosion).
cf. fig. 11 et texte.

Fig. 6 Empreintes de pas de Vertébrés à la surface supérieure d'un lit gréseux fin; elles sont moulées et protégées par une lamine argileuse rouge.

Fig. 7 Terriers au toit d'un lit gréso-silteux.

Fig. 8 Contact concordant entre les unités séquentielles chimio-détritiques du terme B2 et les arénites du terme C 1 dans le lit du rio da Serra (entre Luso et Anadia). Cet affleurement (et d'autres sur ce secteur) montre que ces divisions lithostratigraphiques sont continues depuis Coimbra jusqu'à Sangalhos.



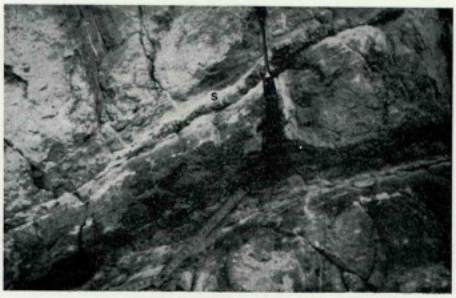
1



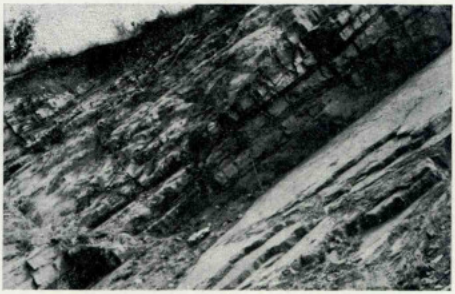
2



3



4



5



6



7



8

PLANCHE IV

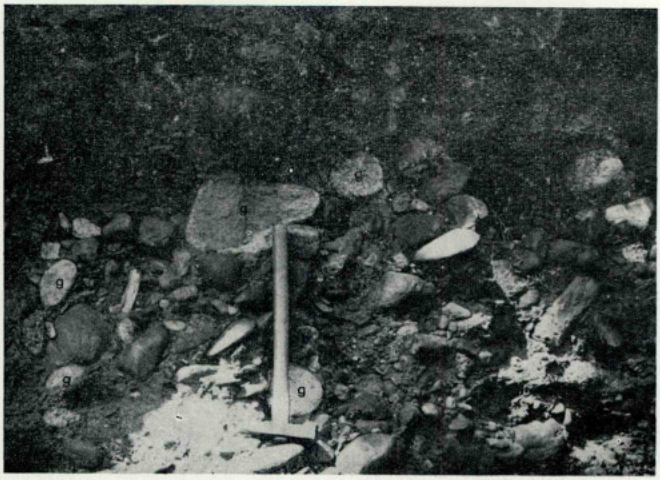
La série des « Grès de Silves » sur le secteur Angela — Agueda

Fig. 1 Conglomérat polygénique et hétérogranulométrique de la base des « Grès de Silves » (terme A 1). La passée photographiée se situe à moins d'un mètre au-dessus du socle schisteux (affleurement près d'Angela).
Le conglomérat renferme un fort pourcentage d'éléments granitiques (g). La plupart d'entre eux sont de texture homogène ; quelques uns, parmi les plus volumineux, possèdent des phénocristaux d'orthoclase identiques à ceux observés dans les lithofaciès de granulométrie plus fine.
On remarque qu'il existe une différence assez sensible entre l'émoussé de ces fragments d'origine ignée et celui des autres fragments : quartz laiteux, quartzites, grauwackes, roches schisteuses.

Fig. 2 et Fig. 3 Stratification et agencement séquentiel dans le terme de base A 1.
Le cliché 2 montre une lentille pélitique rouge (en sombre) surmontée par des arénites beiges à taches et traînées de couleur rose à rouge. Ces lithofaciès grossiers appartiennent à deux structures chenalisantes (« corps gréseux » lenticulaires) ; la plus ancienne (1) est partiellement érodée par la structure 2 (route menant à Macinhata do Vouga).
La fig. 3 montre : la partie supérieure d'une unité séquentielle gréso-pélitique (droite du cliché), un diastème qui, bien que pratiquement plan, correspond à une surface d'érosion (marteau), la base d'un « corps gréseux » composé d'un certain nombre de séquences détritiques plus ou moins complètes (affleurement sur la RN 1 au Sud du rio Vouga).

Fig. 4 Base du terme A 2 au Sud d'Agueda (RN 1)
La stratification plane fine est localement interrompue par de petites structures en auge (chenaux) dont le remplissage présente les mêmes caractères séquentiels que l'encaissant ; les fins lits arénitiques beiges ou bariolés de beige, rouge et de violet et les lits argileux gris à verdâtre (cuivre) épousent la forme de la surface d'érosion.

Fig. 5 Partie supérieure du terme A 2 (coupe de la route reliant Agueda à Piedade ; cf. fig. 13).
Séquences gréso-pélitiques dans lesquelles s'individualise du manganèse (« lit » minéralisé ; Mn). Présence de fentes de dessication au sommet du niveau manganésifère (marteau).



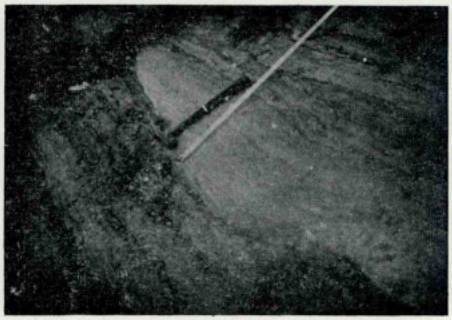
1



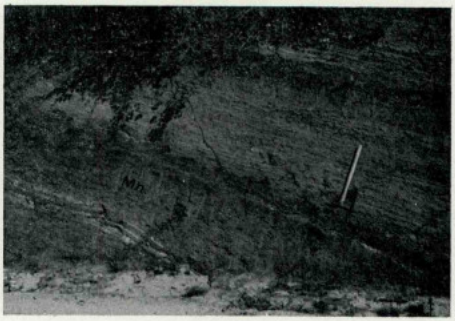
2



3



4



5

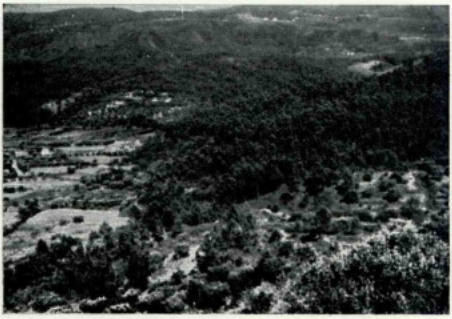
PLANCHE V

La série des « Grès de Silves » sur le secteur Lamas — Penela.

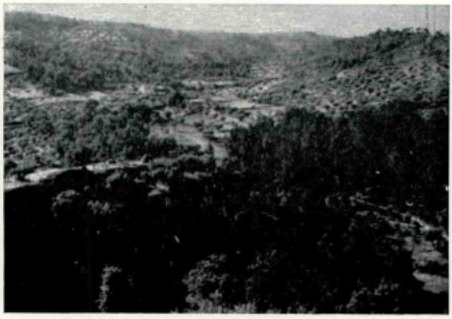
Fig. 1 et Fig. 2 Panorama observé depuis le château de Penela, construit sur les arénites du terme B 1.
La photographie de gauche, prise vers l'Est montre le socle cristallophyllien à l'arrière-plan, la partie inférieure des « Grès de Silves » representée par des reliefs moins prononcés et de végétation dans l'ensemble plus dense (forêts de pins et d'eucalyptus).
La photographie de droite donne un aspect (par certains points assez inhabituel) de la partie supérieure de la série étudiée. Au premier plan (dans l'ombre), une barre escarpée constitué par les mêmes dépôts arénitiques que ceux sur lesquels est construit Penela (terme B 1) et qui s'étendent jusqu'à la limite des pinèdes : de tels escarpements sont tout à fait exceptionnels. Le Lias dolomitique caractérisé par une végétation clairsemée d'oliviers, forme des collines aux pentes plus ou moins prononcées et d'altitude plus élevée que celles constituées par les faciès détritiques plus anciens.

Fig. 3 et Fig. 4 Séquences, stratification et litage dans le terme B 1. Les clichés proviennent respectivement du château de Penela (entrée) et de Lamas (RN 342).
Le diastème séparant les unités séquentielles, qu'il soit net comme ici (fig. 3, flèches) ou flou, est pratiquement toujours une surface d'érosion, même lorsqu'il est plan (diastème supérieur). Il est surmonté par un conglomérat peu épais ou directement par une arénite; un lit de pélite, généralement lenticulaire, termine l'unité lorsque celle-ci est complète.
Le terme arénite, le plus développé, présente habituellement un litage oblique (l. o. sur la fig. 3), parfois un litage horizontal fin lié à une linéation de délit (fig. 4). Ces structures directionnelles (étudiées en détail dans la seconde partie de l'ouvrage) sont souvent masquées par une patine végétale grisâtre et ne sont que difficilement dégagées par l'altération météorique.

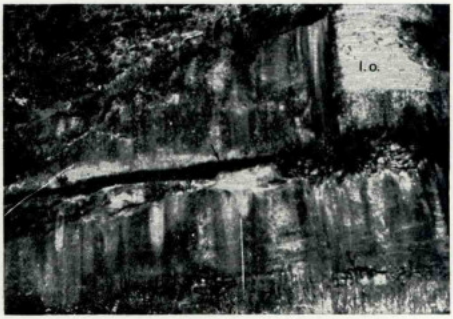
Fig. 5 Stratification et séquences dans le terme A 1, base de la série.
Trois types de diastème sont visibles, de la base au sommet : diastème plan (marteau) entre une pélite rouge et une arénite, diastème légèrement concave entre une arénite et un conglomérat fin (juste au-dessus du marteau), diastème franchement concave et lié indiscutablement à une érosion entre une arénite et un conglomérat (partiellement masqué par des touffes d'herbe). Ces surfaces limitent des séquences à un, deux ou plusieurs termes détritiques terrigènes (route reliant Espinhal à Venda).



1



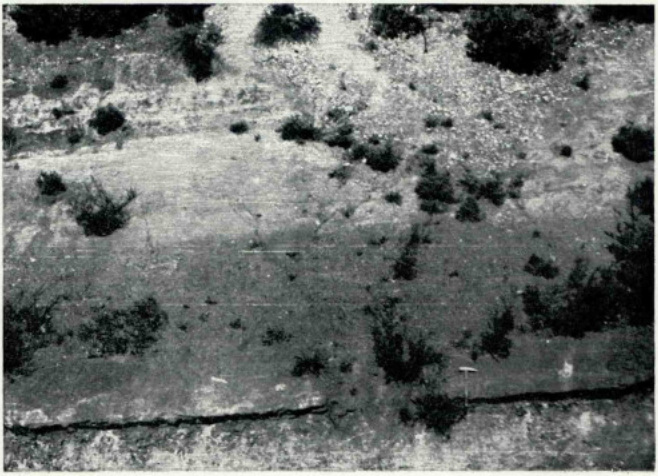
2



3



4



6

PLANCHE VI

La série des « Grès de Silves » dans la partie mériodinale de la bande d'affleurements du Nord du Tage

Fig. 1 Terme de base A 1 (route Barqueiro — Alvaiàzere).
Localement, les lithofaciès détritiques terrigènes rouges, agencés en séquences positives et ravinantes, sont fortement indurés (remarquer la trace des barres à mine sur cet affleurement déjà ancien). Cette propriété est liée à l'existence d'une importante phase chimique (dolomite) qui, bien que plus ou moins indépendante de la stratification, est d'origine précoce.
cf. deuxième partie, chapitre III.

Fig. 2 Autre aspect, plus caractéristique, des dépôts gréso-conglomératiques de la base de la série. Terme A 1 (RN 110).
Alternance de rudites en lentilles de forme et taille variées et d'arénites présentant ou non un litage oblique. Les arénites cimentées par une matrice argilo-ferrugineuse, sont cohérentes mais peu indurées. Les diastèmes, tantôt limités aux amas conglomératiques, tantôt d'extension plus grande, sont plus ou moins faciles à repérer.

Fig. 3 Partie inférieure du terme B 1 (RN 110).
Petit chenal à remplissage gréso-conglomératique rouge inscrit dans des arénites de teinte beige.

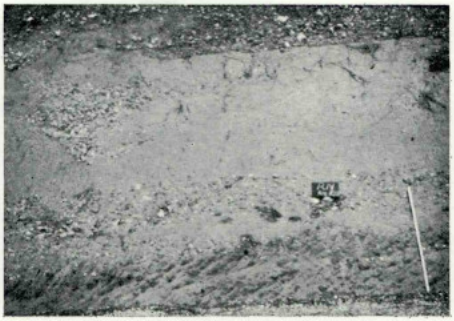
Fig. 4 Terme B 1 (route desservant Portela do Braz).
Diastème d'érosion mettant en contact une pélite rouge orangé (décolorée au toit) et un grès conglomératique à litage oblique de grande taille.
cf. fig. 1, Pl. XXXVI, et fig. 2, Pl. XVI.

Fig. 5 Contact concordant entre les termes B 2 à faune hettangienne et C 1 (flèche).
La coupe de cet affleurement situé à l'entrée ouest de Mosqueiro a été levée en détail et representée fig. 19.

Fig. 6 Psammite gréseux à empreintes indéterminables de valves de Lamellibranches. La présence de ces fossiles, la planitude de la stratification et la granulométrie fine du matériau détritique terrigène, permettent d'individualiser le terme B 2, même lorsque les lithofaciès carbonatés ne sont pas exprimés.
L'échantillon provient de la coupe de Ceras (fig. 22).



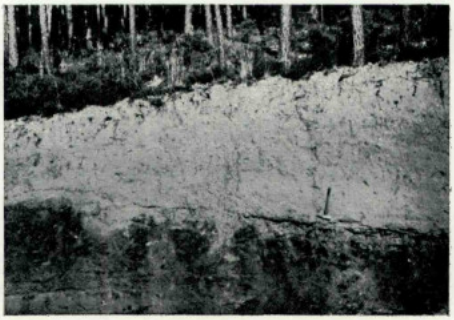
1



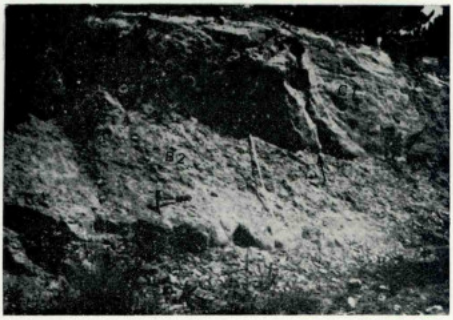
2



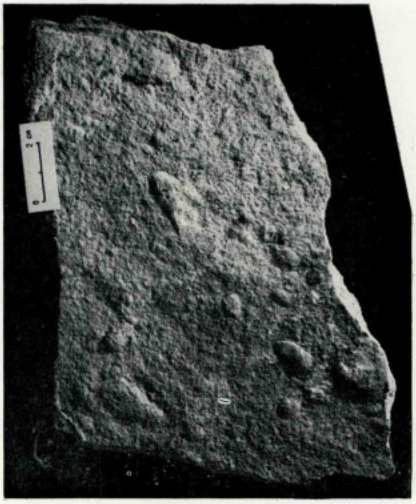
3



4



5



6

PLANCHE VII

La série des « Grès de Silves » dans la région de Santiago de Cacem.

Fig. 1 Terme gréso-conglomératique de base (SC 1).
Les affleurements, généralement de petites dimensions, montrent l'alternance de rudites polygéniques et d'arénites plus ou moins riches en éléments lithiques. Ces lithofaciès forment des couches lenticulaires atteignant souvent le mètre d'épaisseur ou, comme ici, de fins lits soulignant un litage oblique de grande taille.

Fig. 2 Terme CS 1.
Aspect des galets dans une strate conglomératique. Les éléments lithiques: quartz laiteux, quartzites et et grauwackes sont de forme quelconque; leur émoussé est faible.

Fig. 3 Terme médian SC 2 de la série.
Pélites homogènes de couleur rouge lie-de-vin traversées par un filon de roches vertes (ri). Au contact, les pélites sont parcourues de filonets, remplis d'une matière blanchâtre pulvérulente sous les doigts.

Fig. 4 Zone de contact entre le terme médian pélitique (SC 2) et l'horizon-repère dolomitique SC 3.
A gauche, pélites rouges, à droite, dolomies en bancs irréguliers séparés par des interlits argileux gris. Entre les deux, lit de pélite noirâtre (sous le marteau) à traces de racines *in situ*. L'analyse palynologique de ce niveau n'a livré aucune microflore.

Fig. 5 Terme supérieur SC 3.
Bancs de dolomie limités par des surfaces ondulées: ces irrégularités correspondent souvent à des rides de grande longueur d'onde (au niveau du mètre notamment).



1



2



3



4



5

PLANCHE VIII

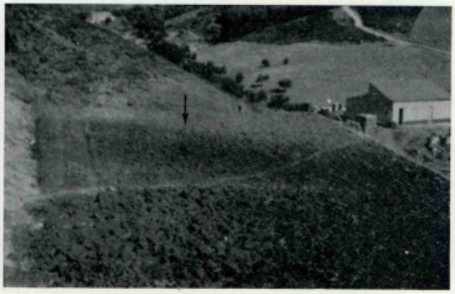
La série des « Grès de Silves » sur le secteur Silves — San Bartolomeu de Messines

Fig. 1 Le contact (flèche) entre le socle épimétamorphique d'âge Carbonifère et les « Grès de Silves », au Nord de Silves (Monte Branco).
Le socle, de couleur brune, est directement surmonté par une série pélitique rouge représentant l'unité AA.
Les dépôts gréso-conglomératiques, visibles en plusieurs points de ce secteur, manquent ici.
Le log détaillé de la fig. 30 montre le contact entre cette série pélitique AA formant une petite dépression dans la topographie et les grès du terme AB 1 (colline).

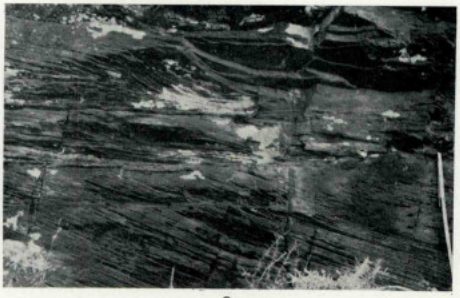
Fig. 2 Terme AB 1.
Sur ce secteur, le terme AB 1 est principalement représenté par des grès à stratification oblique. Les limites de faisceau et de feuillet sont bien dégagées et permettent d'effectuer aisément des mesures de direction de courant.
cf. texte et deuxième partie, chapitre I.

Fig. 3 Terme AB 1.
Pélites rouges à tests chitineux de Conchostracés. L'association est constituée par *Euestheria minuta* (von Zieten) (en haut ; forme adulte avec réticulum net) *Pseudoasmussia destombesi* Defretin (deux tests au centre) et une nouvelle espèce caractérisée par une ornementation en bâtonnets et une valve cycladiforme (genre Polygrapta, en bas à droite). Les deux premières espèces permettent d'attribuer un âge Trias supérieur au gisement fossilifère, localisé dans le tiers supérieur du terme AB 1 (Ouest d'Amorosa). x 13,5.

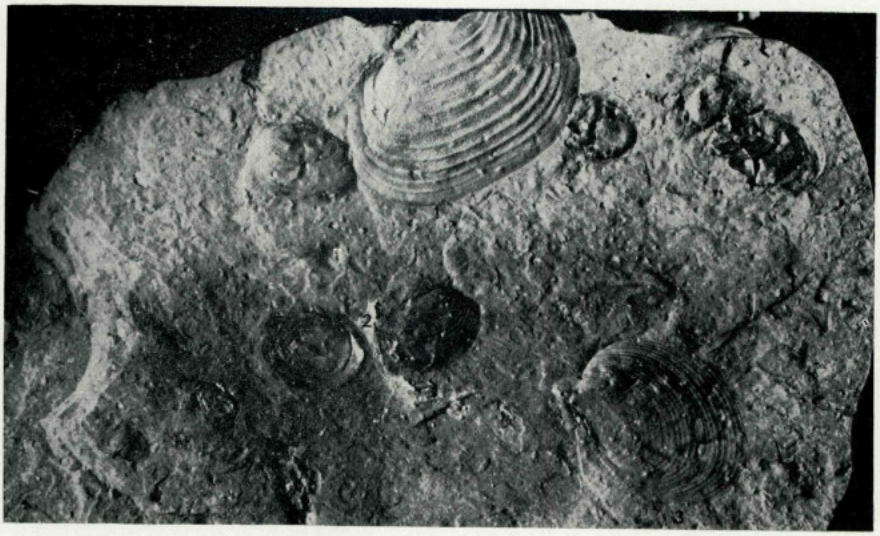
Fig. 4 Unité AA.
Siltite beige à fragments d'ossements de Stégocéphale.
Partie supérieure de l'unité ; voir la planche IX, fig. 2, et la fig. 30.



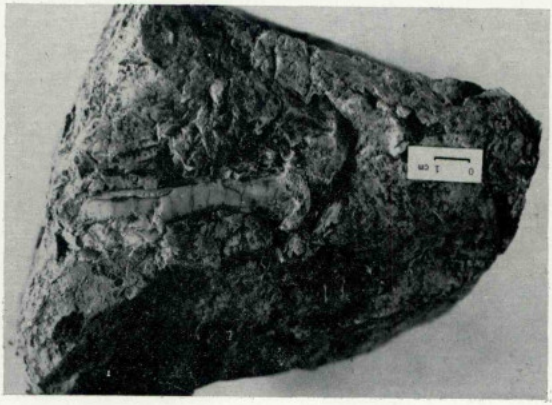
1



2



3



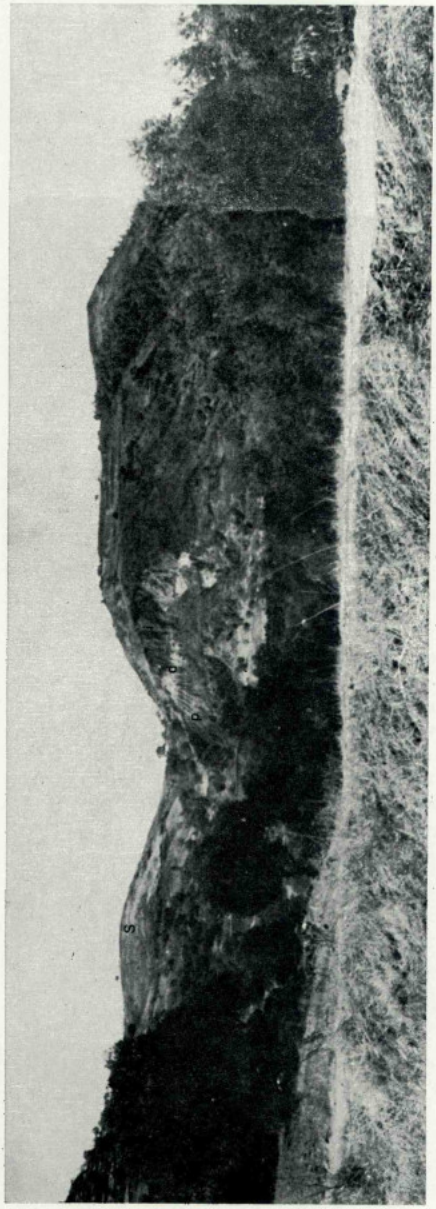
4

PLANCHE IX

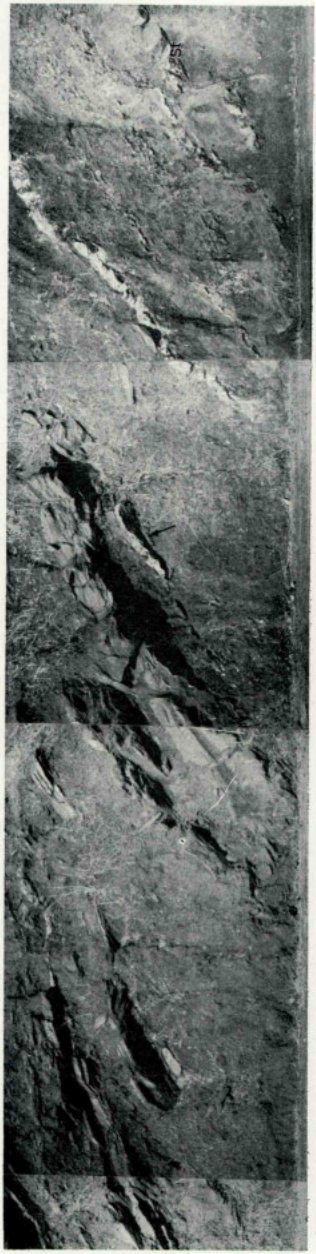
La série des « Grès de Silves » sur le secteur de Silves — San Bartolomeu de Messines.

Fig. 1 Colline à l'Ouest d'Amorosa, constituée par les pélites bariolées (p) du terme AB 2, d'une barre dolomitique massive et apparemment azoïque (d) représentant le terme AB 3, et de dolérites (i). Un accident important fait réapparaitre le socle (S) au Sud de se relief allongé sensiblement W — E (vue prise de Pedreiras montrant le versant Nord-Est).

Fig. 2 Affleurement (Est de San Bartolomeu de Messines) montrant de droite (Nord) à gauche (Sud): les pélites rouges du terme AA, interstratifiées avec des lits de siltite beige et de dolomie; des lentilles d'arénites à structures directionnelles, représentant la base du terme AB 1. Le contact a été placé à la base du premier lit gréseux (flèche). Le gisement à fragments de Stégocéphale est noté St.



1



2

PLANCHE X

La série des « Grès des Silves » dans la partie orientale de l'Algarve.

Fig. 1 Aspect topographique de la partie inférieure de la série.
Le terme gréso-conglomératique de base (AB 1) forme la partie inférieure du flanc oriental de colline constituées par du « Culm ». Le contact entre le socle épimétamorphique (S) et le sédimentaire (flèche verticale) ne se marque pas dans la topographie ; la végétation de terrain sec est la même de part et d'autre de celui-ci. Seules les couleurs grise à brune du socle, rouge lie-de-vin des dépôts terrigènes, permettent de repérer de loin la discordance fondamentale.
Le passage entre les termes AB 1 et AB 2 se traduit en revanche par une rupture de pente nette et un changement de végétation. Le terme AB 2, principalement pélitique, forme un vallon plus ou moins étroit où les cultures vivrières tendent à prendre le pas sur la végétation sauvage.
En cet endroit (entre São Braz et S. Catarina), les pélites intercalées dans les grès du sommet du terme AB 1 et celles de la base du terme susjacent sont exploitées pour la fabrication artisanale de briques et de tuiles. Les lits gréseux (flèche horizontale), laissés en place par l'homme, sont bien dégagés et montrent de magnifiques traces de vie animale et végétale (cf. fig. 3) ainsi que des fentes de dessication.

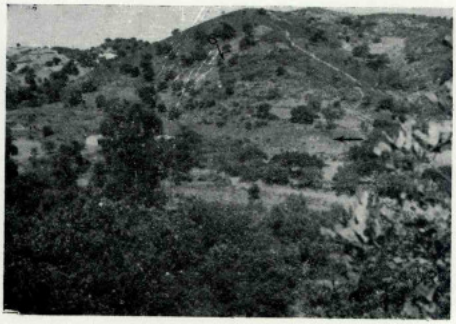
Fig. 2 Terme AB 1 (Sud de Querença).
Conglomérat de granulométrie grossière à lentilles de grès lithique; ce niveau particulièrement riche en fragments de longueur supérieure à 8 cm., repose directement sur le socle schisteux gris (non visible sur le cliché).

Fig. 3 Surface supérieure d'un lit gréseux de granulométrie très fine à empreintes de Fougère et à ichinites. Ces éléments paléontologiques, non déterminables spécifiquement ne permettent pas de dater le niveau support, situé au sommet du terme AB 1.
cf. fig. 1.

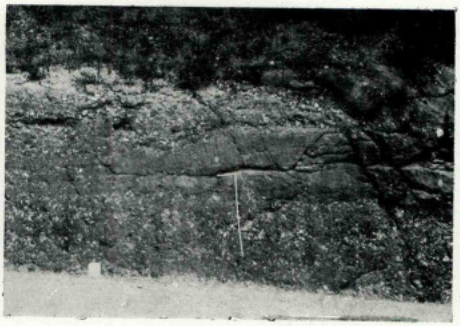
Fig. 4 Partie supérieure du terme AB 1 (Bengado),
Réseau dense de galeries dans une siltite.
cf. fig. 38.

Fig, 5 Agencement des lithofaciès dans le terme AB 2 (Nord de Tavira).
s : siltite rose à beige avec ou sans traces d'activité organique ; p : pélite rouge en couche épaisse ; d : dolomie silteuse et bioturbée, de teinte gris clair. Ces trois lithofaciès forment les termes de séquences positives. Remarquer la stratification plane et l'extension latérale des dépôts.

Fig. 6 Terme AB 3 ; rive droite du rio Séqua.
Les dolomies de la partie supérieure de l'horizon-repère hettangien forment un petit escarpement et peuvent constituer un obstacle pour les cours d'eau issus des reliefs septentrionaux ; c'est ainsi que le rio Séqua, de direction N-S sur le socle, devient E-W sur plusieurs kilomètres avant d'aller se jeter dans la mer (Tavira),



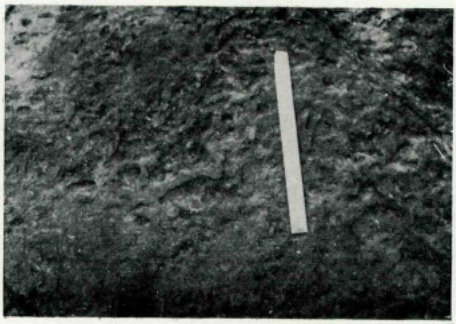
1



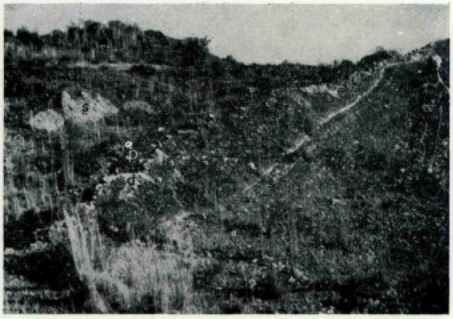
2



3



4



5



6

PLANCHE XI

La série des « Grès de Silves » dans la partie occidentale de l'Algarve.

Fig. 1 La photopraphie, prise sur la plage (praia) de Telheiro, montre la partie inférieure des « Grès de Silves »: grès rouge à litage oblique (terme AB 1) et premières séquences gréso-pélitiques du terme AB 2. Ces dépôts sont compris entre deux discordances ; la surface inférieure les met en contact avec le socle paléozoïque fortement redressé (S); la surface supérieure avec des lithofaciès détritiques attribués au Pliocène (P). Dans la partie droite du cliché, le Pliocène repose sur des pélites bariolées appartenant à un niveau élevé du terme AB 2 (cf. photopraphie ci-dessous et fig. 2. Pl. XII) ; elles sont séparées des grès inférieurs par une faille (masquée par les éboulis).

Fig. 2 Falaise (inaccessible) située au Nord de la plage de Telheiro.
Ce magnifique affleurement permet d'avoir une vue plus complète de la moitié inférieure des « Grés des Silves » de la région. Reposant sur le Carbonifère, des grès (AB 1) qui, à la différence de ceux visibiles sur la plage voisine (500 mètres de distance), sont de couleur beige unie. Au dessus, une série de stratifications nette et parfaitement plane. Elle se compose de bancs clairs peu épais, grès fin, siltite, dolomie et de strates pélitiques rouges dépassant souvent le mètre de puissance.
L'étude détaillée de ces lithofaciès et de leur agencement peut être faite sur le promontoire d'où est prise la photographie.
(cf. fig. 42).



1



2

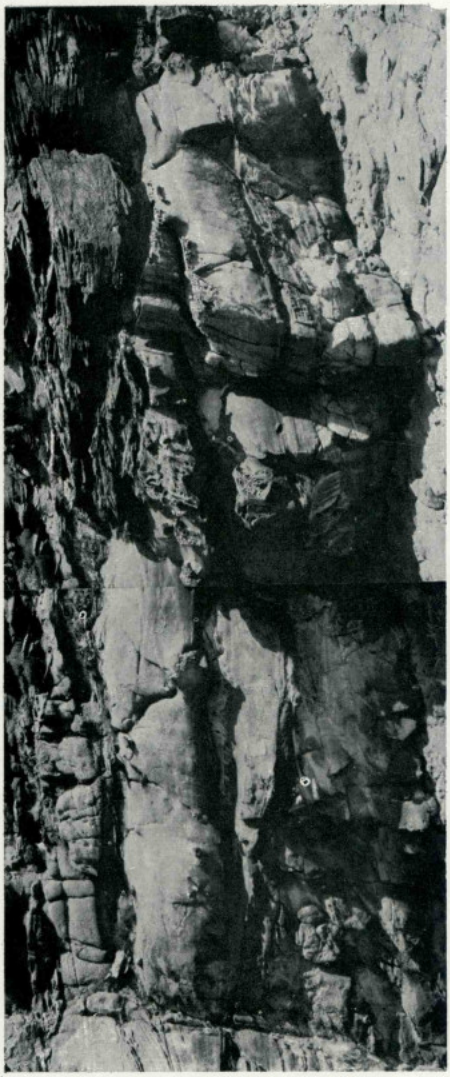
PLANCHE XII

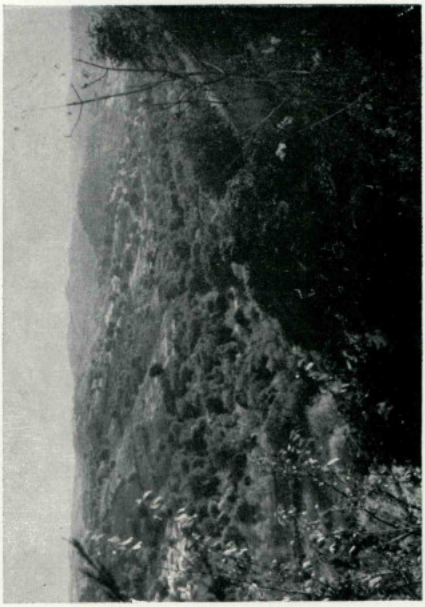
La série des « Grès de Silves » dans la partie occidentale de l'Algarve.

Fig. 1 Terme AB 1 (Praia do Amado, SW de Carrapateira).
Cet affleurement de grandes dimensions permet de se faire une idée très précise de la géométrie des strates gréseuses. Contrairement à ce qui existe dans le terme supérieur (fig. 2 Pl. XI par exemple) où les strates sont planes et continues sur plusieurs centaines de mètres, les strates composant le terme AB 1 sont limitées par des surfaces irrégulières (diastèmes de ravinement) et lenticulaires. Le litage oblique, presque systématique, est tantôt net, tantôt à peine marqué.

Fig. 2 Partie supérieure du terme AB 2 (Praia de Telheiro).
Pélites rouges à bandes gris vert. Les bandes claires épaisses ne sont pas discontinues comme le laisse supposer la photographie. Elles sont de même nature ou différentes des lits de pélite rouge lie-de-vin.

Fig. 3 Aspect topographique de la série à l'intérieur des terres (vue prise aux environs de Bensafrim).
Les « Grès de Silves » occupent la partie inférieure de vallées généralement dissymétriques. Le flanc septentrional (à gauche), en pente douce et sans ressaut, est constitué par le Carbonifère et le terme AB 1, le centre par une partie plus ou moins importante du terme AB 2, le flanc méridional (d'où est prise la photographie), plus abrupt et en gradins, est formé par la partie supérieure du terme AB 2, le terme AB 3 dolomitique, les «marnes» supérieures, des roches vertes et des formations carbonatées plus récentes (Lias ou Jurassique).





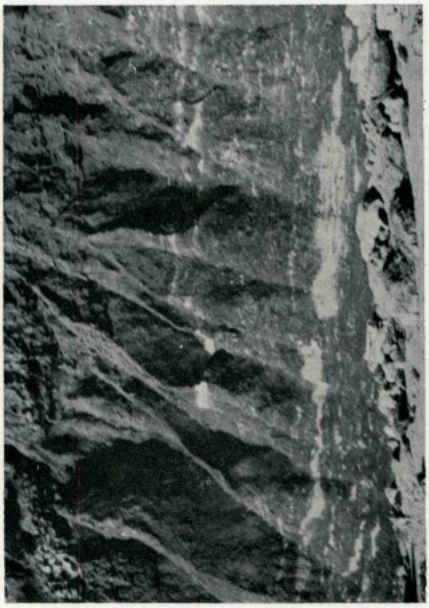


PLANCHE XIII

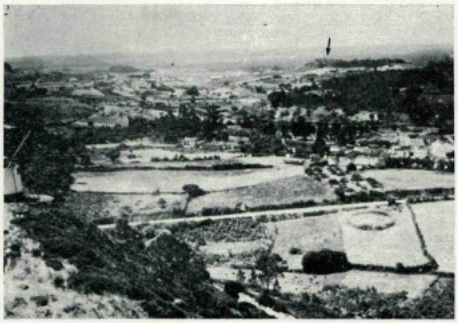
La base du Mésozoïque dans les aires typhoniques.

Fig. 1 La partie méridionale de l'aire de Caldas da Rainha — Dagorda, vue de l'extrémité sud du « cabeça » d'Obidos.
On remarque la planitude de la « vallée typhonique » occuppé par des lithofaciès pélitiques et carbonatés remontés par diapirisme et par des dépôts pliocènes. Les épais niveaux carbonatés forment de petites collines (cabeços) (celui de Dagorda est indiqué par une flèche). Dans le lointain, le Lusitanien calcaire constitue les falaises bordant l'aire diapirique.

Fig. 2 Le cabeça dit du moulin de Dagorda.
Le flanc oriental de ce petit relief montre à la base des pélites (p) ravinées, à mi-pente des grès (g) et des pélites (les arénites sont bien visibles dans une entaille faite de main d'homme, exploitation de cuivre ?), au sommet des calcaires surmontant une faible épaisseur de marnes à microflore hettangienne. En cet endroit le contact les lithofaciès détritiques et chimiques est concordant.
cf. texte et fig. II 21.

Fig. 3 Aire diapirique de Leiria (affleurement du lycée de Leiria).
Les calcaires, identiques sur le plan pétrogragraphique à ceux du cabeça de Dagorda, sont très plissés et faillés ; ils sont emballés dans des pélites rouges, localement gypsifères et à plaquettes présentant des pseudomorphoses de sel gemme.

Fig. 4 Aire diapirique de Leiria (lycée).
Surface supérieure d'un lit calcaire : concentration de coquilles entières de *Modiolus hillanus* et de valves de *Plicatula meridionalis* (détermination J. C. Fischer).



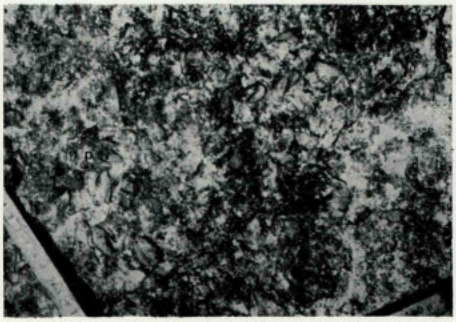
1



2



3



4

PLANCHE XIV

Structures directionnelles dans les « Grès de Silves ».

Fig. 1 Chenal dans la partie inférieure du terme NT — B 1 (butte de Pereiros).
Le plan d'observation, convexe, est en partie oblique (moitié gauche), en partie parallèle à l'allongement de la structure (cf. fiig. II 38). Celle-ci est comblée par des amas lenticulaires de conglomérats et par des arénites mal classées. Ces dépôts ne présentent aucune propriété vectorielle ; la direction de l'allongement du chenal a néanmoins pu être déterminée.

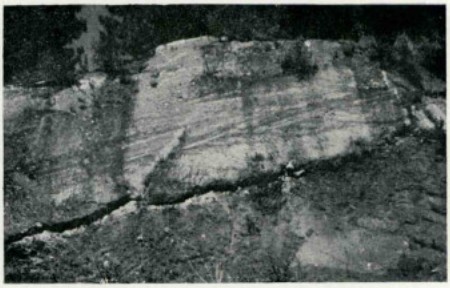
Fig. 2 Vue partielle d'un chenal (NT — A 1 ; Serem).
La surface d'érosion sépare des pélites rouges (décolorées au contact) et des arénites à litage oblique. Ce litage, souligné par la répartition des couleurs et le classement des éléments, ne peut être mesuré. L'agencement et la forme des faiceaux sont tels que le plan d'observation doit être à peu près perpendiculaire aux courants de sédimentation. L'affleurement fait trois mètres de haut.

Fig. 3 Structure en auge correspondant à un faisceau de litage oblique de grande taille (observation dans un plan normal au courant ; Al — AB 1 à l'Est de Silves).
Les feuillets élémentaires épousent sensiblement la forme arquée de la base, ravinante. Le remplissage de la structure est homogène et représententé par un grès lithique de granulométrie moyenne.

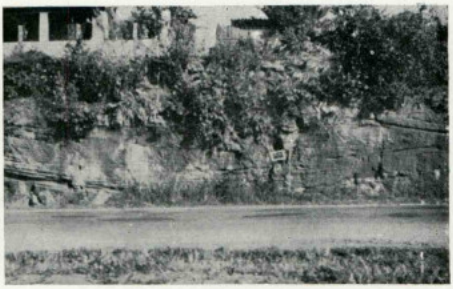
Fig. 4 Stratification oblique arquée (Al — AB 1 ; Carrapateira).
Le groupement de faisceaux visible à la partie supérieure de l'affleurement érode les strates lenticulaires sous-jacentes. Le sens du courant générateur de ces structures peut être déterminé avec précision (observation dans les trois directions de l'espace et feuillets dégagés).



1



2



3



4

PLANCHE XV

Structures directionnelles dans les « Grès de Silves ».

Fig. 1 Unité (faisceau) de stratification oblique arquée de grande taille observée dans un plan structural. L'allongement de la structure permet de déterminer la direction, l'emboitement et la concavité des feuillets donne le sens du courant (indiqué par le manche du marteau (A1 — AB 1).

Fig. 2 Microstratifications obliques dans un plan parallèle à la stratification. Comme pour les structures de grande taille, l'allongement des lentilles et la concavité des lamines élémentaires donnent aisément le sens du courant (droite-gauche). Base du terme AB 2 ; praia de Telheiro.
cf. fig. 42 et texte.

Fig. 3 Microstratifications obliques observées dans des plans perpendiculaire (aspect festonné) et parallèle à la stratification. La direction du courant est sensiblement normale au plan vertical (terme A1 — AB 1).
cf. fig. 41 et texte.

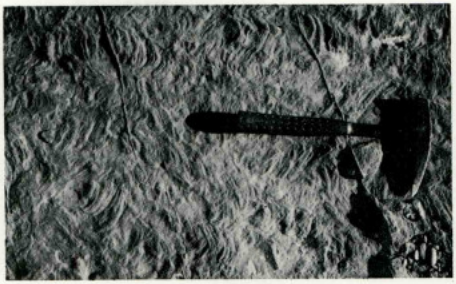
Fig. 4 Rides d'oscillation, légèrement déformées, à la surface supérieure d'un lit de grès fin et moulées par une fine pellicule d'argilite rouge (NT — B 1 ; fig. 11).

Fig. 5 Rides de courant déformées dans des grès de granulométrie fine du terme NT - C 1 (Butte de Pereiros). Le plan d'observation est oblique par rapport au courant.

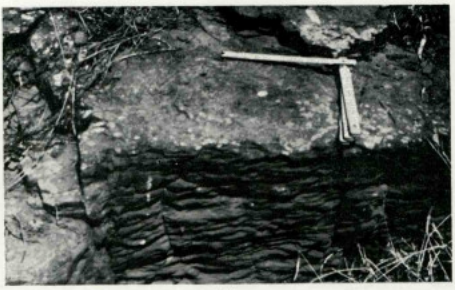
Fig. 6 et Fig. 7 Stratifications obliques tabulaires observées dans un plan vertical, sensiblement parallèle (fig. 6) et perpendiculaire (fig. 7) au courant. Remarquer la planitude de la surface basale des faisceaux et comparer avec la fig. 4, Pl. XIV (terme A1 — AB 1 ; Nord de Odiaxère).



1



2



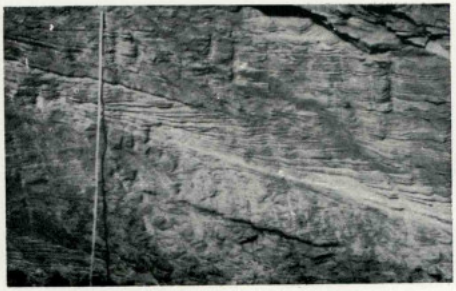
3



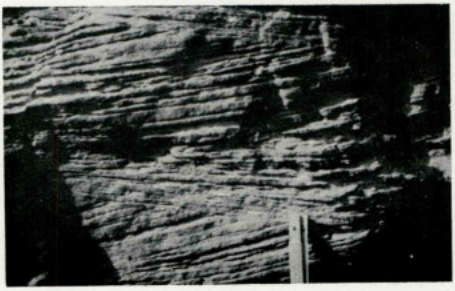
5



4



6



7

PLANCHE XVI

Structures directionnelles dans les « Grès de Silves ».

Fig 1 Faisceau isolé de stratification oblique. La base, irrégulière est une surface de ravinement. Le dépôt surmontant ce diastème est de granulométrie relativement grossière (grès conglomératique). Les éléments de la classe des rudites, représentés principalement par du quartz laiteux, sont plus abondants en base de feuillet. Sens du conrant : droit — gauche (terme AB 1 ; Est de Salir).

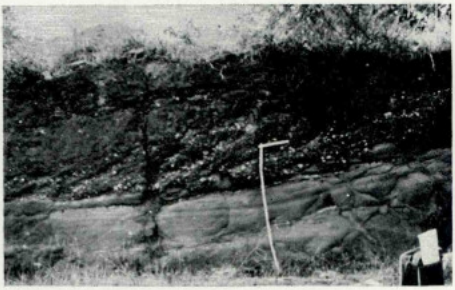
Fig. 2 Faisceau isolé de stratification oblique surmontant une arénite à litage fin et horizontal (il n'a pas été possible de savoir si ce litage est lié à une linéation de délit). Le courant s'écoulait de la gauche vers la droite (NT - A 1 ; Sud d'Angela).

Fig. 3 Détail d'un faisceau isolé de stratification oblique. Les galets plats, disposés en base de feuillet, sont inclinés vers l'aval (gauche) comme les feuillets obliques. Remarquer la granulométrie grossière de l'arénite (NT - A 1 ; Sud d'Angela).

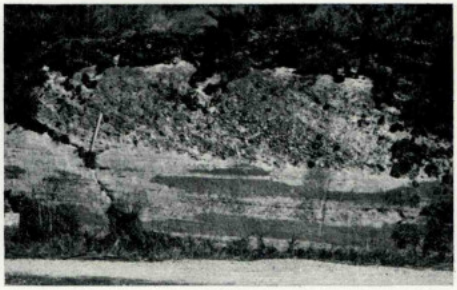
Fig. 4 Détail d'une faisceau isolé dont le sommet a été tronqué par érosion. La concentration de galets tapissant le diastème de ravinement provient du remaniement et du vanage différentiel du sédiment (NT - B 1 ; Ouest de Portela do Braz).
cf. texte et fig. 1, Pl. XXXVI

Fig. 5 Stratification dans des alluvions récentes (rivière Ain, Thoirette). La partie inférieure de la photographie montre un faisceau isolé identique par la forme et la granulométrie à ceux observés dans les « Grès de Silves ». Remarquer également l'aspect général de la stratification : surfaces de ravinement, biseaux, juxtaposition d'une stratification oblique et plane.

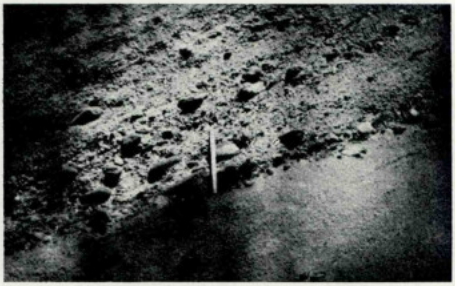
Fig. 6 Détail d'un amas conglomératique.
La majeure partie de la strate lenticulaire ne présente aucun arrangement préférentiel des éléments ; localement, la stratification est nette et oblique. Il n'est pas certain que l'inclinaison des feuillets indique le sens du courant ; il peut s'agir d'un arrangement du matériau détritique sur le bord latéral pentu d'une barre caillouteuse (Al - AB 1 ; Sud de Querença).
cf. texte fig. II-22.



1



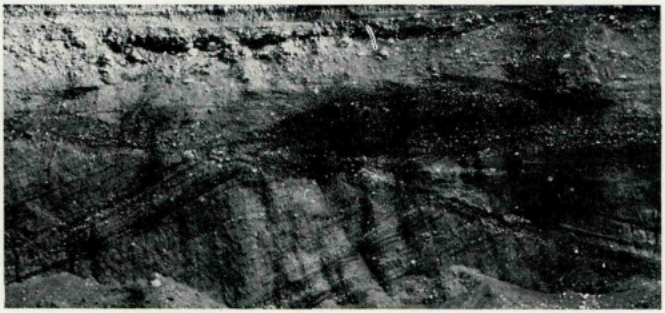
2



3



4



5



6

PLANCHE XVII

Les constituants des rudites. Eléments issus de roches-mères granitiques.

Figures 1 — 2 — 3 : galets de granite dans la série du Nord du Tage. Observations au microscope optique (L. P).

Fig. 1 Lame mince dans un galet de granite porphyroïde à grain fin. Le phénocristal, maclé Carlsbad, est poecilitique : il renferme des cristaux de plagioclase (la plupart des taches noires, arrachements lors de la confection de la lame), de quartz, de biotite et de muscovite. La trame isogrenue a la composition d'un granite calco-alcalin (voir fig. 2).
Cette variété de granite présente les caractères des granites dits jeunes du socle mésétain.
x 3 — L. P.

Fig. 2 Détail de la trame du granite porphyroïde de la fig. 1. Une plage de section allongée est constituée par un amas de paillettes micacées plus ou moins kaolinisées et de rubans de kaolinite. Ces minéraux résultent de l'hydrolyse de plagioclases. Les autres constituants sont le quartz de contour irrégulier, l'orthoclase trouble, la biotite partiellemente oxydée.
x 40 — L. P.

Fig. 3 Plagioclase altéré (autre granite) remplacé par de la kaolinite en pétale (k, zones foncées) ; les fines paillettes de séricite mélangées à celle-ci et la muscovite au contact du feldspath sont également dégradées; leurs teintes de polarisation sont anormalement basses et les feuillets de la muscovite sont disjoints (cristal bâillant).
x 40 — L. P.

Figures 4 à 8 : grains détritiques de feldspath potassique. Observation au microscope optique (L. P. ; fig. 4 et 5) et au microscop électronique à balayage (fig. 6, 7 et 8).

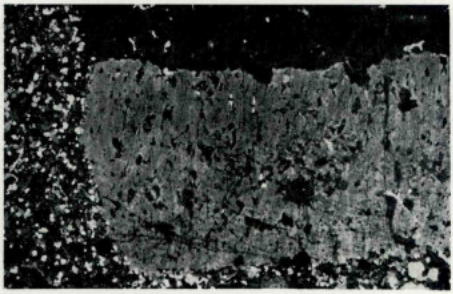
Fig. 4 Portion d'un grain de grandes dimensions (longueur 3, 5 cm). Le cristal est de texture poecilitique ; à côté des nombreuses inclusions plagioclasiques (PL) qui semblent en partie ou en totalité remplacées par de la kaolinite, des micas biotite et muscovite (m) et du quartz (q). Remarquer les faces planes mais entaillées de petites cavités du cristal et l'absence de phyllites dans l'orthoclase.
x 5 — L. P.

Fig. 5 Détail du cliché précédent. Le plagioclase est occupé par de la kaolinite (k) en pétale. Les deux cristaux de biotite sont en revanche pratiquement frais (début d'exsudation du fer). Pas traces de kaolinite dans l'orthoclase qui est trouble.
x 30.

Fig. 6 Grain de feldspath potassique de forme grossièrement parallélépipédique, faiblement émoussé. La surface montre des fissures et des cavités limitées par des plans ; les premières pourraient correspondre à des plans de clivage, les secondes peuvent être attribuées à des empreintes de cristaux.

Fig. 7 Détail de la surface d'un autre grain. La cavité limitée par des plans représente très vraisemblablement une empreinte de feldspath plagioclase.
x 350.

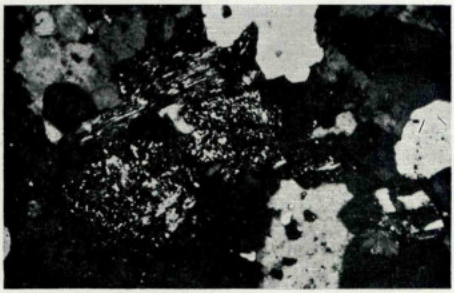
Fig. 8 Fissure avec un mica à feuillets en éventail et plus ou moins disjoints.
x 250.



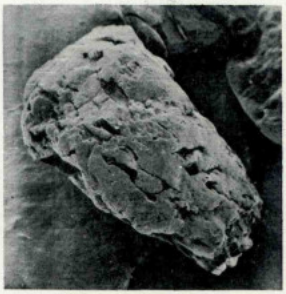
1



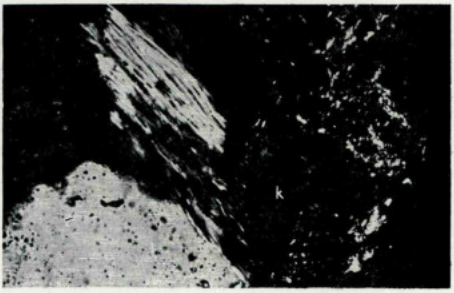
5



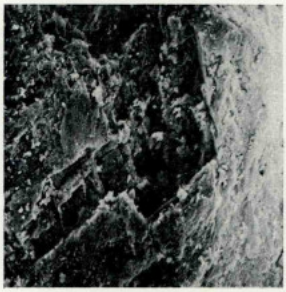
2



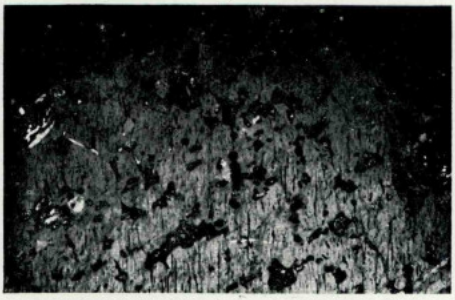
6



3



7



4



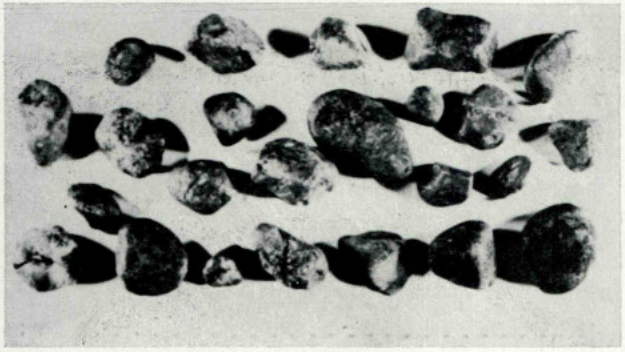
8

PLANCHE XVIII

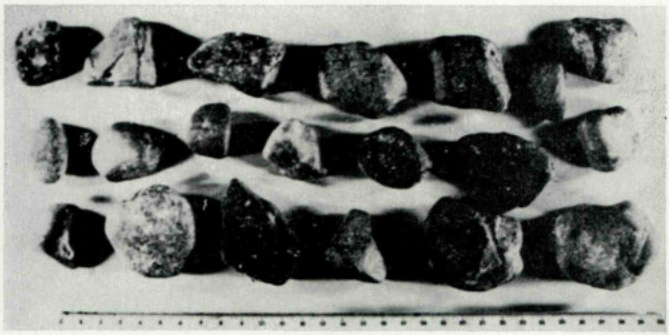
Caractères morphométriques des éléments de la fraction rudite

Fig. 1 Ce figures permettent de comparer les formes des éléments extraits de conglomérats des « Grès de Sives » (NT — A 1, fig. 1 ; NT B 1, fig. 2) à celles de galets de l'Autunien portugais (fig. 3) et du Trias inférieur du Nord-Est de la France (Vosges).
L'émoussé du quartz laiteux et des « quartzites et grauwackes » de la série étudiée est dans l'ensemble peu élevé (cf. fig. II 8), en moyenne plus faible que celui des éléments de meme nature sédimentés au cours de l'Autunien. Les formes parallélépipédiques existent dans les deux variétés. Ces formes à faces planes et arêtes nettes n'ont rien de commun avec des galets ayant subi un façonnement éolien plus ou moins poussé, comme on peut s'en apercevoir en les comparant aux galets issus d'un lit du Buntsandstein lorrain à eikanter typiques (qu'il est difficile d'extraire de leur gangue sans les casser).

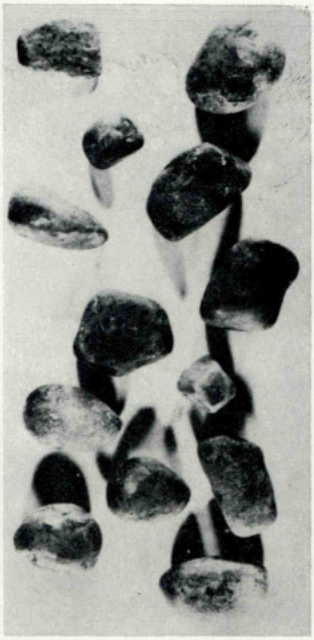
Fig. 5 Blocs et galets de granite (g) dans un conglomérat polygénique de la base de la série du Nord du Tage (Sud d'Angela). L'indice d'émoussé de ces éléments est assez élevé et supérieur à celui de la plupart des autres éléments d'origine métamorphique.
Sachant que la stratification est perpendiculaire au manche du marteau on remarque l'inclinaison préférentielle des éléments aplatis.
cf. texte et fig. II 9.



1



2



3



4



5

PLANCHE XIX

Les rudites.

Fig. 1 Rudite riche en graviers de quartz (éléments blancs), observée dans un plan parallèle à la stratification (pavage, variété ct 3 ; Al — AB 1). Les gros éléments (quartzites-grauwackes et quartz) sont de forme quelconque et leur émoussé est moyen.

Fig. 2 Lit de galets dans le rio Séqua, torrent intermittent de l'Algarve, zone de Tavira. Comparer la forme et l'émoussé de ces éléments transportés sur moins de 100 km avec les caractères morphométriques des galets de même nature lithologique et taille des « Grès de Silves » (fig. 1).

Fig. 3 et Fig. 4 Amas conglomératiques lenticulaires de base concave : conglomérat de type ct 1 (NT - A 1 ; secteur d'Alvaiazere).
Ces dépôts, fluviatiles, correspondent au remplissage de creux d'érosion.
Leur classement est moyen.

Fig. 5 Lentille conglomératique de base pratiquement plane et de grande extension latérale (observation partielle): variété ct 2 (NT - A 1 ; secteur Lamas — Penela).
Le plan d'observation, sensiblement parallèle à la direction du courant générateur, montre la granodécroissance horizontale amont — aval (droite - gauche) du matériau conglomératique. Cette lentille, qui représente une barre longitudinale d'un lit de rivière, est associée à des amas de type ct 1.
cf. texte et Pl. XX fig. 1, 2 et 3.

Fig. 6 Conglomérat de type ct 2 limité à la base par une surface de stratification nette et irrégulière. Cette surface correspond à un diastème de ravinement provoqué, comme le dépôt grossier, par un courant fluviatile (Al — AB 1).

Fig. 7 Détail de strates conglomératiques de type ct 2. Leur limite inférieure est en général franche. Le classement, variable à l'intérieur de la strate, est en moyenne assez élevé. Un ou plusieurs granoclassements positifs, plus ou moins nets, peuvent exister.



1



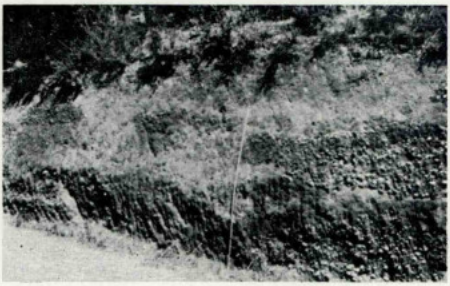
2



3



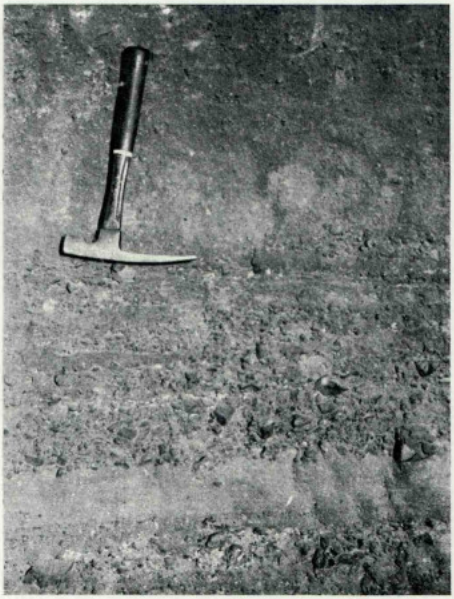
4



5



6



7

PLANCHE XX

Les rudites.

Les figures 1, 2 et 3 permettent de se représenter la géométrie de barres caillouteuses longitudinales actuelles ou récentes, formées dans des cours d'eau et auxquelles peuvent être rapportés les dépôts conglomératiques ct 2 des « Grès de Silves ».

Fig. 1 Barres longitudinales disposées sur les bords d'une rivière, de lit localement rectiligne (Alpes françaises). Remarquer la planitude de la surface supérieure, la pente abrupte de leur bordure, la présence à l'aval de l'amas de gauche (rive droite ; la flèche donne le sens du courant) d'un dépôt de granulométrie fine (flèche sableuse »).

Fig. 2 Alluvions récentes (Jura, SW de Nantua). Le front de taille montre une épaisse barre de galets de base plane et de bordure cunéiforme (plan d'observation oblique par rapport aux courants).

Fig. 3 Barre caillouteuse occupant toute la largeur d'un petit torrent intermittent (Algarve ; rio Séqua). On constate que l'amas se biseaute dans le sens du courant (flèche).

Les figures, 4, 5 et 6 montrent d'autres aspects des modes de gisement des conglomérats dans les « Grès de Silves ».

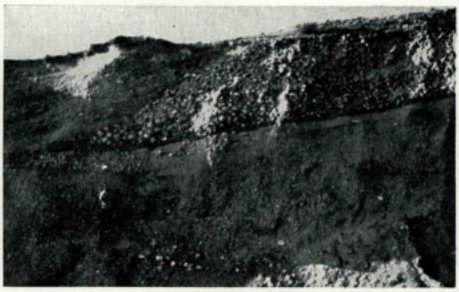
Fig. 4 Pavage discontinu reposant sur un diastème légèrement ondulé qui correspond à une surface d'érosion peu prononcée d'origine hydrodynamique : des traces de vie animale subsistent à la surface supérieure du lithofaciès sous-jacent.
cf. fig. II 12 et texte.

Fig. 5 Conglomérat très hétérogranulométrique (ct 5). Dépôt aquatique en vrac. NT — A 1.

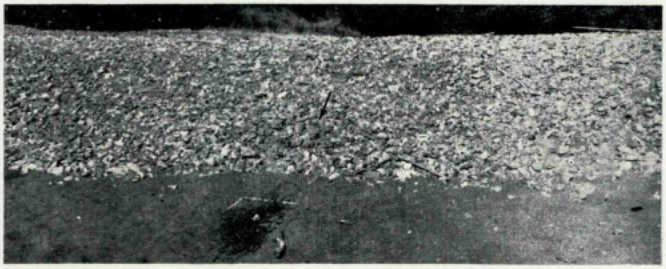
Fig. 6 Pavage de galets (flèche) lié à un remaniement du dépôt sous-jacent. Les éléments grossiers dispersés dans celui-ci (faisceau isolé de stratification oblique dans le cas présent), sont concentrés par le courant érosif dont l'énergie ne lui permet d'entraîner que les particules de granulométrie fine. Dépôt d'origine fluviatile. NT — B 1.
cf. texte et Pl. XXXVI, fig. 1.



1



2



3



4



5



6

PLANCHE XXI

Les rudites.

Fig. 1 Brèche intrafornationnelle à intraclastes pélitiques de couleur rouge. Ces éléments sont de forme quelconque et de contours nets et arrondis. Ils sont localisés dans une arkose de teinte blanchâtre, à peu de distance au-dessus d'un diastème de ravinement (base de chenal inscrite dans un niveau de pélite rouge). NT — A 1.

Fig. 2 Eléments intraformationnels anguleux recourbés à la manière des cupules de dessication des sédiments argileux. La roche-mère, réprésentée par un shale de couleur verte, se situe juste dessous (le mètre prend appui sur la strate). NT — B 1.

Fig. 3 Litage oblique de grande taille (faisceaux arqués et groupés) dont la base des feuillets est soulignée par des phénocristaux de feldspath orthoclase. Le matériau composant le reste des feuillets, plus ou moins granoclassé, est une arkose quartzo-lithique beige. NT - B 1.

Fig. 4 Série de granoclassements positifs à dérive positive : les éléments dominants sont des orthoclases (plus de 50 °/₀ des lits). Remarquer la forme parallélépipédique d'un grand nombre de ces feldspaths, dont les plus grands ont plus de 4 cm de longueur. Ces orthoclases n'ont semble-t-il subi qu'un court transport. NT — A 1.

Fig. 5 Microconglomérat à ciment calcitique pénécontemporain de la sédimentation (ct 6). Les éléments polycristallins sont morcelés par intrusion du carbonate dans les espaces intergranulaires. Ce type de roche passe vers le haut à un grès à ciment carbonaté ou directement à un calcaire à cristaux de gypse.
Al — AA.
x 13,5 — L. P.



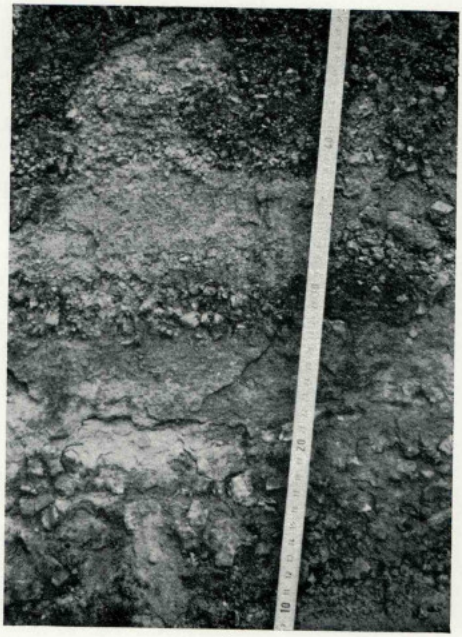
1



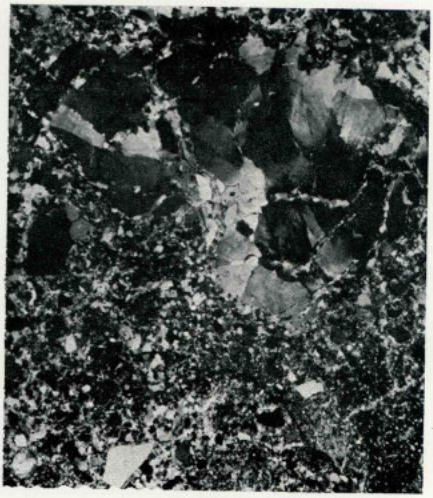
2



3



4



5

PLANCHE XXII

Les arénites : éléments et ciments (observation microscopique).

Fig. 1 Arénite hétérogranulométrique à matrice argilo-ferrugineuse. Ce lithofaciès contient de nombreux micas frais et à différents stades d'altération, des éléments lithiques ainsi que des feldspaths « mixtes », composés pour partie d'orthoclase, pour partie de plagioclase (à gauche). NT — A 1.

Fig. 2 Muscovite baillante, kaolinisée. Les feuillets disjoints sont occupés par de la kaolinite (k) qui forme également le remplissage de pores. L'orthoclase voisin (F) n'est pas atteint par la kaolinisation. Ces minéraux appartiennent à une arénite à matrice argilo-ferrugineuse du Nord du Tage (terme A 1).
x 30 — L. P.

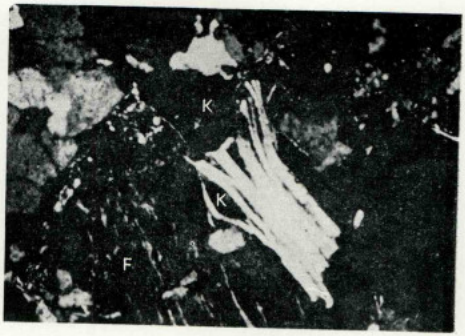
Fig. 3 Arkose litho-quartzeuse à ciment ferrugineux opaque. Le fer corrode les éléments et pénètre dans les clivages, les espaces intergranulaires et les fissures des grains. Les feldspaths sont particulièrement atteints par le processus de fractionnement.
La répartition spatiale des niveaux de type aliotique permet de penser que la phase chimique est précoce.
x 15 — L. P.

Fig. 4 Microconglomérat polygénique cimenté par de la dolomite hétérogranulométrique. La présence d'intraclastes de dolomite micritique (D) auréolés de cristaux radiaires, suggère l'origine pénécontemporaine du ciment carbonaté. NT — A 1.
x 10 — L. P.

Fig. 5 Grain de feldspath morcelé par intrusion de dolomite dans les clivages (on remarquera que l'un des plans est utilisé préférentiellement). Les quartz sont plus ou moins corrodés. Tous les éléments flottent dans une dolomicrospathite. Origine pénécontemporaine des carbonates. L'échantillon provient d'un lit de dolomie détritique de texture nuageuse ; terme A 2 du Nord du Tage.
x 20 — L. P.



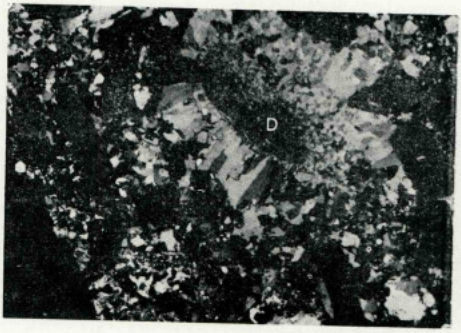
1



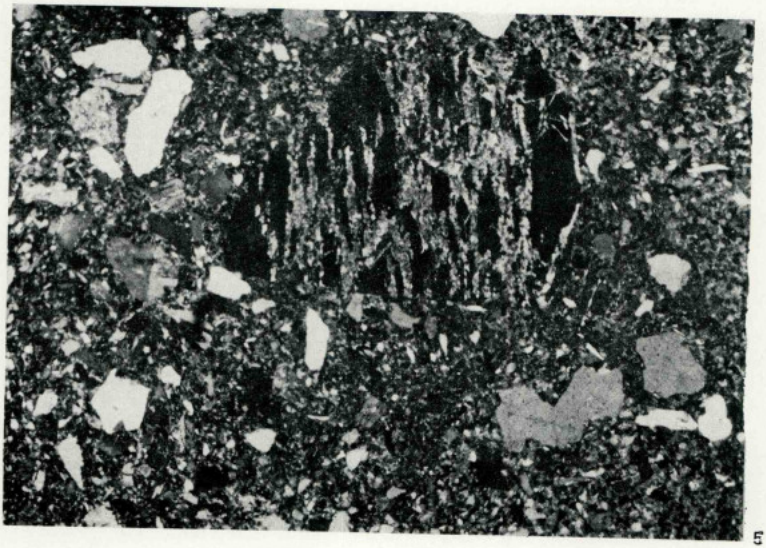
2



3



4



5

PLANCHE XXIII

Les arénites à ciment carbonaté.

Les figures 1, 2, 3 et 4 se rapportent à un horizon carbonaté et bioturbé, présent à la partie supérieure d'une séquence détritique terrigène (terme C 1 ; fig. 19).

Fig. 1 et Fig. 2 — Concrétions dolomitiques (en sombre sur la photographie 1) couronnant une strate arénitique granoclassée de teinte beige et présentant des traces évidentes de vie (vraisemblablement d'origine végétale) (fig. 2).

Fig. 3 — Lame mince taillée dans une concrétion, perpendiculairement à la stratification. Le lithofaciès est une dolomicrite silteuse. On distingue nettement les indices de bioturbation : zone fortement colorée en brun rouge par le fer et, par place, petites concentrations d'éléments détritiques.
x 3,5 — L. N.

Fig. 4 — Grès à ciment dolomitique supportant les concrétions. La dolomite forme des auréoles limpides autour de la plupart des grains. Cet anneau microcristallin est limité vers l'extérieur par un film ferrugineux. La corrosion des éléments est dans l'ensemble très faible ; localement on peut observer des grains fissurés.
x 15 — L. P.

Fig. 5 — Section normale à la stratification dans une dolomie détritique à texture nuageuse du terme A 2 du Nord du Tage, montrant des traces évidentes de vie ; celles-ci ne s'observent qu'à cette échelle. A l'extrémité du canal subvertical occupé par du détritrique plus grossier que l'encaissant, existe deux poches, une remplie par du détritique, l'autre (gauche) par de la dolomite fibreuse (organisme animal probable).
x 5,5 — L. P.

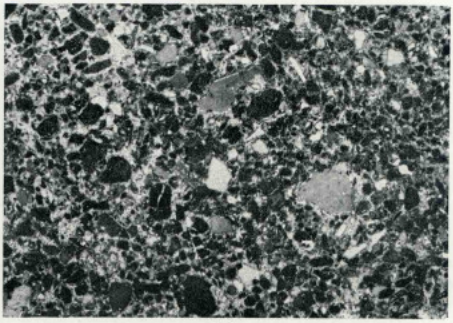
Fig. 6 — Rhomboèdres zonés dolomitiqees : ciment secondaire.
Les cristaux sont constitués d'un coeur limpide ou coloré par des impuretés ferrugineuses cunéiformes ou d'aspect dendritique. Ces impuretés se développent à partir d'un liseré ferrugineux (hématite) lui-même bordé par une frange de dolomie limpide. Ces caractères indiquent que la croissance de tels minéraux s'est faite en plusieurs temps et avec ou sans modification des différentes phases.
x 40 — L. P.



1



2



4



3



6



5

PLANCHE XXIV

Les arénites à ciment siliceux.
Terme B 1 du secteur Luso — Anadia (Nord du Tage)

Fig. 1 (L. N.) et Fig. 2 (L. P.) — Arénite à ciment d'opale et de quartz microcristallin. Ce ciment se répartit entre des grains nitensément corrodés. Ces éléments sont, par place, bordés par des minéraux phylliteux orientés parallèlement à leur contour, net ou flou.
x 40.

Fig. 3 — Grains de quartz de contour net ou flou et finement denticulé et muscovite fraîche (à gauche). Des minéraux argileux sont disposés préférentiellement autour des grains. La silice est représentée par du quartz microcristallin.
x 40 — L. P.

Fig. 4 — Golfe hémisphérique, provoqué par une corrosion *in situ* (comme celle observable sur les grains des autres clichés), dans un grain de quartz détritique cimenté par du quartz microcristallin. On constate que les minéraux phylliteux ont une orientation nettement déterminée par la forme corrodée des grains: ceci signifie que cette disposition a été acquise postérieurement à la corrosion.
x 40 — L. P.



2



4



1



3

PLANCHE XXV

Arénites à ciment siliceux et accidents siliceux associés

Fig. 1 Arkose à ciment siliceux et à minéraux argileux pelliculaires soulignant la bordure des grains. Remarquer la limpidité des feldspaths potassiques et la répartition uniforme ou localisée de la macle du microcline dans ces phénocristaux.
x 15 — L. P.

Fig. 2 Chert à nombreux éléments détritiques baignant dans un ciment siliceux constitué par du quartz microcristallin, de la calcédoine et de l'opale. De grandes lames formées de quartz macrocristallin existent çà et là et sont orientées en tous sens.
x 15 — L. P.

Les figures 3, 4 et 5 représentent une lame mince taillée dans une minuscule lentille de chert inclue dans une arénite à ciment siliceux.

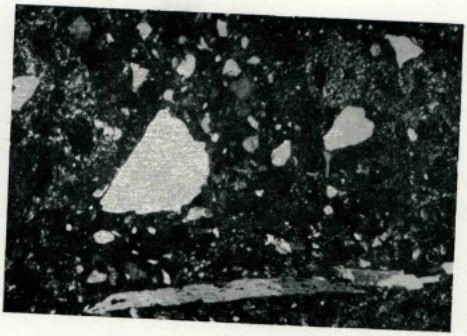
Fig. 3 Coupe pratiquement complète, faite perpendiculairement à l'allongement de la lentille. Si l'une de ses limites (droite) apparait franche en raison de la présence d'un liseré ferrugineux, l'autre, en revanche, est floue. On constate toutefois une certaine disposition annulaire du chimique et du détritique.
x 3 — L. P.

Fig. 4 et Fig. 5 Observation de détail (x 7).
Le liseré ferrugineux (bordure droite ; fig. 4), sépare un emsemble composé d'éléments détritiques plus ou moins isolés par un ciment chimique quartzo-calcédonieux du chert proprement dit. Ce dernier est constitué par une mozaïque de fins cristaux de quartz et de calcédoine, d'un peu d'opale, de calcédoine fibreuse disposée en rubans et pétales (fig. 5) et de filonnets de quartz limpide (fig. 4).

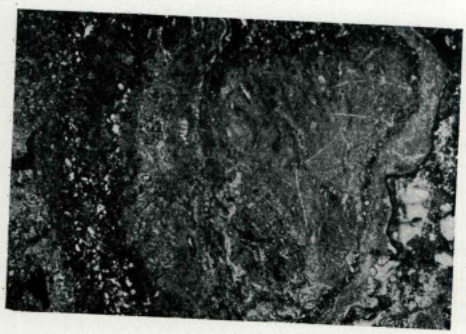
Fig. 6 Substance de texture orientée, brunâtre en lumière naturelle (en haut) et pratiquement isotrope en lumière polarisée (en bas) rappelant les ferri-argilanes (association intime de phyllites et d'oxydes de fer) des pédologues, dans une arénite à ciment siliceux.
x 20.



1



2



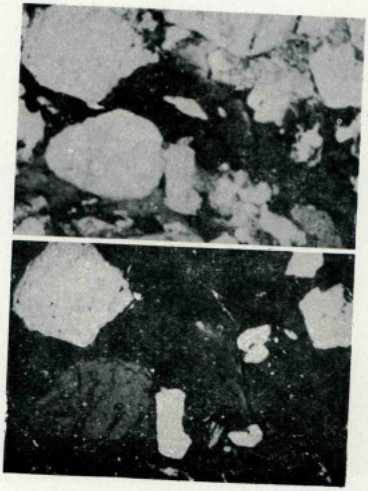
3



4



5



6

PLANCHE XXVI

Les altérations du socle supportant les « Grès de Silves »

Figures 1, 2 et 3 : Gneiss altéré à nodules dolomitiques ; coupe de Ceras

Fig. 1 Un échantillon prélevé à 5 m sous la discordance montre l'association cardinale quartz, feldspath, biotite. Les cristaux de la seconde espèce minérale, fortement altérés (et en partie arrachés lors de la confection de la lame mince), se présentent sur la photographie sous la forme de plages isodiamétriques de teinte sombre. La biotite est en revanche fraiche ; ses cristaux soulignent la foliation qui n'est pas perturbée à grande échelle.
cf. fig. II 22 et texte.
x 3, 5 — L. P.

Fig. 2 Détail du cliché précédent. Un cristal de feldspath montre des agrégats de kaolinite (partie noire) et des zones non altérées (bande claire de bord diffus).
x 13, 5 — L. P.

Fig. 3 Lame mince dans un nodule dolomitique proche du contact gneiss — sédimentaire. On y observe des feldspaths pratiquement frais (troubles mais sans kaolinite) associés à des cristaux de quartz engrenés et à quelques micas noirs. Le ciment dolomitique, hétérogranulométrique, est par endroits micritique et coloré en brun, en d'autres spathitique. Des lamelles isolées de biotite ayant ou non exsudé leur fer s'y observent.
x 10 — L. P.

Figures 4, 5 et 6 : le socle cristallophyllien anté-Ordovicien à kaolinite (fig. II 23).

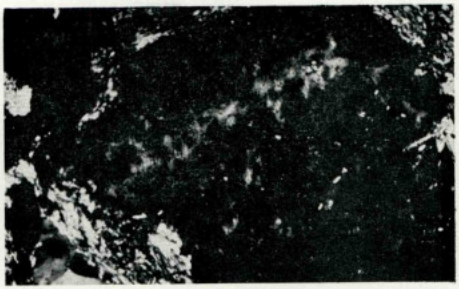
Fig. 4 Schiste séricito-chloriteux pratiquement sain situé au voisinage immédiat du contact avec les « Grès de Silves ».
x 10 — L. P.

Fig. 5 Schiste fortement kaolinisé. La kaolinite forme des lentilles plus ou moins allongées parallèlement à la foliation ou des filonnets disposés d'une manière anarchique (zones sombres).
x 15 — L. P.

Fig. 6 Détail de la photopraphie précédente montrant de gros vermicules de kaolinite orientés préférentiellement suivant la foliation du schiste.
x 30 — L. P.



1



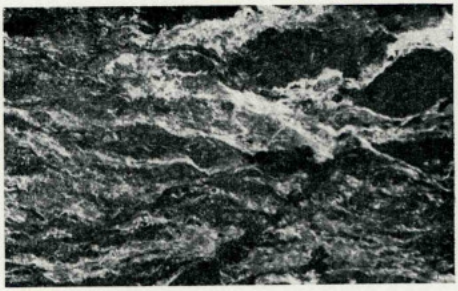
2



3



4



5



6

PLANCHE XXVII

Agencement du matériau arénitique et pélitique dans les strates.

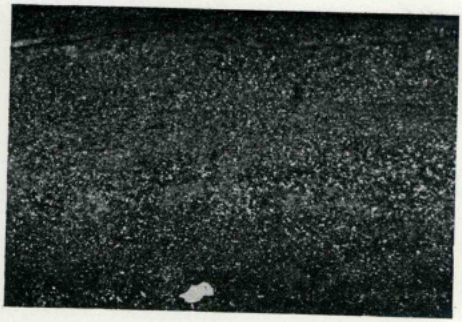
Fig. 1 Lutite classée sur le terrain dans la catégorie des pélites en raison de son aspect homogène d'ensemble. Sous le microscope, ce lithofaciès s'apparente aux shales car ses constituants, grains silteux et minéraux argileux, présentement un certain granoclassent. N. T. — A 2.
x 5.

Fig. 2 Shale franc à délit feuilleté. Ce délit est lié à l'agencement du terrigène, quartz silteux, micas et minéraux argileux et du bioclastique représenté par de minuscules débris végétaux. Le litage est pratiquemente plan (comparer avec la fig. 4, Pl. XXXIX montrant une coupe microscopique dans un lit à structure madrée).
x 5.

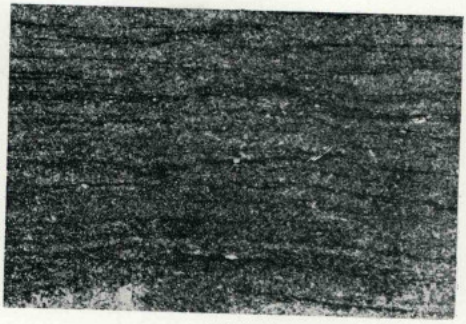
Fig. 3 Granoclassements à deux, trois ou quatre termes dans une strate de litage flou ou net et à délit plus ou moins marqué.
Les termes sont représentés par: une arénite mal classée et caractérisée par un mélange de fractions granulométriques (courbe unimodale étalée), une siltite et une pélite bien classées (courbes unimodales de forte pente), une argilite (lamines discontinues, en sombre sur la photographie). Les unités granoclassées sont unies ou polymodales. NT — A 2.
x 3, 5.

Fig. 4 Granoclassements dans une couche arénitique ne présentant aucun litage ni délit.
Les limites des granoclassements sont plus ou moins nets ; les termes sont hétérogranulométriques. NT — A 2.
x 3, 5.

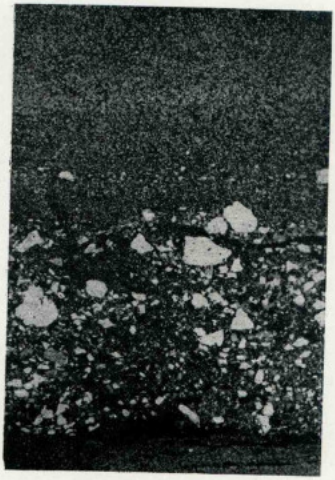
Fig. 5 Granoclassements dans une arénite à ciment dolomitique et localement manganésifère (zones noires). NT — A 2.
x 2.



1



2



3



4



5

PLANCHE XXVIII

Aspect de la surface de grains de quartz (arénites du Nord du Tage) :
observation au microscope électronique à balayage

Fig. 1 Grain classé sous la loupe binoculaire dans la catégorie des grains subanguleux. On remarque l'irrégularité de sa surface et notamment l'abondance et la netteté des traces de choc (conchoïdes). Terme A 1.
x 40.

Fig. 2 (x 800) et Fig. 3 (x 250) Marques de choc rappelant la cassure conchoïdale des roches homogènes. Ces traces, pratiquement systématiques sur les grains de quartz observés, sont particulièrement bien développées sur les éléments non usés. Termes A 1, A 2, B, 1, C. 1.

Figures 4, 5, 6 et 7 : traces de corrosion sur des grains cimentés soit par une matrice argilo-ferrugineuse ou argilo-manganésifère, soit par un ciment carbonaté.

Fig. 4 Rigole profonde et rectiligne ; ciment argilo-ferrugineux. Terme A 2.
x 800.

Fig. 5 Rigole irrégulière ; matrice argilo-manganésifère. Terme A 2.
x 2.500.

Fig. 6 Cratères et nombreuses encoches de forme irrégulière ; matrice argilo-ferrugineuse. Terme A 2.
x 700.

Fig. 7 Rigole avec gradins denticulés sur grain non usé ; matrice argilo-ferrugineuse peu abondante. Terme B 1.
x 6.500

Figures 8 et 9 : grains nourris : la silice secondaire forme de petits cristaux automorphes plaqués et allongés parallèlement à la surface du grain. Terme A 2.

Fig. 8 Cristaux automorphes.
x 250.

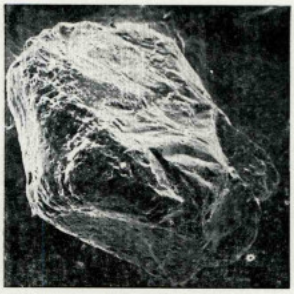
Fig. 9 Cristaux corrodés par un ciment carbonaté.
x 500.

Fig. 10 Surface chagrinée (aspect mat sous la loupe binoculaire) d'un grain subanguleux cimenté par de la dolomite pénécontemporaine. Terme A 2.
x 150.

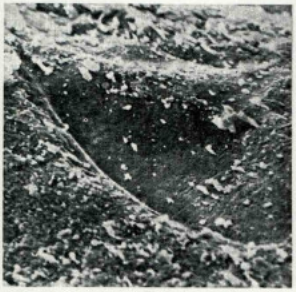
Figures 11 et 12 : grains subanguleux colorés en rose (patine) et cimentés par une matrice argilo-ferrugineuse. Terme A 1.

Fig. 11 Cavité de corrosion avec paillettes d'hématite.
x 800.

Fig. 12 Surface d'un grain tapissé de fines lamelles enchevêtrées d'hématite.
x 250.



1



2



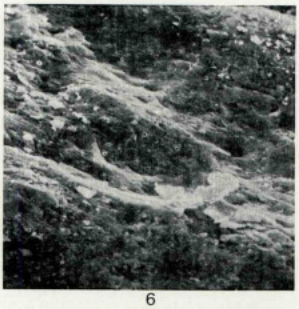
3



4



5



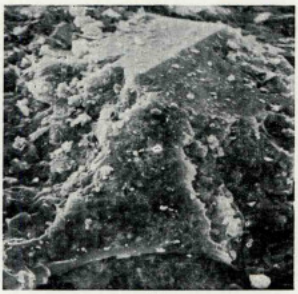
6



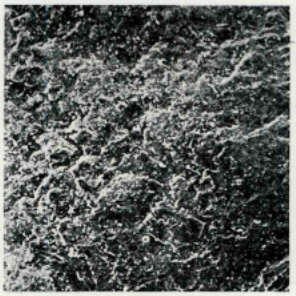
7



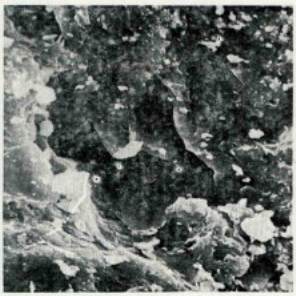
8



9



10



11



12

PLANCHE XXIX

Le manganèse dans les « Grès de Silves »
Terme A 2 du Nord du Tage

Figures 1, 2 et 3 : observation au microscope optique de lithofaciès issus de la partie supérieure du terme A 2 ;. secteur Luso — Anadia (fig. 10).

Fig. 1 Grès feldspatho-lithique à ciment dolomitique et indices de manganèse.
On remarque que la dolospathite, limpide et poecilitique, corrode les accroissements syntaxiques, siliceux et feldspathiques de certains grains (Q : quartzite ; q ; quartz ; F : feldspath). Entre ces dépôts authigènes discontinus et le noyau détritique existe du manganèse. Cet élément épouse les irrégularités du grain et semble protéger ceux des grains dépourvus d'accroissements secondaires.
x 40 — L. P.

Fig. 2 et Fig. 3 Lame mince observée en lumière naturelle (fig. 2) et en lumière polarisée (fig. 3) montrant une poche polyminérale dans une dolomie microspathitique et détritique à indices de manganèse.
Une partie du manganèse est remplacé par de la dolomite (grands cristaux d'habitus orthorhombique) et de la silice (quartz en mozaïque et fibres calcédonieuses de texture sphérolitique). La texture mamelonnée des psilomélanes est conservée.
x. 40.

Figures 4, 5 et 6 ; observation au microscope électronique de grains cimentés par une matrice argilo-manganésifère. Partie inférieure du terme A 2 du secteur Angela — Agueda.

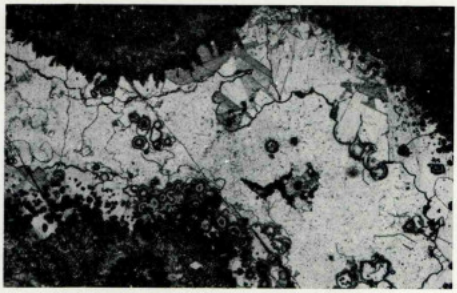
Fig. 4 Grain de quartz, qui sous la loupe binoculaire, était classé dans la catégorie des grains sub-arrondis et montrait des canalicules. Ces traces de corrosion apparaissent nettement à fort grossissement : elles sont occupées par des microcristaux de manganèse.
x 600.

Fig. 5 Détail de la croûte manganésifère recouvrant certains grains. Cristaux d'habitus orthorhombique (pyrolusite — acerdèse ?). La surface du grain support présente des stries d'origine non définie.
x 2.500.

Fig. 6 Quartz dont la surface est ponctuée d'encoches ayant la forme de v. Ces traces correspondraient à des marques d'érosion en milieu littoral marin.



1



2



3



4



5



6

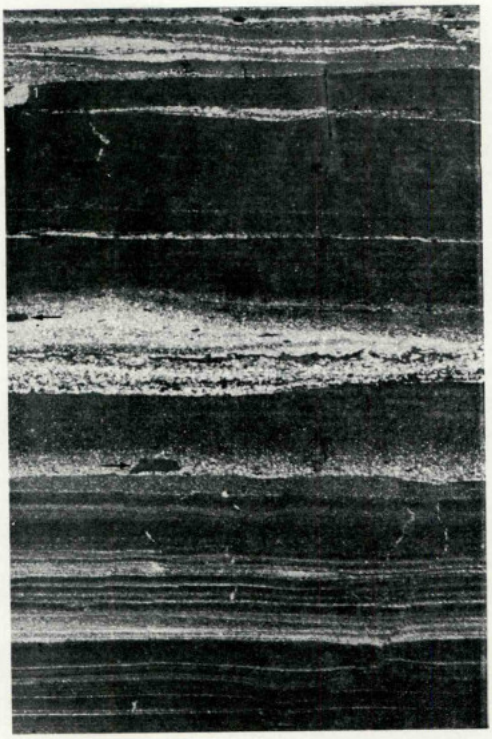
PLANCHE XXX

Les dolomies des « Grès de Silves » de l'Algarve
Termes AA et AB 2

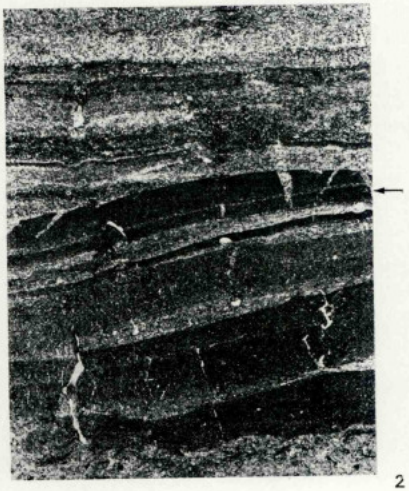
Fig. 1 Dolomie silteuse microséquentielle.

Les séquences unités comprennent :
— un terme silteux propre, qui se présente en lamines parallèles ou en microlentilles (claires sur le cliché). On y observe çà et là des intraclastes de dolomicrite (flèche).
— un terme chimique représenté par une dolomicrite ou une dolomicrospathite. Les canalicules zigzagants et les petites déformations des lamines observées dans la moitié inférieure du cliché pourraient être d'origine organique ou mécanique.
La poche (1 en haut à gauche) est en revanche indiscutablement d'origine organique. Terme AB 2.
x 5 — L. N.

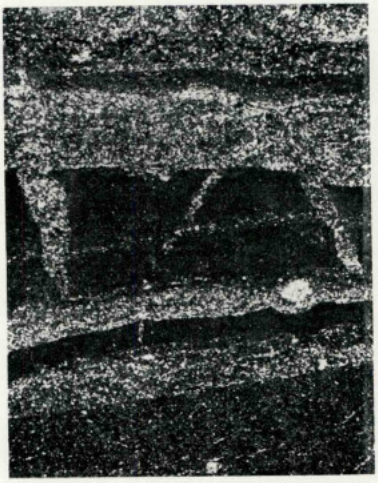
Fig. 2 et Fig. 3 Dolomie silteuse, microséquentielle et bioturbée. Terme AB 2.
Le litage est net mais irrégulier. Les terriers d'organismes fouisseurs diversément inclinés par rapport à ce litage sont remplis par du matériau silteux. La dolomite est micritique à microspathitique.
Le cliché 3 (x 25) est un agrandissement de la photographie 2 (x 12, 5 L. P.) (flèche).



1



2



3

PLANCHE XXXI

Les dolomies des «Grès de Silves» de l'Algarve.
Termes AA et AB 2.

Fig. 1 Dolomie micritique et silteuse.
La déformation des lamines peut avoir deux origines : mécanique (inclinaison et entonnoirs du microlit silteux clair), organique (aspect nuageux lié à la dispersion du matériau terrigène de la partie supérieure).
Terme AB 2.
x 20 — L. P.

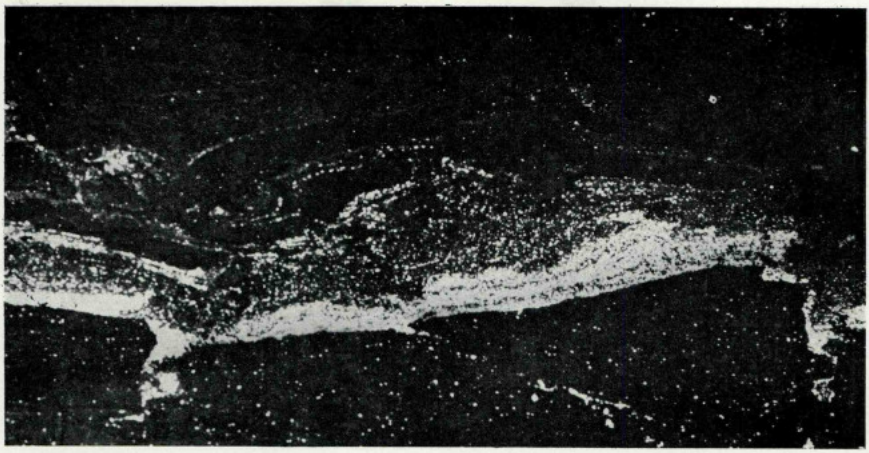
Figures 2 et 3 ; dolomie intensément bioturbée.

Fig. 2 Galeries observables au niveau d'un interlit : celles-ci, d'aspect granuleux, forment un lacis relativement dense dans une dolomie apparemment homogène.

Fig. 3 L'observation microscopique montre des éléments anguleux ce qui suppose que la bioturbation s'est faite dans un dépôt relativement lithifié et des éléments ovoïdes qui devraient être des pelotes fécales des organismes fouisseurs. Ces éléments sont cimentés par de la dolomite plus ou moins largement cristallisée qui, par sa limpidité, tranche sur des lamines microspathitiques.
Unité AA.
cf. fig. 30.
x 5 — L. P.

Fig. 4 Fentes de dessication dans une dolomicrite silteuse. Terme AB 2 (Praia do Amado).

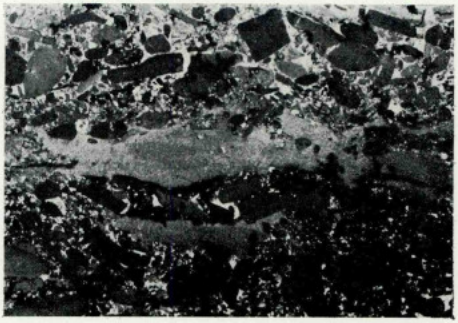
Fig. 5 Fentes d'origine tectonique définissant un réseau à mailles irrégulières et de très petite taille qu'il n'est pas possible de confondre avec les figures sédimentaires de la fig. 4.



1



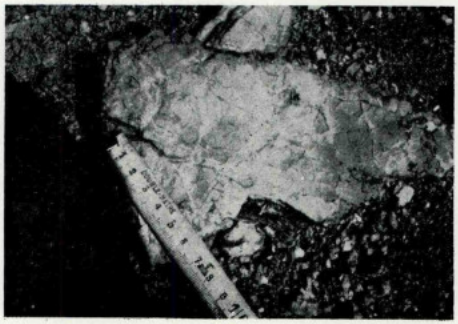
2



3



4



5

PLANCHE XXXII

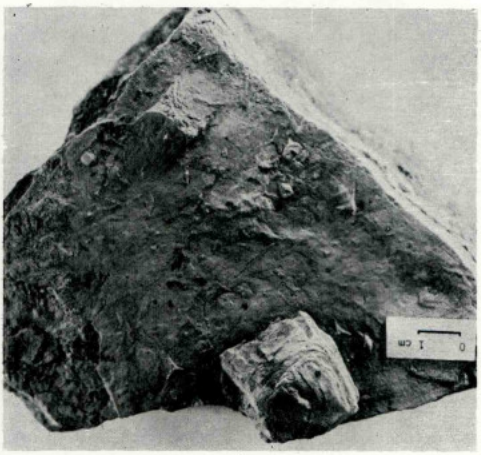
Fig. 1 Pseudomorphoses cubiques de sel gemme, à la partie inférieure d'un feuillet de shale gris vert pâle Terme N T — A 2. Une coupe perpendiculaire à la stratification (fig. II 32) permet de donner une interprétation de la formation de ces empreintes protégées par une pellicule argileuse et remplies par du matériau détritique terrigène de la granulométrie des arénites.

Fig. 2 Empreintes de cristaux automorphes et de macles d'anhydrite. Surface supérieure (échantillon supérieur) et inférieure (en bas) de bancs calcaires appartenant à la série des cabeços de l'aire de Caldas da Rainha — Dagorda. Sur l'échantillon inférieur, les cristaux sont concentrés sur les bosses, c'est-à-dire dans les creux de la surface de sédimentation.

Fig. 3 Traces de racines (flèches) dans une siltite bariolée du terme AB 2 de l'Algarve (cf. fig. 35). Section pratiquement perpendiculaire à la stratification.

Fig. 4 Lame mince taillée dans l'échantillon representé fig. 3. On voit nettement l'emplacement d'une racine ; les bandes et flammèches sombres correspondent à des ferri-argilanes.
x 10 — L. P.

Fig. 5 Siltite micacée de couleur rouge (zone sombre) et taches cylindriques vert pale (zone claire). Ces taches et l'orientation anarchique des lamelles micacées (que la section soit parallèle ou normale à la stratification) constituent des indices d'une bioturbation. Ceux-ci, très fréquents dans les lutites du Nord du Tage, ne peuvent pratiquement jamais être attribués à une période déterminée de l'évolution du dépôt.
x 20.



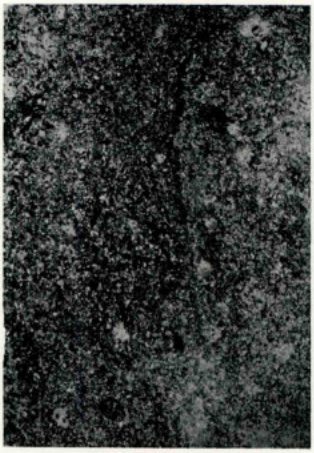
1



2



3



4



5

PLANCHE XXXIII

Traces d'activité animale

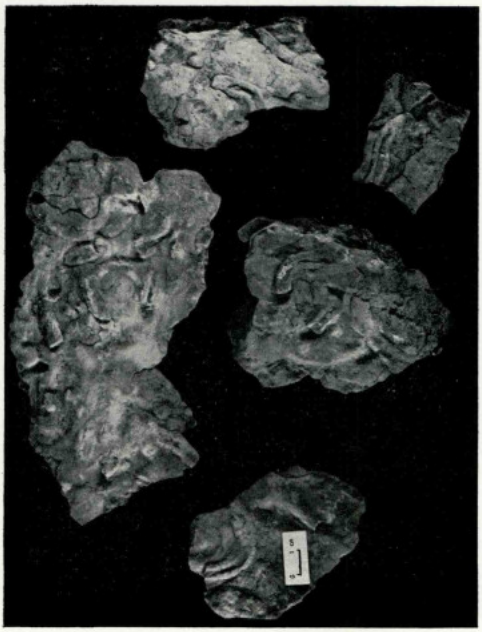
Fig. 1 Traces bilobées à la surface supérieure de lits de dolomie pratiquemente pure. Ces traces, qui seraient engendrées par un invertébré en mouvement (traces de locomotion), sont localement très fréquentes dans la partie médiane de l'horizon-repère hettangien de Santiago de Cacem.

Fig. 2 Surface supérieure d'un lit de grès très fin appartenant au sommet du terme Al — AB 1.
Les ichnites sont très abondants et présentent des formes variées ; les terriers sont toutefois rares.
Sur cette surface existent également des empreintes de pennes de Fougères non déterminables.

Fig. 3 Réseau de galeries dans un lit silteux de la partie supérieure du terme Al — AB 1.



2



1



3

PLANCHE XXXIV

Traces d'activité animale.

Fig. 1 Réseau de galeries dans une strate arénitique de granulométrie fine. Terme Al — AB 1. (Secteur Salir).

Fig. 2 Surface supérieure d'un lit de grès fin montrant des terriers cylindriques et autres traces de fouissement. Ces différentes traces, remplies par un matériau de même nature que l'encaissant, sont en relief et peuvent présenter une couleur beige alors que le grès avoisinant est rouge (terriers). Terme Al — AB 2.

Fig. 3 Terriers cylindriques (flèches) dans une siltite à ciment carbonaté du terme Al — AB 2.

Fig. 4 Très grande densité de terriers (points sombres), la plupart de diamètre minuscule, à la surface supérieure d'un lit gréseux fin, bariolé beije et violet. Sommet du terme NT — B 1 ; secteur d'Anadia.

Fig. 5 Terriers cylindriques visibles au niveau d'un joint argileux rouge. Les organismes fouisseurs ont creusé leur terrier dans le dépôt arénitique supérieur et se sont enfoncés jusque dans le sédiment gréseux inférieur en traversant le film argileux qui marque la limite entre deux unités séquentielles. Terme NT — B 1 ; Anadia (fig. 11).



1



2



3



4



5

PLANCHE XXXV

Les séquences et les structures sédimentaires.

Figures 1 et 2 : séquences de type P — F — a, l, v.

Fig. 1 Séquences appartenant au domaine paralique (P) et fluviatile (F) et composées :
— à la base par une arénite de granulométrie grossière à moyenne et à litage oblique de grande taille (l. o., banc inférieur ; les traces obliques visibles sous le marteau correspondent à des traces de coup de pic, ils masquent avec la patine végétale un litage oblique identique à celui observable à la base de la photographie);
— au sommet par un grès de granulométrie fine et de siltite grossière, à rides ordinaires de courant (plan d'observation oblique par rapport à la direction du courant). Des débris de végétaux, rares, peuvent exister dans ce terme.

Fig. 2 Echantillon à fossilles végétaux, prélevé dans la partie supérieure d'une unité séquentielle de type P — F — — a, l, v.
Le lit inférieur renferme des débris de feuilles (flèches) de grande taille (dont *Clathropteris meniscoïdes*) ; il est surmonté par un psammite à délit plan (le terme grès à microstratification oblique manque ici) et à débris hachés formant de fines lamines (plages sombres).

Fig. 3 Séquences de type F — (r), a, formées dans le domaine fluviatile.

Fig. 4 et Fig. 5 L'unité séquentielle débute par un faisceau isolé de litage oblique ; sa base est ravinante (fig. 4 : lit pélitique biseauté, au niveau du marteau). Les feuillets constitutifs sont formés de lithofaciès de granulométrie variable et variée ; le plus souvent, il s'agit d'une arénite conglomératique.
Cette structure se développe aux dépens d'une barre longitudinale, dans un courant unidirectionnel canalisé. Elle est surmontée par une arénite à litage horizontal fin (fig. 3) lié à une linéation de délit.
Des faisceaux arqués de taille décroissante vers le haut terminent l'unité dont le sommet est érodé (fig. 5).



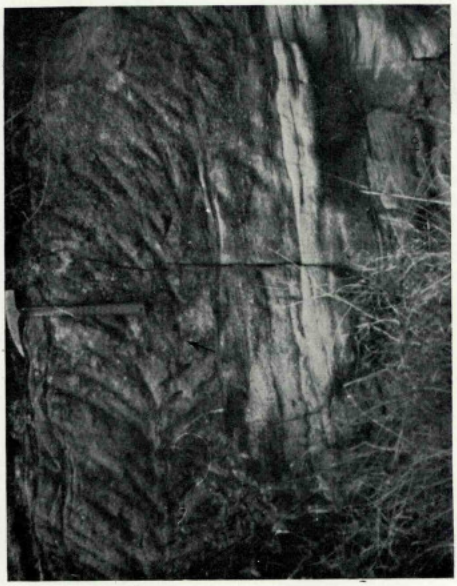
3



5



4



1



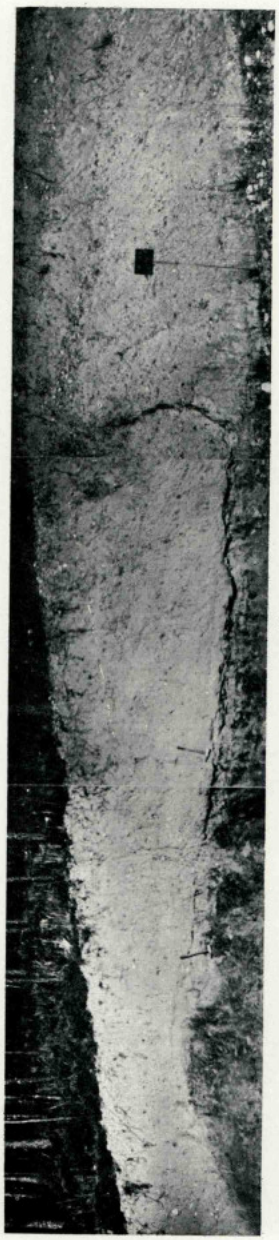
2

PLANCHE XXXVI

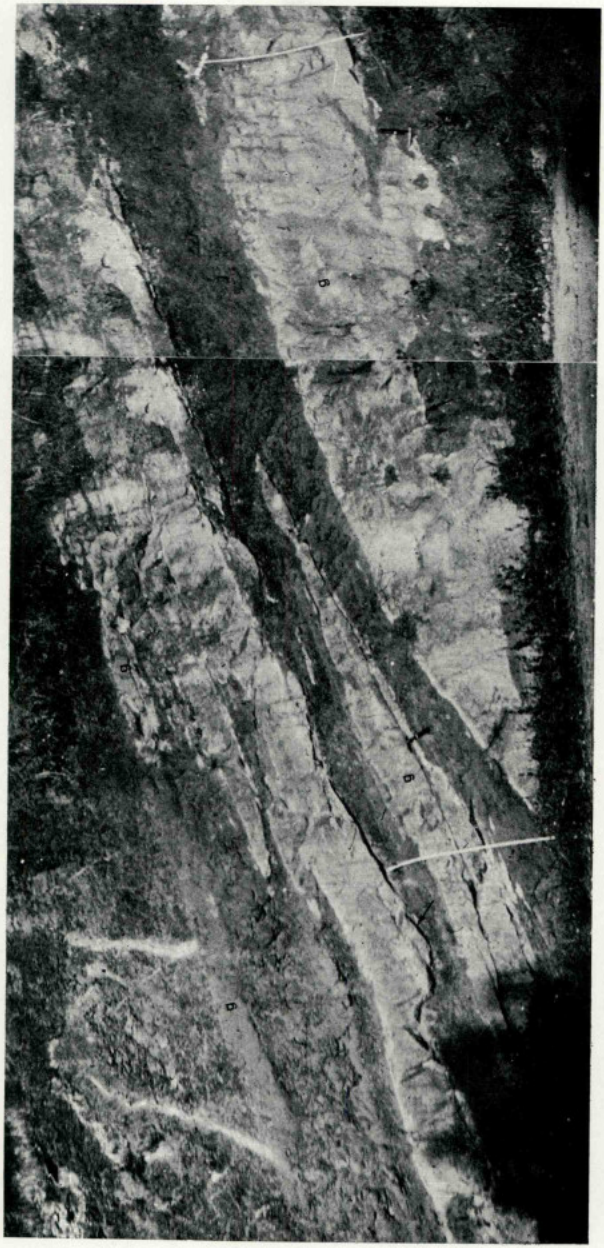
Séquences et structures sédimentaires.

Fig. 1 Diastème d'érosion représentant la base d'un chenal fluviatile creusé dans un niveau pélitique (plan d'observation très oblique par rapport à son allongemement).
L'érosion, irrégulière, a laissé subsister un léger seuil ; celui-ci a semble-t-il servi de point de départ au développement, sur le fond du lit nouvellement creusé, à une barre longitudinale représentée par un faisceau de litage oblique de grande taille. Une phase d'érosion a interrompu l'évolution de ce type de dépôt. Le courant ravinant, d'énergie trop faible pour emporter le matériau grossier, a donné naissance à un pavage de galets.
Le faisceau oblique, disposé entre deux diastèmes d'érosion correspond donc à une séquence tronquée à un seul terme de type F — (r) a.
cf. Pl. XVI, fig. 4 et XX, fig. 6 et texte correspondant.

Fig. 2 Séquences de type F — r, a, l.
On observe de la droite (Nord) vers la gauche (Sud) :
— un niveau pélitique rouge apparemment homogène ;
— un lit arénitique (g) beige à galets intraformationnels et du socle ; cette strate repose sur un diastème de ravinement très irrégulier ;
— un lit pélitique simple ou dichotome :
— un second ensemble arénitique, uniformément beige et apparemment homogène au Nord, interdigité avec des pélites au Sud (arénites beiges ou rouges) :
— un strate pélitique rouge à traînées sub-verticales de couleur vert pâle (traces de racines actuelles).
L'agencement des lithofaciès en séquences positives de type F — r, a, l, reflète les variations des conditions hydrodynamiques des agents de sédimentation. On assiste ici au remblayage d'un chenal fluviatile par du matériau gréso-pélitique et au remplacement de cette structure par une vasière caractérisée par une sédimentation essentiellement pélitique.



1



2

PLANCHE XXXVII

Séquences et structures sédimentaires

Les figures 1 à 5 se rapportent à l'un des affleurements levés en détail et représentés fig. II 41. Cet ensemble illustre les séquences de type F — P — r, a, l, i.

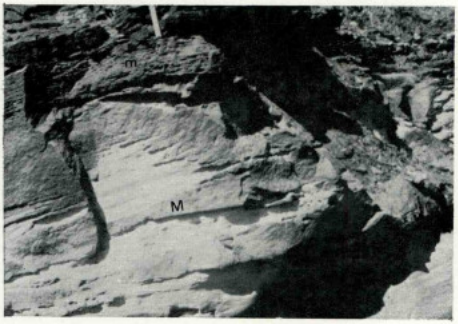
Fig. 1 et Fig. 2 Ces figures montrent la base gréseuse de la séquence 2^{II} qui comprend (fig. II. 41) : un grès lithique de granulométrie moyenne à litage oblique de grande taille (M) surmontant un brèche intraformationnelle (non visible sur la photographie), un grès fin à microstratifications obliques (m), une pélite. Ce lit argileux peu épais est surmonté par plusieurs autres petits lits représentant les séquences 3^{II}, 4^{II} et 5^{II}.

Fig. 3 Le cliché pris latéralement par rapport aux deux précédents permet de mieux voir ces fines unités séquentielles et en particulier l'aspect très mamelonné de la base des lits gréseux, modifiées postérieurement au dépôt. Les très belles figures de charge visibles en surplomb correspondent à la base du banc composé des fines séquences incomplètes 6^{II}, 7^{II} et 8^{II}.

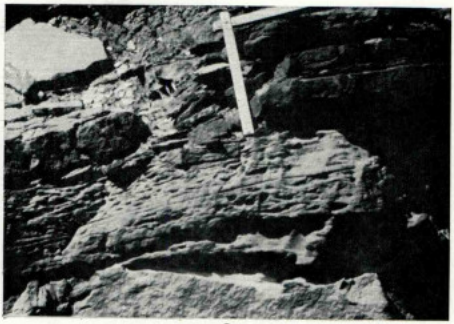
Fig. 4 Base (semelle) d'un autre lit de grès fin. Figures de charge.

Fig. 5 Surface inférieure de délit psammitique de deux lits bioturbées : on y observe des terriers cylindriques et quantité de traces disposées parallèlement au litage (galeries — pistes).

Fig. 6 Cette figure provient d'un autre site.
Elle représente des fentes de dessication à la partie supérieure d'un lit pélitique, terme sommital d'une séquence de type F — r, a (l), Des figures identiques existent également au sommet de séquences liées à un environnement littoral.
cf. pl. XXXIX, fig. 3 ; fig. II 43 et fig. II 44.



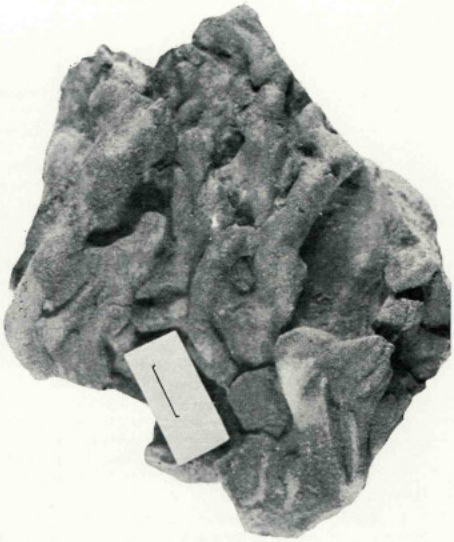
1



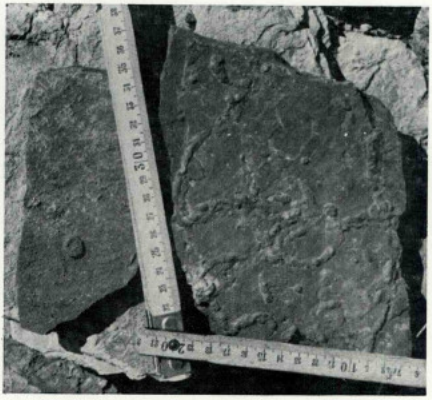
2



3



4



5



6

PLANCHE XXXVIII

Séquences et structures sédimentaires.

Fig. 1 Chenal fluviatile à remplissage grossier (séquences F — r, a) et relativement mal classé. Plan d'observation convexe : cf. fig. II 34.
Partie inférieure du terme B 1 sur la butte de Pereiros.

Fig. 2 Séquences détritiques terrigènes à deux termes : rudite (r) et arénite (a). Le diastème (flèche) est une surface d'érosion.
Domaine fluviatile (F). Terme AB 1 à l'Est de Salir.
cf. fig. II 43 d.

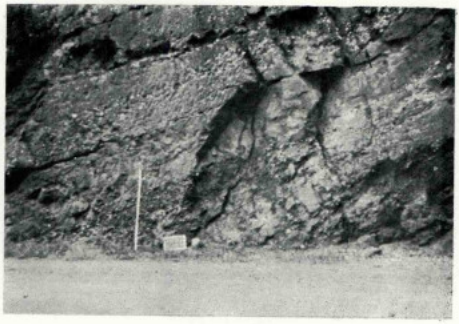
Fig. 3 Séquences détritiques terrigènes à deux termes : rudite (r) et arénite (a) ; ces lithofaciès sont hétérogranulométriques et le diastème est plus ou moins bien marqué.
Domaine piedmont (Pt). Partie inférieure du terme B 1.

Fig. 4 Séquences de type F — r, a, l, remplissant une structure chenalisante observée dans un plan pratiquement parallèle aux courants responsable de son comblement.
Le diastème (base du lit : flèche et marteau), pratiquement plan, sépare des arénites de rudites (r), formant de petits amas lenticulaires emboités et séparés par des lentilles arénitiques. Ce terme de base est surmonté par une strate arénitique (a), à litage oblique (faisceaux arqués et groupés peu marqués et non visibiles sur le cliché), puis par un lit pélitique discontinu. Les récurrences arénite — pélite du sommet de l'affleurement représentent vraisemblablement la phase finale du remplissage du chenal fluviatile. Terme NT — A 1 (secteur Lamas — Penela).

Fig. 5 Diastème ravinant (flèches et stylo) mettant en contact différents termes de l'unité séquentielle inférieure, soit de droite à gauche : rudite fine, arénite de granulométrie moyenne à fine, pélite, avec une rudite à éléments lithiques, terme de base d'une nouvelle séquence de type F — r, a, l. Ce diastème n'étant pas dégagé par l'altération superficielle ne se met en évidence que par une étude détaillée de l'affleurement.
Cliché pris dans un « corps gréseux » semblable à celui de la figure II 35. Même terme lithostratigraphique (A 1 du secteur Angela — Agueda).



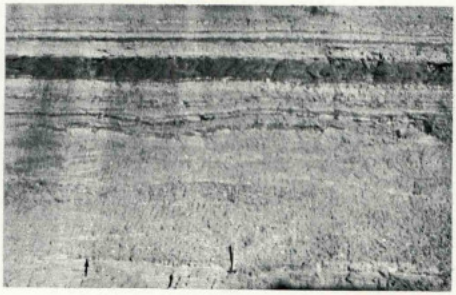
1



2



3



4



5

PLANCHE XXXIX

Séquences et structures sédimentaires.

Fig. 1 Observation de détail dans un dépôt présentant des séquences de type F — r, a, l (terme B 1; secteur d'Alvaiázere). La photographie montre de la base au sommet : une arénite de granulométrie fine et finement litée ; un diastème d'érosion ; une séquence composée d'un microconglomérat litho-feldspathique surmonté directement par un shale vert pâle (azoïque). Un galet de forme polyédrique y est enchassé (sa position est difficile à expliquer sur le plan hydrodynamique; origine possible : chute d'une berge voisine ?). Le lit argileux, dont les limites sont parallèles, ne semble pas érodé bien que supportant une unité de litage oblique de grande taille (faisceau isolé).

Fig. 2 Microséquences et fines structures de courant dans des séquences de type L — a, l, i, v. Terme A 2 du Nord du Tage.
cf. fig. II 44 b, b′ et texte.

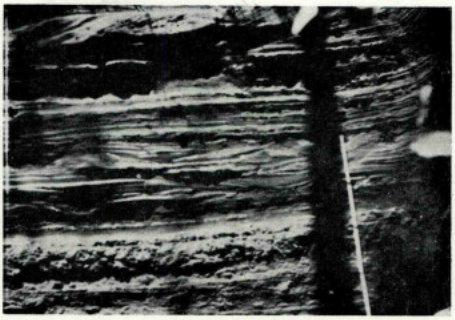
Fig. 3 Fentes de dessication au sommet de séquences L — (a), l, v. Terme A 2 (Nord d'Avelar).

Fig. 4 Structure madrée : observation au microscope (L. N.). Les lits présentant cette structure sont formés par du grès de granulométrie relativement fine ou de la siltite en lentilles ou feuillets à limites ondulées et par un shale ou une argilite associés ou non à des débris végétaux en lamines discontinues. Les deux premiers lithofaciès représentent une phase hydrodynamique et constituent des rides ; le terme argileux à minuscules bioclastes correspond à un dépôt de décantation moulant les creux ou la totalité des rides.
Cette structure est fréquente dans les séquences de type L — (a), l, v et L — a, l, c, i.
cf. fig. II 44 c, c′ et texte.
x 2 — L. P.

Fig. 5 Séquences de type L — a, l, c, i.
Sur l'affleurement photographié (Nord de Tavira, Algarve orientale), le terme arénite (a) n'est pas représenté. Les séquences sont en effet composées :
— d'une siltite bioturbée (s), qui repose soit sur une pélite (à gauche) suivant un diastème plan ou légèrement ondulé, soit sur une dolomie (au centre) suivant un diastème plan ;
— d'une pélite (p) rouge unie ou bariolée de rouge et de vert,
— d'une dolomie (d) silteuse, microséquentielle et bioturbée.



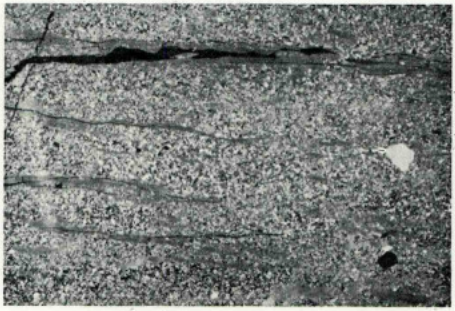
1



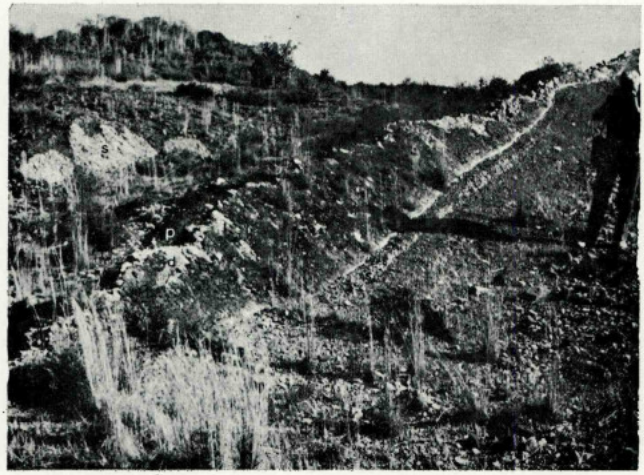
2



3



4



5

MEMÓRIAS DA COMMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

1865 — GOMES, B. A. — *Vegetais fosseis*: — *Flora fossil do terreno carbonifero das vizinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcacer do Sal*. 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existencia do homem em epochas remotas no valle do Tejo*: — *Noticia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda*. 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geologicos*: — *Descripção do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado*. 164 p., 1 carta (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.

1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fosseis*: — *Gastropodes dos depositos terciarios de Portugal*. 2 fasc. 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.

1867 — NERY DELGADO, J. E. — *Estudos geologicos*: — *Da existencia do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas*: — *Noticia ácerca das grutas de Cesareda*, 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhunty). Esgotado.

1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos*: — *Memoria sobre o abastecimento de Lisboa com aguas da nascente e agua de rio*. 119 p. Esgotado.

1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos prehistoricos*: — *Descripção de alguns dolmens ou antas de Portugal*. 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

1871 — RIBEIRO, C. — *Descripção de alguns silex e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciario e quaternario das bacias do Tejo e Sado*. 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal*: — *Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo*. 35 p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotado.

1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos prehistoricos em Portugal*: — *Noticia de algumas estações e monumentos prehistoricos*. 1.° vol., 72 p., 21 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1880 — Idem — *Idem*, 2.° vol., 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal*: — *Le Lias et le Dogger au Nord du Tage*. XII + 72 p.

1881 — VASCONCELOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE — *Estudos de depositos superficiais da bacia do Douro*, 88 p., 3 est.

1881 — HEER, O. — *Contribution à la flore fossile du Portugal*. 51 p., 29 est. Esgotado.

1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude*: — *Contrées de Cintra, Bellas et de Lisbonne*. 76 p., 3 est. Esgotado.

1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal*. 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I*: — *Espèces nouvelles ou peu connues*. 1ère série, 40 p., 1 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae*. 1ère et 2ème livraison, 76 p., 19 est. Esgotado.

1887-88 — LORIOL, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II*: — *Description des Echinodermes*. 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotado.

1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal*: — *Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal, Suplemento* — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1888 — LIMA, W. DE — *Flora fossil de Portugal*: — *Monografia do género* Dicranophyllum (*Sistema carbonico*). 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne*. Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD. 106 p., 7 est. Esgotado.

1890-91 — LORIOL, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Embranchement des Echinodermes*. 179 p., 29 est. Esgotado.

1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal*: — *Descripção de uma forma nova de Trilobite*, Lichas (Uralichas) ribeiroi. 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Classe des Cephalopodes. 1ère série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras*. 82 p., 20 est. Esgotado.

1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Mollusques lamellibranches. Premier ordre. Siphonida*. 1ère livraison. 30 est. Esgotado.

1894 — SAPORTA, M. — *Flore fossile du Portugal*: — *Nouvelles contributions à flore mésozoïque*. Acompagnées d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 288 p., 40 est. Esgotado.

1896 — LORIOL, P. DE — *Description des Echinodermes tertiaires du Portugal*. Acompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotado.

1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silúrica de Portugal*: — *Novas observações acerca de* Lichas (Uralichas) ribeiroi. 35 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal*: — *Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique.* 48 p., 10 est. Esgotado.

1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal*: — *Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues.* 2ème série: — *Les Ammonées du Bellasien des couches* à Néolobites Vibrayeanus, *du Turonien et du Sénonien.* 46 p., 20 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal*: — *Deuxième étude*: — *Le Crétacique supérieur au Nord du Tage.* 287 p., 11 est. Esgotado.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues.* 3ème série: — *Mollusques du Sénonien à faciès fluvio-marin.* 18 p., 2 est.; 4ème série: — *Espèces diverses et table des quatre séries.* 67 p., 16 est. Esgotado.

1903 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance geologique des colonies portugaises d'Afrique. I — Le Crétacique de Conducia.* 31 p., 9 est. Esgotado.

1903-1904 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires du Portugal*: — *Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes,* laissées par F. A. FERREIRA DA COSTA, acompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique. 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.

1904-1905 — KOBY, F. — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Polypiers du Jurassique supérieur.* Avec notice stratigraphique par P. CHOFFAT. 168 p., 30 est. Esgotado.

1905 — CHOFFAT, P. — *Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II*: — *Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola.* 48 p., 4 est. Esgotado.

1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse valée du Tage (rive droite).* Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotado.

1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida.* 89 p., 10 est. Esgotado.

1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique du Portugal*: — *Étude de stratigraphie paléontologique.* 247 p., 8 est., 1 quadro estratigráfico. Esgotado.

1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires du Portugal*: — *Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1ère partie, Pelecipoda.* Précédé dune notice géologique. 103 p., 9 est. Esgotado.

1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains paléozoïques du Portugal*: — *Étude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos.* (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotado.

1911 — CHOFFAT, P. & BENSAÚDE, A. — *Etudes sur le séisme du Ribatejo du 23 avril* 1909. 156 p., 4 est., 2 cartas. Esgotado.

1912 — CHOFFAT, P. & BENSAÚDE, A. — *Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de abirl de* 1909. (Versão do original francês). Esgotado.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de* 1755 *em Portugal e um estudo demográfico. Vol.I. Distritos de Faro, Béja e Evora.* p. 1 à 278, 7 est. Esgotado.

1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem, Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre.* p. 279 à 474, 5 est. Esgotado.

1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa.* p. 475 à 950, 5 grav. e 6 est.

1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Vizeu.* p. 951 à 104 (Com uma notícia cronológica sobre o autor).

1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura.* 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala de 1:11 000 000 (Com um sumário em inglês à parte).

1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphéacées fossiles du Portugal.* 13 p., 4 est.

1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*: — *Brachiopodes,* 46 p., 19 est. (Publicação póstuma). (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).

1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa. I.ª parte.* 119 p., 45 est.

1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra.* 3 p., 13 est. Publicação póstuma (Coordenação e texto de G. ZBYSZEWSKI). Esgotado.

1949 — ZBYSZEWSKI, G. — *Les vértébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne.* 77 p., 22 est.

1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa).* 65 p., 16 est.

1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa.* II.ª parte. 33 p., 13 est.

1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage.* 3 p., 23 est., 1 carte. (Publicação póstuma). (Coordenada e apresentada por A. DE CASTELLO BRANCO).

1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboço geológico da parte ocidental de Angola.* (Publicação póstuma). (Texto explicativo por M. MONTENEGRO DE ANDRADE). 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

1953 — BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSZEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les Mastodontes miocènes du Portugal.* 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).

1957 — LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSZEWSKI, G. — *Les Dinosauriens du Portugal.* 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).

1959 — ZBYSZEWSKI, G. — *Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha*. 184 p., 11 est., 1 carta geológ. (Mem. n.º 3).

1959 — CASTELLO BRANCO, A. DE, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos*. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geológ. (Mem. n.º 4). Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:25 000* por G. ZBYSZEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.

1959 — REAL, F. — *Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola*. 118 p. II fig., 35 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).

1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal*. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).

1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage*. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).

1961 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme*. 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).

1962 — CUNHA, J. CORREIA DA, MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie)*. 54 p., 11 fig. 13 est. (Mem. n.º 9).

1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento*. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).

1965 — CARVALHOSA, A. BARROS E — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).

1966 — FERREIRA, O. DA VEIGA — *La culture du vase campaniforme au Portugal*. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12).

1967 — ANTUNES, M. TELLES — *Um Mesosuquiano do Liásico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos*. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13).

1968 — KÜHNE, WALTER G. & KREBS, BERNARD — *Contribuição para a Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. I Parte. 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14).

1968 — CARVALHO, A. M. GALOPIM DE — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*. 217 p., 26 fig., 1 carta, 20 est. (Mem. n.º 15).

1969 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. — *Les monuments préhistoriques de Praia das Maçãs et de Casainhos*. 11 p., 36 est.. (Mem. n.º 16).

1971 — HAHN, GERHARD & HELMDACH, FRIEDRICH-FRANZ — *Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. II Parte. 88 p.. 43 fig., 4 est., 4 tab. (Mem. n.º 17).

1971 — GONÇALVES, F. — *Subsídios para o conhecimento geológico do nordeste alentejano*. 62 p., 4 fig., 2 estend. 1 mapa em carteira, 7 est. (Mem. n.º 18).

1971 — RAMALHO, MIGUEL M. — *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*. 218 p., 11 fig., 7 estend., 39 est. (Mem. n.º 19).

1972 — ANTHONIOZ, P. M. — *Les complexes polymétamorphiques precambriens de Morais et Bragança (N-E du Portugal): étude pétrographique et structurale*. 192 p., 57 fig., 8 estend., 12 est. (Mem. n.º 20).

1972 — REY, J. — *Recherches geologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal)*. 477 p., 162 fig. sendo 3 estend., 22 est. (Mem. n.º 21).

1973 — SEIFERT, J., THULBORN, A. R. & BRAM, H. — *Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. III Parte. 141 p., 96 fig., 4 est. (Mem. n.º 22).

1973 — BERTHOU, P. Y. — *Le Cénomanien de l'Estrémadure portugaise*. 169 p., 13 fig., 2 ext., 67 est. (Mem. n.º 23).

1974 — RIBEIRO, A. — *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. 177 p., 63 fig., 5 tabl. 73 est., 8 mapas em carteira (Mem. n.º 24).

1976 — PALAIN, C. — *Une série détritique terrigène. Les «Grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal*. (Mem. n.º 25).

COMPOSTO E IMPRESSO NAS OFIC. GRÁF. DA LIVRARIA CRUZ — BRAGA