ASPECTS DE GEOLOGIE SEDIMENTAIRE CONTINENTALE

P. J. COMBES
Maitre-Assistant - Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier

F. CROUZEL
Professeur à l'Institut Catholique de Toulouse

P. FREYTET
Maître-Assistant - Université Paris XI Orsay

M. GOTTIS
Professeur à l'Université de Bordeaux III

M. LENGUIN
Ingénieur de Recherche - Université de Bordeaux III

M.P. MOULINE
Maitre-Assistant - Université de Bordeaux III

J.P. PLAZIAT
Maître-Assistant - Université de Paris XI- Orsay

DU CONE TORRENTIEL AU GRAND FLEUVE

Sédimentation continentale du crétacé inférieur au néogéne dans le midi de la France

Coordination et réalisation de l'édition
par M.P. MOULINE

INSTITUT DE GEODYNAMIQUE
UNIVERSITE DE BORDEAUX III

GENERALITES
et EXCURSIONS

ASPECTS DE GEOLOGIE SEDIMENTAIRE CONTINENTALE

P. J. COMBES
Maître-Assistant - Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier

F. CROUZEL
Professeur à l'Institut Catholique de Toulouse

P. FREYTET
Maître-Assistant - Université Paris XI Orsay

M. GOTTIS
Professeur à l'Université de Bordeaux III

M. LENGUIN
Ingénieur de Recherche - Université de Bordeaux III

M.P. MOULINE
Maître-Assistant - Université de Bordeaux III

J.P. PLAZIAT
Maître-Assistant - Université de Paris XI- Orsay

DU CONE TORRENTIEL AU GRAND FLEUVE

Sédimentation continentale du crétacé inférieur au néogéne dans le midi de la France

Coordination et réalisation de l'édition
par M.P. MOULINE

INSTITUT DE GEODYNAMIQUE
UNIVERSITE DE BORDEAUX III

GENERALITES
et EXCURSIONS

TROISIEME PARTIE

ITINERAIRES JOURNALIERS D' EXCURSION

I - Première journée de Montpellier à Narbonne.
II - Deuxième journée de Narbonne à Carcassonne.
III - Troisième journée de Carcassonne à Cordes.
IV - Quatrième journée de Cordes à Montréjeau.

PREMIERE JOURNEE DE MONTPELLIER A NARBONNE.

Sous la direction de :

PJ . COMBES
P . FREYTET

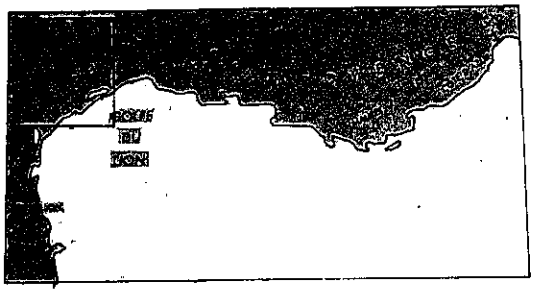


Fig. 61 : ITINERAIRE DE LA 1ERE JOURNEE

Extrait de la carte au 500 000ème de Marseille I.G.N.

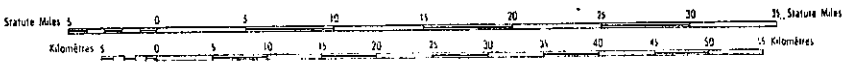


PLANCHE IX : CI-CONTRE L'ITINERAIRE DE L'EXCURSION SUR UN EXTRAIT DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE FRANCE au 1/1.000.000ème.

ARRET 1

CARLENCAS: cadre géologique régional. (Fig. 35 &36)

Du village de Carlencas on a un point de vue d'ensemble sur le fossé de Bédarieux constitué de terrains secondaires et tertiaires. Il est limité :

- à l'Ouest par les formations anté-cambriennes et cambriennes appartenant à l'extrémité orientale de l'axe métamorphique de la Montagne Noire,
- au Sud par la série dévono-carbonifère des Monts de Faugères (partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire),
- au Nord par le bassin permien de Lodève.

Le contact se fait par des failles normales qui ont permis l'individualisation du fossé postérieurement au Lutétien. Ces failles sont très probablement un rejeu d'accidents hercyniens tardifs du socle. L'accident Sud a fonctionné vraisemblablement durant le Jurassique et le Crétacé puis, lors de la phase pyrénéo-provençale (Eocène supérieur), s'est transformé en faille-pli permettant aux Monts de Faugères de chevaucher la partie méridionale du fossé (Fig. 62) .

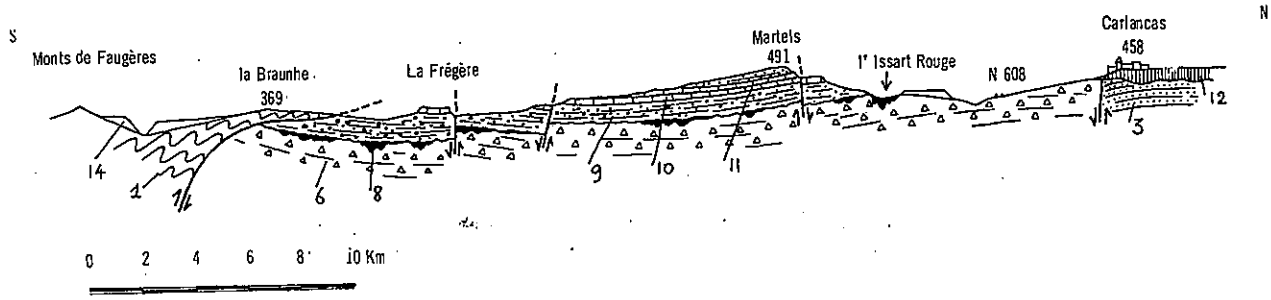


Fig. :62. Coupe synthétique de la partie orientale du fossé de Bédarieux (pour la signification des chiffres cf. Légende fig. 36 p. 40).

A l'intérieur du fossé la formation bauxitique repose sur une dolomie karstifiée représentant le Bathonien et, peut-être, une partie du Jurassique supérieur. Au toit on a une série argilo-conglomératique continentale considérée, à titre d'hypothèse, comme campanienne par comparaison avec les grès à Reptiles de St Chinian (P.FREYTET, 1970). (Fig. 62 & 63)

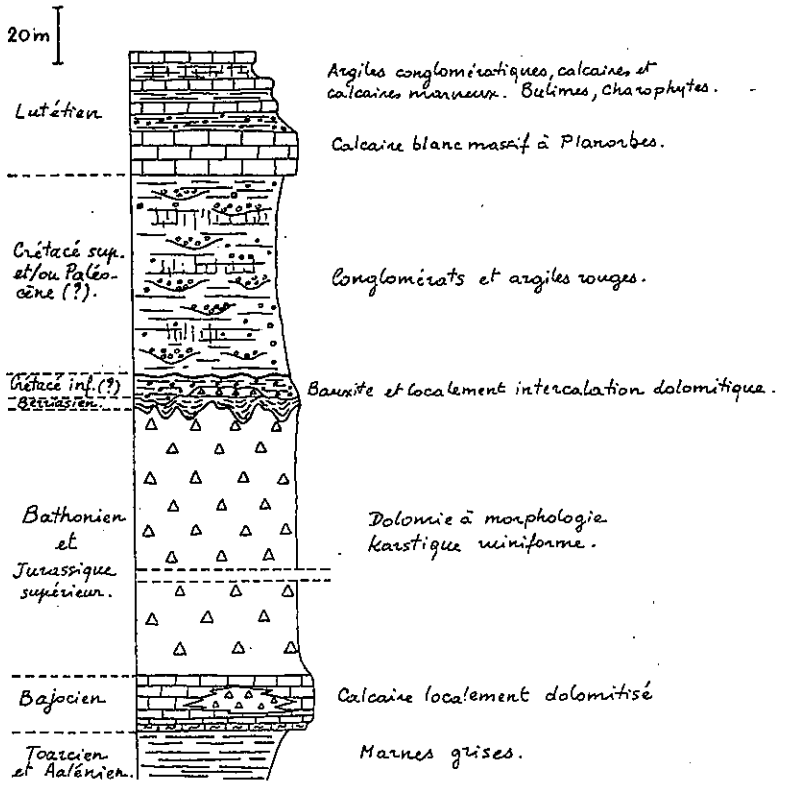


Fig.: 63 : Colonne lithostratigraphique schématique de la série à bauxites de Bédarieux.

ARRET 2

EXPLOITATION DE L ' ARBOUSSAS

(Cie Aluminium Péchiney).

Point A - Gisement d'Uston-Est : la bauxite est une roche sédimentaire détritique. (Fig. 64).

Le mur dolomitique présente une morphologie karstique avec des poches qui peuvent atteindre 10-12 m de profondeur. L'une d'entre elles montre que la bauxite est nettement stratifiée avec de nombreuses laminae claires et sombres suivant la teneur en hématite. Des pisolithes plus ou moins fragmentés et des galets de bauxite hétérométriques (1-10cm de diamètre) sont répartis irrégulièrement dans certains lits ou dans des lentilles allongées de bauxite alternant avec une argilite rouge finement feuilletée. On observe aussi des niveaux granoclassés ainsi que des chenaux et rigoles d'érosion.

Les faciès détritiques sont parfois grossiers (blocs de bauxite de 10-80cm) et hétérogènes (blocs sub-anguleux de dolomie de 1-30cm). Un exemple remarquable est fourni par un bloc de bauxite de forme sub-arrondie, de 1m de diamètre, environ, enfoncé jusqu'à mi-hauteur dans un niveau bauxitique à laminae qui a été déformé lors de l'impact. La partie supérieure du bloc est recouverte horizontalement par d'autres niveaux de bauxite stratifiée.

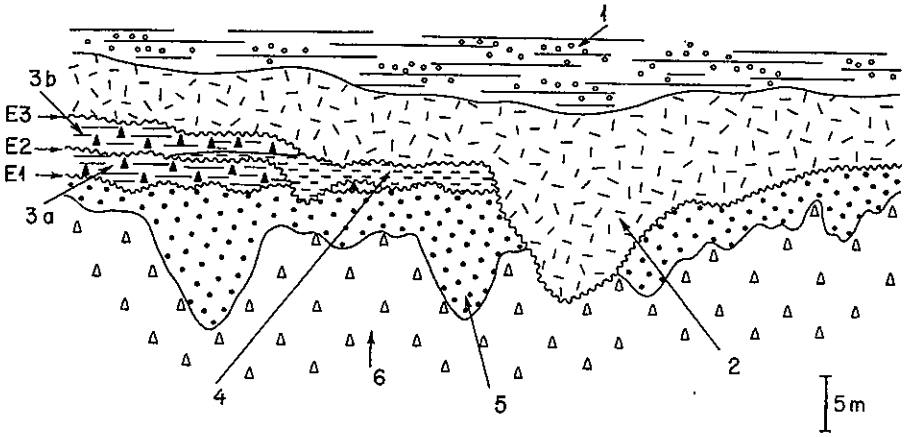


Fig.: 64 Reconstitution synthétique des relations entre les différentes formations bauxitiques à Uston. 1, toit argilo-conglomératique campanien (?) ; 2, bauxite supérieure ; 3, dolomie détritique ; 4, argilites pol fères du Berriasien supérieur ; 5, bauxite inférieure ; 6, mur dolomitique jurassique ; E1, E2, E3 : surfaces d'érosions.

Les laminae contournées sont fréquentes et peuvent être dues à des glissements de la bauxite plastique pénécontemporains du dépôt dans le karst. La présence de blocs de bauxite pisolithique de forme oblongue enrobés de bauxite à lamination pourrait être attribuée à des fragments de berges effondrés et flottés sur de courtes distances en s'orientant avec leur grand axe nord-sud dans le sens du courant.

«Ces structures indiquent une sédimentation rapide et discontinue avec des apports répétés et violents de matériaux surtout bauxitiques déposés de façon épisodique sur une surface karstique inondée». Il est probable que durant le dépôt la karstification au mur continua à se développer en provoquant des glissements et des tassements de la matière bauxitique boueuse (structures contournées, structure fluidale).

Les surfaces de bancs étant rarement visibles en exploitation, les traces de courant sont peu nombreuses. Nous avons pu toutefois observer (dans la partie orientale du gisement) quelques flutecasts, cannelures, cupules en croissant, microplis déversés qui indiquent des apports du sud vers le nord.

Point B - Gisement d'Uston-Est ; présence de deux niveaux principaux de bauxite séparés par une intercalation de dolomie détritique ; mise en évidence d'arrêts de sédimentation et d'érosions. (Fig. 64).

Au-dessus de la bauxite précédente (bauxite inférieure) vient une dolomie grossière plus ou moins recristallisée, souvent conglomératique avec des éléments sub-anguleux centimétriques de dolomie compacte dans un ciment dolomitique meuble. Au microscope cette dolomie apparaît comme une roche détritique constituée essentiellement par l'accumulation de fragments dolomitiques très mal classés. L'analogie des microfaciès (dolomie à structure oolithique encore visible) entre ces éléments anguleux et la dolomie jurassique, permet de considérer qu'elle provient principalement de l'érosion du substratum jurassique sur les bords de la cuvette de Bédarieux.

Dans la partie orientale du secteur la masse dolomitique présente une intercalation d'argilites feuilletées (2m maximum) de teinte violette, grise, ocre ou noire. Ce faciès a fourni un spectre sporo-pollinique berriasien supérieur et des Foraminifères et Ostracodes remaniès, notamment du Toarcien-Aalénien inférieur (P.J. COMBES, Mme G.GLACON, N. GREKOFF, J.SIGAL, 1973). A l'Est ces argilites reposent directement sur la surface érodée de la bauxite inférieure.

Au-dessus des termes précédents se trouve la bauxite supérieure semblable à la bauxite inférieure mais avec des structures sédimentaires moins nettement apparentes. Plusieurs apports bauxitiques et argileux se produisirent, notamment dans la partie occidentale du gisement où trois niveaux principaux sont visibles.

La bauxite supérieure repose sur un substratum variable par l'intermédiaire d'une surface d'érosion très irrégulière qui recoupe l'intercalation dolomitique, la bauxite inférieure et, en certains points, le substratum dolomitique. Cette surface (E.3), dont les dénivellations peuvent atteindre 10-15m, est due à une érosion, et, probablement, à une karstification antérieure au dépôt de la bauxite supérieure.

Une vue générale sur le gisement nous montre la bauxite supérieure horizontale (points rouges) au-dessus de la bauxite inférieure à structure fluidale (points bleus). L'existence de la surface d'érosion E.3 explique que certains niveaux de bauxite supérieure puissent parfois se trouver en contrebas de la bauxite inférieure ou de l'intercalation dolomitique comme le montre très schématiquement la fig. 65

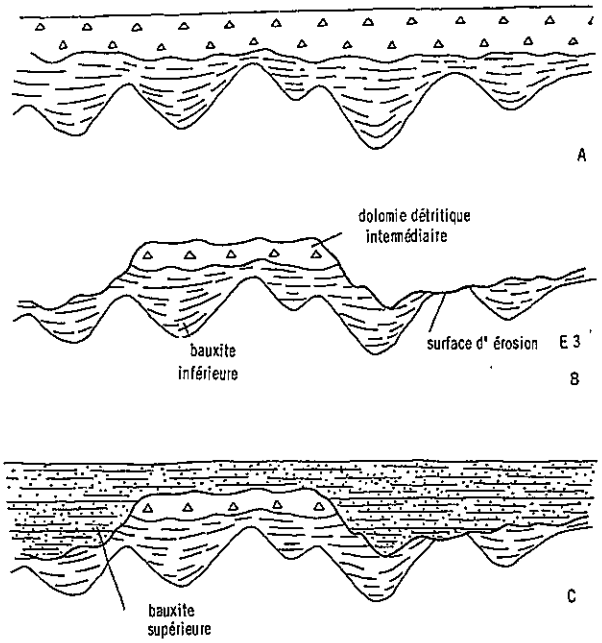


Fig. 65 : DEPOT DE LA BAUXITE SUPERIEURE SUR LA SURFACE D'EROSION E3.

Point C - Gisement d'Uston-Ouest et Cabrils : développement de la karstification, apparition de la structure bréchique.

Dans la partie occidentale d'Uston s'observent trois niveaux horizontaux de bauxite supérieure avec des traces d'altération sur place. Vers l'Est, ces niveaux viennent transgressivement sur la bauxite inférieure profondément disséquée par l'érosion E.3.

Vers l'Ouest, dans le gisement de Cabrils, «la bauxite supérieure a été affectée par une importante karstification qui, par affaissement-dissolution, a accentué l'aspect hétérogène de la bauxite inférieure et provoque l'apparition d'une structure bréchique dans toute la masse bauxitique» (30m d'épaisseur maximum). Dans ces conditions et en l'absence de repère lithostratigraphique, il n'est pas possible de distinguer les deux ensembles bauxitiques supérieur et inférieur.

Cette karstification est antérieure au dépôt du toit puisque ce dernier n'est pas affecté. D'autre part, si l'on considère la cote des contacts bauxite/mur et bauxite/toit à Uston et Cabrils connus dans les sondages, on constate que le développement du karst à Cabrils correspond à un enfoncement moyen de 25m environ.

La fig.67 p.63 tente de reconstituer d'une manière schématique les principales étapes qui amènent au gisement actuel. On voit qu'Uston se situait vers le centre d'une cuvette où la série bauxitique était la plus complète. La bordure occidentale était probablement au-delà de Cabanes. Le minerai y est en effet moins épais et ne comporte vraisemblablement que la bauxite supérieure. Cette dernière a donc une extension dépassant celle de la bauxite inférieure.

CONCLUSION SUR LES CONDITIONS DE MISE EN PLACE, APERCU GEOCHIMIQUE SUR L'ORIGINE DE LA BAUXITE, SA PLACE DANS L'HISTOIRE GEOLOGIQUE REGIONALE.

1°) Conditions de mise en place.

Les gisements d'Uston et de Cabrils nous montrent les facteurs (ou au moins certains d'entre eux) qui peuvent intervenir lors de la mise en place d'une bauxite allochtone sur substratum carbonaté : apports bauxitiques détritiques multiples et de nature variable avec contamination possible par des sédiments divers (dolomie, argilites), érosions plus ou moins fortes durant les périodes de non-sédimentation, karstification

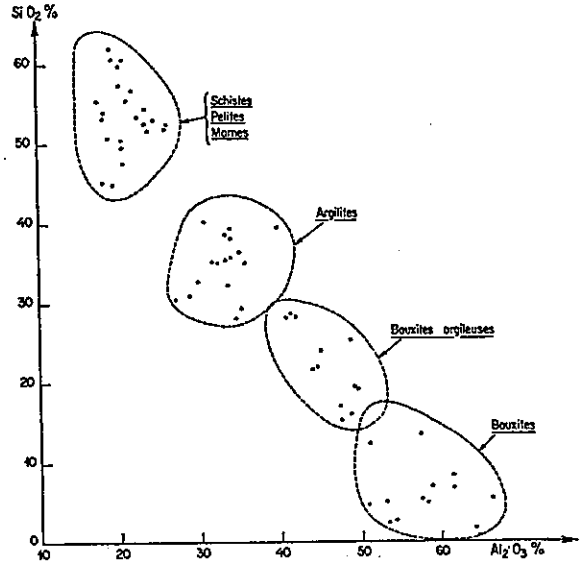


Fig. 66 : Diagramme de variation SiO_2/ Al_2O_3 des roches alumineuses de la région de Bédarieux depuis les schistes-pélites-marnes jusqu'aux bauxites.

pendant ou après le dépôt provoquant une modification parfois importante de la structure du minerai par affaissement-dissolution.

2°) Origine de la bauxite.

Les figures de sédimentation observées dans le minerai indiquent des apports en provenance du Sud, c'est-à-dire de

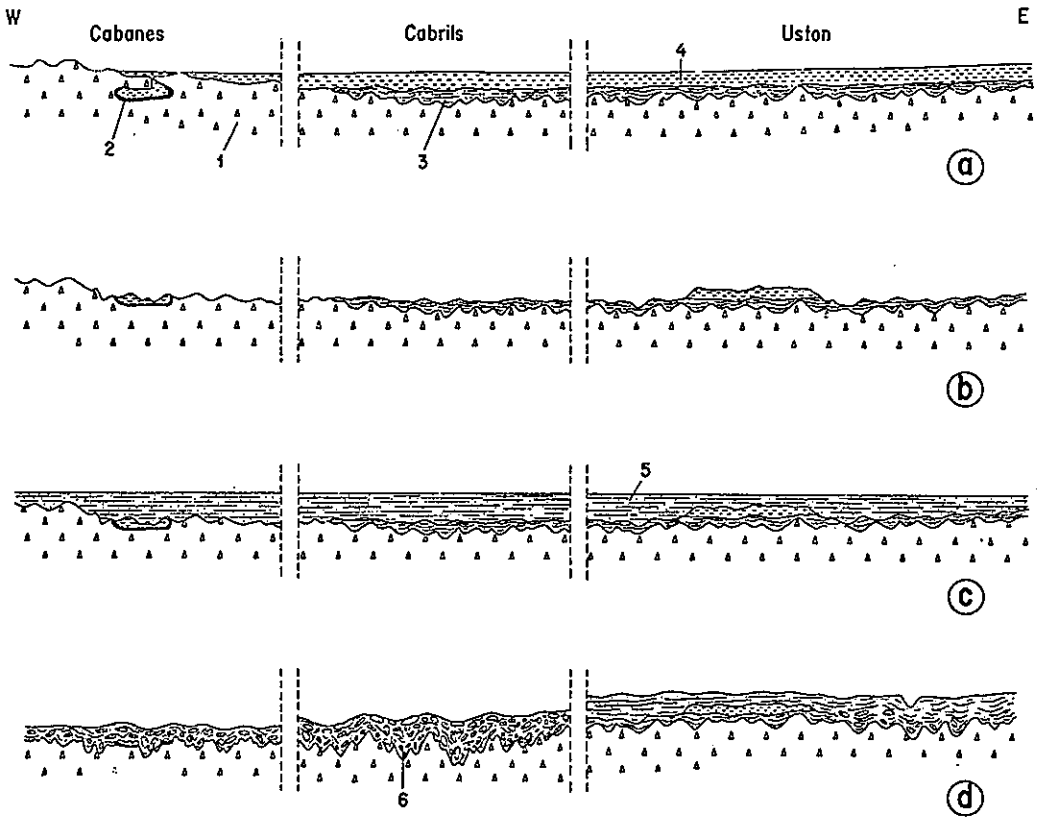


Fig. 67 Reconstitution schématique des principaux stades de la mise en place de la bauxite à Uston, Cabrils, Cabanes
a) Dépôt de la bauxite inférieure et de l'intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique, comblement des cavités karstiques à Cabanes. — *b*) Erosion E3. — *c*) Dépôt de la bauxite supérieure dépassant les limites de la bauxite inférieure. — *d*) Karstification, enfoncement important notamment à Cabrils et Cabanes, développement de la structure bréchique
1. Dolomie jurassique. — 2. Cavité karstique. — 3. Bauxite non-horizontale à structure souvent fluidale. — 4. Intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique. — 5. Bauxite disposée à peu près horizontalement (couche). — 6. Bauxite à structure bréchique et aussi, souvent, fluidale.

l'emplacement actuel des Monts de Faugères. C'est là que devaient se situer (à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur) les bauxites primitives formées aux dépens de toutes les roches alumineuses susceptibles de s'y trouver à cette époque: schistes paléozoïques, pélites du Permien, marnes du Trias et du Lias. Le diagramme Al_2O_3/SiO_2 (fig. 66 montre que ces roches, échantillonnées à peu de distance des bauxites, s'ordonnent de façon à peu près linéaire avec les principaux types de faciès bauxitiques de Bédarieux (argilites, bauxites argileuses, bauxites). Cette relation indique qu'il n'y a pas d'impossibilité géochimique pour que ces roches aient été à l'origine des bauxites de Bédarieux.

3°) Place dans l'histoire géologique régionale.

La fig.68 schématise les principaux stades de la mise en place des bauxites du fossé de Bédarieux. On remarque que le jeu de la faille des Aires (séparant les Monts de Faugères et la partie méridionale du fossé) permet l'érosion des couvertures bauxitiques sur la Montagne Noire, le dépôt de bauxite, les érosions et les karstifications dans le bassin.

De plus, on se rend compte que le dépôt de la bauxite est lié à l'évolution géotectonique :

- Dogger et Jurassique supérieur : épirogénèse faible ou nulle, altération des secteurs émergés, constitution de couvertures bauxitiques, dépôts chimiques et biochimiques (mur des bauxites).
- Crétacé inférieur :épirogénèses modérées, coexistence d'altérations et d'érosions, destruction à de nombreuses reprises (peut-être même plus ou moins continue) de la couverture altérée, dépôt de bauxite.
- Crétacé supérieur-Paléocène : épirogénèse forte, érosion dominante, les altérations ne peuvent se développer, attaque du substratum paléozoïque, dépôt du toit argilo-conglomératique (Mouvements fini-Crétacés et/ou vitrolliens).
- Eocène supérieur : compressions importantes, chevauchement du Paléozoïque (Mouvements pyrénéo-provençaux).

Il y a donc une succession de phases aux manifestations chaque fois plus importantes, mais les bauxites n'apparaissent que lorsque des mouvements épirogéniques modérés permettent la coexistence d'altérations bauxitiques et d'érosions.

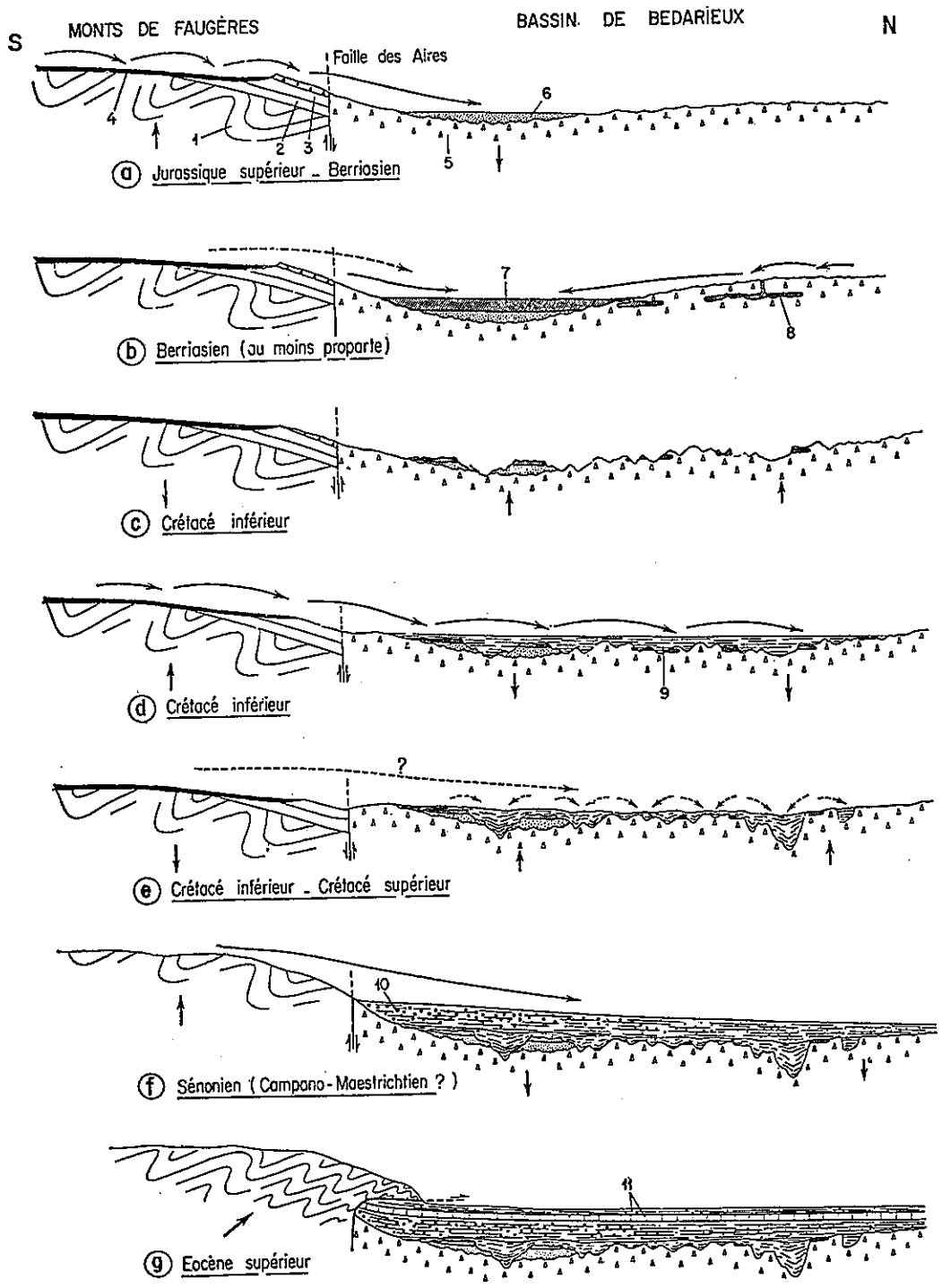


Fig. 68 – Schéma synthétique résumant les principales étapes de la mise en place des bauxites de la région de Bédarieux

a) Dépôt de la bauxite inférieure sur la dolomie jurassique en partie karstifiée. — b) Dépôt de l'intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique et comblement des cavités karstiques dans le substratum. — c) Erosion E3 dans le bassin. — d) Dépôt de la bauxite supérieure. — e) Karstification, approfondissement des poches préexistantes, érosion et accumulation dans les zones actives en cours d'affaissement-dissolution, développement de la structure bréchique et/ou fluidale. — f) Mouvement positif des Monts de Faugères, l'érosion atteint le socle paléozoïque, dépôt argilo-conglomératique du toit de la bauxite. — g) Chevauchement des Monts de Faugères sur la partie méridionale du bassin de Bédarieux.

1. Dévono-carbonifère (schistes, dolomies). — 2. Permo-trias (pelites). — 3. Lias (marnes et calcaires). 4. Bauxites primitives autochtones. — 5. Dogger et Malm (dolomies et calcaires). — 6. Bauxite inférieure. 7. Intercalation argilo-dolomitique berriasienne (pro parte). — 8. Cavités karstiques du substratum. 9. Bauxite supérieure. — 10. Toit argilo-conglomératique campanien (?) continental. — 11. Calcaire lutétien et marnes

(De c à f les indications chronostratigraphiques sont hypothétiques)

TOIT DES COUCHES DE BAUXITE
Age Sénonien

Les couches situées au toit de la bauxite au fond de la carrière de l'Arboussas, près de l'ancien village de la Brauhne montrent une série fluviatile typique, avec chenaux de 1-2m d'épaisseur ravinant plus ou moins intensément les dépôts de la plaine d'inondation à paléosols.

Le matériel fin est argilo-sableux à la base, puis devient un peu carbonaté. La granulométrie des galets permet

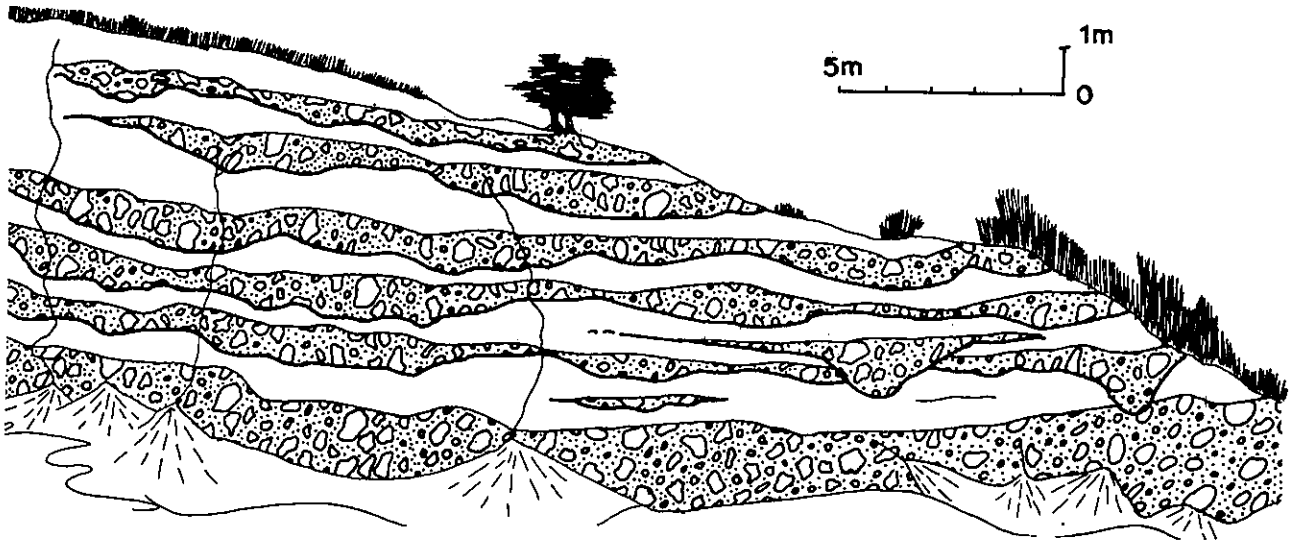


Fig. 69 : Panorama du front de taille au-dessus de la bauxite dans la carrière de l'Arboussas en avril 1968, d'après une photographie (P. FREYTET, 1970, fig. 57). Superposition de chenaux et de paléosols de plaine d'inondation ; ravinements très intenses des chenaux. On se trouve ici dans la décharge inférieure.

de distinguer deux décharges détritiques successives au cours du seul Sénonien (attribué au Campanien par comparaison avec le Chaînon de St Chinian). Chaque décharge possède une lithologie particulière : roches mésozoïques prédominantes dans l'inférieure, roches paléozoïques seules dans la supérieure. Notons qu'au Lutétien, il n'y a plus que du quartz. Les minéraux argileux sont variés.

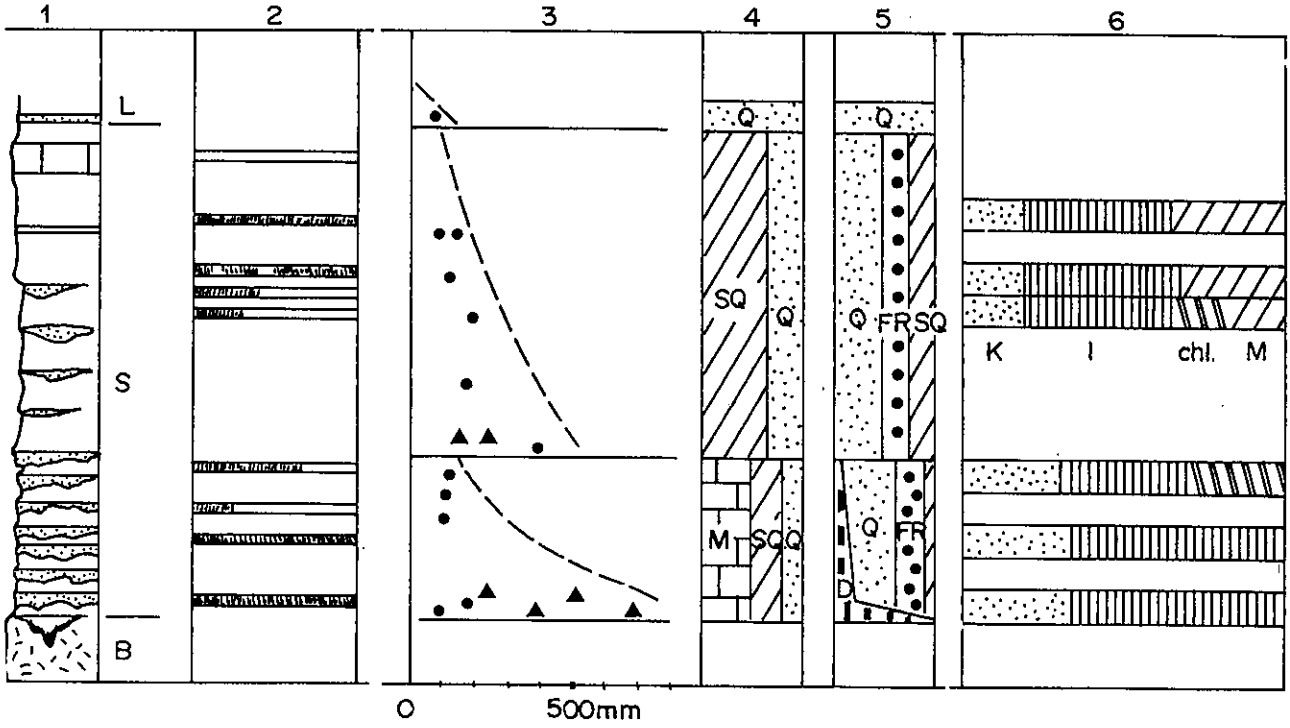


Fig. 70 : Sédimentologie. 1, coupe stratigraphique (B, bauxite, S, Sénonien, L, Lutétien) ; 2, °/₀ d'insoluble (en noir) ; 3, granulométrie des galets; exprimée sous la forme du centile : noter deux décharges détritiques dans le Sénonien et une pour le Lutétien (points : carrière de Carlencas, triangles : carrière de l'Arboussas) ; 3, nature des galets (Q, quartz, M, roches mésozoïques, SQ, schistes et quartzites paléozoïques) ; 4, nature des sables (D, dolomie, Q, quartz, SQ, schistes et quartzites, FR, concrétions ferrugineuses) ; 5, minéraux argileux (K, kaolinite, I, illite, Chl, chlorite, M, montmorillonite).
(d'après P. FREYTET, 1970, fig. 58 et 59 A).

ARRET 3

LA VALLEE PLIOCENE DE CESSENON

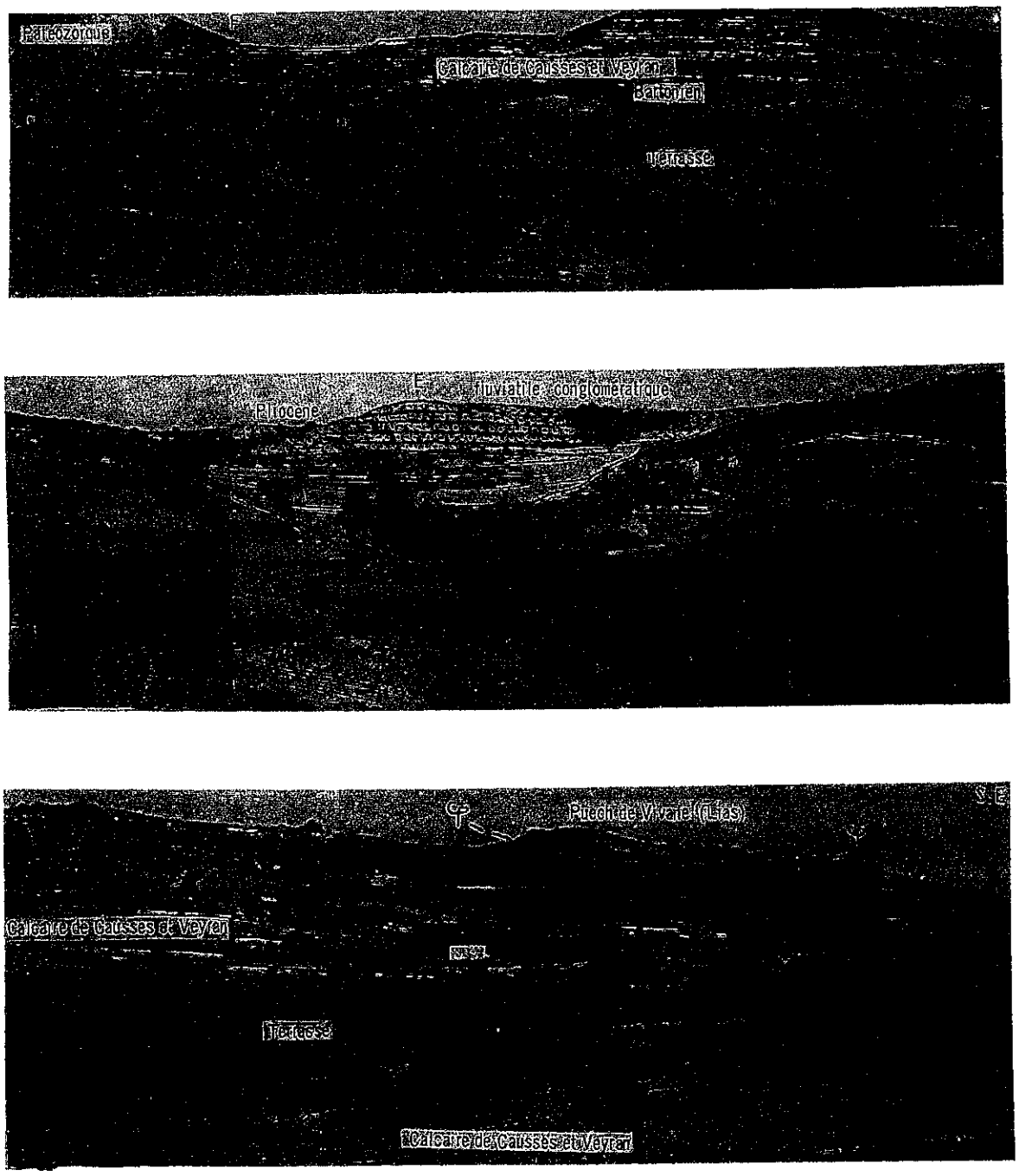


Fig. 71 : PANORAMA DE LA VALLEE PLIOCENE DE CESSENON.

La vallée Pliocène est creusée ici dans les calcaires et marnes rouges du Bartonien fluvio-lacustre. La surface Villafranchienne recoupe indistinctement le Paléozoïque, l'Eocène et la Klippe de Lias du Puech de Viranel.

La petite vallée quaternaire et actuelle d'un ruisseau affluent de l'Orb recoupe perpendiculairement la vallée pliocène et en donne une coupe. Les marnes sableuses marines sont exploitées dans une grande carrière. Elles sont riches flottés et en petites coquilles *(Cardium)*.

Les dépôts pliocènes se poursuivent par des mérats qui comblent la vallée, puis se répandent sur la ce d'érosion en une nappe continue, actuellement à l' placages discontinus.

ARRET 4

CYCLOTHEME FLUVIATILE DANS LE CAMPANIEN
(région de Gabelas).

L'épaisseur du cyclothème est de 8m environ. Cet affleurement précis n'a pas été étudié en détail, mais il appartient à une décharge détritique caractérisée par des galets et graviers de quartz seul, et une association illite-kaolinite.

1°) : Grès grossier à lits de graviers de quartz, soulignant des stratifications obliques. Cannelures de base ravinant intensément le sommet du cyclothème précédent (chenal).

2°) : Grès rouge fin, riche en terriers, finement lité horizontalement ou massif (bordure de chenal).

3°) : Argile limoneuse, rose et marmorisée : dépôt fin de la plaine d'inondation ayant subi une pédogenèse avant le dépôt du cycle suivant.

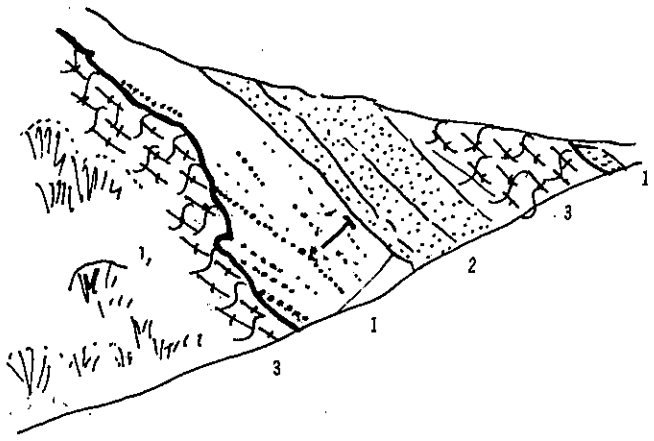


Fig. 72 : Belle succession de termes classiques de la séquence fluviatile :

ARRET 5

CARRIERE SUR LA ROUTE DE BEZIERS A SAINT - CHINIAN : CALCAIRES BEGUDO-ROGNACIENS.

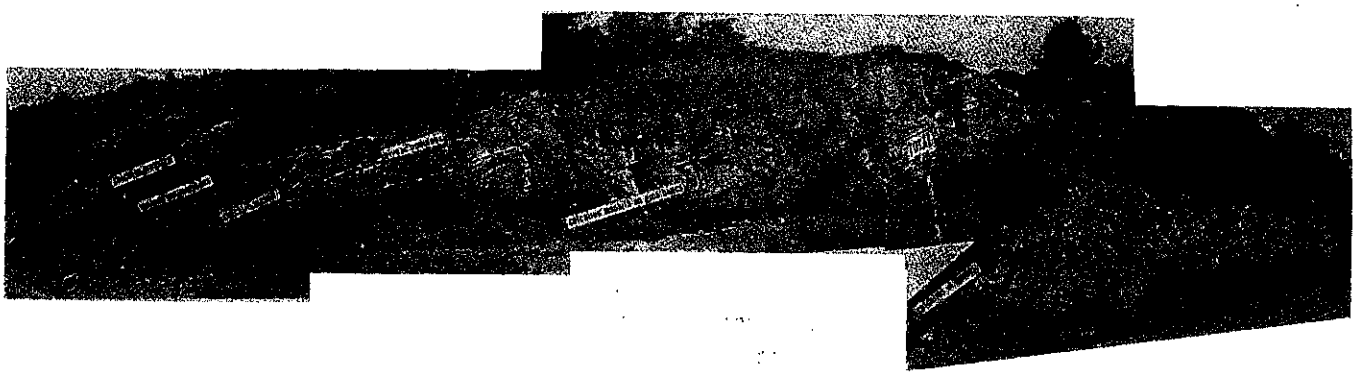


Fig. 73 : Carrière dans le Calcaire Bégudo-Rognacien inférieur, sur la route de Béziers, à la sortie de St Chinian.

Le talus de la route, et la carrière, montrent de haut en bas :

- calcaires massifs (lacustre)
- marnes marmorisées (fluviatile)

= passée à nodules cylindriques verticaux dans une marne rouge (0,5 à 1m) (ilot de végétation)

= calcaire en gros bancs, lithographique. Stratification soulignée par des joints stylolithiques, des joints marneux ou plus simplement par une zone horizontale plus sombre ; des terriers plus clairs traversent le matériel sombre, et des terriers à remplissage sombre alternance de petits bancs calcaires et de marnes grises.

ARRET 6

CALCAIRE PALUSTRE (BRECHE DE FENDILLEMENT PAR DESSICATION), BARRE CALCAIRE MOYENNE DU BEGUDO-ROGNACIEN

Calcaire palustre (brèche de fendillement par dessication), près du village de Castelbouze.

La coupe est la suivante de haut en bas :

- marnes marmorisées de la seconde passée détritique,
- calcaire fin, rose, à passée bréchique (1,5m),
- grosse barre de calcaire fin, à couleurs variées, à passées bréchiques et noduleuses, grumeleuses, etc... (9m),
- marne rouge à nodules calcaires et *Microcodium* (2m),
- calcaire crayeux (2m),
- marno-calcaire à nodules calcaires (2,5m),
- succession de petits bancs décimétriques de calcaire fin, massif ou bréchique, et de lits de consistance crayeuse (5m),
- calcaire bréchique gris (4m),
- calcaire crayeux tendre (0,3m),
- calcaire blanc à faciès variés, avec 2 niveaux à nodules à cortex crayeux et nucleux dur (6m),
- sommet des marnes et grès de la première passée détritique.

On note ici la prédominance quasi totale des faciès calcaires palustres (brèches d'éclatement, nodules).

ARRET 7

SPARNACIEN, CHENAL FLUVIATILE COMPLEXE, AVEC DEBRIS DE COLONIES ALGAIRES (CYANOPHYCEES). COMBEBELLE . PRES DE VILLESPASANS .

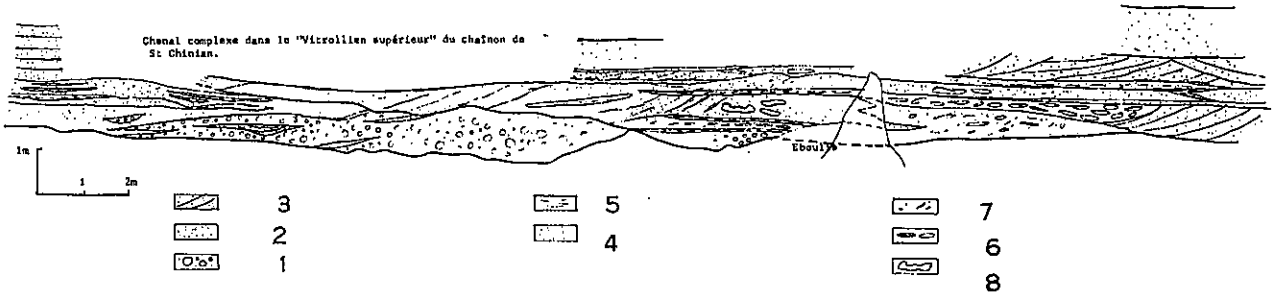


Fig. 74 : CHENAL FLUVIATILE COMPLEXE A COMBEBELLE (P. FREYTET, 1970, Fig. n° 4A).

Termes : 1, conglomérat à ciment gréseux ;
2, grès gris massif ;
3, grès gris à stratifications obliques ;
4, marno-calcaire gréseux ;
5, marno-calcaire fin ;
6, calcaire gréseux à débris d'Algues cyanophycées ;
7, calcaire gréseux à débris d'Algues et grosses colonies peu roulées ;
8, gros édifices algaires basculés.

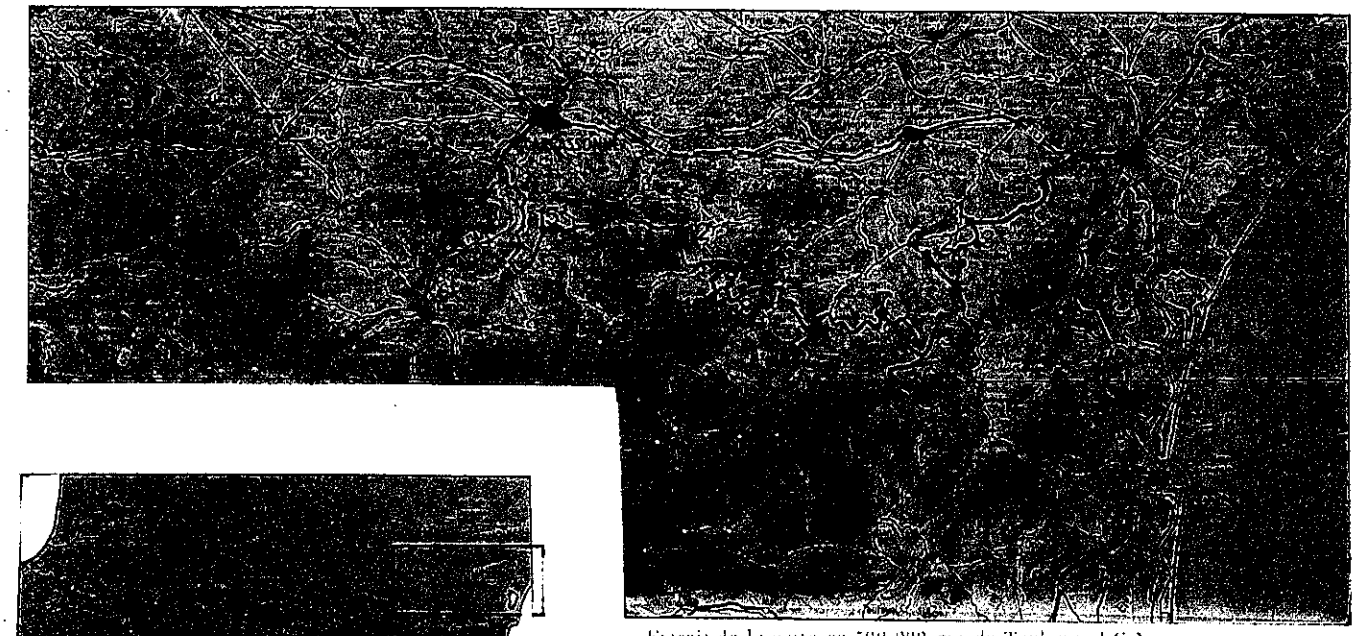
Les galets sont constituées par des roches mésozoïques (Trias à Sénonien) et proviennent du Sud (domaine nord-Pyrénéen et Languedocien). Les minéraux argileux sont variés : illite, kaolinite, chlorite. montmorillonite.

P.F

DEUXIEME JOURNEE DE NARBONNE A CARCASSONNE.

Sous la direction de:

P . FREYTET
M . LENGUIN
JC . PLAZIAT



Extrait de la carte au 500 000ème de Toulouse I.G.N.

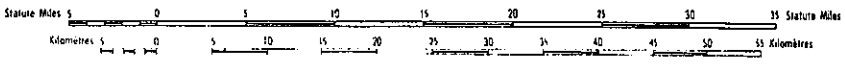


Fig. 75 : ITINERAIRE DE LA 2EME JOURNEE

Elle sera consacrée à l'étude des formations continentales (avec intercalations marines) des Corbières, entre Narbonne et Carcassonne. La série stratigraphique simplifiée est la suivante :

✶ Cuiso-Lutétien : «poudingue de Palassou» ou «Molasse de Carcassonne» : formation fluviatile à très grands chenaux et dépôts fins de plaine d'inondation bien développés. Quelques intercalations de calcaires lacustres et palustres. Matériel originaire du S (domaine Nord-pyrénéen), allant du granite au calcaire à Alvéolines Ilerdien.

- Ilerdien : marnes et calcaires à Alvéolines et Nummulites.

✶ Sparnacien : dépôts fluviatiles admettant deux passées marines. Matériel d'origine pyrénéenne (S et SE) et septentrionale (Montagne Noire) ou orientale.

✶ Vitrollo-Thanétien : dépôts fluviatiles passant laté-

ralement à des calcaires lacustres ; un niveau marin repère. Matériel d'origine méridionale (Pyrénées) et septentrionale (Montagne Noire).

✱ Bégudo-Rognacien : dépôts fluviatiles, lacustres et palustres variés ; matériel d'origine méridionale (Pyrénées) et septentrionale (Montagne Noire).

✱ Campanien : dépôts uniquement fluviatiles, pas d'épisode saumâtre à la base comme à St Chinian. Beaux cyclothèmes avec chenaux et paléosols de la plaine d'inondation.

- Sénonien inférieur : formation détritique, marine avec passées récifales à Rudistes.

Les niveaux précédés d'une ✱ sont ceux qui justifieront un ou plusieurs arrêts.

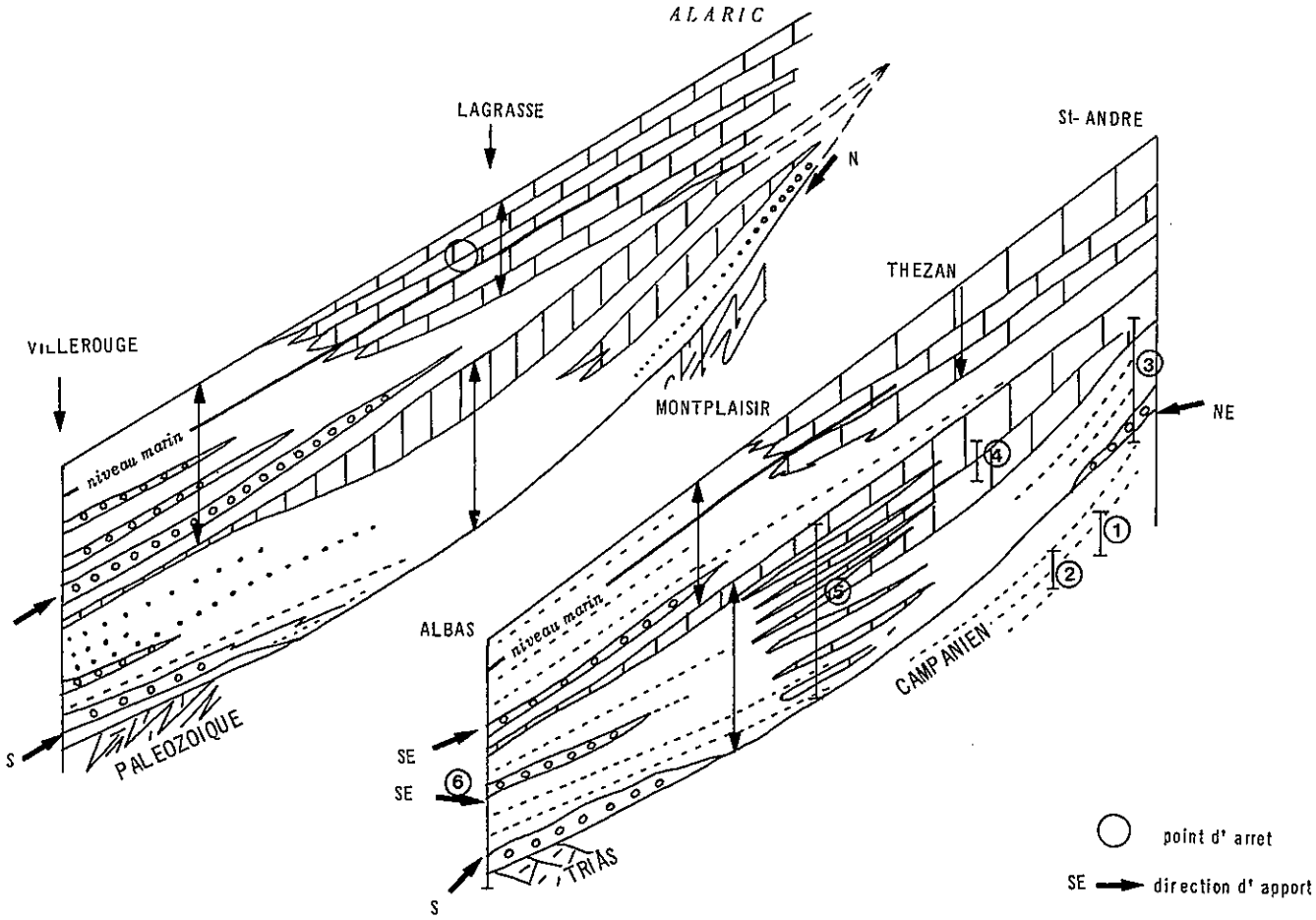
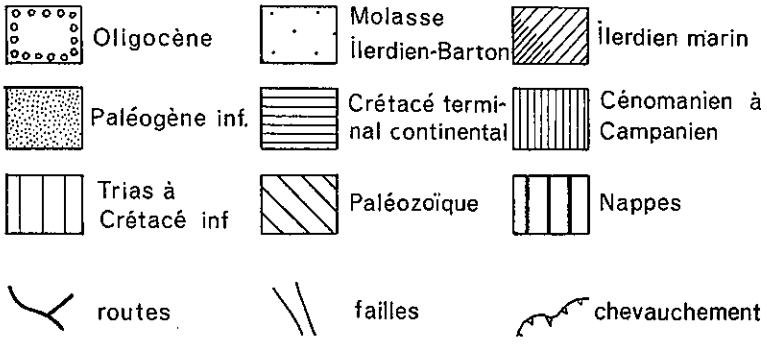
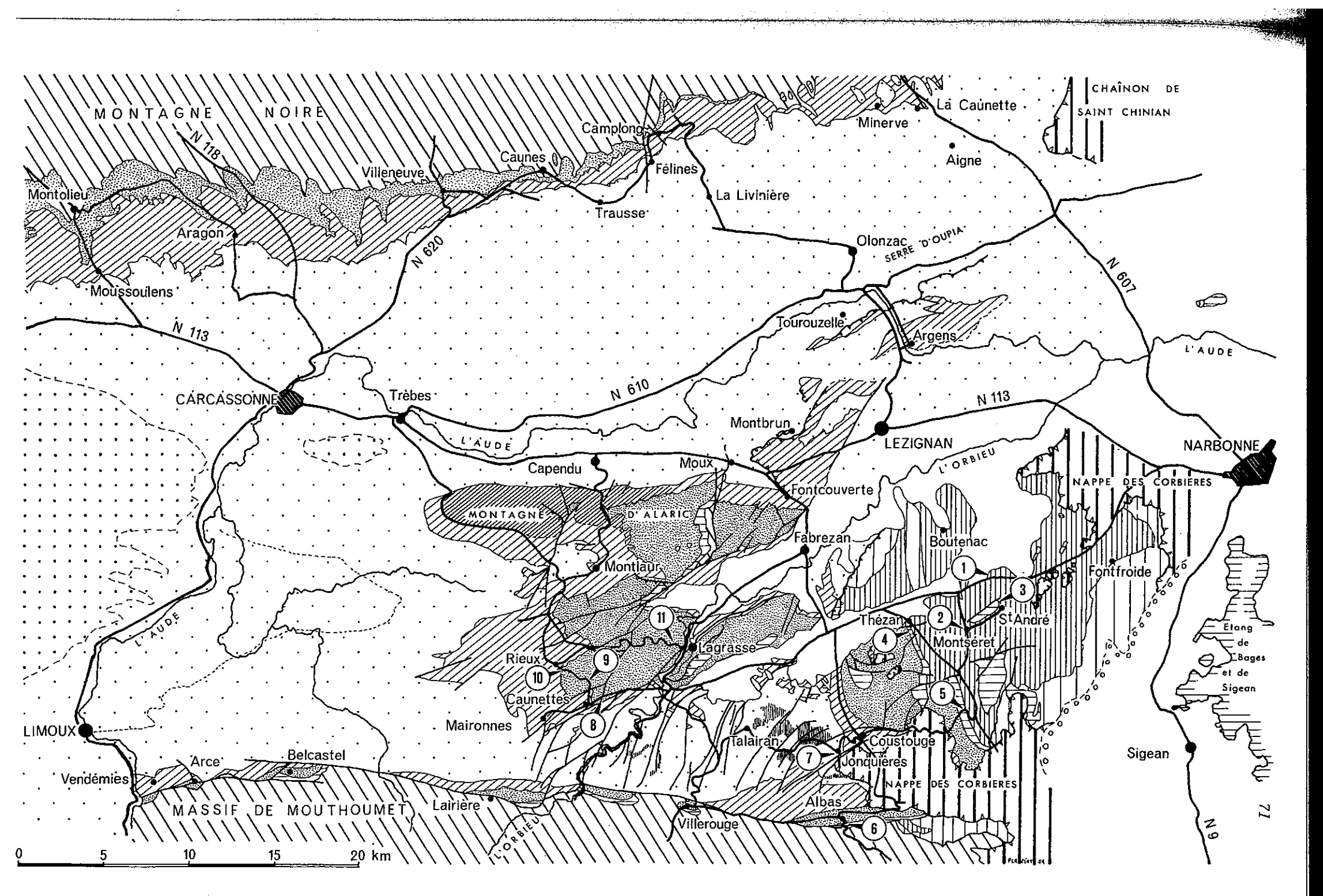


Fig. 76 : CORBIERES. Campanien Bégudo-Rognacien et Vitrollo-Thanétien ; passages latéraux de faciès. (d'après P. FREYTET, 1970 et J.C. PLAZIAT, 1966).

PLANCHE X

SCHEMA GEOLOGIQUE DU MINERVOIS ET DES CORBIERES SEPTENTRIONALES .




MONTAGNE NOIRE
CHAÎNON DE SAINT CHINIAN
La Caunette
Minerve
Aigne
Camplong
Caunes
Villeneuve
Félines
La Livinière
Trausse
Montolieu
Aragon
Olonzac
SERRE D'OUPIA
Moussoulens
N 118
N 620
N 607
N 113
Tourouzelle
Argens
L'AUDE
CARCASSONNE
Trèbes
N 610
N 113
Montbrun
LEZIGNAN
NARBONNE
L'ORBIEU
Capendu
Moux
Fontcouverte
NAPPE DES CORBIÈRES
MONTAGNE D'ALARIC
Fabrezan
Boutenac
Montlaur
Fontfroide
Thézan
St André
Montséret
Lagrasse
Rieux
Caunettes
Maironnes
LIMOUX
Talairan
Coustouge
Jonquières
Sigean
Etang de Bages et de Sigean
Arce
Belcastel
Vendémies
MASSIF DE MOUTHOUMET
Lairière
Villerouge
Albas
N 9
71
0 5 10 15 20 km

ARRET 1 & 2

PALEOSOLS DU CAMPANIEN SUPERIEUR AUX ENVIRONS DE SAINT - ANDRE DE ROQUE LONGUE ET DE MONTSERET

1°) Chenaux à remplissage sableux, parfois à stratifications obliques, avec concrétions ferrugineuses à morphologies variées (nodules, boules creuses, cuirasses scoriacées, massives, lames horizontales ou obliques).

Ce concrétionnement est lié à une nappe phréatique oscillante, les édifices ont valeur de cuirasse de nappe continue ou discontinue (cuirasse gravillonnaire). Le phénomène est lié uniquement à l'hydromorphie, et sans rapport avec le climat. Des morphologies identiques ont été décrites dans l'alios des Landes (quaternaire) et dans les pays tropicaux (Sénégal).

2°) Cyclothèmes incomplets (il manque souvent le terme sableux du remplissage de chenal) : superposition de dépôts fins de la plaine d'inondation. Il y a alternance de niveaux argilo-sableux roses à petits nodules ferrugineux et de niveaux argilo-sableux beiges marmorisés ; les **niveaux** ont des épaisseurs très constantes dans toute la coupe.

Dans les deux cas, on est dans le domaine des sols non calcimorphes, avec marmorisation et concrétionnement du fer seulement.

ARRET 3

COUPE DU SOMMET DU CAMPANIEN AU BEGUDO-ROGNACIEN ; PALEOSOL A OEUFS DE DINOSAURIENS (SAINT - ANDRE DE ROQUELONGUE)

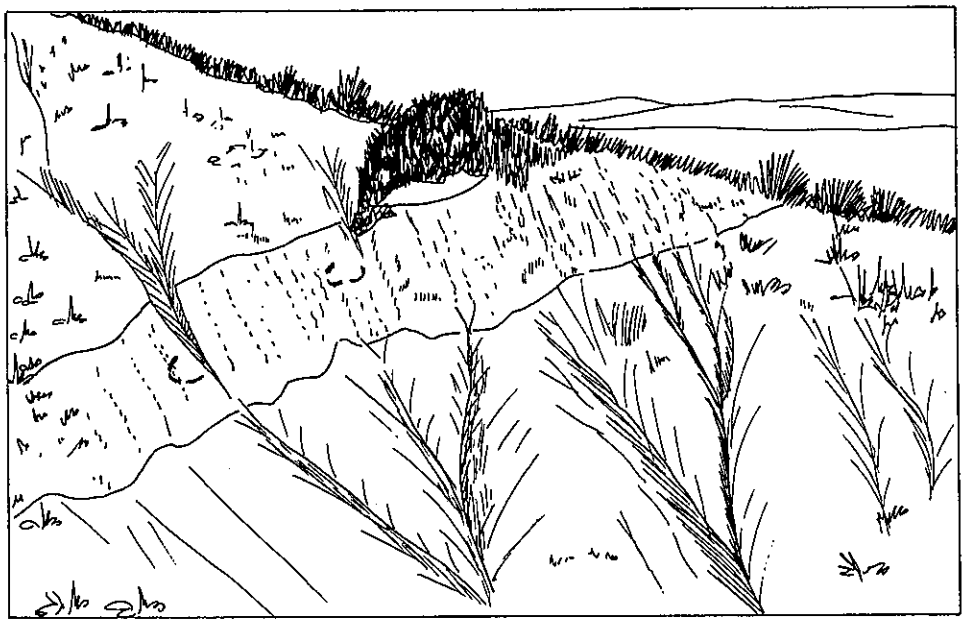


Fig. 77. : Le Paléosols à nids d'oeufs de Dinosaures de Roquelongue (d'après une photo de l'auteur). Deux nids (OE_1 et OE_2) sont visibles dans le niveau riche en nodules calcaires verticaux (nodules pédologiques de type isotubules calcifiés) (P. FREYTET, 1970, fig. 84).

Le sommet du Campanien montre des chenaux fluviatiles riches en oncolithes (Cyanophycées), parfois en édifices algaires plus volumineux ; on peut observer aussi de beaux paléosols marmorisés.

Le Bégudo-Rognacien débute par des chenaux à remplissage de galets et ciment gréseux calcaire. Ces formations marquent l'interruption de la sédimentation à matériaux originaires du Paléozoïque de la ride de Mouthoumet, et le début de la sédimentation issue des rides en matériel mésozoïque nées de la phase tectonique anté-maestrichtienne (anté-bégudienne).

La partie moyenne du Bégudo-Rognacien montre ici presque uniquement des dépôts fins de la plaine d'inondation, avec paléosols (marmorisation, nodules calcaires) : les termes grossiers de chenaux sont extrêmement réduits.

L'un des paléosols à belles concrétions calcaires renferme des oeufs de Dinosaures répartis en groupes de 3 à 4, enterrés à 60cm de profondeur environ dans le sol qui mesure 1,5m d'épaisseur.

Nous sommes ici dans un cône alluvial caractérisé par une association montmorillonite (90°/o) - kaolinite (10°/o).

ARRET 4

CARRIERE DE LA CAVE-COOPERATIVE DE THEZAN. CALCAIRE BEGUDO-ROGNACIEN LACUSTRE ET FOSSILIFERE.

Le gisement fossilifère de Thézan a été découvert en 1903 par L.DONCIEUX. Cet auteur y a récolté :*Bauxia disjuncta* MATH., *B.fuscostriata* SAND.,*Vivipara basquiana* MATH., *V. beaumonti* MATH., *Cyclotus solarium* MATH., *Cyclophorus matheroni* NICOLAS. *Palaeostoa marignanensis* ROULE., *Diplommatina primordialis* LAS.

La carrière montre des couches verticales plus ou moins tectonisées (en particulier le niveau de marnes roses qui sépare les calcaires en deux ensembles). On peut toutefois bien étudier les faciès caractéristiques des calcaires lacustres, c'est-à-dire déposés à une profondeur suffisante pour empêcher l'action des végétaux enracinés et d'une éventuelle émersion. Les faciès sont les suivants :

- calcaire fin, «lithographique», à débris de coquilles ou coquilles entières,
- calcaire fin, à éléments anguleux plus sombres (brèche de remaniement mécanique),
- calcaire fin à passées centimétriques ou plus grandes irrégulièrement réparties, de petites gravelles arrondies ou elliptiques, de 2-3mm de long, parfois plus (faciès graveleux).

ARRET 5

DELTA BEGUDO-ROGNACIEN DE MONTPLAISIR.

La route de Montplaisir à Fontjoncouse recoupe le sommet du Campanien et la masse principale du Bégudo-Rognacien redressés à la verticale ; des changements de faciès d'un grand intérêt affectent ici le Bégudo-Rognacien ; par rapport à

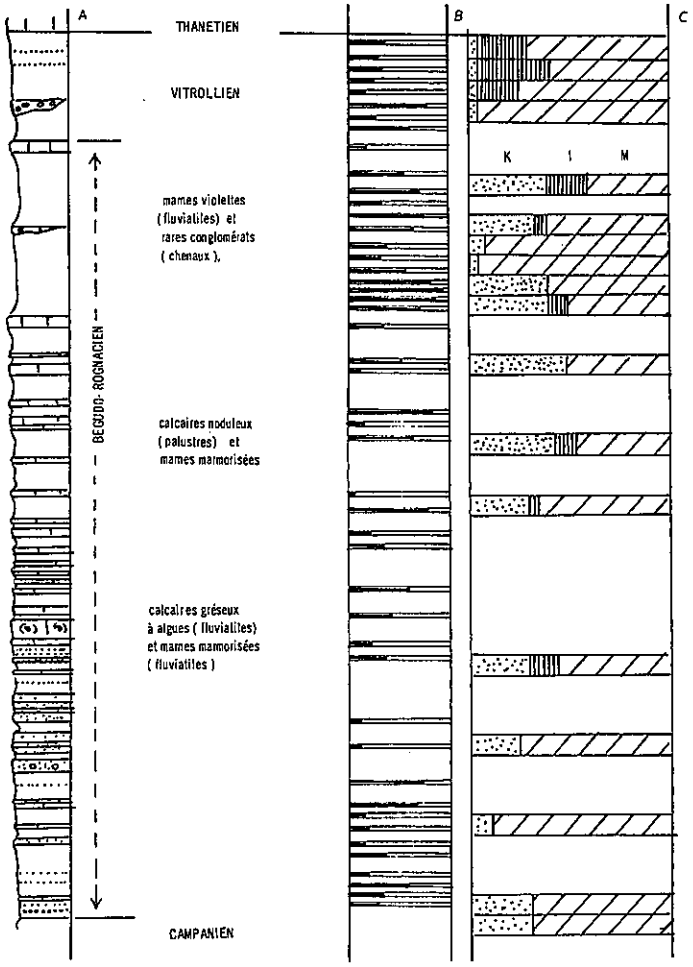


Fig. 78 : Delta Bégudo-rognacien (Maestrichtien) de Monplaisir ; A, série stratigraphique (273m pour le Bégudo-rognacien, 36 pour le Vitrollien) ; B, teneur en insoluble ; C, minéraux argileux (K, kaolinite, I, illite, M, montmorillonite). (P. FREYTET, 1970, fig. 78 et fig. 160 A, réduite)

la coupe de Thézan(fig.76), riche en faciès lacustres vrais, on observe une superposition de nombreux petits niveaux métriques de calcaires gréseux à oncolithes (Cyanophycées), de marnes plus ou moins marmorisées, de calcaires noduleux (pédologiques). Ce «delta de Montplaisir» représente un rivage lacustre en milieu calme, avec apports terrigènes abondants mais jamais très grossiers (sables et argiles seulement).

Les dépôts sont carbonatés, surtout dans les deux tiers inférieurs ; les minéraux argileux sont la montmorillonite et la kaolinite, avec un peu d'illite çà et là.

Le Vitrollien (faciès de limons rouges à *Microcodium*) est particulièrement réduit ici; mais c'est en raison du grand développement des faciès carbonatés, lacustres et palustres, qui persistent de façon presque permanente durant tout le Thanétien et la «Sparnacien» (fig. 43 & 79). Seul le niveau marin thanétien permet de situer cette série calcaire par rapport à la série presqu'entièrement fluviatile (limoneuse) que l'on verra à l'arrêt suivant (Albas) et qui n'est cependant distante que de 5km.

ARRET 6

ALBAS, COUPE DU BEGUDO-ROGNACIEN AU LUTETIEN.

- On monte d'abord sur le Trias moyen (dolomies jaunes et rouges, avec poches karstiques à remplissage Bégudo-Rognacien) pour avoir une vue d'ensemble de la coupe, dans l'axe des chenaux (N-S).

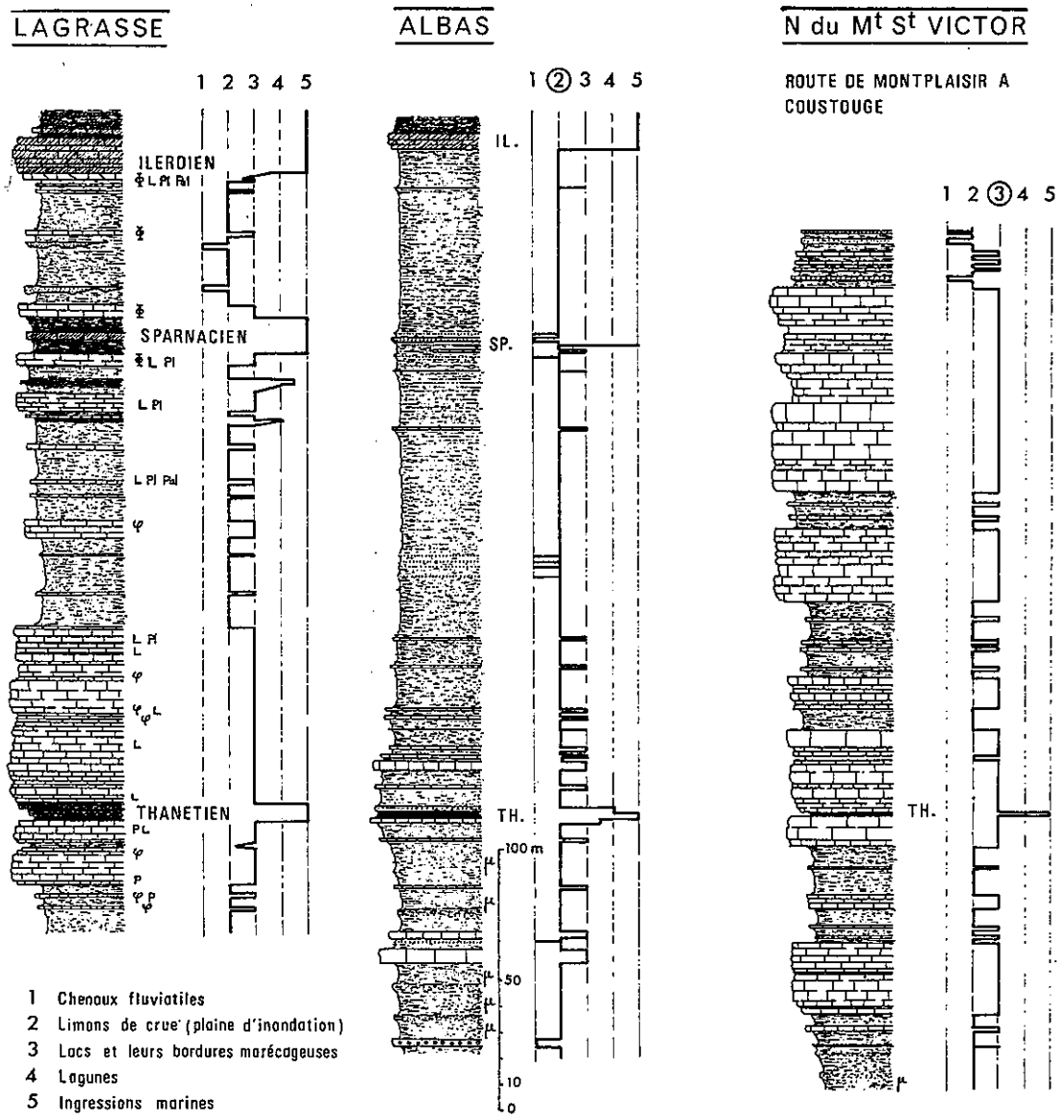


Fig. 79 : TROIS COUPES DE L'ENSEMBLE THANETIEN-«SPARNACIEN» REPRESENTATIVES DES PRINCIPAUX TYPES DE SEDIMENTATION DANS LES CORBIERES. Les relations entre ces coupes sont données dans la figure des principaux changements de faciès. (fig. 43 p. 45)

- L'étude d'un cyclothème complet dans le Bégudo-Rognacien inférieur : grès grossier à Algues et débris de coquilles d'oeuf de Dinosaures, grès rouges, marno-calcaires gréseux marmorisés à striotubules.

- Etude du sommet du Bégudo-Rognacien (calcaire marmorisé) et de la base du Vitrollien : chenaux lenticulaires, ravinements ; divers types de paléosols «calcimorphes» : marmorisés, noduleux, à grands isotubules verticaux.

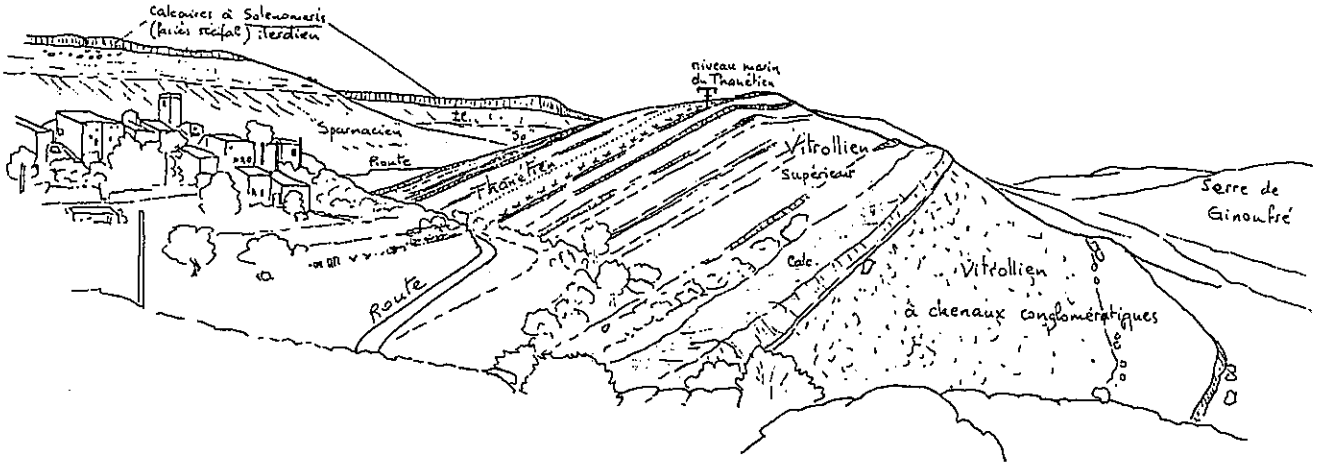


Fig. 80 : PANORAMA DE LA COUPE D' ALBAS

Le faciès de limons fluviatiles riches en *Microcodium* (Vitrollien) atteint presque le niveau marin thanétien (fig 76 p. 74). Les couches marneuses sont intercalées entre un calcaire laguno-lacustre (à pseudomorphoses de cristaux microscopiques de gypse en calcite) et un grès à graviers d'origine méridionale (galets de la série mésozoïque). La faune ne comporte que 8 espèces de Mollusques, mais un Madréporaire solitaire (*Asterosmilia* cf *prolifer*) y est localement abondant. Le Thanétien fluvio-lacustre est surmonté au-delà de la route par une formation presqu'entièrement fluviatile (Thanétien + «Sparnacien»). Les chenaux gréseux sont rares et de faible épaisseur. Le niveau marin sparnacien n'est connu qu'en un point (Les Courtils) ce qui indique que nous sommes très exactement sur son rivage méridional. La transgression ilerdienne débute par un calcaire à Milioles puis à Milioles, rares Alvéolines, débris d'Huîtres, etc... Il est suivi d'alternances marno-calcaires à Nummulites formant le haut d'une pente qui s'arrête à la falaise de calcaires construits à *Solenomeris* (Hydrozoaires ?). L'Ilerdien se poursuit vers le N bien au-delà du rebord du plateau.

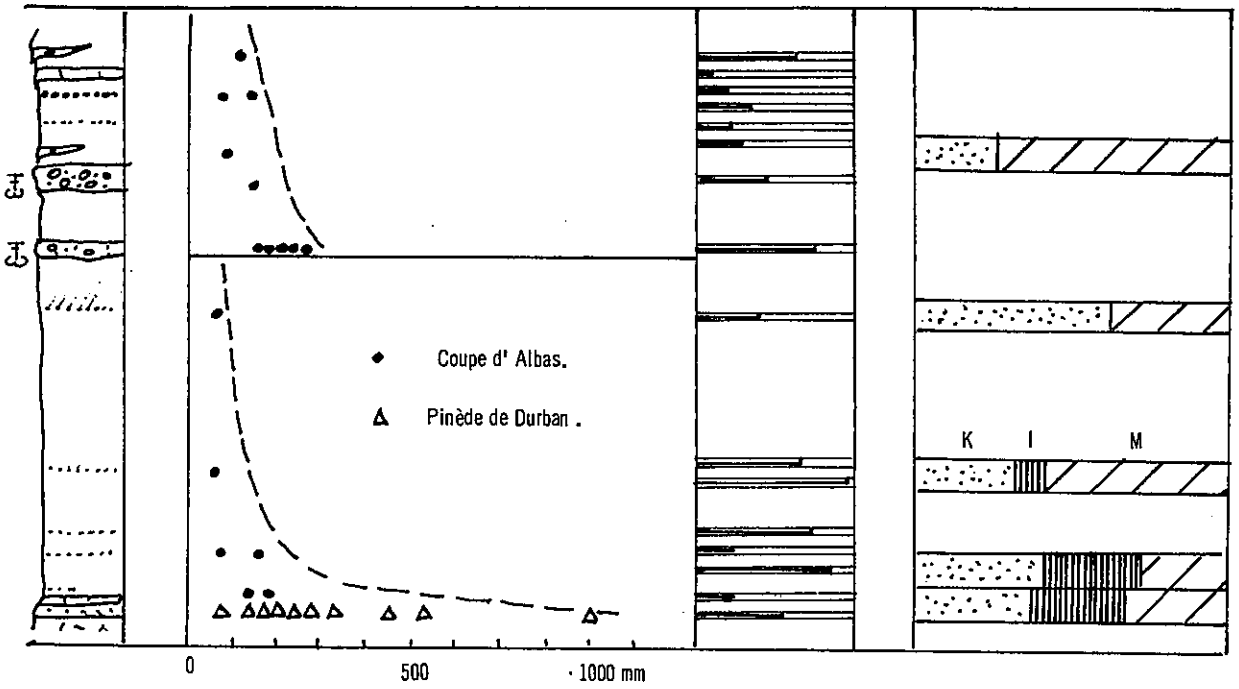


Fig. 81 Sédimentologie du Bégudo-Rognacien d'Albas : coupe stratigraphique, granulométrie des galets, teneur en insoluble, minéraux argileux. Noter ici deux décharges détritiques successives. (P.FREYTET, 1970 fig. 90).

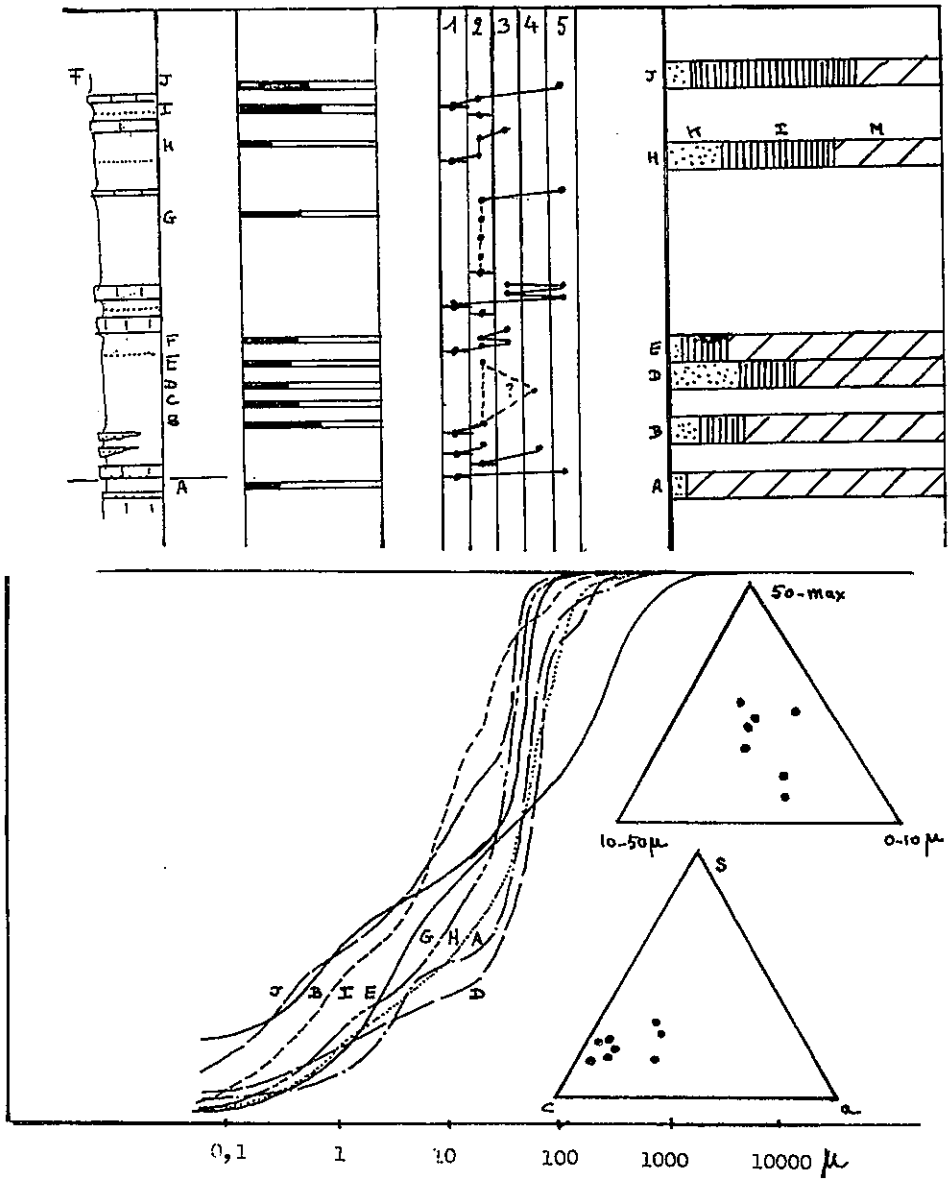


Fig. 82 :

Vitrollien d'Albas : série stratigraphique, teneur en insoluble (en noir), analyse séquentielle (1, chenal ; 2, plaine d'inondation à paléosols ; 3, calcaire palustre (littoral de lac à sédimentation carbonatée) ; 4, marne lacustre ; 5, calcaire lacustre) ; minéralogie des argiles (K, kaolinite, I, illite, M, montmorillonite). En bas : courbes granulométriques cumulatives totales, et répartition triangulaire des échantillons. B à I, échantillons vitrolliens ; A, échantillon rognacien ; J, niveau marin thanétien (d'après P.FREYTET, 1970, fig. 164 A et B).

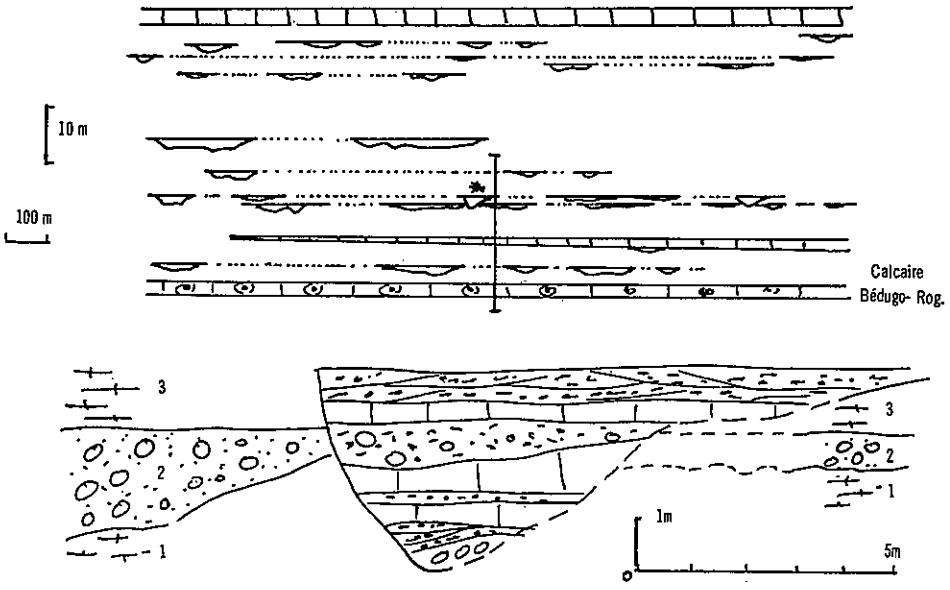


Fig. 83 :

Vitrollien d'Albas. Répartition des chenaux dans la moitié inférieure de la coupe et détail du chenal ravinant marqué d'une étoile (✱). (P.FREYTET, fig. 164 C et fig. 2).

ARRET 7

CHENAL FLUVIATILE A CONSTRUCTIONS ALGAIRES (STROMATOLITIQUES). CUISO-LUTETIEN DES MOURALETS A JONQUIERES.

Le chenal gréseux est situé vers la base de la Molasse de Carcassonne dans sa partie probablement cuisienne. Les dépôts limoneux marmorisés succèdent à des marnes à Potamides qui terminent ici l'Ilerdien. Les constructions sont dues à des Cyanophycées (des filaments comparables à ceux des Rivulariacées sont bien visibles au microscope) et revêtent plusieurs formes : oncolithes plus ou moins sphériques à nucléus minuscule ou bien formé d'un granule de limon ou d'une coquille de Pulmoné, cylindres dus à l'encroûtement de tiges végétales, encroûtements à face concave d'une valve d'Unio, vastes encroûtements en plancher, édifices sphériques de plusieurs décimètres de diamètres, etc...

Dans ceux du Sparnacien on a pu montrer que les constructions les plus volumineuses correspondent aux zones les plus calmes, en bordure du chenal (cf. fig 20, 21, 22, p. 31).

ARRET 8

INTERCALATIONS LAGUNO-MARINES DANS LE SPARNACIEN FLUVIO-LACUSTRE A PALEO SOLS. CAUNETTES- EN -VAL.

Le rapprochement de deux coupes très voisines (fig. 84 p. 78) montre la rapidité des changements latéraux de faciès en milieu laguno-marin comme en milieu continental.

Les limons intercalés entre les deux incursions marines comportent des coquilles d'oeufs d'oiseau du groupe *Ornitholithus arcuatus* dont les fragments sont concentrés dans un niveau lenticulaire très limité indiquant un faible déplacement.

Au-dessus, l'incursion marine débute par des grès marneux, en plaquettes, à débris d'Huîtres et de végétaux (feuilles et bois). Un niveau marneux à Turritelles et autres mollusques marins peu variés correspond à des conditions de milieu plus proche du type Polyhalin. Au-dessus, le niveau de marne gréseuse très riche en fossiles variés indique un milieu franchement marin dont le gypse (cristaux lenticulaires de l'ordre du millimètre) est tardif. Les couches laguno-lacustres qui lui succèdent contiennent des Huîtres (46) dont certaines ont une surface de fixation semi-cylindrique rappelant celles des Huîtres de Mangrove. Le niveau (44) montre des filonnets de gypse fibreux prouvant les migrations du gypse plus ou moins longtemps après le dépôt. Le banc (43) montre dans les meilleures conditions la forme externe des terriers continentaux bien connus en section dans les limons marmorisés (striotubules). (JC. PLAZIAT B.S.G.F)

ARRET 9

PALEOSOLS DE LA LIMITE THANETIEN- SPARNACIEN - RIEUX EN VAL.

Ce paléosol hydromorphe est du type pseudo-gley c'est-à-dire que l'on distingue un horizon à marbrures columnaires de fer oxydé sur le fond général gris brunâtre réduit (fig. 85). Le tout est conservé sous un niveau calcareux lacustre ou palustre à rares Limnées. Ce pseudo-gley sous lacustre est interprété comme le résultat de l'évolution d'un Stagnogley réalisé à l'origine sous l'étendue d'eau d'un étang; au cours des phases saisonnières successives conduisant à son assèchement. La séquence d'horizons gris, rose gris brun typique de ces pseudogley par rétromorphose de gley sous-palustres est surtout fréquente à ce niveau, de Fabrezan à Rieux-en-Val.

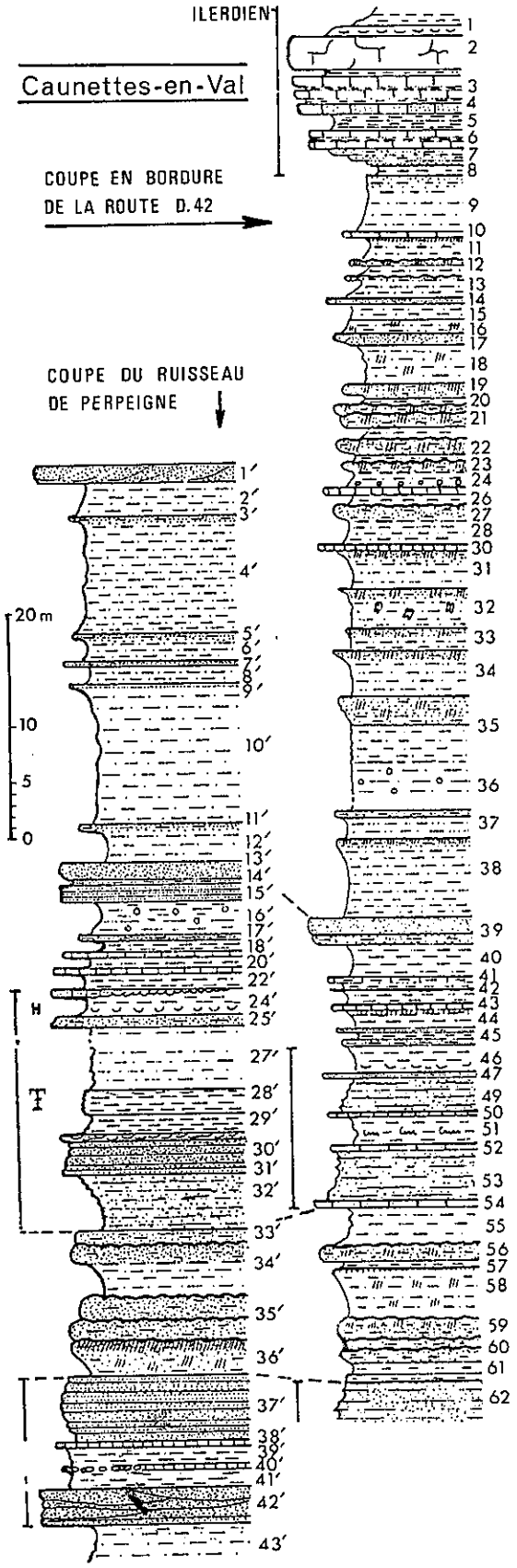
ARRET 10

GRES FLUVIATILES ET PALEOSOLS DU «SPARNACIEN» - RIEUX EN VAL.

La petite carrière abandonnée donne deux coupes orthogonales du remplissage d'un chenal qui permettent de définir le sens du courant. Un niveau à granules de limons emballés dans le sable, dus à l'érosion des berges. Ces chenaux sont extrêmements plats et leur disposition lorsqu'elle peut être suivie sur une grande distance (fig. 42 p. 44), montre le rôle des déplacements latéraux dans la plaine alluviale. On peut également montrer qu'il s'agissait probablement de cours d'eau très sinueux en reportant sur la carte les directions locales de courant pour un écoulement général venant du secteur SE . (fig. 45 p. 46)

Les limons à paléosols du «Sparnacien» supérieur comportent de rares intercalations lacustres (*Physa columnaris*) sans liaison évidente avec les paléosols. Ces paléosols sont également du type hydromorphe calcique sur alluvions fines ou très fines (levées ou interfluves déprimés de la plaine d'inon-

dation). Les limons ont perdu toute stratification. Les traces de terriers (striotubules) et de racines sont abondantes. Plusieurs niveaux à début de concrétionnement calcaire indiquent des concentrations de battement de nappe. La fréquence des marmorisations ferrugineuses permet de rattacher la plupart de ces sols aux pseudo-gleys.



35 - Limon violacé (jaune, brun rouge et gris) (2,7m) sur marne lim. grise et jaune à filonnets de gypse (4m).

36 - Marne lim. ocre et grise à concrétions calc. (base sous un champ) (8,5m).

37 - Limon ocre brun et gris (0,4) sur marne lim. orange (1,4m).

38 - Limon gréseux brique marbré de gris (0,6) sur marne lim. jaune et beige (7m).

39 - Grès fin massif gris verdâtre, base alternance marno-gréseuse, fins débris végétaux (2,3m).

40 - Marne jaunâtre, passées calc. à terriers annelés (3m).

41 - Calc. marneux gris en petits bancs (0,5m).

42 - Marne grise argileuse (1,7m), vers le haut calc. marneux gris patine grise (0,1).

43 - Calc. marneux gris à terriers annelés, surface à débris de coquilles (Pulmonés?) (0,4m).

44 - Marne gris-jaunâtre, brun violacé au sommet, filonnets de gypse (1,6m).

45 - Grès marneux gris encadrant 0,6m de marne grise (1,4m).

46 - Marne grise à débris et concentrations d'Ostrea uncifera, dent de Myliobatis: niveau plus calc. intercalé, à Limnée.

47 - Grès calc., dalle couverte d'une résille de terriers horizontaux (0,5m).

48 - Marne argileuse grise (0,5m).

49 - Marne gréseuse grise, bioclastique finement litée. Débris d'Huîtres, de Crustacés. Sommet à cristaux lenticulaires de gypse riche en Ampullina, Turritelles, Cérithidés.. etc. 3m).

50 - Calc. gris limoneux (0,3m).

51 - Marne grise + gréseuse à Turritelles, Cérithidés, Venericardia... etc. (2,5m).

52 - Grès calc. gris mal lité à débris d'Huîtres (0,5m).

53 - Grès + marneux en plaquettes, terriers horizontaux, délits à empreintes de feuilles lancéolées (4,5m).

54 - Calc. gréseux gris à débris d'Huîtres (0,5m).

55 - Marne limoneuse ocre et jaune (3m).

56 - Limon gréseux panaché jaune-brun et gris (1,2m).

57 - Marne limoneuse (0,3m).

58 - Marne limoneuse brun-gris et jaune à sommet calc. (4,5m).

59 - Limon gréseux panaché gris jaune et brun (1,8m).

60 - Limon gréseux jaune et gris (2m).

61 - Marne grise et calc. à débris de coquille (Pulmonés?) (1m).

62 - Marne gréseuse à plaquettes de grès à terriers horizontaux.

Base de la coupe du ruisseau de Perpeigne

36'- Limon gréseux brun-rouge, ocre et gris couronnant une marne gris et brun à concrétions calcaires (1,5m).

37'- Grès marneux en plaquettes de grès à "striation et brush-casts," débris d'Huîtres (5m).

38'- Calc. lacustre à petits opercules (0,3m).

39'- Marne (2m).

40'- Marne limoneuse passant à calc. roux (0,6m).

41'- Marne blanchâtre avec niveau de calc. marneux en grumeaux. Grande Cyrène rare (2m).

42'- Grès + marneux. Stratification entre-croisée en grand (landnac de plus 5 m). Débris végétaux, empreinte de feuille de Sassafras (2,5m).

43'- Marne limoneuse ocre et gris (4,5m).

Fig. 84 : LES INGRESSIONS MARINES ILERDIENNE ET SPARNACIENNE DANS UNE FORMATION DE PLAINE ALLUVIALE.

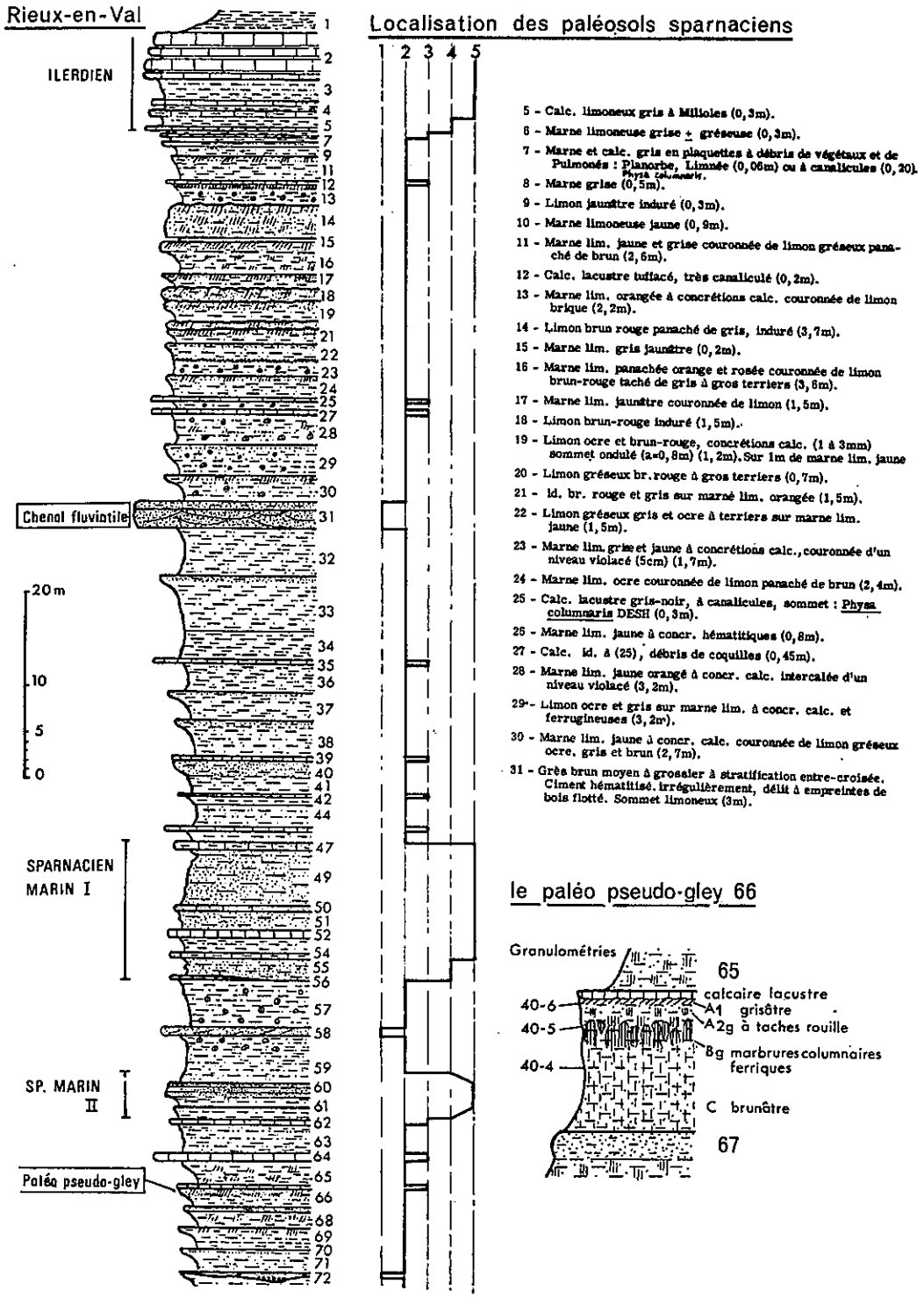


Fig. 85 : LOCALISATION DES PALEOSOLS SPARNACIENS.

1 - chenaux fluviatiles . 2 - limons de crue (plaine d' inondation) . 3 - lacs et leurs bordures marécageuses 4 - lagunes . 5 - ingressions marines .

ARRET 11

INTERCALATION MARINE DANS LE THANETIEN LACUSTRE ET PALUSTRE LAGRASSE ROUTE DES AUZINES.

La coupe visible au niveau du carrefour avec la route de Carcassonne montre l'essentiel du Thanétien lacustre de la région de Lagrasse (cf. fig.79 p.74) Il y manque la base de la barre inférieure et le sommet des calcaires en gros bancs. Le

niveau marin (7m) n'est repérable que par son faciès marneux inférieur formant le premier replat au-dessus de la route. Le détail de cette intercalation marine se voit le long de la route des Auzines 200m au-dessus du virage (fig. 87). Les marnes

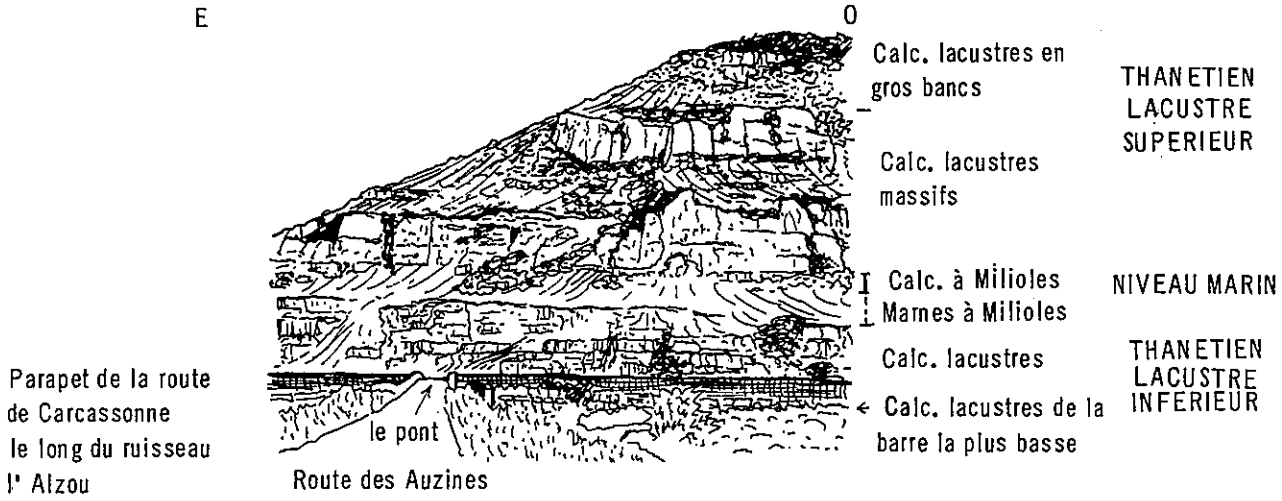


Fig. 86 : LE THANETIEN DE LAGRASSE. PRES DU CONFLUENT DE L'ORBIEU ET DE L'ALSOU.

de la base, où l'on a trouvé de rares *Naticidés* et *Madréporaires* passent à des alternances marno-calcaires à *Milioles* qui précèdent une série de calcaires à *Milioles* apparemment identiques à ceux qui constituent la suite du Thanétien lacustre (*Limnées*). La discrétion de cette incursion marine est telle qu'il a fallu de longues observations avant d'en situer la limite entre les bancs de Pechlat et la Montagne d'Alaric. L'importance de ces brèves ingressions marines dans les séries continentales est essentielle pour définir des lignes isochrones dans des formations aux faciès si variables (fig. 43) les calcaires qui l'encadrent se sont tous déposés en milieu lacustre (faune de Mollusques, fig. 79) mais les sommets de banc à structure conglomératique montrent qu'ils ont souvent subi une évolution en milieu palustre, à la suite d'assèchements partiels.

P.F & JC.P

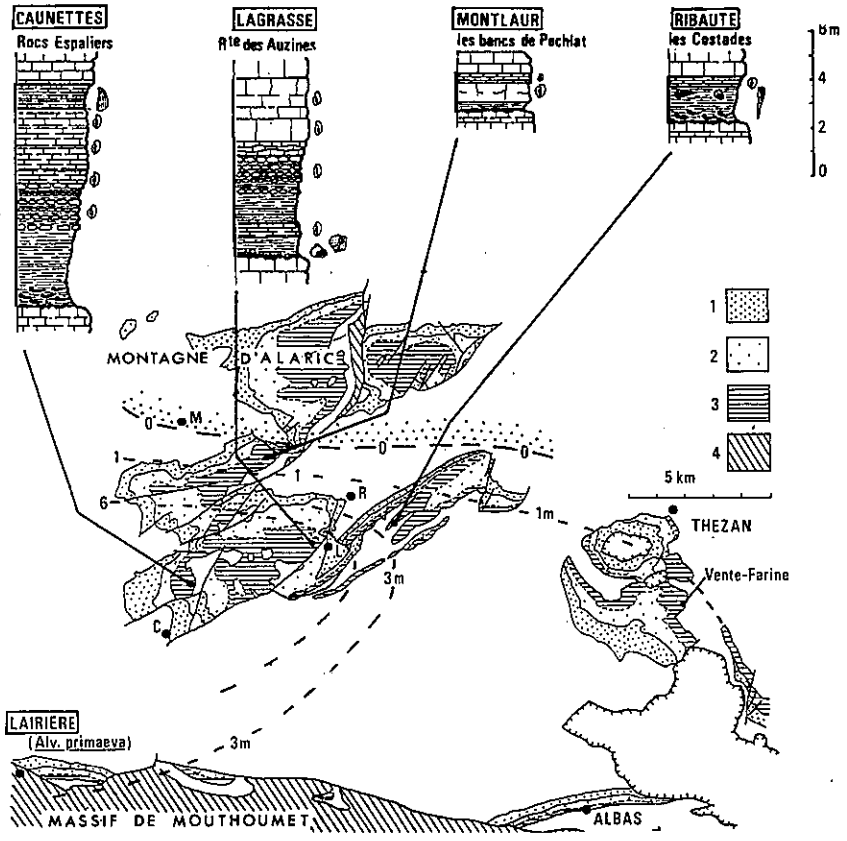


Fig. 87 : : L'INGRESSION THANETIENNE DANS LES CORBIERES SEPTENTRIONALES.
Courbes isopaques du niveau marin et rivage du Congoust.- 1 «Sparnacien» ; 2 Thanétien limoneux (supérieur) ; 3 Thanétien calcaire lacustre et niveau marin ; 4 Paléozoïque. Quatre coupes et leurs fossiles : Mytilidé, Milioles, Huîtres, Madréporaires coloniaux ou solitaires, Naticidés, Cérithidés.

ARRET 12 13 14 15

Rappelons brièvement que les résultats qui vont être exposés se fondent sur l'étude statistique de nature des matériaux relevés au cours de 2 coupes rectangulaires à travers le synclinal de Villefloure.

L'une E.W. comprenant à sa base le premier banc de poudingue débute à 50m à l'Est du col d'Arquettes et se termine a l'Ouest de Villefloure.

L'autre N.S. se situe entre Palaja et Greffeil. L'évolution verticale ainsi dégagée fournit l'image d'une sédimentation inverse par arrivées successives de matériaux empruntés à la bordure du bassin, puis aux différentes enceintes de l'axe pyrénéen, et finalement aux noyaux granitiques.

Les arrivées de poudingues ont été recencées du sommet du Col d'Arquettes jusqu'au Centre du synclinal de Villefloure, et sont résumées dans la figure suivante .

ARRET 12

(1) Calcaires gréseux glauconieux à Orbitolines ;
(2) Des calcaires argileux à Orbitolines, Annélides et Choffatelles ;
(3) Des calcaires à pâte fine bleutée à nombreuses tiges et oogonés de Charophytes ;
(4) Des calcaires à *Clypeina jurassica* et à Trocholines ;
(5) Des dolomies cristallines noires ;
(6) Des calcaires à tests de Lamellibranches, d'Ostracodes et de débris de Charophytes :
(7) Des calcaires jaunes à colithes et à gravelles et quelquefois bréchiques ;
(8) Tuf acide, à structure fluidale, partiellement cristallites) à traînées aériciteuses à filons quartzeux (quartz corrodés).
(9) Grès rouges permo-triastiques.

ARRET 13

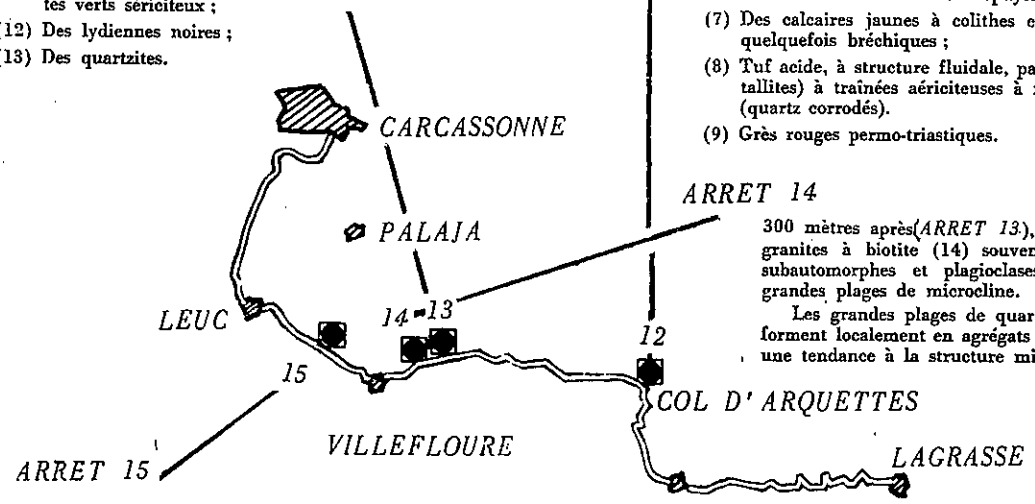
à 1 kilomètre à l'Ouest de Mas des Cours *(ARRET 12)* qu'apparaissent les premiers éléments du Paléozoïque qu'accompagnent des calcaires blancs métamorphiques (10).

(11) On trouve également de nombreux galets de schistes verts sériciteux ;
(12) Des lydiennes noires ;
(13) Des quartzites.

ARRET 14

300 mètres après(*ARRET 13*), on relève les premiers granites à biotite (14) souvent chloritisés, à quartz subautomorphes et plagioclases en phénocristaux, à grandes plages de microcline.

Les grandes plages de quartz exomorphes se transforment localement en agrégats granulitiques indiquant une tendance à la structure microgranite.



A 2 kilomètres à l'Est de Villefloure, se manifestent les calcaires lacustres auxquels fera suite une nouvelle nappe d'épandage dont les éléments sont essentiellement empruntés à la couverture paléozoïque et aux matériaux cristallins.

(15) Des lydiennes noires, gris cendré, vert jaunâtre, d'aspect cireux ;
(16) Des calcaires beige jaunâtre à dolomies scintillantes ;
(17) Des calcaires gris magnésiens ;
(18) Des calcaires gris cristallin à « structures griotteuses ;
(19) Des calcaires dolomitiques roussâtres, riches en petits cubes de pyrites limonitisée ;
(20) Des granites à deux micas ;
(21) Des microgranites ;
(22) Des aplites (aspect de marbre) à feldspath et quatrz sans mica, à amphibole, zircon et sphènes très abondants.

Fig. 88 : LOCALISATION DES ARRETS, SPECTRE LITHOLOGIQUE DES GALETS.

ORIGINE DES ELEMENTS.

Les faciès de (1 à 7), puis (10) se retrouvent dans les formations cartographiées sur la feuille de Quillan (synclinal de Saint-Paul de Fenouillet et celui de Boucheville) et vont de l'Albien au Jurassique moyen.

Le faciès 8 est semble-t-il celui de l'Hettangien inférieur. L'étude de LACROIX sur les tufs volcaniques du Segalas (Ariège) et la description qu'en fait G DUBAR rappellent ceux que nous avons examinés au laboratoire.

M.L

TROISIEME JOURNEE DE CARCASSONNE A CORDES.

Sous la direction de :

M.P. MOULINE

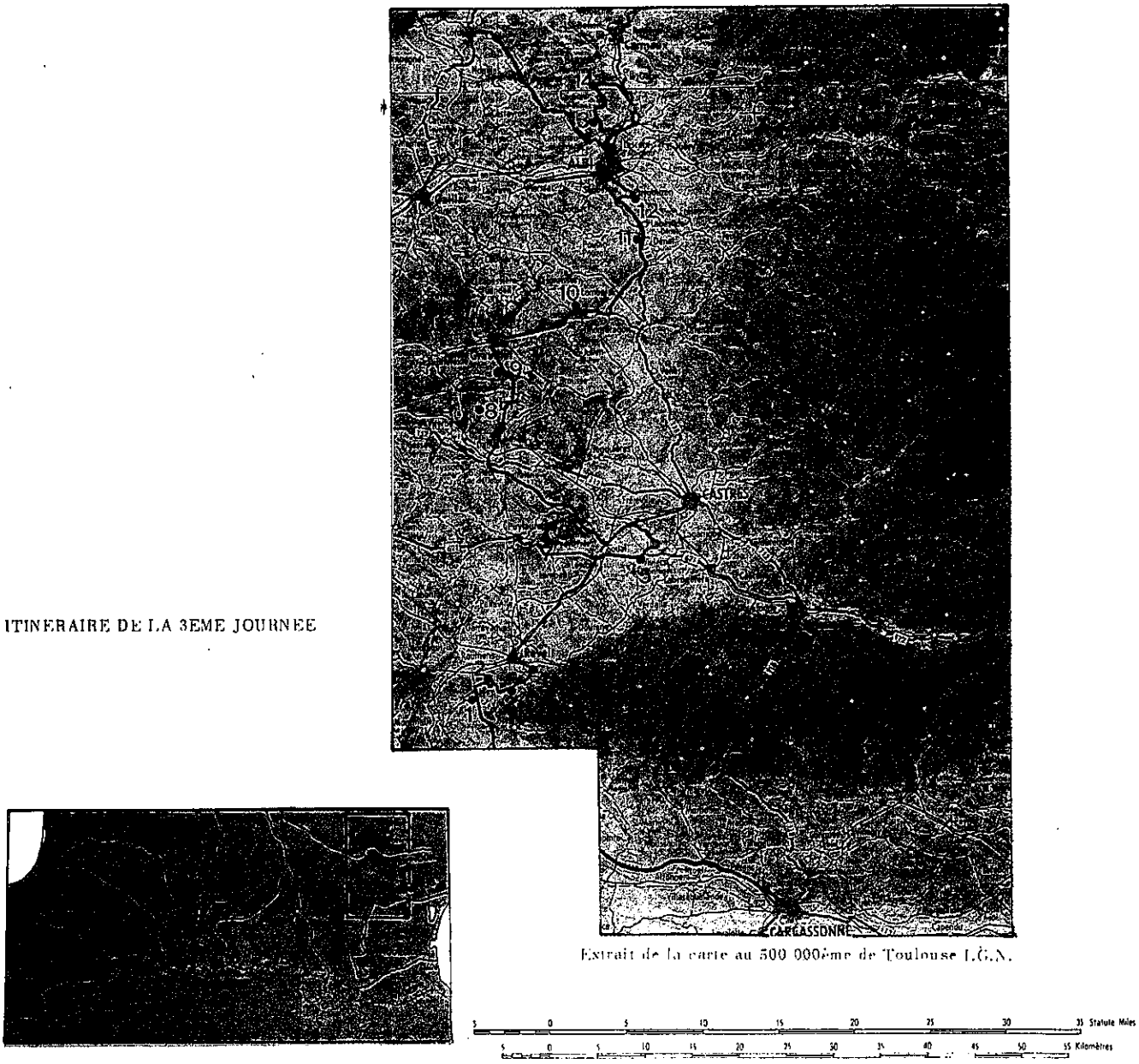


Fig. 89 : ITINERAIRE DE LA 3EME JOURNEE

Extrait de la carte au 500 000ème de Toulouse I.G.N.

Cette 3ème journée sera essentiellement consacrée à l'étude de quelques affleurements choisis parmi tous ceux qui induisent la moins mauvaise des hypothèses interprétatives de la distribution des divers faciès carbonatés, argileux, gréseux, conglomératiques du pays de molasse qu'aujourd'hui nous traverserons. Cette journée débutera par l'étude de quelques affleurements de paléoaltérites. Viendra ensuite l'étude de la partie centrale du complexe fluvio-lacustre avec ses ensembles détritiques et palustres, puis en fin de journée, une approche des zones extérieures du système dont nous étudierons les apports divers qui nous proviennent des reliefs, à cette époque exondés, du Nord et de l'Est.

Nous rappelons, planche XI page 84, les principaux faciès que nous verrons.

Pour des raisons dues aux commodités de l'itinéraire et la nécessité de choisir des affleurements où les phénomènes ne sont pas trop altérés par l'action des intempéries et de la végétation, les divers arrêts ne sont pas placés sur le même isochrone. Les n° cerclés placés en surcharge sur la coupe S.SE - N.NO du bassin traversé (voir généralités planche VIII page 52) sont les n° des arrêts. Ce tableau est destiné aux excursionistes désireux de situer dans le temps l'âge des divers affleurements montrés.

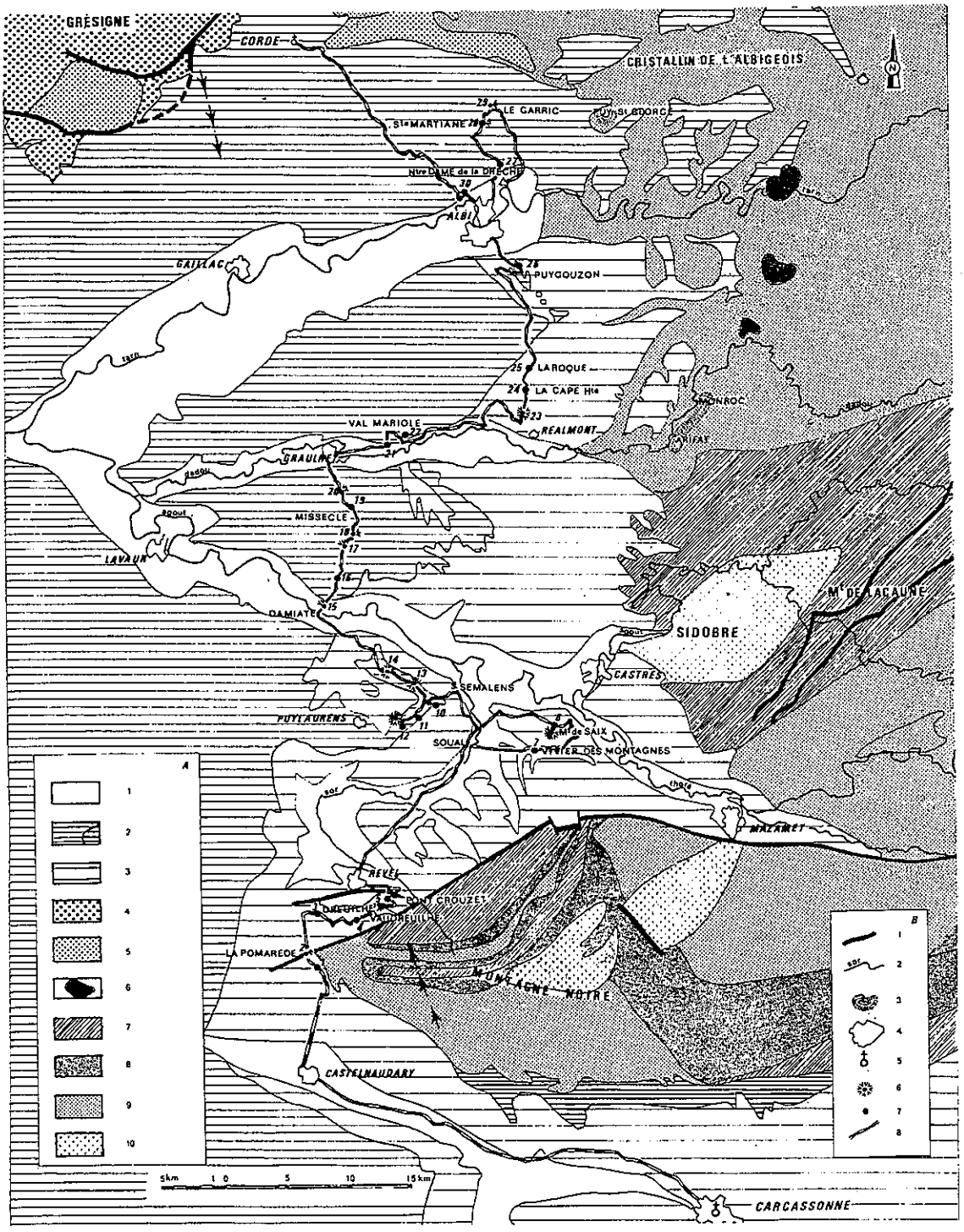


Fig. 90 : ITINERAIRE DETAILLE DE LA VISITE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS.

Cartouche A :

1, le Quaternaire ; 2, l'Eocène (en tireté serré : Eocène marin) 3, l'Oligocène ; 4, le Secondaire ; 5, les terrains carbonifères, permiens et jurassiques ; 6, les roches métamorphiques basiques ; 7, le Primaire ; 8, Précambien ; 9, roches métamorphiques acides ; 10, massifs granitiques.

Cartouche B :

1, principales failles ; 2, rivières ; 3, Inselberg anté-éocènes ; 4, Ville ; 5, départ et arrivée de l'excursion ; 6, Panorama ; 7, Points de prise de parole ; 8, Itinéraire.

Noter dans la présentation de cet itinéraire la distinction des ARRETS numérotés de 1 à 14 et les POINTS DE PRISE DE PAROLE numérotés de 1 à 30

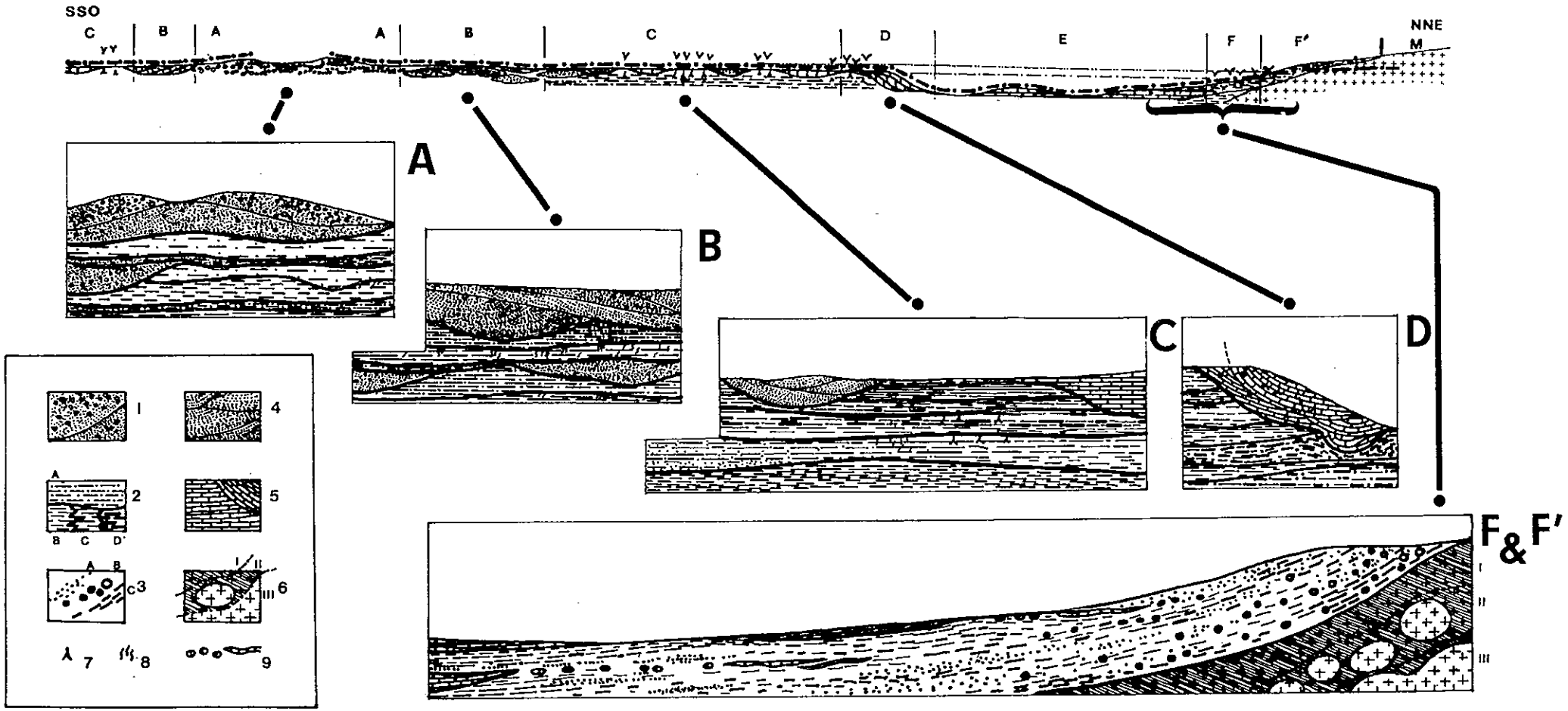


PLANCHE XI.

LES PRINCIPAUX FACIES DETRITIQUES ET CARBONATES D'UN COMPLEXE FLUVIO-LACUSTRE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS

1 : chenaux à poudingues ; 2 : lentilles de grès molassique à stratifications obliques et entrecroisées ; 3 : épandages de silts et d'argiles plus ou moins sableuses ; 4 : calcaires ; 5 : les épandages venant du Massif Central (a) grès, (b) coulées à quartz, (c) argiles fines kaoliniques ; 6 : les paléoaltérites (voir le texte sur les paléoaltérites) ; 7 : traces de pédogénèse ; 8 : traces de racines ; 9 : cyanophycées.

HYPOTHESES D'INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUES.

On verrait ainsi débouchant dans une dépression intercontinentale : 1°) Un delta avec des chenaux divagants, leurs bourrelets plus ou moins colonisés par la végétation et une plaine inondable parcourue par des bras-morts du fleuve, formant des marécages coalescents et portant, en période d'étiage, une couverture végétale (Zones A & B, Planche I): W-L Une plaine inondable riche en facies palustres où se perdent des bras du système fluviatile (Zone C) 3°) Une zone lacustre où se concentrent et subsistent, à l'état résiduel des eaux, entre deux périodes de crues (Zone F). 4°) Des prairies humides sur les parties marginales du système (Zone F) avec entre la plaine inondable riche en faciès palustres (Zone C) et la zone lacustre (Zone E) : 5°) Une beine d'alluvions aux allu-

L'évolution paléogéographique du système est donnée de la p. 50 à la p. 53. (voir aussi la planche I page 15).

ETUDE DES FACIES D' UNE ZONE (F).

ARRET 1 (POINT 1)
LES AFFLEUREMENTS DE MOUSQUES HAUTES.

L'étude des marmorisations dans les argiles bigarrées et concrétionnées de cet affleurement permet d'établir la chronologie des évènements suivants :

1°) Dans ce sédiment, déposé au sein du complexe fluvio-lacustre dit des Argiles de Mazamet, apparaît d'abord une anisotropie due aux contraintes locales et qui affecte le matériau déposé.

2°) Dans une phase ultérieure, le système radiculaire d'une végétation hydrophile se met en place dans les zones de moindre résistance.

3°) Leur succion radiculaire assure la migration des éléments de la roche mère vers le centre des pénétrations où le pH est inférieur à 5, la roche mère, quoique acide, étant d'un pH 5.

4°) Il y a destruction de la végétation hydrophile et un confinement des eaux du système amenant le centre des auréoles au pH 8 ; la fiyation des diverses auréoles à ce moment-là se précise, mais le fer peut encore migrer.

5°) L'exondation définitive de l'ensemble l'amène en milieu aéré. Il est désormais fixé avec les couleurs que nous lui connaissons. (G. CALYSE & MP. MOULINE, 1973)

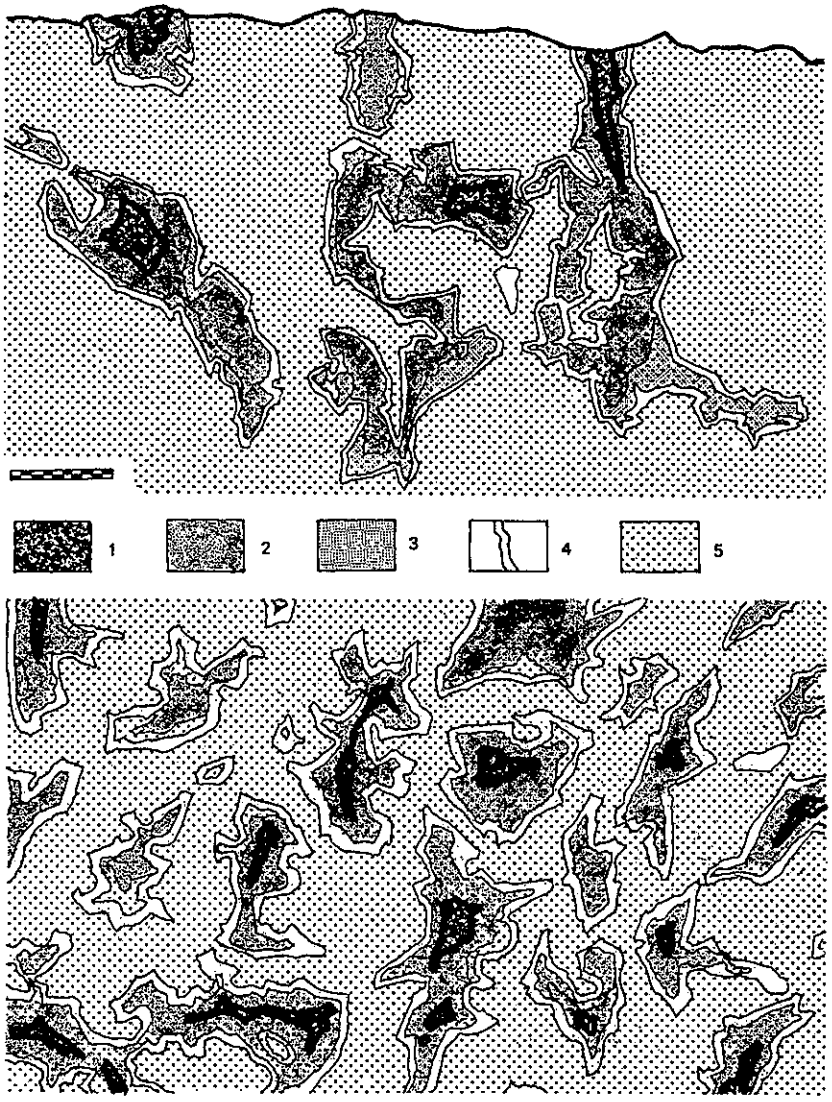


Fig. 91 Les argiles sableuses bigarrées et concrétionnées de Mousques Hautes *(Aude)*

Les facies (1 - 2 - 3) sont hauts en couleur, rouge, de plus en plus concretionnés et indurés de (3 à 1). L'auréole (4) de couleur grise cerne chacune des zones d'altération qui pénètrent dans la roche mère (facies 5) ici des sables argileux.

ETUDE DES PALEOALTERITES (F').

ARRET 2&3 (POINT 3 ,4 & 5)

LA COUPE DE DREUILHE (fig. 89)

Après avoir passé au point 2 la faille limite Nord de la Montagne Noire nous nous arrêtons au point 3 sur un affleurement aujourd'hui fortement dégradé, autrefois très beau, mais qui montre encore une «stone-line» visible sous les argiles à graviers éocènes (coupe de Dreuilhe).

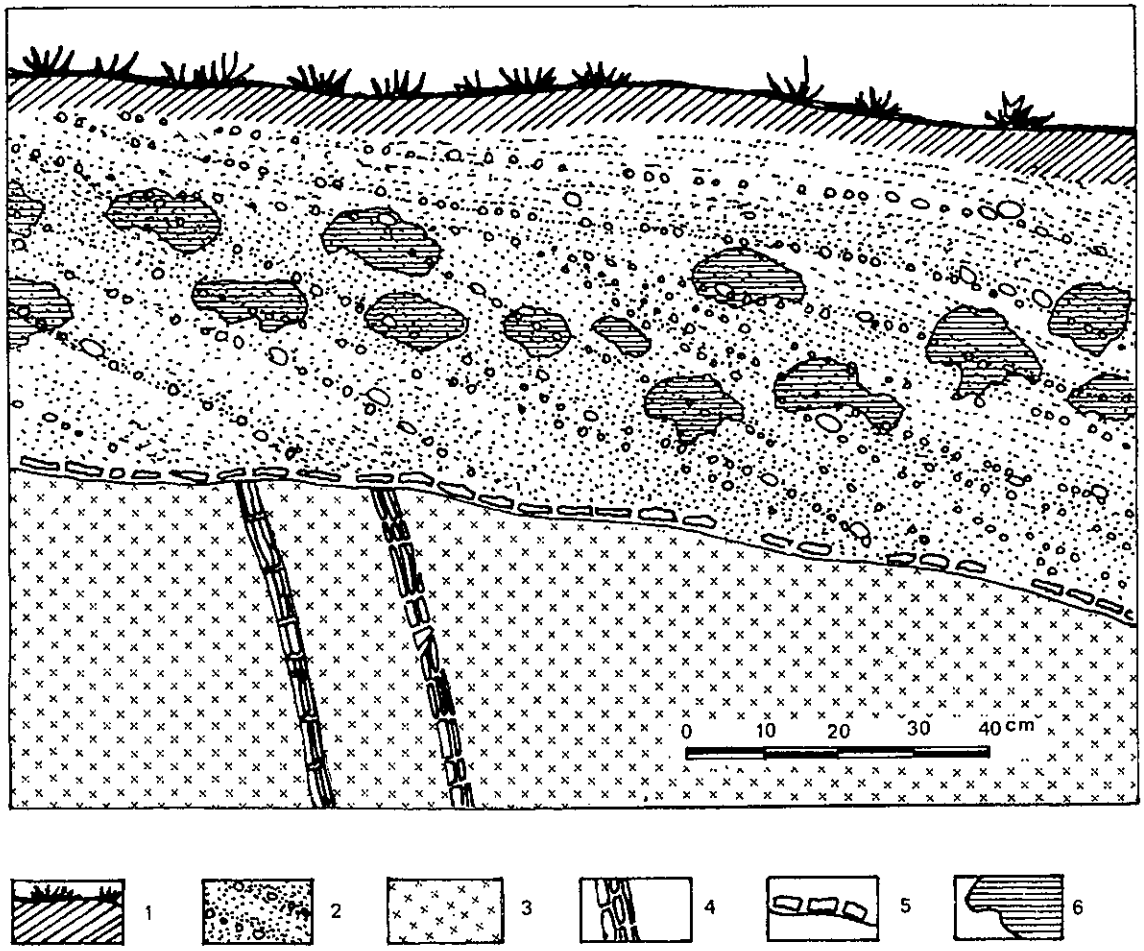


Fig. 92 : COUPE DE DREUILHE ; 1, sol actuel ; 2, sables argileux éocènes ; 3, gneiss ; 4, filons de quartz ; 5, stone line ; 6, encroûtements ferrugineux.

De même la carrière d'En Couloum (Point 4) présente aussi un grand intérêt avec sous des remaniements de sols rubéfiés : des gneiss altérés, anciens horizons blanchis de paléoaltérites anté-éocènes.

Au point 5 nous découvrirons la vue sur le Lac de St Ferréol (XVIIème siècle).

ARRET 4 (POINT 6)

LA CARRIERE DE PONT CROUZET. (fig 94 p. 87)

La carrière de Pont Crouzet présente :

1°) Des atterissements carbonatés témoignage de l'existence d'une plage avec présence d'encroûtement dolomitique (5) dans les sables remaniés par les seiches lacustres, des niveaux à racines (7), des marmorisations d'origine pédologique (5).

2°) Un épendage fluvio-lacustre de chenaux divagants (2),qui fossilise une stoneline (6) reposant sur le gneiss (1) ici altéré sur une faible épaisseur.

Pour situer dans l'espace les divers arrêts vus jusqu'à présent et appartenant tous à des formations d'âge lutétien moyen, nous conseillons de regarder le bloc diagramme ci-après.

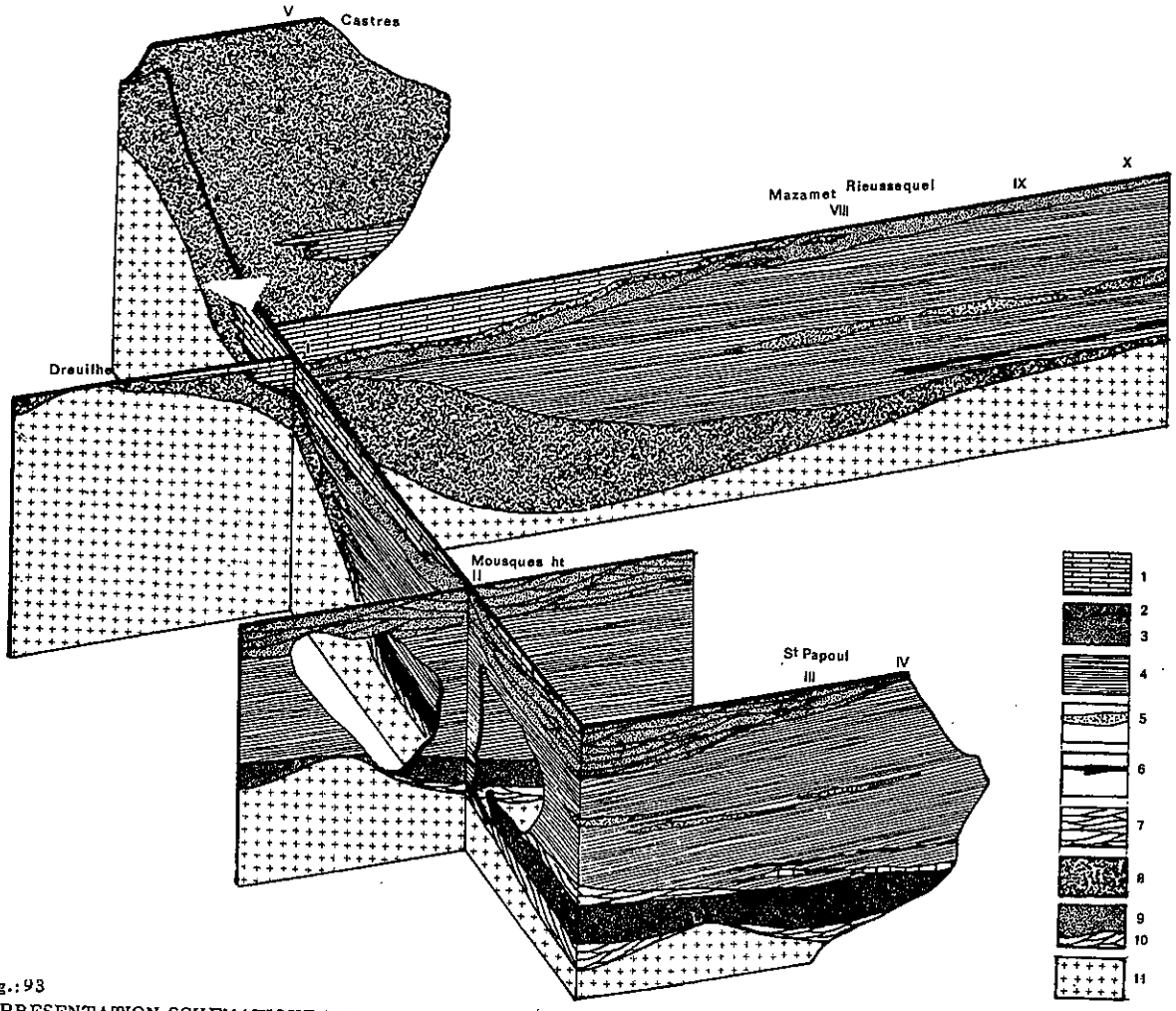


Fig.:93

REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES LITHOLOGIQUES DES ARGILES A GRAVIERS DE MAZAMET ET DE SAINT PAPOUL .

1- le calcaire de Castres (Lutétien). 2- les sables dolomitiques des plages fossilisées par les extensions du système lacustre dit du «calcaire de Castres». 3 le complexe deltaïque à stratifications obliques et entrecroisées dit des «grés d' Issel» 4 les argiles de Mazamet & de St-Papoul. 5 les sables intermédiaires à amétistes .6 les niveaux ligniteux riches en debris de troncs et branches accompagnés de nombreux microfossiles organiques (A.COMBAZ &MP.MOULINE 1967). 7 le complexe deltaique inférieur, contemporain des calcaires de Ventenac . 8- les séries grossières basales de Castres .9- les séries grossières basales de St -Papoul. 10- le complexe fluvial des Lignères . 11- le socle métamorphique et ses altérites .

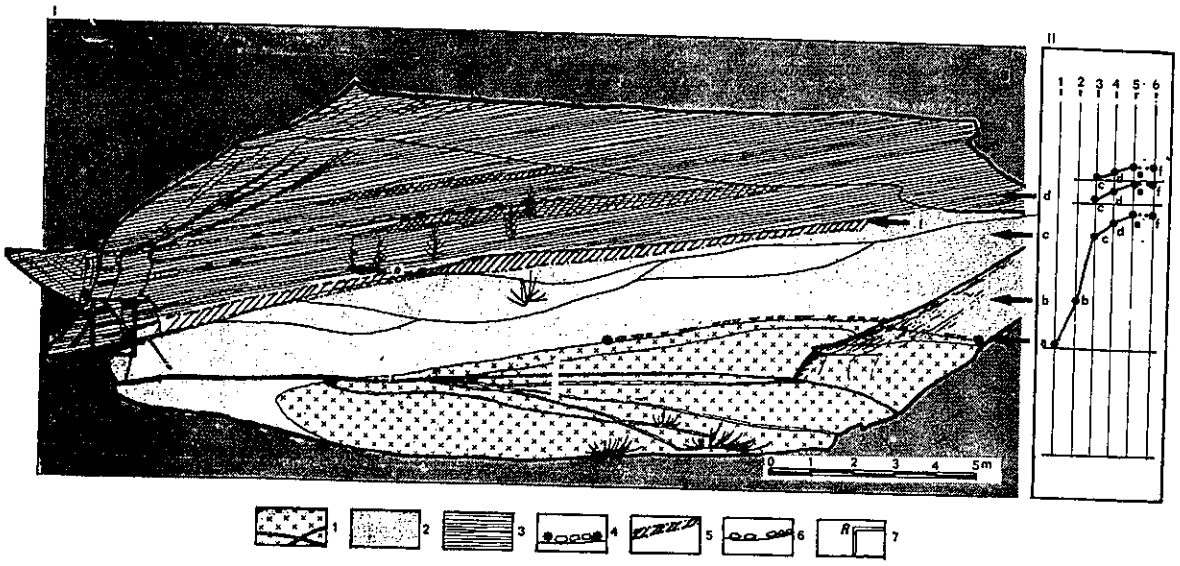


Fig.:94- LA CARRIERE DE PONT CROUZET - Vue générale (I) et séquences lithologiques (II)

1, gneiss ; 2, argiles et sables à graviers éocènes (fluviatiles) ; 3, faciès palustres ; 4, stone line ; 5, niveau à enrichissements carbonatés ; 6, poupées carbonatées ; 7, zone à momies de racine.

Etude des séquences : 1, séquence d'altération subaérienne ; 2, séquence d'épandagés anarchiques de graviers sables et argiles ; 3, séquence de constructions de stratifications obliques et entrecroisées ; 4, séquence d'inondation, la formation des dépôts carbonatés ; 5, séquence de rubéfaction et de marmorisation des dépôts précédemment formés.

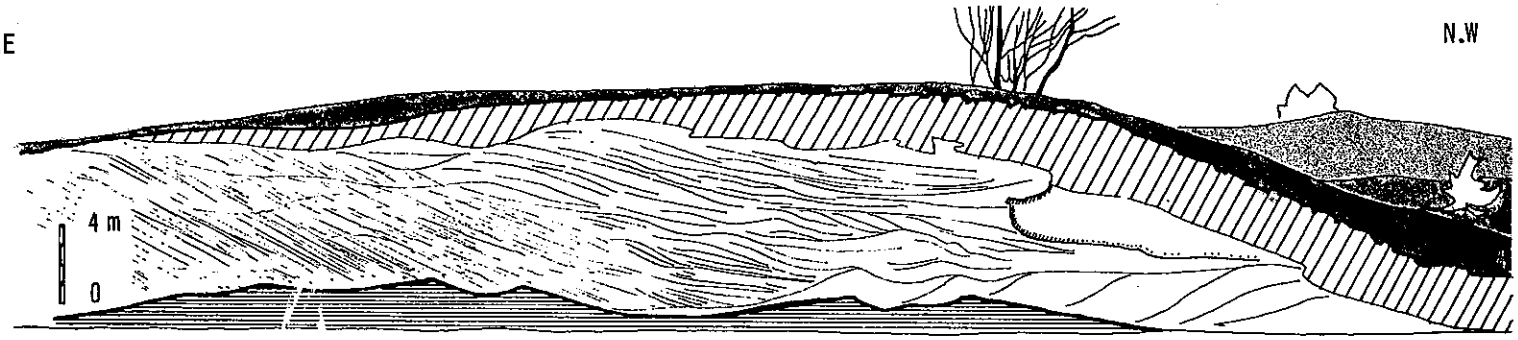


Fig. 95 B

Fig. 95 C

Fig. 96

REPRESENTATION DE QUELQUES AFFLEUREMENTS MONTRANT DES STRATIFICATIONS OBLIQUES.

La figure 95 A montre l'affleurement de la route de Damiatte à Graulhet (arrêt 9) ; les figures 95 B et 95 C sont destinées à mettre en évidence la différence d'échelle qu'il peut y avoir dans la hauteur du front de sédimentation des systèmes à stratifications obliques; dans la partie amont du delta d'une part et dans sa partie aval d'autre part.

Les figures 95 B et 96 représentent l'affleurement de St Martin de La Cesquière. Les figures 95 C et 97 représentent un affleurement du complexe de Puygebon.

Fig. 97

ETUDE DES FACIES D'UNE ZONE B, ZONE DE DELTA AVEC DES CHENAUX DIVAGANTS.

ARRET 5 (POINT 7)
LES STRATIFICATIONS ENTRECROISEES ET OBLIQUES DE VIVIERS DES MONTAGNES.

A partir du Bartonien les diverses figures de courant indiquent l'apparition d'un système fluvial particulier dont la permanence se manifeste jusqu'à la fin de l'Oligocène. Les changements de cours de ce système résultent de variations climatiques et de l'évolution des principaux éléments structuraux de la région. Le premier entraîne des discontinuités dans les alimentations en eaux ; le second provoque la migration des aires de sédimentation. Cependant la direction générale du charriage des matériaux qui forment aujourd'hui les grès molassiques du Castrais et de l'Albigeois, reste constante et orientée du S.E vers le N.W. La coupe de Viviers des-Montagnes permet une bonne observation de tels grès.

(POINT 8)

La vue sur le Causse de Labruguière et le versant nord de la Montagne Noire depuis le Mont de Saix

(DU POINT 9 AU POINT 10)

De Sémalens à Puylaurens » les excursionnistes parcouront l'itinéraire marqué 9⟹9 dans la planche VIII page 52 . Ce cheminement permet de repérer les différentes formations continentales du Castrais , telles qu'elles sont décrites par G. VASSEUR, J. REPELIN & J. BLAYAC 1889 à1893 et J. BLAYAC 1930 .

Noter en passant que les centiles des galets, vus d'affleurements en affleurements le long de ce parcours, croissent sur une même verticale, de bas en haut de la série stratigraphique. Les éléments, simples graviers à la base, atteignent vite la taille d'un oeuf de pigeon pour peser en haut de la coupe jusqu'à 3 kg. La nature pétrographique de ce matériau sera observée à l'arrêt suivant celui de la coupe de Passelèbre.

ETUDE DES FACIES D'UNE ZONE A. (COEUR DE DELTA A CONGLOMERATS).

ARRET 6 (POINT 10)
LA COUPE DE PASSELEBRE.

Dans les limons déposés au-delà des bourrelets de rive, construits par une crue précédente, est creusé un chenal. Celui-ci est tapissé ensuite de croûtes de Cyanophycées, avant d'être recreusé par une nouvelle crue, puis comblé de matériaux qui ne sont pas d'origine locale. La majorité du stock est constituée de calcaires et d'accidents siliceux jurassiques et

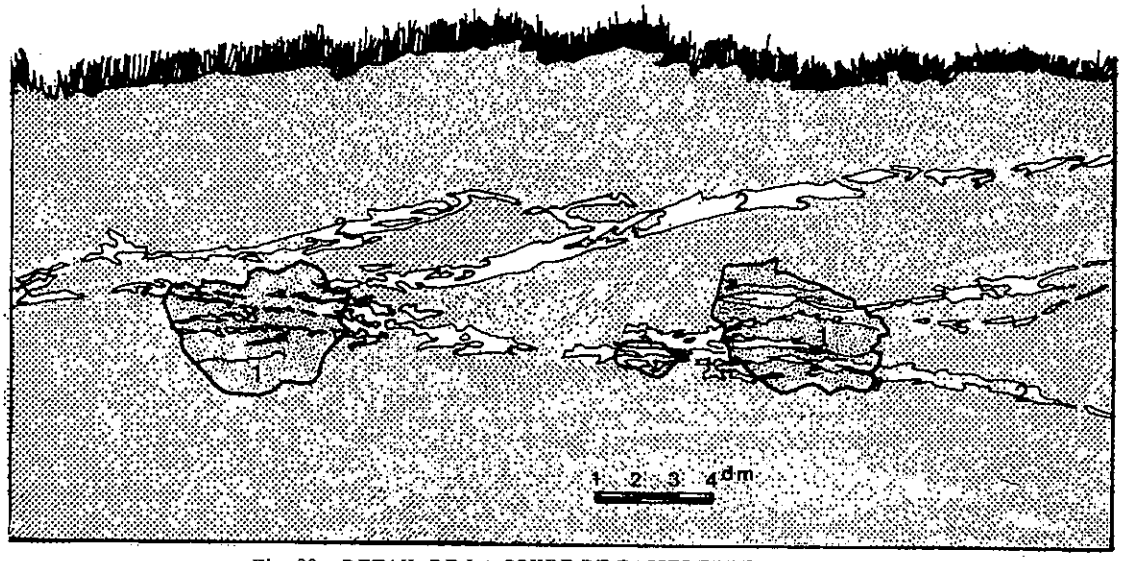


Fig. 98 : DETAIL DE LA COUPE DE PASSELEBRE.
1- morceaux de berges . 2- veines de «trufe pulvérulent» .

crétacés, de plus les lydiennes y sont fréquentes et la présence de galets à Alvéolines et à Nummulites n'y est pas rare. Leur origine certaine est inconnue, leur origine probable est cependant suggérée par la parenté de leur nature lithologique avec celle de roches en place de l'autre côté de l'actuel relief de la Montagne Noire ; depuis les Pyrénées Centrales jusqu'aux Corbières. Les galets impressionnés très abondants dans ces conglomérats ont souvent attiré l'attention des anciens auteurs. On notera la présence plus remarquable de morceaux de berge entraînés dans la décharge caillouteuse, on

notera aussi l'existence d'une formation quaternaire le «trufe pulvérulent» dont les veines carbonatées se diffusent dans les molasses, ici, d'âge bartonien. (M. BOYE, M.P. MOULINE & Cl. VIGUIER 1967). (M.P. MOULINE 1966)

ARRET 7 (POINT 12, 13, & 14)

LE PANORAMA DE MONTAUD.

Vue générale sur la zone des deltas. Les relations entre la paléogéographie et de la géomorphologie du paysage de la région de Puylaurens y sont évidentes. Nous avons là une série d' inversions de relief . Les panoramas que l' on découvrira des points 13 & 14 completera l' analyse que l'on peut faire ici de ce phénomène . Ce qui rend pour ces sites l'emploi , valable dans la région de St - Felix - de - Lauragais , du mot de « cuesta » .

(POINT 15)

Vue sur une lentille de calcaire lacustre isolée dans les complexes plus grossiers et correspondant à une phase de régression de l'importance des faciès détritiques : les calcaires St Martin.

ETUDE DES FACIES D' UNE ZONE B .(ZONE DE DELTA AVEC SES CHENAUX DIVAGANTS).

ARRET 8 9 (POINT 16IT 17)

LES AFFLEUREMENTS DE LA ROUTE DE DAMIATE A GRAULHET.

Nous sommes dans cette région au coeur de la zone, qui à cette époque, contenait les points amonts de coalescence du réseau fluvial anastomosé. Ses chenaux y sont bien définis et ses trous d'eau, vasques profondes, ont recueillis les dépôts sableux dont les stratifications obliques présentent des fronts de sédimentation pouvant atteindre 7m de hauteur.

Les figures 92, 93,& 94 p.91 montrent l'allure et la dimension des stratifications obliques lorsque le système fluvio-lacustre a progradé d'une trentaine de km vers le Nord s'éloignant ainsi de son aire d' alimentation . La figure B montre la différence d'échelle entre l'ampleur des phénomènes dans la région de St Paul Cap de Joux et ceux dans la région de Gaillac ou du dôme de la Grésigne.

(POINT 19)

Nous passons à côté d'affleurements des calcaires de Missècle, d'âge oligocène supérieur. Ces calcaires sont ici des calcaires de bordure extérieure de zone lacustre. Le massif central commence à se soulever et rejette alors vers l'W le système fluvio-lacustre (voir carte paléogéographique (fig. 56 p. 53) . Ce sont , donc, des calcaires à débris de vertébrés .

(POINT 20)

Vue générale sur la vallée du Dadou .Au N.E une zone de badlands roses est visible ; ce sont des zones palustres que nous verrons à l' arrêt suivant .

ETUDE DES FACIES D' UNE ZONE C .(PLAINE INONDABLE RICHE EN FACIES PALUSTRES)..

ARRET 10 (POINT 21 & 22)

LES ENVIRONS DE VAL MARIOLE ET DE PUECH DUC.

Cet arrêt est consacré au faciès palustre du complexe présenté. Nous y verrons :

1°) La coupe type dite du Val Mariole (fig. 96) avec :

1 des zones marmorisées,
2 des priapolithes,
3 des poupées calcaires dans les argiles carbonatées,
4 des figures de dessication,
5 des traces de racines,
6 des «cocons», (enigmatica pouvant être d'anciens oeufs)

Mais le réel intéret de cette coupe, ainsi que les autres de la région réside dans son analyse séquentielle qui montre une évolution corrélable avec celles des autres zones de facies . Se retrouve partout, la brusque irruption des eaux venant du sud, avec une montée graduelle, un apport important de carbonate et la suite longue des vicissitudes qui, aprés les phases de paroxismes se succèdent, dans cette zone palustre, pendant la phase de déficit en eaux venant des paléo-Pyrénées. Ce déficit par ailleurs, subit diverses fluctuations avec les apports en provenance du massif central .

Dans le tableau III de la figure 96 sont indiquées les quatre termes séquentiels principaux :

1 actions pédogénétiques dominantes,
2 dépôts de vase fine (phase de régression de crue),
3 dépôts de carbonates (phase de réenvahissement des

biefs et débuts de crues),

4 phase de creusement et dépôts de détritiques concomitante de la phase carbonatée.

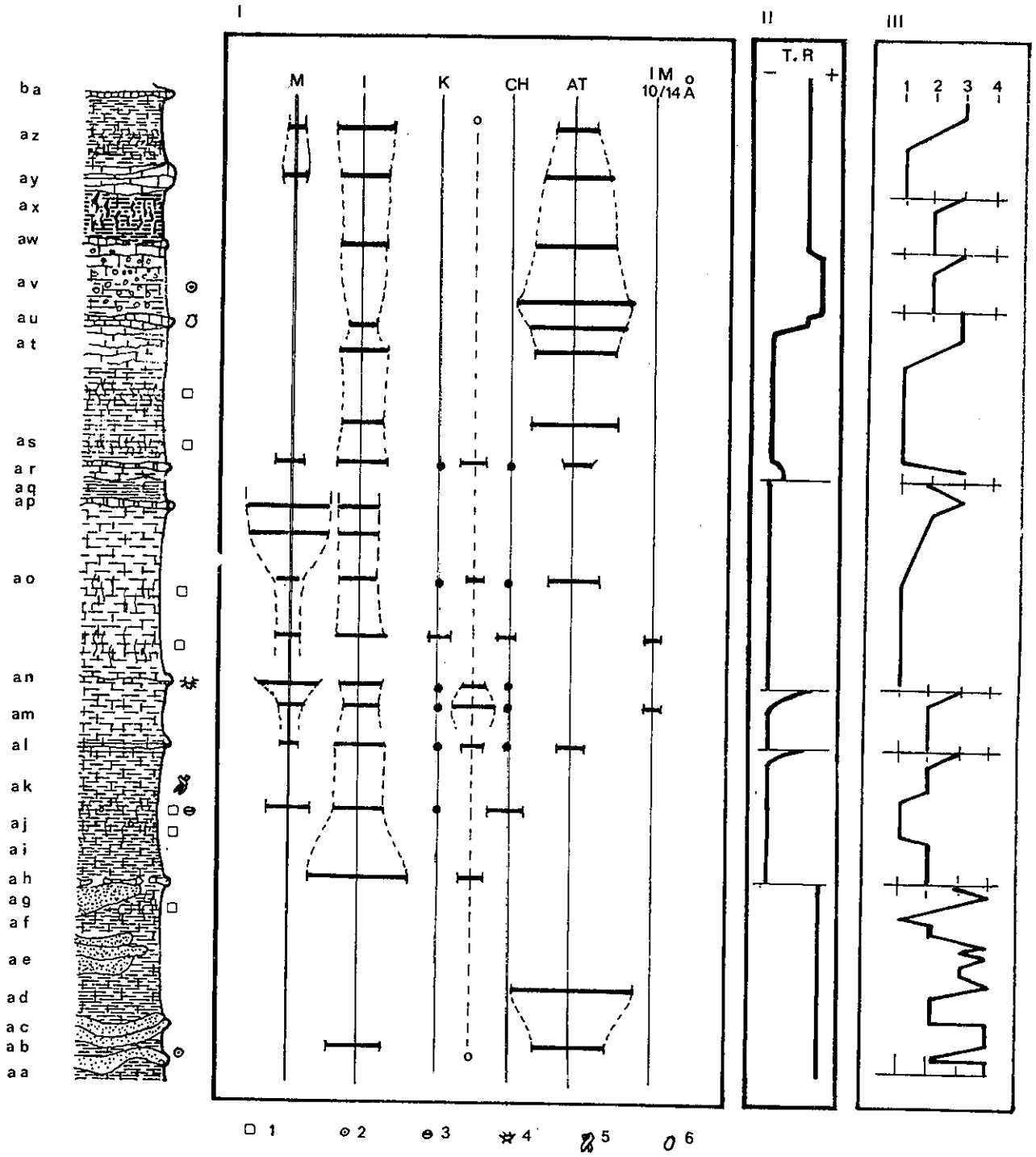


Fig. 99 : LA COUPE DE MARIOLE
de gauche à droite, sont placés :
1°))e log où 1 représente les marmorisations ; 2, les algals balls ; 3, les poupées carbonatées ; 4, les surfaces durcies ; 5, les terriers d'animaux fouisseurs ; 6, des pontes en cocon d'animaux non identifiés.

2°) La colonne I présente le spectre minéralogique des principales espèces argileuses : M, montmorillonite, I, illite, K, kaolinite, O, mélange kaolinite chlorite, Ch, chlorite, AT, attapulgite, IM, interstratifié.

3°) La colonne II présente la turbulence relative.

4°) La colonne III présente les différents termes des séquences se manifestant dans cette zone :

2°) L'alternance isochrone de flaques calcaires et de biefs remplis de matériaux détritiques. Dans le bloc diagramme de la fig. 100 p. 92,

1 (A A) est la coupe précédente,

2 les itinéraires à pied,

3 l'itinéraire en car dans la région du Val Mariole,

4 l'isochrone,

5 les chenaux remplis de détritiques,

6 une lentille de calcaires représentant un petit lac au milieu de la zone palustre.

Au point d'observation B de la fig. 100 nous verrons une avancée conglomératique dans un chenal palustre.

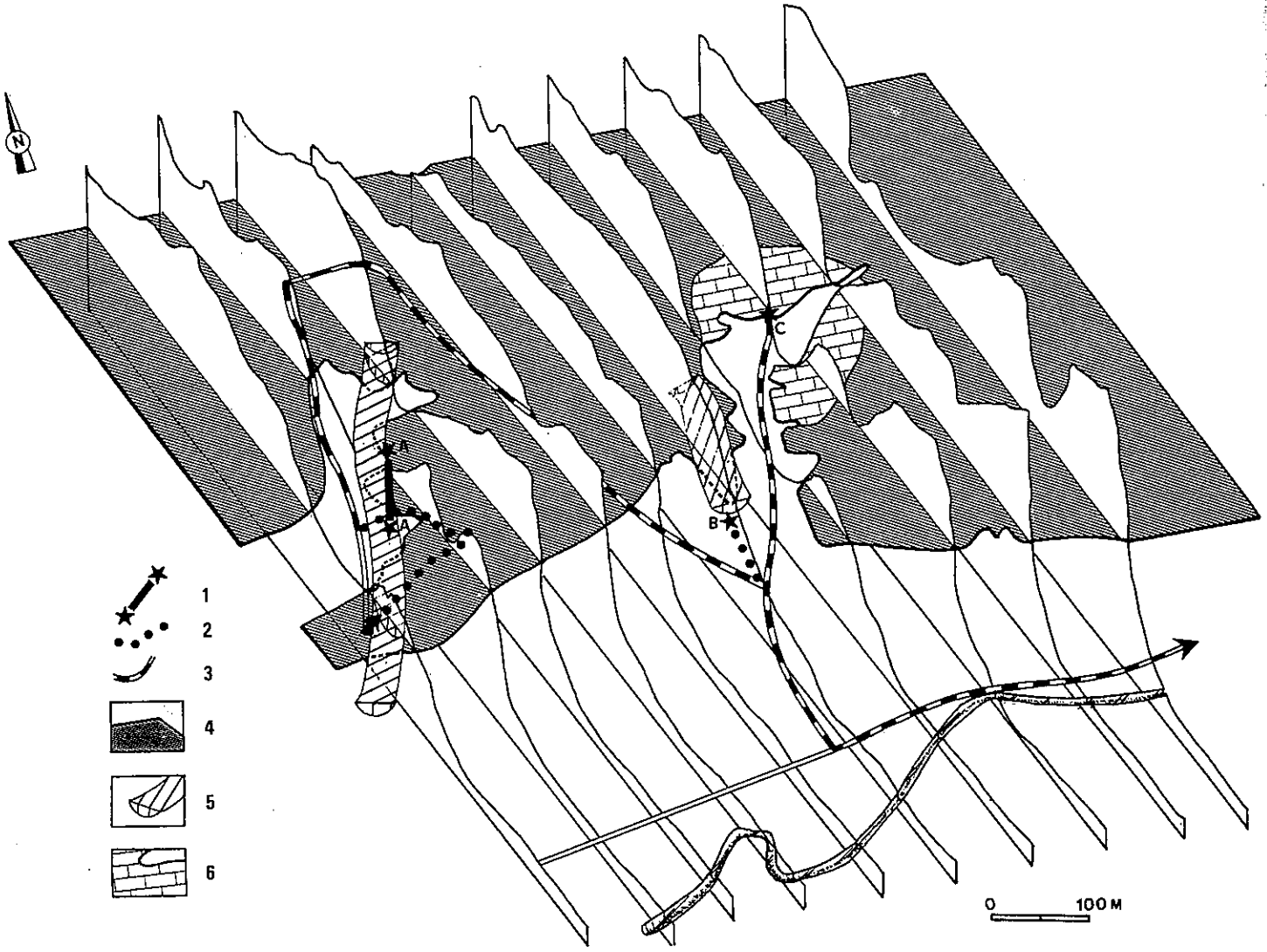


Fig. 100: BLOC DIAGRAMME DES ENVIRONS DE MARIOLE.

Au point d' observation C. La carrière de Puech Duc permettra de montrer divers faciès dans des calcaires lacustres, en particulier :

1° les faciès à ripple marks dans des calcaires,

2° les brèches de dessications,

3° le remaniement des brèches de dessication provoqué par la remise à flot du bief où se sont déposés ces carbonates.

L'étude de ces faciès a permis de dégager une séquence à 3 termes (fig. 101, page 93) correspondant à :

C un stade de remplissage avec effet de chasse d'eau et d'érosion brutale des boues calcaires en voie de dessication,

B un stade d'écoulement des eaux ou d'effet de clapotis avec dépôts de précipitation de flocons de carbonates,

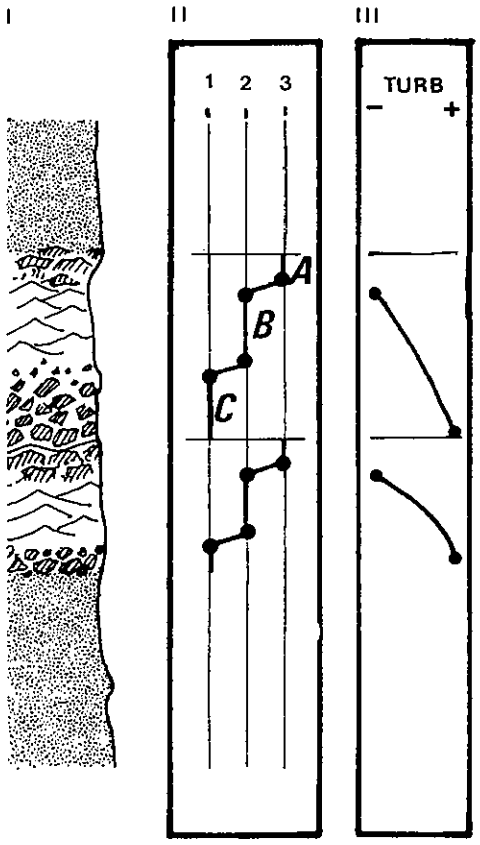
A un stade de déssèchement de la vasque où se sont déposés les carbonates.

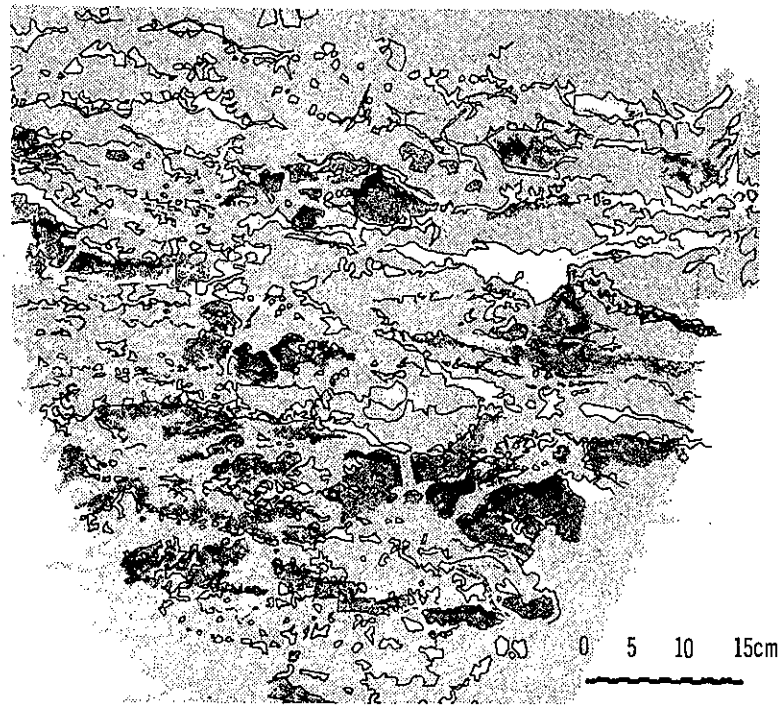
(POINT 23)

Vue sur la région de Réalmont et le « Pays des rougets» du même nom. En second plan le Massif cristallin de l'Albigeois.

(POINT 24)

Nous passons à côté de la carrière de la Cape Haute, carrière établie dans des calcaires lacustres; ceux -ci contiennent des débris de vertébrés et de nombreux Gastéropodes. comme tous les calcaires disposés à la périphérie du système deltaïque principal.





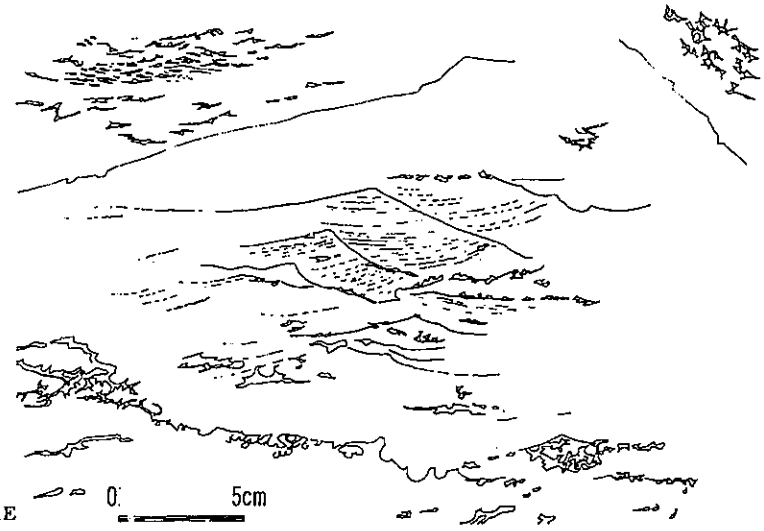


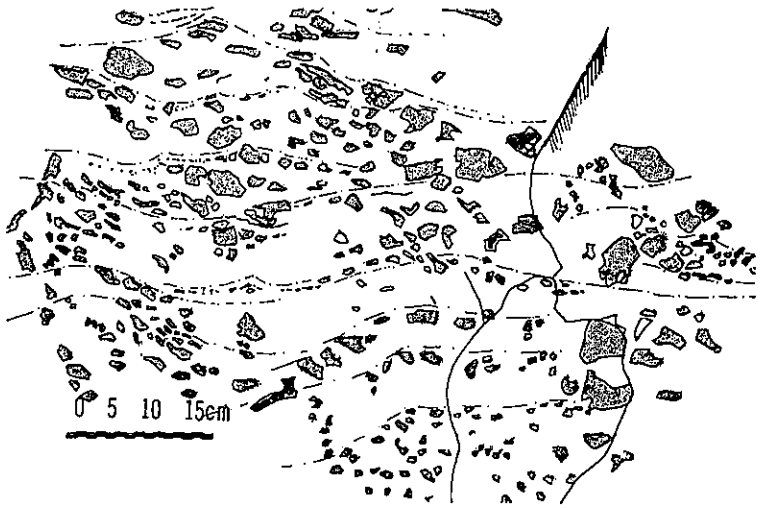
Fig.101 : FACIES ET SEQUENCES DE LA CARRIERE DE PUECH DUC.

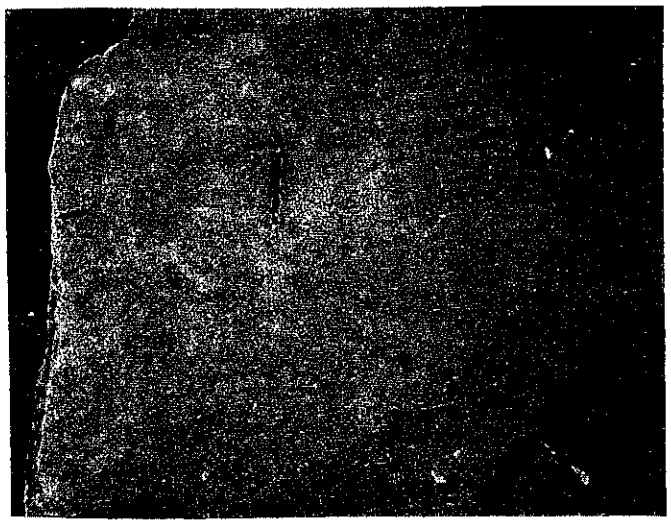
* ci-dessus, I - Coupe

* ci-dessus l'évolution des faciès à Puech

* ci-dessus l'évolution des faciès à Puech Duc. I - Coupe de la partie moyenne visible dans la carrière de Puech Duc. II - La courbe lithologique avec les 3 faciès principaux. A, B, C désignent les 3 séquences définies page 92. III - La variation de la turbulence des eaux dans ce bief.

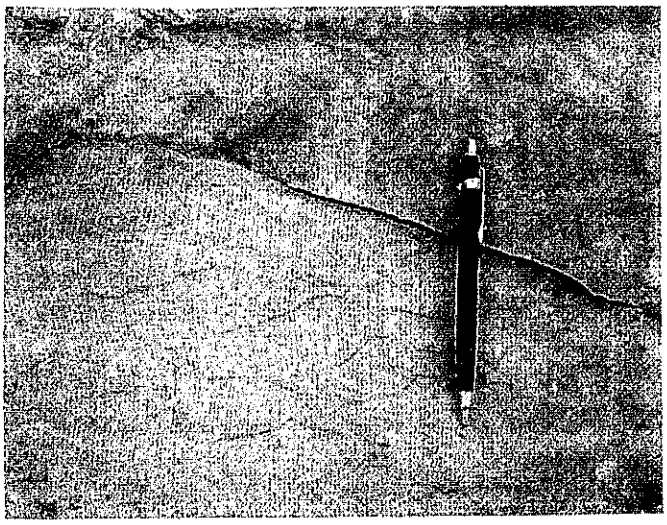
* à droite, vue macroscopique des 3 faciès principaux : C, les brèches de dessication, B, les figures de clapotis remarquer que les bird-eyes soulignent les stratifications obliques dans chaque ride de fond. Les figures de sédimentation sont conservées souvent dans les calcaires lacustres par le fantôme calciteux du voile algaire qui a pu se développer entre 2 phases de dépôts. A, les figures de clapotis ayant subi les effets d'une dessication avec le brunissement d'une partie de la masse du dépôt, le début d'une fissuration avec l développement de plages sparitiques.



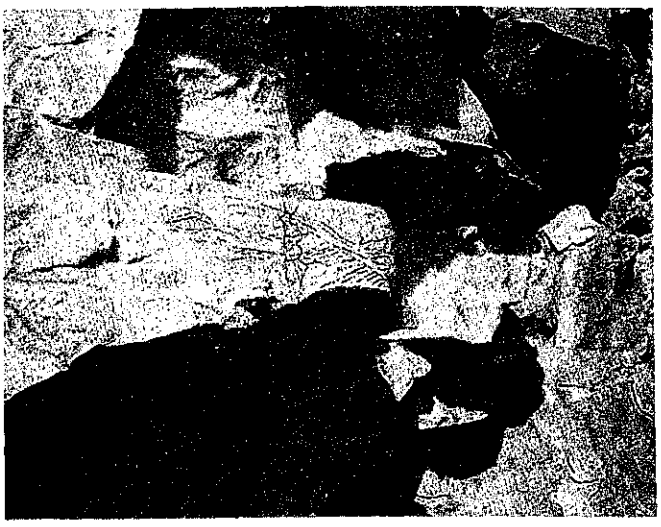


1

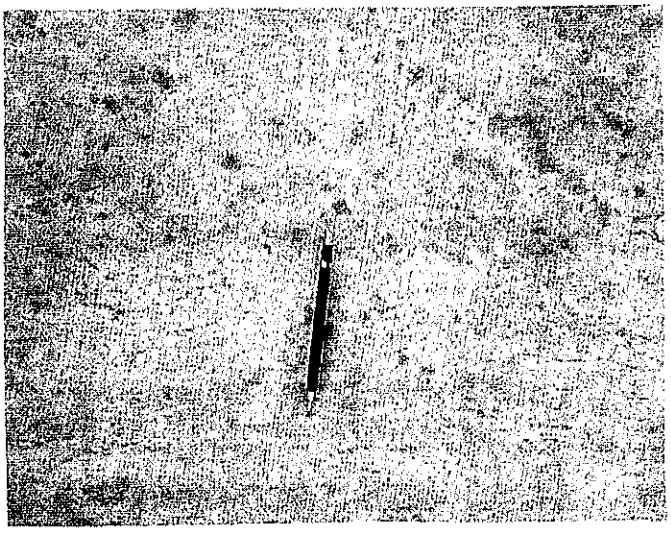
4



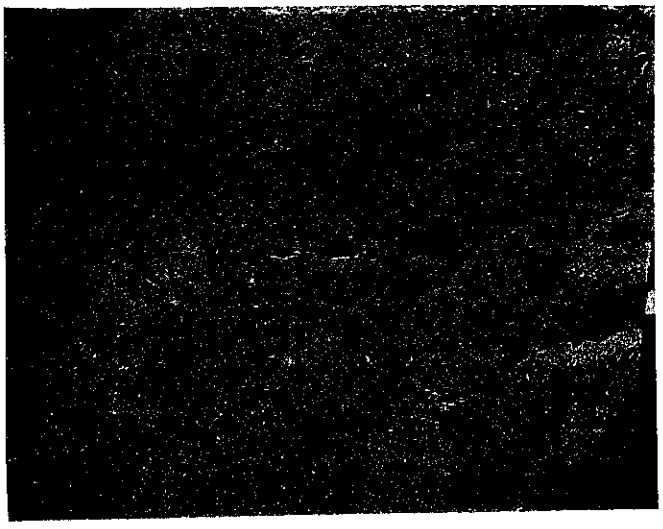
2



5



3



6

PLANCHE XII . FIGURES DE SEDIMENTATION DANS LES CALCAIRES LACUSTRES .

1 : Bloc contenant les trois termes correspondant à la séquence type de Puech Duc -. 2&3 détails du bloc précédent .
4 & 5 : Figures de clapotis dans le calcaire de Castres (Augmontel). 6 : mêmes figures dans le calcaires de Cordes .

LES INTERFERENCES DES COURS D'EAUX DU PALEO-MASSIF-CENTRAL ET DES APPORTS CARBONATES PROVENANT DU SYSTEME DELTAIQUE PALEOPYRENEEN SUR LES DEPOTS DES DEPRESSIONS FERMEES DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS. ETUDE DES EPANDAGES SOUS-AQUATIQUES, ET DES MATERIAUX PROVENANT DE PALEO-ALTERITES ET DE PALEOSOLS LOCAUX.

ARRET 11 (POINT 25)

LA COUPE DE LAROQUE.

On notera :

1° les différences de nature pétrographique qui permettent de distinguer les venues de matériaux en provenance du Massif Central de celles des zones placées au Sud de la Montagne Noire

2° le type de stratification dans les arrivees en provenance de l'Est (fig.

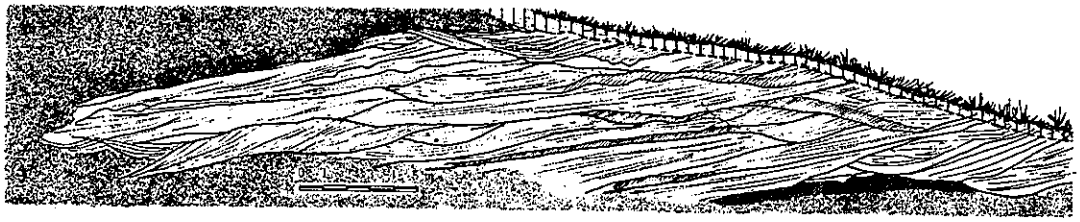
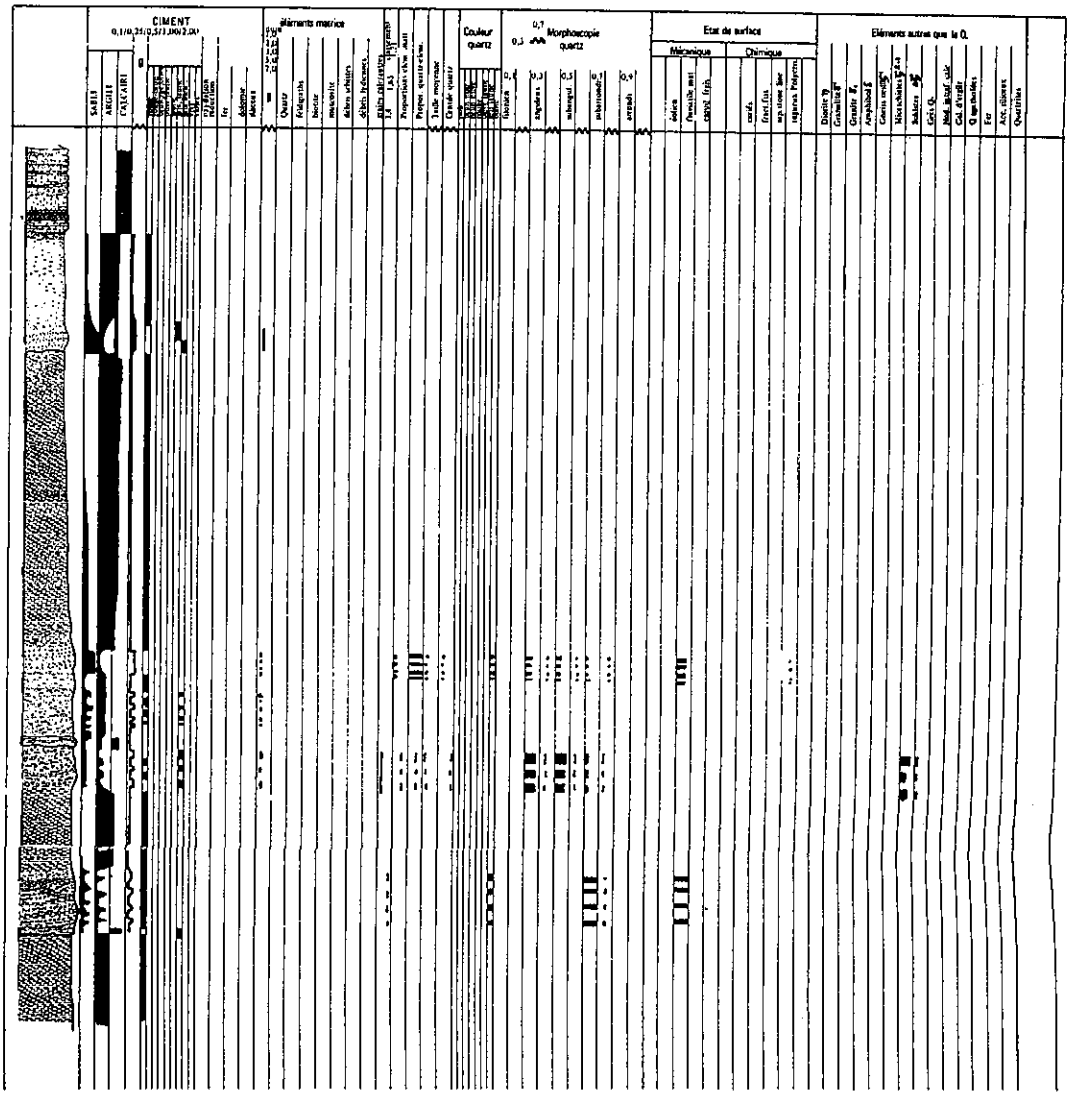


Fig. 102: LA COUPE DE LAROQUE.

Ci-dessus : représentation des stratifications lenticulaires et obliques des matériaux en provenance du massif central (comparer ces modèles de sédimentation à ceux vus page)

Ci-dessous : tableau analytique des caractéristiques de la Coupe de Laroque.



ARRET 12 (POINT 26)

PUYGAUZON LES CONGLOMERATS A ENCROUTEMENTS ALGAIRES.

Un affluent du système fluvio-lacustre débouchant dans la zone F :

Cet affleurement, le 2ème contenant des cyanophycées, nous donne l'occasion de faire le point sur la répartition des principaux types de cyanophycées dans l'environnement paléogéographique des complexes fluvio-lacustres du castrais et de l'albigeois.

Nous renvoyons le lecteur à la première partie de cet ouvrage , au chapitre VIII, consacré aux algues cyanophycées , page 29 .

ARRET 13 (POINT 27)

COUPE DE NOTRE DAME DE LA DRECHE.

L'intercalation des faciès palustres carbonatés dans les argiles des prairies humides de bordure.

Noter :

a) l'envahissement progressif des solutions carbonatées venant de l'W donc des eaux apportées par le delta,

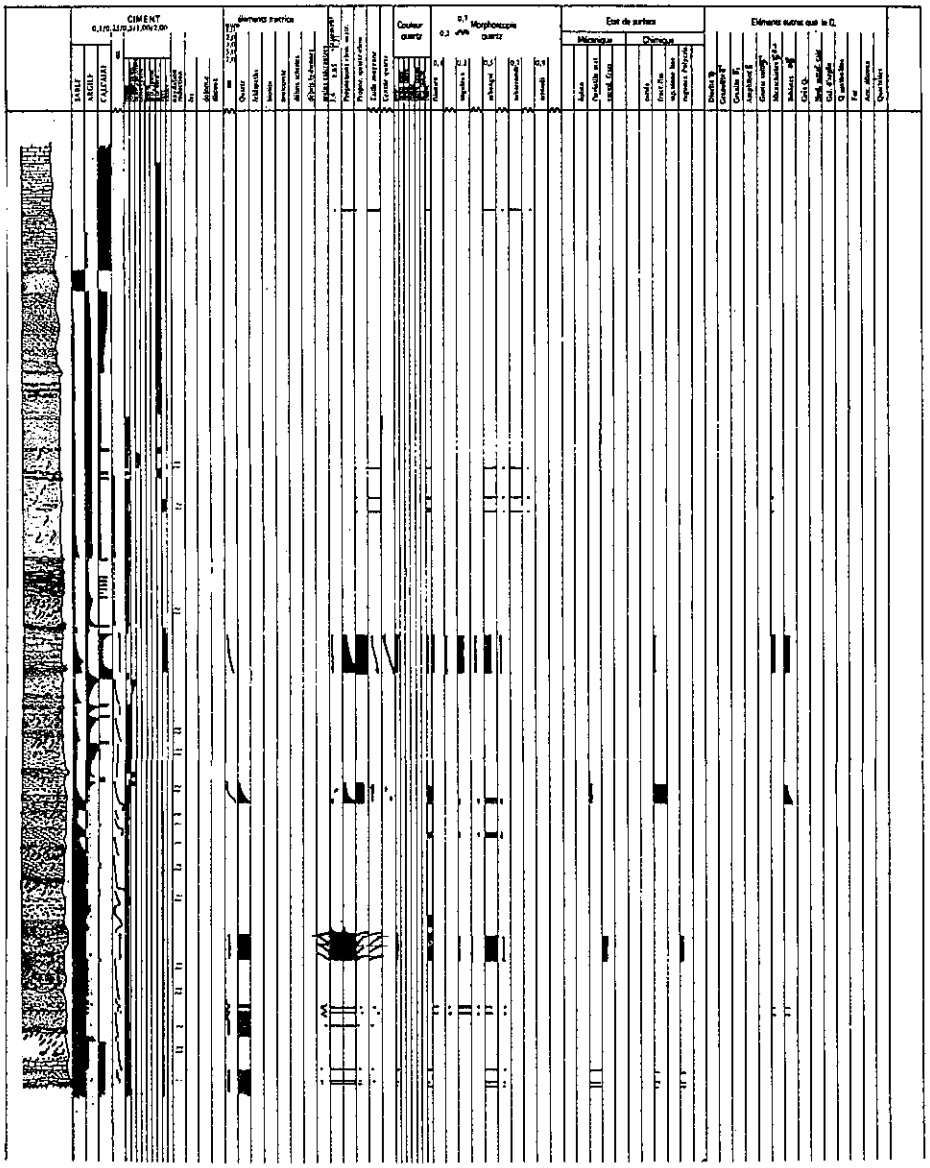
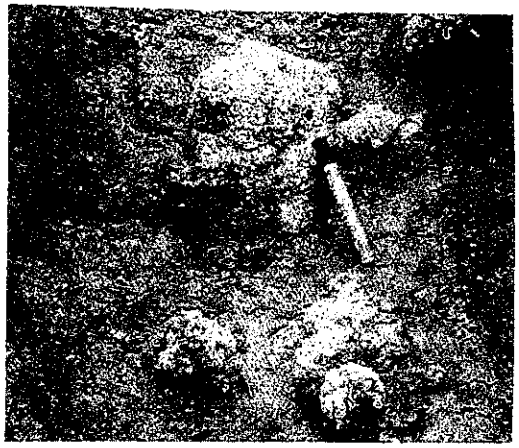


Fig. 103 : COUPE DE NOTRE DAME DE LA DRECHE (avec ses données analytiques).

b) les nombreuses traces de pédogénèse à momies de racines,

c) la disparition des apports de détritiques grossiers en provenance de l'Est.



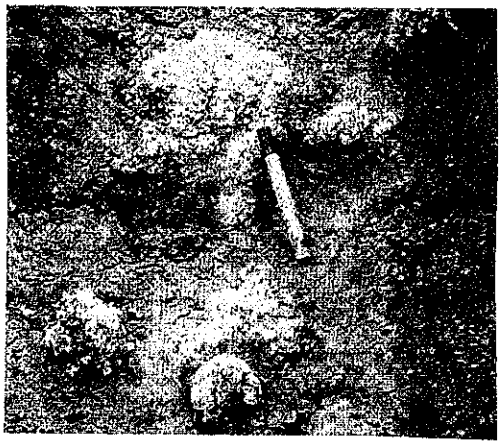


Fig. 104 et 105 : COUPE DE NOTRE DAME DE LA DRECHE : les traces des racines momifiées.

FIG. 106 : ZONES A ENRICHISSEMENTS CARBONATES DANS LES ANCIENNES ZONES PALUSTRES.

ETUDE D' UNE ZONE D ,(LA BEINE D' ALLUVIONS).

Du point 28 et du point 29 nous avons une vue sur le paysage du «Cristallin de l' Albigeois avec :

1° en premier plan des buttes témoins portant des calcaires lacustres de facies de «plaine» . Le dépot de ces formations est sans doute contemporain de celui des matériaux contenant les figures de glissement visibles à Sainte Martianne .

2° on remarquera à l'horizon une hauteur dominant les formes aplanies qui l'entourent : le Puy St Georges. Là-bas se trouve un inselberg tertiaire ennoyé à sa base par des argiles à graviers de faciès type «prairies humides» et des dépôts de calcaires lacustres représentant la limite Est du système fluvio-lacustre de l' époque .

ARRET 14 (POINT 28)

LES AFFLEUREMENTS DE STE MARTIANNE.

Les affleurements de Ste Martianne offrent à l'observateur le témoignage de phénomènes à première vue curieux. Des surfaces de déplacement de matériau, aux stries abondantes, affectent l'un des niveaux carbonatés sans pénétrer dans les formations sous-jacentes ce qui élimine une hypothèse explicative de type tectonique. L'une des caractéristiques principales de ce phénomène est sa relative étendue et, quel que soit le lieu où il se produit, il n'intéresse qu'une tranche de terrain relativement mince, une dizaine de m au maximum qui contient toujours un faciès particulier : un dépôt microlenticulaire en stratifications plus ou moins entrecroisées et obliques de carbonates. Il porte, de plus, les marques du développement d'une

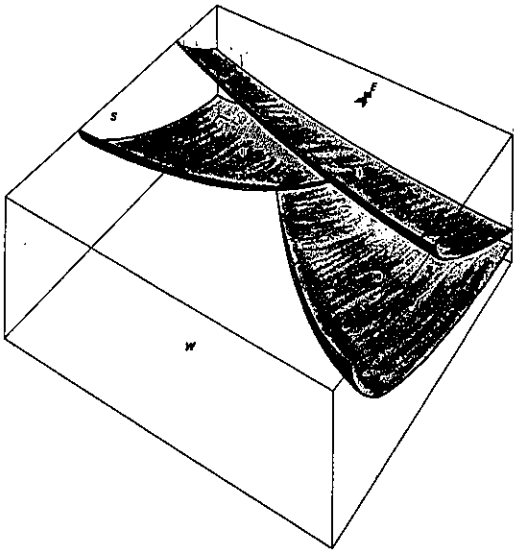


Fig. 107 : BLOC DIAGRAMME MONTRANT LES INTRICATIONS DES SURFACES DE GLISSEMENT SYNSEDIMENTAIRE DANS LES AFFLEUREMENTS DE STE MARTIANNE.

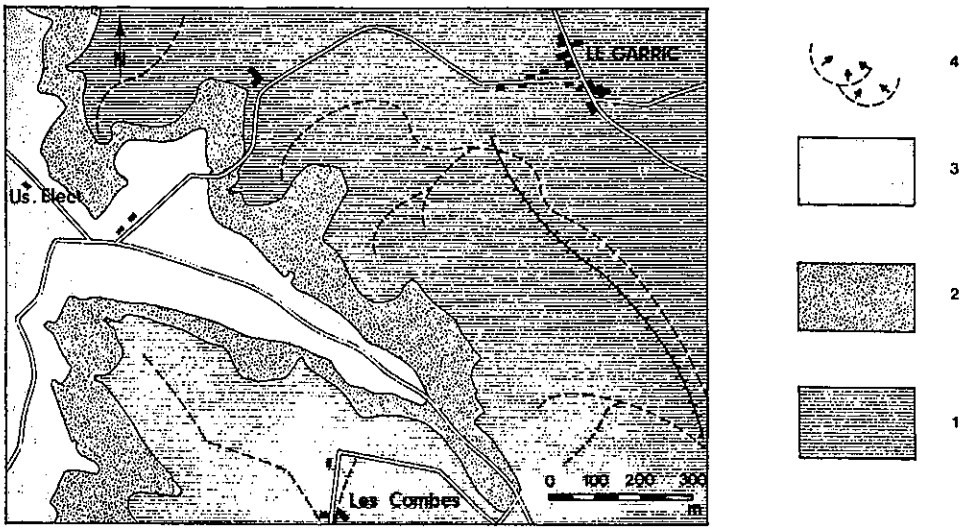
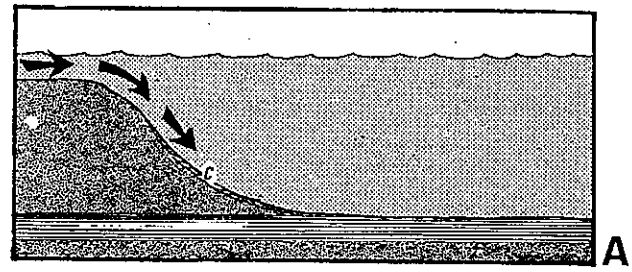


Fig. 108 : CARTE DES ENVIRONS DE STE MARTIANNE : mise en évidence de la répartition de quelques loupes de glissement.

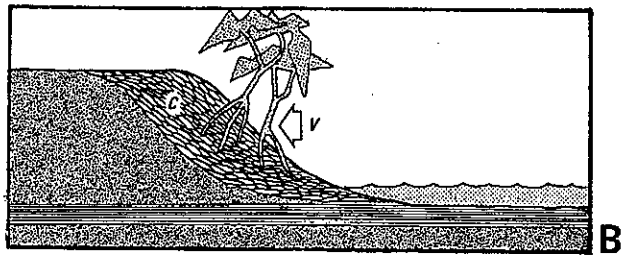
végétation qui a laissé les empreintes de nombreuses racines sous forme de tubes comblés ou non, qui ont la propriété d'être, çà et là, sectionnés par les surfaces striées dont la qualité est d'être des surfaces courbes intriquées les unes dans les autres. Seuls les glissements rotationnels avec l'apparition quasi-instantannée au sein du matériau carbonaté homogène et sensiblement isotrope permettent la création de telles figures. Une telle manifestation de la gravité suppose l'existence en ces lieux, aux moments du dépôt des carbonates, d'un site à la morphologie particulière. Cela pourrait être les bords du sillon d'un ravin sous lacustre mais les figures de glissements rotationnels sont pour une même région non symétriques par rapport à un même axe mais orientées toutes dans la même direction. Leurs alignements se déplacent en gros parallèlement les uns par rapport aux autres, en passant d'un niveau isochrone à un autre. D'autre part en arrière de ces figures la présence de niveaux palustres est générale. Tout cela évoque donc des glissements sous lacustres dans les matériaux entassés sur le bord du talus sous lacustre (mont), lorsque ceux-ci prennent une inclinaison momentanée trop forte et que les glissements se produisent, entraînant dans les parties profondes du lac (la plaine du lac) un volume plus ou moins considérable de matériaux. Les niveaux argileux sous-jacents sont alors parfois plissés par un effet de rebroussement lors de tels glissements dont l'histoire peut-être partiellement reconstituée grâce aux traces de végétation (voir figure 109).

Fig. 109 : SCHEMA EXPLICATIF des phénomènes provoquant la formation de loupes de glissement dans cette partie des Lacs de l'époque oligocène.



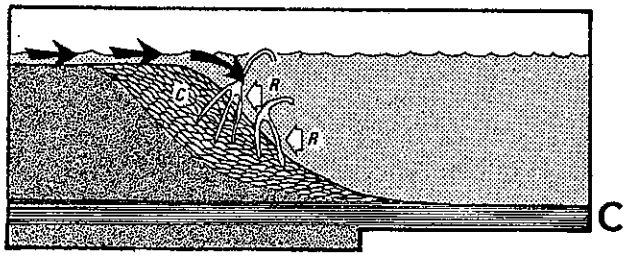
PERIODE DE CRUE

A -: Dans une période où les cuvettes lacustres sont largement occupées par les eaux libres. Celles-ci reçoivent une grande partie du débit du système fluviodeltaïque étudié précédemment. Celui-ci est alors en crue et l'autobroyage des galets calcaires de provenance méridionale qui s'y manifeste, minéralise fortement les eaux du lac et conduit à la précipitation des dépôts carbonatés C au niveau du mont.



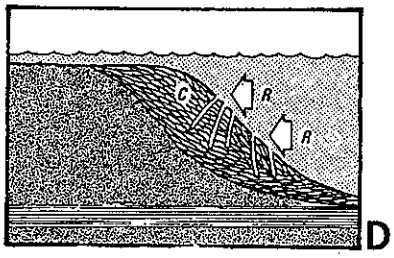
PERIODE D' ETIAGE

B -: Dans la période suivante où les cuvettes lacustres s'assèchent. Le mont est alors envahi par de la végétation (V), sans doute plus ou moins boisée étant donné la section des traces de racines.

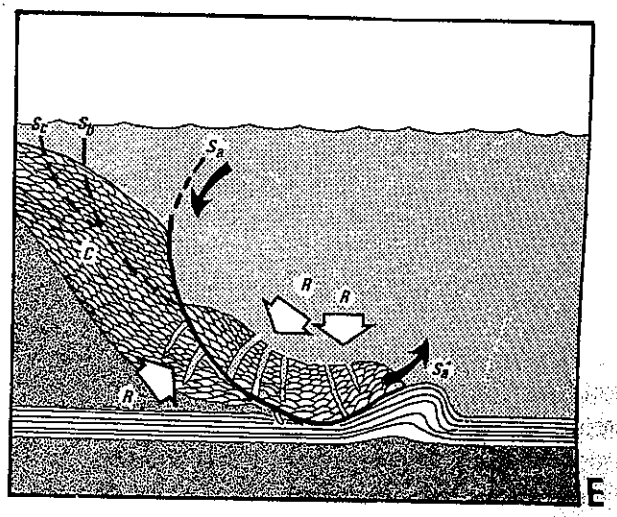


PERIODE DE CRUE

C -: Dans la période suivante où les cuvettes lacustres sont à nouveau alimentées. La végétation noyée meurt et il reste dans la masse des calcaires sédimentés que les racines (R).



D -: Les racines (R) se décomposent et disparaissent tandis que les dépôts carbonatés du mont se resaturent en eaux et se ramolissent.

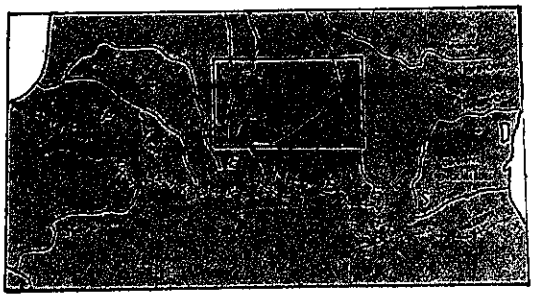


E -: Les conditions préalables pour la mise en mouvement des matériaux amassés sur le mont sont réunies. Les glissements rotationnels se produisent et s'enchaînent les uns à la

QUATRIEME JOURNEE DE CORDES A MONTREJEAU.

Sous la direction de:

F. CROUZEL



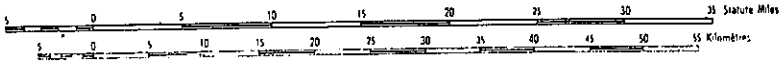


Fig. 110 -ITINERAIRE DE LA 4EME JOURNEE

Le but de cette dernière journée est la traversée et l'étude des terrains continentaux, Oligocène supérieur et Miocène, du bassin de la Garonne. L'itinéraire nous conduira de Cordes à Toulouse, vers Auch et Montréjeau au pied des Pyrénées. C'est à cette dernière localité que se fera l'embarquement dans le train pour Nice.

Entre Cordes et Toulouse le car restera dans les coteaux d'âge stampien, sauf dans la vallée du Tarn entre Gaillac et la Forêt de Buzet, voisine de St Sulpice-la-Pointe. Après la traversée de Toulouse on prendra le chemin des Etroits, le long de la Garonne, pour gagner la Carrière de Vieille-Toulouse.

ARRET 1

LES PALEOSOLS DE LA CARRIERE DE VIEILLE - TOULOUSE (Stampien supérieur)

Cette carrière permettra d'observer une coupe parlante de la structure des coteaux de Pech-David. Ces derniers sont masqués à l'Ouest par les glissements de terrains que provoque le déplacement latéral du fleuve (dissymétrie des vallées). A l'Est un complexe d'alluvions, de colluvions et de loess recouvre les pentes plus douces. Des manteaux de terrains quaternaires et remaniés recouvrent de même les coteaux du Gers.

On pourra remarquer dans cette carriere :

- la quasi horizontalité des couches,
- l'alternance des faciès (marneux et calcaires) et l'alternance des teintes (blanchâtre à ocre clair, rougeâtre ou brunâtre). Ces variations correspondent à ces cycles réguliers, résultats d'une pédogénèse.
- des chenaux de ravinement (en haut à droite et en bas à gauche de la carrière) marqués par des sables et des molasses.

Le matériel de ces affleurements est en cours d'analyse, dans le cadre des études de Mr. R.MEYER de Nancy. Quelques renseignements seront donnés plus loin grâce aux analyses de Mr. J.HUBSCHMAN de la Faculté des Lettres de Toulouse sur un affleurement voisin. Les termes de l'alternance sont dans l'ordre suivant :

Sous les marnes bariolées (C) contenant quelques grumeaux calcaires,

1°) horizon A_{Ca}, non calcaire, d'aspect bariolé, avec des plages brun rouge à grises (dominante rougeâtre, parfois brunâtre) ; structure souvent froissée, polyédrique (humide) à prismatique (sec) avec des éléments à faces lustrées ; enduits noirs ferrugineux recouvrant les agrégats, surtout en profondeur, fraction importante de montmorillonite ; transition progressive avec le faciès sous-jacent ; épaisseur 20 à 40cm.

2°) horizon B_{Ca}, très calcaire qui peut être marqué soit par des éléments figurés, concrétions plus ou moins tendres et aussi friables distribuées parfois en festons souvent irrégulièrement localement recouverts d'enduits ferrugineux, transition progressive avec le niveau inférieur ; soit par une agglomération de ces éléments jusqu'à former un banc montrant l'apparence d'un calcaire palustre ou de croûtes calcaires. La transition avec le niveau inférieur est tantôt progressive, tantôt brutale (festons concaves) : épaisseur 15 à 80cm(F.CROUZEL, R.MEYER1975).

3°) horizon marneux C d'aspect bariolé avec des plages méandriformes assez larges, ocre jaune à gris verdâtre ou bleuâtre (marmorisation). A la base, cet horizon passe, parfois brutalement, parfois avec quelque transition à l'horizon A_{Ca} ;

Ces superpositions répétées ont été interprétées comme les horizons de paléosols hydromorphes à pseudogley. L'horizon supérieur à matière organique n'a jamais été retrouvé jusqu'ici. On remarque des niveaux d'enrichissement en argile et en fer (A_{Ca}), de redistribution de fer (C) et des niveaux d'enrichissement en calcaire (B_{Ca}). Cette interprétation est corroborée par la comparaison avec les sols actuels sur molasse dans la vallée de la Garonne (J.HUBSCHMAN) et dans les Terreforts d'Ariège (J.C. REVEL).

Dans la tranchée de la route de Vigoulet Auzil à Pechbusque, Mr. J.HUBSCHMAN a relevé en 1969 des couches analogues dont il a bien voulu communiquer l'analyse de la partie fine argileuse. La succession est la même et son travail a porté sur 2 ensembles superposés.

DONNEES PHYSIQUES ET CHIMIQUES

	TFSA< 2 µ,%	pH eau	Ca Co_3%	Taux de saturation
A_{Ca} (1)	41,3	7,4	1,2	saturé
B_{Ca} (1)	38,0	8,2	29,3	saturé
C (1)	27,6	8,0	17,1	saturé
A_{Ca} (2)	38,1	7,0	< 1	saturé
B_{Ca} (2)	29,9	8,1	22,2	saturé

T.F.S.A. : matériel très fin, sable et argile.

Minéraux argileux (Rayons X)

	10 A (illites)	10-14 A	10-14 Ag	Kao	Mont.
A_{Ca} (2)	M	M	M	f	M
B_{Ca} (2)	F	m	m	f	f
C (1)	F	M	f	f	abs

10-14 A : Interstratifiés illite-chlorite, illite-vermiculite, chlorite-vermiculite.
10-14 Ag. : Interstratifiés gonflants ; illite-montmorillonite, chlorite-montmorillonite, vermiculite-montmorillonite.
Mont. : montmorillonite.
Kao : Kaolinite.

F : fort, M : moyen ; m : moyen-faible : f : faible ; abs : absent.

Par le Pont de la Poudrerie et la rocade on gagnera Purpan et la route d'Auch. La route aborde les terrasses de la Garonne dont les principales sont celles de Purpan et de Coulomiers. Au passage de l'Ausonnelle, la tuilerie de Gélis appartien à l'Aquitanien (Eucricetodon aquitanicum). A partir de Pujandran et sous les hauts cailloutis (Villafranchien ?) la route traverse les terrains molassiques burdigaliens. Les tranchées permettent d'observer de nombreuses traces de paléosols, malheureusement altérés superficiellement et recouverts de coulées argileuses ou de végétation. A Gimont on prendra à droite une route secondaire vers le Touget.

ARRET 2

LES FACIES CALCAIRES DU TOUGET (Calcaire de Mauvezin , Burdigalien inférieur)

Cet arrêt permettra d'observer dans le village lui-même une série de faciès calcaires qui sont du sommet à la base :

1°) un calcaire palustre, ocre jaune, taché irrégulièrement de gris, sans structure visible. Il tend à se déliter en plaquettes vers le sommet et sa base est irrégulière. Il est parfois creusé de cavités remplies de marne et de débris calcaires. On y voit quelques filonets de calcite.

Une analyse sommaire montre 71 à 75 % de Ca CO_3 ; le reste correspondant à l'argile et à un résidu détritique. En plaque mince, le calcaire palustre présente un fond micritique, assombri par des oxydes de fer et un peu d'argile amorphe, au sein duquel s'individualisent des amas variés de calcite. Quelques grains de quartz anguleux et brisés, souvent corrodés sont répartis de façon irrégulière.

2°) un calcaire dur et compact, à cassure souvent conchoïdale, blanc ou rose clair, taché d'ocre jaune et parcouru par de nombreux filonets de calcite (signe de dessications ou de compressions). Parfois la calcite est répartie plus irrégulièrement, les teintes sont plus tranchées et la roche prend l'apparence d'un conglomérat ou d'une brèche. Des géodes remplies de calcite sont visibles.

L'analyse sommaire de plusieurs échantillons montre un pourcentage de Ca CO_3 variant de 87 à 96°/c . En plaque mince un fond micritique est divisé en plages allongées ou arrondies, séparées par des auréoles de calcite souvent incomplètement formées. Certaines de ces plages peuvent subir à leur tour un début de subdivision du même type. Le quartz détritique existe presque toujours mais peu nombreux, réparti sans relation avec la structure de la roche.

3°) un calcaire dur de structure comparable renferme des Limnées et des Planorbes. Il est détritique par endroit, pétri d'éléments calcaires roulés avec de rares petits galets d'origine pyrénéenne. C'est le passage d'un courant sous-lacustre. (F.CROUZEL 1974)

Revenu à Gimont on reprendra la route d'Auch jusqu'à 4km de la ville au passage de la vallée de l'Arçon que l'on descendra sur 2,5km.

ARRET 3

TRAVAUX POUR L'USINE DES CADOUES DE LA VALLEE DE L'ARÇON(Burdigalien inférieur)

La coupe, faite à la pelle mécanique, date de 3 ans seulement. Mais orientée vers l'Ouest elle a été très abimée par les coulées d'eau argileuses. On notera deux séries séquentielles de rythmes différents en superposition (figure 1).

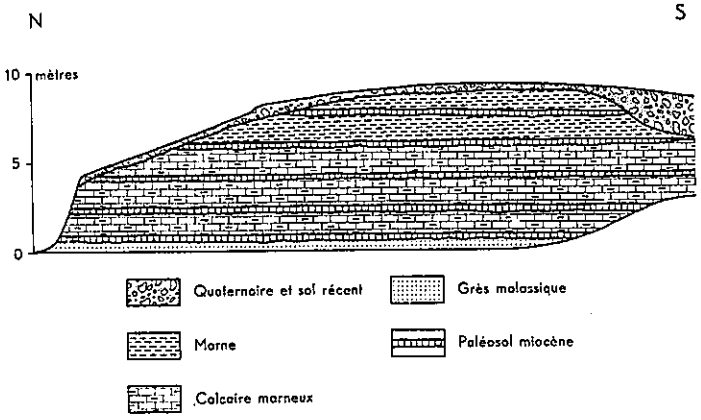


Fig.103: PALEOSOLS DANS LA VALLEE DE L'ARÇON . (Burdigalien inferieur)

1°) une succession de faciès molassique avec, de bas en haut, grès molasse, calcaire marneux et marne. Elle correspond statistiquement à la superposition la plus fréquente dans le bassin.

2°) une série paléopédologique dont les horizons rouge-bruns (A_{Ca}) affectent tous les faciès précécents : au sommet du grès et du calcaire, au milieu de ce dernier et des marnes.

Les analyses suivantes ont été faites à partir d'un affleurement voisin (route de Montaut-les-Crénaux) représenté sur la figure 2.

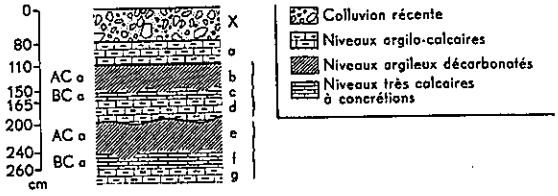


Fig.112: Succession de paléosols dans les marnes du Burdigalien inférieur . Route de Montat-les-Crenaux.

DONNEES ANALYTIQUES DE LA SEQUENCE DE MONTAUT-LES-CRENAUX .

	SG %	SF %	STF %	L %	A %	pH eau	pH KCL	$CaCO_3$ Total	$CaCO_3$ Fin
A_{Ca}	1,8	7,7	13,1	26,8	49,8	7,9	6,7	0	0
B_{Ca}	7,2	5,1	5,0	42,1	39,6	8,0	7,1	60,9	14,9
C	2,2	13,1	18,9	43,8	21,5	8,0	7,3	24,5	1,3

	Ca	K	Mg	Na	S	T	S/T	Argiles 1%	Argiles M%
A_{Ca}	20,1	0,5	8,4	0,3	29,3	21,9	sat.	75	25
B_{Ca}	45,3	0,3	5,	0,2	50,8	13,1	sat.	90	10
C	28,7	0,08	5,2	0,1	34,0	8,1	sat.	100	tr.

SG. sable grossier; SF: sable fin;STF: sable très fin;L: limon ;A: argile; CA, K,Mg,Na : bases déplaçables en milli-équivalents pour 100 gr.; T: capacité totale d'échange en milli-équivalents pour 100 gr. ;S/T:: taux de saturation ; sat: saturé ; I illite ;M: montmorillonite; tr.:traces(diffraction X) .

L'existence de paléosols est générale dans le bassin d'aquitaine. Tous ces dépôts subaériens ont été rapidement abandonnés aux agents atmosphériques, à l'action de la végétation, aux battements de la nappe phréatique, etc...

Il en est résulté des migrations et des concentrations de carbonate de calcium et des sels ferreux et ferriques, des transformations chimiques et des changements dans l'état cristallin des argiles (apparition et concentration de montmorillonite).

On reviendra ensuite vers le carrefour de la route d'Auch pour repartir par le chemin du Château de Saint-Cricq vers la carrière de ce nom.

ARRET 4

CARRIERE DE SAINT-CRICQ (couches de passage du Burdigalien à l' Helvétien)

On observera dans le calcaire massif qui appartient au niveau d'Auch pour la plus grande partie et au niveau du calcaire inférieur de l'Astarac pour le sommet :

1°) les calcaires lacustres massifs avec des filonets de calcite, de tailles variées et généralement horizontaux. De nombreuses géodes aplaties ont été soumises à une micro-sédimentation interne avant les cristallisations.

2°) les traces d'un chenal important sud-nord, comblé par une molasse grise, dure, fossilifère avec quelques géodes aplaties de type précédent.

On traversera ensuite la ville d'Auch pour remonter la vallée du Gers jusqu'à Pavie où l'on prendra le repas. Cette localité était connue pour ses puits à balancier qui permettaient d'atteindre sans effort la nappe phréatique peu profonde. Il n'en reste que quelques témoins.

De Pavie le car remontera la vallée jusqu'à Auterive et prendra la petite route de Haulies.

ARRET 5

COUPE LE LONG DE LA ROUTE DE HAULIES

On examinera les calcaires supérieurs d'Auch et le départ du niveau des calcaires d'Auch (Burdigalien supérieur à terminal).

Dans ces calcaires une large cavité de dissolution a été remplie par un complexe à croûtes et ramifications enchevêtrées très nombreuses. La structure de détail montre au centre une micrite (qui a pu être soumise aux effets de la dessication) entourée de cristaux allongés et rayonnants de calcite (qui a pu se substituer à une aragonite originelle). Cette formation est sans doute due à des eaux chargées de calcaire et peut-être chaudes. A titre d'hypothèse on peut signaler deux accidents profonds de distension (décelés par géophysique et sondages) qui jalonnent d'Ouest en Est cette même région, Ces accidents affectent le grand réservoir naturel sous molassique (sables de Lussagnet) et remontent au moins jusqu'à la base du Stampien. Ils ont pu alimenter les bancs molassiques anastomosés entre eux d'un niveau à l'autre. (F. CROUZEL, J. LANG ;1975).

Quelques mètres plus loin sur la route, on peut observer les grès et poudingues molassiques ravinant les marnes et calcaires sous-jacents. Ce faciès (poudingue-limite de E.JACQUOT,1870) assez fréquent est caractérisé par la présence de nombreux petits éléments calcaires de provenance locale alors que les apports d'origine pyrénéenne sont peut abondants.

Redescendant ensuite vers Auterive, on prendra la route de la vallée du Gers jusqu'au carrefour d'Entéous. Le car restera près de l'église de Sansan et on poursuivra à pied par le chemin de Coumpayré et de Campané vers le gisement de Mammifères de Sansan(E.LARTET; 1839).

ARRET 6

COUPE DE SANSAN

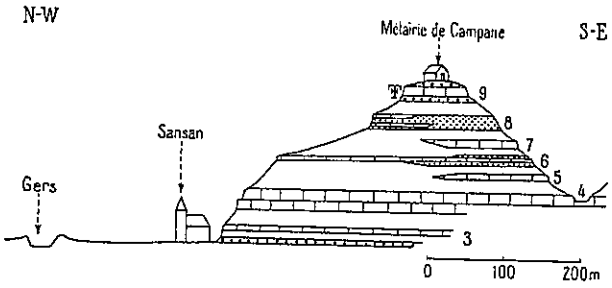


Fig.:113 COUPE DE LA COLLINE DE SANSAN.

On rencontrera de bas en haut (Fig. 110).

- 160 à 169m : calcaire du niveau de Pellécahus (Burdigalien moyen),
- 169 à 177m : marne,
- 177 à 188m : calcaire du niveau inférieur de Lectoure portant les maisons de Coumpayré,
- 188 à 206m : marne,
- 206 à 209m : calcaire du niveau supérieur de Lectoure (Burdigalien supérieur),
- 209 à 222m : marne,
- 222 à 229m : niveau inférieur de l'Astarac (Helvétien inférieur) calcaire marneux, détritique à la base (source),
- 229 à 235m : marne,
- 235 à 243m : niveau de Sansan (Helvétien moyen),
- 243 à 245m : molasse grossière, base du niveau de Monlezun supportant la ferme de Campané.

La coupe détaillée du gisement est la suivante, de bas en haut :

- 235 - 236, calcaires marneux azoïques, sommet irrégulier.
- 236 - 238,,

couches fossilifères, avec :

j - marne verte, rares débris osseux, 15cm,
i - couche rosée ou violette, riche en débris divers, localement calcifiée (ostracodes), squelettes, 1 à 3cm,
h- marne verte avec quelques ossements, 20 à 30cm,
g - marne verdâtre ou bleuâtre avec grumeaux et blocs calcaires disiminés, amas coquillier et gros ossements, squelettes, 50 à 70cm, (F.CROUZEL,1974)
f - marne grise, quelques ossements, 20cm,
e - lit noirâtre ligniteux (0,5 à 1cm) avec pollens nombreux (Pinus ovoïdites), en surface tortues écrasées,
d - marne gris-verdâtre compacte, quelques ossements disposés en «nids», nombreux gastéropodes, 20 à 25cm,
c - couche marneuse détritique, violacée ou gris chamois, feutrage de débris coquilliers et d'ossements brisés nombreux (Mammifères, reptiles, batraciens, oiseaux, poissons), squelettes, 20 à 30cm, (FM.BERGOUNIOUX &F.CROUZEL,1973)
b - marne gris verdâtre, quelques ossements, 10 à 30cm,
a - calcaire compact, disquamé en surface, à base ondulée zoné avec des empreintes de bambusées et d'après H. FILHOL (1890) de poissons, 30 à 60cm,

- 238 - 243, marnes jaunes azoïques.

Les marnes sont parcourues de traînées ocres ; elles contiennent quelques petits graviers quartzeux, des lydiennes, de la tourmaline, de l'épidote. Le matériel argileux (42 à 61% de la partie fine) correspond principalement à des illites finement détritiques auxquelles sont associées des chlorites et un peu de montmorillonite.

Dans une carrière exploitée par les tuileries d'Auch, l'analyse aux rayons X a donné à Mr. SEGUIER, les minéraux argileux suivants : illite, kaolinite, montmorillonite, chlorite, calcite, dolomite, quartz et goethite.

L'ensemble des faciès correspond à la bordure d'une zone lacustre avec des marécages (b, d, f, g, h, et j), des arrivées tourbillonnaires à proximité d'un delta fluvial (c et i), une litière de feuillages (c) avec au sommet une transgression lacustre (a).

La faune très variée donne une idée des milieux écologiques de la région et des paysages : forêt ouverte et brousse pour la plus grande partie, zones de savane et aussi bordure de rivière et de lac.(F.CROUZEL,1972)

On redescendra ensuite de Sansan pour remonter dans le car et suivre la route de Lannemezan jusqu'à Castelnau-Magnoac. De là on prendra une route secondaire pour monter à Monléon-Magnoac. Avant d'arriver dans cette localité on examinera une carrière creusée dans le matériel détritique.

ARRET 7

POUDINGUE DE MAULEON-MAGNOAC

Cette formation détritique contient des poudingues de taille moyenne, assez bien calibrés, des grès molassiques et des sables grossiers et des lits argileux. Elle correspond au niveau de la molasse de Saint-Gaudens, un des termes les plus élevés de la série molassique, dans le Tortonien inférieur.

Le matériel est varié et presque totalement pyrénéen d'origine. Les galets sont assez bien façonnés ; certains sont orientés et redressés dans le sens inverse des courants. De beaux ravinements sont observables.

On retrouvera ensuite la vallée du Gers pour atteindre au Sud la surface du plateau de Lannemezan. La route remonte à travers des terrains qui masquent les dépôts les plus grossiers de la série molassique (visibles au Sud de Pau et en Ariège).

On traverse les argiles orangées à galets d'âge pontien et les argiles rouges à galets pâtinés dont les termes les plus élevés seraient contemporains du Donau.

A partir du carrefour de la demi-lune le car prendra la route de Montréjeau qui se situe sur la surface orientale de Lannemezan. C'est à la gare de Montréjeau que l'excursion prendra le train pour Nice à 22 heures 52.

PREMIERE PARTIE

CARACTERES GENERAUX DES COMPLEXES FLUVIO-LACUSTRES DU LANGUEDOC ET DE L'AQUITAINE MERIDIONALE.

I - Les altérations du socle et les pédogénèses antérieures aux dépôts des séries continentales tertiaires.
II - Introduction à l'étude des Bauxites sur substratum carbonaté.
III - Les cônes alluviaux : le type languedocien
IV - Les cônes alluviaux : le type aquitain.
V - Les cônes alluviaux et les édifices fluviaux du Castrais et de l'Albi geois.
VI - Les paléosols de la plaine d'inondation fluviale.
VII - Les calcaires lacustres et palustres.
VIII - Les Algues cyanophycées des milieux fluviatiles et lacustres «Stromatolithes continentaux».

I - LES ALTERATIONS DU SOCLE ET LES PEDOGENESES ANTERIEURES AUX DEPOTS DES SERIES CONTINENTALES TERTIAIRES.

I - AVERTISSEMENT

Le substratum sur lequel reposent les sédiments tertiaires est assez mal connu dans les régions que nous visiterons. Cependant il est possible de recueillir à son sujet quelques données dans l'excursion de la 3éme journée. Ce domaine a été, avant le dépôt des sédiments lutétiens ou à la suite de leur érosion partielle après le Pliocène, le siège d'actions pédogénétiques développées dans des contextes paléoclimatiques et morphologiques différents. Les faits qui en découlent y sont malheureusement plus ou moins maquillés par l'influence d'évènements plus récents notamment d'ordre cryogénique dont l'intérêt ne pourra être délibérement pris en considération.

La classification des objets présentés, le choix des termes employés pour les dénommer, découle de cette quête

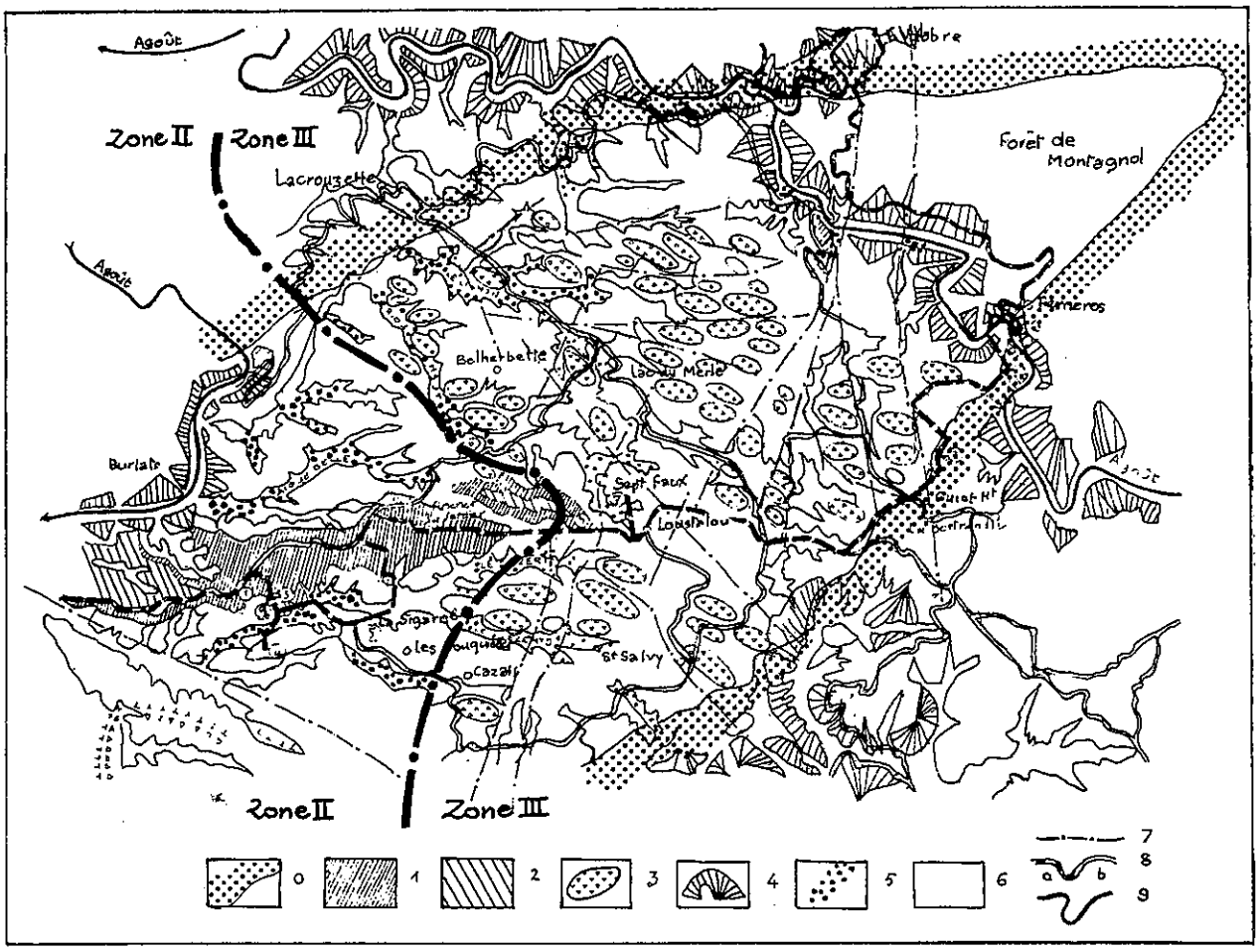


Figure 1 : CARTE SCHEMATIQUE MONTRANT LA REPARTITION DES ZONES DE PALEOALTERITES DEGAGEES DANS LE SIDOBRE PAR LES EROSIONS QUATERNAIRES.

0 Limite de la zone granitique
I - 2 Eocènes
3 Demi orange ou morne
4 Recreusement quaternaire
5 Compayres
6 Recouvrements quaternaires divers
7 Zones de fracturation du dôme granitique
8 Itinéraire à emprunter pour une excursion à travers le Sidobre pour voir les diverses traces de paléoaltérites.
9 La rivière actuelle : l'Agout

de modèle analogique qu'induit toujours un simple et premier inventaire. A ce stade de l'analyse il n'est pas dans le propos de l'auteur de dépasser cette commodité de vocabulaire.

II - LES ALTERATIONS DU SOCLE ET LES PEDOGENESES ANTERIEURES AUX DEPOTS DES SERIES CONTINENTALES TERTIAIRES : LES PRINCIPAUX TYPES

Un certain nombre de points privilégiés, fossilisés par les sédiments tertiaires et dégagés tardivement dans le quaternaire permettent de constater la présence :

a) de paléoaltérites obtenues par une hydrolyse plus ou moins intense du substratum qui donne une part importante à la genèse de minéraux argileux de type kaolinique.

b) des éléments souvent associés aux altérites connues aujourd'hui sous les climats chauds et humides et ne faisant pas, à proprement parler, partie de ces altérites.

c) des paléoaccumulations, telles des croûtes ferrugineuses, véritables cuirasses de nappes, fréquentes

III - LES PALEOALTERITES

Dans la région de Revel et de Vaudreuilhe, au contact de la faille limite de la Montagne Noire, un certain nombre d'affleurements et de coupes permet d'observer la superposition suivante de haut en bas :

a) dépôts palustres,

b) argiles tachetées,

c) gneiss altérés dont les feldspaths sont plus ou moins kaolinisés et blanchis et dont les quartz présentent une certaine fragilité.

Cinquante kilomètres plus à l'Est, des choses semblables s'observent fossilisées toujours par des «argiles à graviers».

Les unes dans la région de St Amant de Soult ne nous montrent rien de plus que la région de Revel. Par contre d'autres, placées dans le site privilégié que peut être un massif granitique offrent dans le Sidobre la zonation suivante d'Ouest en Est (Fig. 1)

a) à l'Ouest du méridien de la Crouzette et notamment dans les environs de la Fontasse sous les formations tertiaires repose une masse d'arènes où sont disséminées des boules de granite.

b) à l'Est du méridien de la Crouzette, à la forêt de Montagnol, se dégage de l'arène une zone de dômes surbaissés dont le relief circulaire rappelle les demies oranges «meias laranjas» des paysages tropicaux. Ces motifs modelés dans le granite sain sont encombrés à leurs pieds de cahots de boules de granite localement dénommés «compayre». Le déblaiement du manteau d'arène et la mise à jour de la surface de la roche saine paraissaient liés au basculement et à l'exhaussement pliocène de la marge orientale du massif central et à l'agressivité des climats périglaciaires dont les marques sont demeurées en surimpression au dispositif précédent.

Même si on ne peut exactement pour l'instant connaître la part de ce qui revient dans la genèse du modelé du Sidobre à l'arénisation sous climat quaternaire et l'altération résultant d'une hydrolyse intense comme cela est connu maintenant sous les climats intertropicaux et que l'on prête trop facilement et sans trop de réserve aux climats Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur, ce tout cela se dégage la notion de «paléoaltérites» avec :

En milieu granitique de haut en bas :

- une zone 1. riche en niveau tacheté. d'aspect marmorisé avec ses bigarures rouges et blanches,
- une zone 2, horizon de matériau arénisé de faible cohésion contenant des boules de granite,
- une zone 3, niveau de roche saine dont les limites avec l'horizon supérieur épousent des formes qui dégagées ressemblent à des mornes. Ceux-ci pointent fréquemment leur coupole chauve au-dessus des sédiments tertiaires qui les en noient. On peut en voir un, en particulier, depuis l'arrêt (III,2) de Dreuilhe.

Ceci se trouve résumé dans le schéma général (Pl.I) dans la partie droite de la figure marquée M.

IV - LES ELEMENTS ASSOCIES AUX PALEOALTERITES.

Très souvent on constatera la présence au sommet du profil local des paléoaltérites d'un lit de gravat de de quartz non patinés. Ceux-ci, d'un certain poli, sont couverts de picotures fines caractéristiques de puissante attaque de type chimique. Ne s'agit-il pas des témoins d'une stone-line ?

M.M

II - INTRODUCTION A L'ETUDE DES BAUXITES SUR SUBSTRATUM CARBONATE.

I - ASPECT GEOCHIMIQUE.

Les bauxites sont des roches exceptionnellement riches en Al sous forme d'hydroxydes. Dans la plupart des cas Fe est également associé à cet élément avec des teneurs parfois élevées. Quel que soit le type de bauxite il doit donc y avoir à l'origine un processus géochimique susceptible de concentrer Fe et Al. Comme on le sait, la plupart des auteurs pensent que c'est «l'altération de type ferrallitique (ferrallitisation ou laterisation) qui est la cause de cet enrichissement».

Les ferrallitisations actuelles ou sub-actuelles montrent bien que la bauxite peut être formée à condition que la roche-mère contienne déjà de l'aluminium. En Guinée par exemple, dans les mêmes conditions ferrallitisantes, il y a (Iles de Los) des bauxites ferrifères sur syénites néphéliniques (roches alumineuses) et du minerai de fer sans aluminium (Konakry) sur une dunite (roche ferrifère sans aluminium).

Les observations faites sur un grand nombre de gisements de bauxite permettent de dire que «n'importe quel type de roche alumineuse peut s'altérer en bauxite si le climat est de type tropical et le drainage suffisant».

II - LES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS DE BAUXITE.

On peut distinguer d'une manière simple les bauxites d'après la nature de leur substratum :

1 - BAUXITES SUR ROCHES SILICATEES.

La roche silicatée est la roche-mère qui a fourni l'aluminium. Les bauxites de ce type sont des «roches résiduelles autochtones» d'où le nom donné très souvent de «bauxites de type latéritique». De nombreux gisements existent dans le Monde sur roches sédimentaires, éruptives, métamorphiques. Par exemple : Indes, Cameroun sur basaltes ; Guinée sur roches à feldspathoïdes et sur schistes paléozoïques ; Guyane sur argiles kaoliniques gréseuses ; Australie (Queensland) sur grès argileux.

2 - BAUXITES SUR ROCHES CARBONATEES

De très nombreux gîtes existent sur substratum carbonaté caractérisé le plus souvent par une morphologie karstique bien développée, d'où le nom, commode et largement employé, de «bauxites karstiques». On les appelle aussi parfois "bauxites de type méditerranéen" parce qu'elles sont présentes autour de la méditerranée (Espagne, France., Italie, Yougoslavie, Grèce, Turquie) ; elles existent aussi et sont activement exploitées ailleurs particulièrement en Hongrie, URSS, Jamaïque.

III - ORIGINE ET DIFFERENCIATION DES BAUXITES SUR ROCHES CARBONATEES

1 - ORIGINE.

L'origine des bauxites à substratum carbonaté est complexe. On peut en effet aboutir au minerai par des voies différentes qui peuvent d'ailleurs jouer un rôle dans l'élaboration d'un même gisement. Citons les principales origines actuellement retenues :

AUTOCHTONIE -

- Genèse par éluviation- Altération sur place de roches carbonatées argileuses

Le substratum jouerait alors le rôle de roche-mère. On aurait :

Roche carbonatée argileuse
⇩ Décarbonatation
Résidu argileux
⇩ Désilicification
Bauxite

Ce processus, réalisé en laboratoire, doit être retenu, mais il n'a pas encore été démontré d'une manière incontestable par des observations de terrain.

ALLOCHTONIE RELATIVE

- Genèse en deux temps

a) dépôt de sédiments argileux sur un substratum carbonaté,

b) altération du sédiment argileux en bauxite.

Le substratum est un simple support qui joue un rôle indirect dans la genèse de la bauxite. Des gisements ayant cette origine sont rares (en France dans l'Ariège), mais connus.

ALLOCHTONIE -
La bauxite est un sédiment arrivé sous forme de bauxite déja constituée c'est donc un matériau allochtone rassemblé dans des gisements secondaires

La bauxite primaire dont elle est issue peut s'être formée comme précédemment ou être une bauxite de type latéritique sur les roches silico-alumineuses de la région. Evidemment il faut se garder de trop schématiser car il n'y a pas toujours une filiation en droite ligne entre bauxite primaire et secondaire. On peut avoir une chaîne de gisements intermédiaires qui peuvent poursuivre leur altération si les conditions climatiques s'y prêtent. Ils présentent alors à la fois des caractères d'allochtonie et d'altération sur place.

La plupart des bauxites sur substratum carbonaté sont allochtones.

2 - FACTEURS DE DIFFERENCIATION.

En premier lieu «l'érosion» est un facteur important dans la mise en place des bauxites karstiques. C'est elle qui par destruction de gisements primaires sur roches carbonatées ou silico-alumineuses est à l'origine de la plupart des bauxites de ce type qui, nous venons de le souligner, sont surtout des gisements secondaires allochtones.

La «karstification» ensuite est essentielle car elle conditionne la forme et la structure des gisements. Le karst peut être antérieur au dépot du minerai qui apparaîtra homogène en couche régulière (karst faible) ou en poche (karst fort). S'il se développe postérieurement à la bauxite il provoque, par affaissement-dissolution, la formation de poches

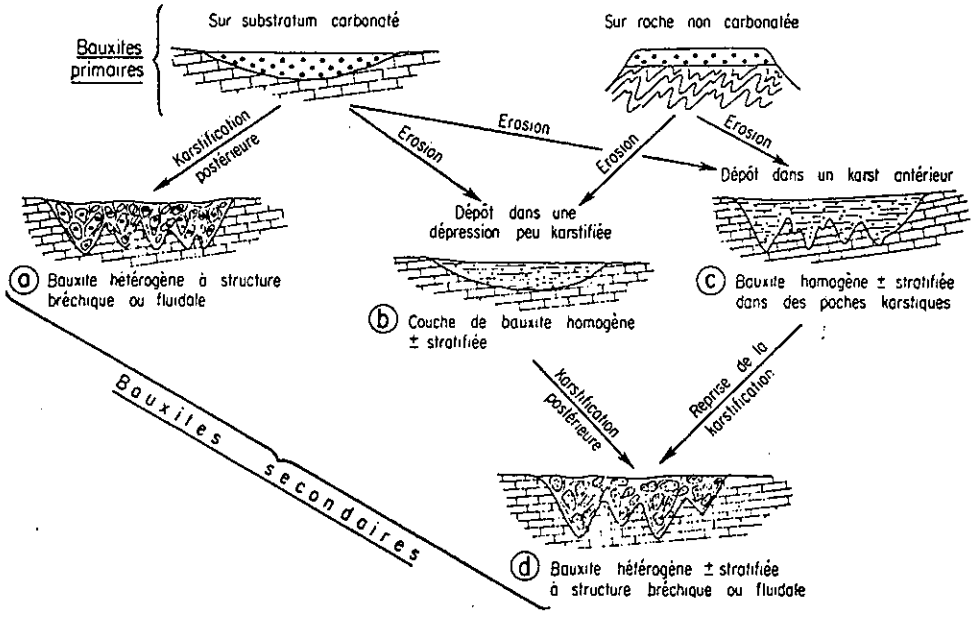


Fig. 2 — **Principaux types de gisements secondaires sur substratum carbonaté formés aux dépens de bauxites primaires sous l'action de l'érosion et/ou de la karstification**

à structure hétérogène plus ou moins bréchique.

La figure 2 résume les principaux types de gisements secondaires sur substratum carbonaté obtenus en faisant intervenir érosion et karstification.

D'autres facteurs interviennent sur la composition chimico-minéralogique du minerai : «ferrallitisation plus ou moins poussée, altérations épigénétiques» (resilicification, pyritisation, déferrification, carbonatation) qui peuvent à tout moment modifier profondément la qualité.

IV - QUELQUES REMARQUES SUR LA PLACE DES BAUXITES SUR SUBSTRATUM CARBONATE DANS LA GEODYNAMIQUE EXTERNE.

Dans de nombreux travaux géologiques et sédimentologiques les bauxites ne sont mentionnées que comme preuve d'"émersion" et d'"altération" et semblent considérées comme des roches singulières réservées à des spécialistes. Les connaissances actuelles montrent que ce point de vue est insuffisant et que dans bien des cas des éléments d'information ou de réflexion intéressants pour la reconstitution de modèles géodynamiques peuvent être fournis sans effectuer d'étude approfondie.

Exemples :

1 - La nature allochtone de la majorité des gisements indique l'existence dans la région considérée de domaines émergés à roches silico-alumineuses ferrallitisées. La mise à l'altération de ces roches s'est produite avant ou pendant le dépôt.

2 - Une bauxite allochtone est une roche détritique. Son apparition au-dessus d'un substratum carbonaté peut indiquer la reprise des érosions après une période biostasique durant laquelle se constituèrent les bauxites primitives

sur les aires silico-alumineuses. Ces érosions peuvent avoir une origine climatique ou, plus généralement, tectonique.

3 - Le dépôt de bauxites allochtones ou de sédiments argileux altérés ensuite en bauxite (type Ariège) se produit dans des zones basses. Ces dernières correspondent souvent à des zones littorales lagu no-marécageuses ou à des bordures de plates-formes carbonatées.

4 - Les bauxites apparaissent au cours de la phase préparatoire d'une tectogenèse lorsque des oscillations épirogéniques permettent des altérations et des érosions ménagées. Lorsque les mouvements deviennent trop importants, les érosions se développent et il n'y a plus de possibilité de formation de bauxite même si les conditions climatiques sont favorables.

V - CONCLUSION

Les travaux récents montrent que la mise en place d'une bauxite sur substratum carbonaté s'insère étroitement dans l'évolution tectonique, géochimique et sédimentologique de la région où elle se trouve. En reconstituer les modalités permet de fournir des indications précieuses sur la géologie régionale, particulièrement dans le domaine continental ou péricontinental où les sédiments sont rares et les bassins, souvent trop éloignés, défaillants. Le gisement de Bédarieux, abordé au cours du voyage d'étude n°4, permet d'illustrer cet aspect, parfois méconnu, de la géologie des bauxites.

PJ.C

III - LES CONES ALLUVIAUX LE TYPE LANGUEDOCIEN.

Le modéle de ce type a été établi à partir d' observations de terrain effectuées à plusieurs échelles (de l ' édifice sédimentaire d ' importance régionale au corps lithologique au niveau de l ' affleurement) , et d' études de laboratoire (granulométrie, pétrographie, minéralogie , chimie , etc ...):

L ' analyse fait apparaitre au plan géographique deux domaines : la plaine alluviale et la plaine de piedmont , et au plan chronologique , l ' évolution verticale de la décharge détritique et de sa diagenèse . Il faut bien insister sur l ' opposition entre l 'apparente stabilité des paysages géographiques et la trés grande instabilité des facteurs structuraux et climatiques conditionnant le remplissage des bassins .

I - LA PLAINE ALLUVIALE (Séquence fluviatile)

La séquence fluviatile se compose de plusieurs termes dont la superposition se fait selon une certaine logique (P.FREYTET 1964 Fig 13) FIG 3 . Ce schéma diffère sensiblement des images classiques (BERSIER, ALLEN) car il met l' accent sur l' importance du fait pédologique dans l' interprétation de la séquence et de la paléogéographie des bassins molassiques étudiés .

On y retrouve la succesion de termes grossiers

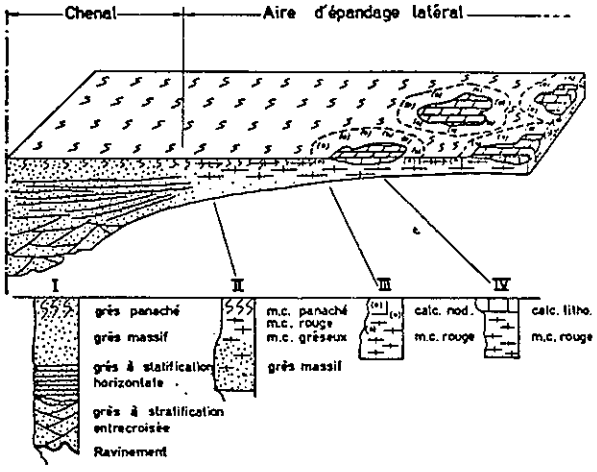


Fig. 3.

Le cyclothème sédimento-pédogénétique théorique. Définition de la séquence.

Au centre du chenal, ravinant les formations sous-jacentes, on trouve (log I) un grès grossier à stratification entrecroisée, un grès massif à stratification horizontale fine, un grès massif homogène, puis panaché. Le chenal est le lieu de dépôt des éléments les plus grossiers, en milieu d'abord agité, puis calme. Pour finir, la végétation s'installe et modifie le dépôt initial.

Sur les aires d'épandage latéral, à proximité du chenal (log II), la série se compose de : grès massif, marno-calcaire rouge, marno-calcaire panaché (action de la végétation).

Plus loin (log III et IV), à l'abri d'un filtre végétal; s'isolent des zones profondes (mares, étangs, lacs) où vont se déposer des calcaires lithographiques (log IV); sur les bords de ces dépressions, la transition se fait par des marno-calcaires plus ou moins noduleux (log III) et des calcaires noduleux.

Dans les aires d'épandage latéral, les dépôts sont pratiquement concordants sur les formations sous-jacentes.
m. c. : marno-calcaire; nod. : noduleux; calc. : calcaire; litho. : lithographique.

lenticulaires (chenal) et de termes fins (plaine d' inondation mais au niveau de celle-ci , certains dépôts se montrent affectés par une pédogenèse pénécontemporaine de leur sédimentation . Les termes analogues déposés dans des dépressions lacustres ont été par contre préservées de l' action pédologique (P. FREYTET 1964 ; Fig 4) .

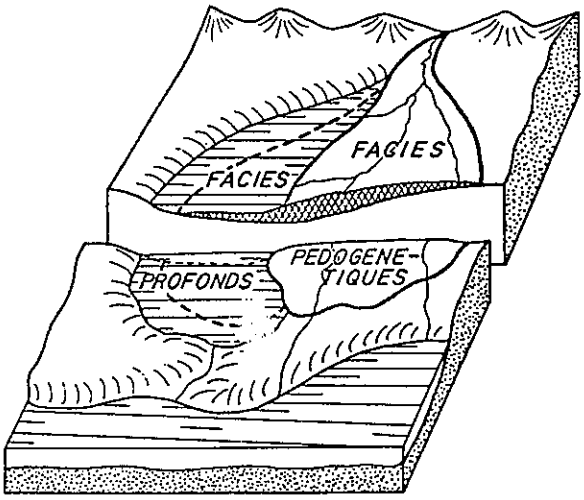


Fig. 4.

Représentation idéale de l'épandage d'un cyclothème sédimento-pédogénétique.

La crue catastrophique ravine localement les formations sous-jacentes, et dépose un manteau plus ou moins épais de matériel détritique. L'épaisseur réelle (de l'ordre du demi-mètre à plusieurs mètres) est très exagérée par rapport à la surface recouverte (certainement plusieurs centaines de kilomètres carrés).

On constate donc une étroite relation entre les phénomènes fluviatiles , lacustres et pédologiques ; ces derniers seront étudiés séparément dans deux chapitres ultérieurs , mais tous les problèmes se posent «ensemble» à l' observation sur le terrain .

Nous examinerons rapidement quelques exemples réels de séquences fluviatiles, visités lors de l'excursion (1ère et 2ème journées).

- Campanien de Bédarieux (I, Fig.),
- Campanien de St Chinian (I, 2, Fig.),
- Campanien de Montseret (II, 1, 2 & 3, Fig.),
- Bégudo-Rognacien inf d'Albas (II, 6, Fig.),
- Bégudo-Rognacien «moyen» de St André de Roquelongue (II, 3, Fig.),
- Vitrollien d'Albas (II, 6, Fig.),
- Sparnacien de St Chinian (I, 5, Fig.).

II - LA PLAINE DE PIEDMONT

1 - LE CONE ALLUVIAL.

Son identification nécessite une étude sédimentologique approfondie. Dans une série lithologiquement bien définie, et encadrée par des niveaux repères satisfaisants (par exemple le Vitrollien), on constate d'une coupe à l'autre des variations sédimentologiques importantes. Certaines d'entre-elles sont liées à la nature du matériel présent dans des cones voisins issus d'arrière pays différents, d'autres sont simplement liées à un transport plus ou moins long à l'intérieur d'un même cône alluvial.

A l'intérieur d'un cône alluvial bien défini par ses caractères sédimentologiques (nature des galets, minéralogie et âge des grains de sable caractéristiques, minéraux argileux), on peut observer les variations suivantes :

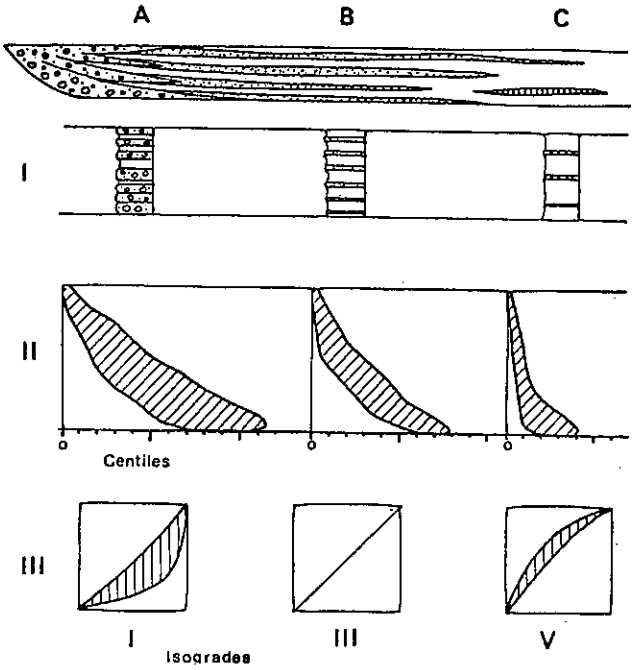


Fig. 5. — *Constitution d'une décharge détritique.*

I. Coupe longitudinale d'un cône alluvial constitutif d'une décharge, montrant les variations de faciès du matériel liées au tri longitudinal. En A, les conglomérats prédominent largement ; en B, les grès sont à peu près aussi développés que les limons (fraction argilo-sableuse ou marno-sableuse de la plaine d'inondation) ; en C, les grès sont réduits par rapport aux termes plus fins, et il apparaît des îlots de calcaires lacustres (ou palustres).

II. Variations granulométriques des galets exprimées par le centile (abscisses) et l'altitude au-dessus de la base de la série (ordonnées). Les courbes fermées entourent les nuages de points représentatifs. On note pour chaque coupe une décroissance verticale nette, et d'une coupe à l'autre, une décroissance horizontale.

III. Granulométrie de la fraction fine. Répartition des isogrades granulométriques. Près de la source du matériel (A), les courbes sont du type parabolique plus ou moins évolué (isograde I), et comprises dans la zone hachurée. A mesure qu'on s'éloigne, après un stade intermédiaire (isograde II, non figuré), on passe à l'isograde III, logarithmique, correspondant à la coupe B. Plus loin encore, après un autre stade intermédiaire (isograde IV, non figuré), on arrive à la coupe C, appartenant à l'isograde V, hyperbolique ; les courbes sont contenues dans la partie hachurée.

- horizontalement , la séquence se modifie il y a un plus grand développement des termes grossiers(chenaux près de la source du matériel), un plus grand développement des termes fins quand on s'en éloigne vers la plaine d'inondation; en même temps les calcaires lacustres apparaissent. De même, la granulométrie des galets diminue avec l'éloignement de la source. Dans les cas étudiés, les sables varient peu, des néoformations de montmorillonite peuvent se manifester en plus de minéraux argileux . La granulométrie du matériau fin présente de très belles modifications de la forme de la courbe de la fraction comprise entre 0 et 10 microns. (Fig 5, III)

- verticalement, pour une coupe donnée, les galets

décroissent de taille de bas en haut.

2 - LA JUXTAPOSITION DES CONES ALLUVIAUX :

Les cônes alluviaux étant définis par leurs caractères sédimentologiques, on a pu reporter sur une carte la direction axiale de chacun d'eux, avec une assez bonne précision (Fig. 38 Maestrichtien ; Fig.39, Vitrollo-Thanétien inf).

Il est remarquable de constater que là où on ne voit à l'affleurement qu'une série de marno-calcaires rouges (Vitrollien des Corbières) ou qu'une bande de sables plus ou moins grossiers (Vitrollien de la bordure de la Montagne Noire), la sédimentologie classique permet d'obtenir de grandes précisions. On a pu suivre un élément repère, par exemple les quartz bipyramidés du Keuper (Maestrichtien et Vitrollien), ou un minéral argileux particulier (la chlorite, à ces mêmes époques), ou les grains de feldspaths (Sparnacien des Corbières), etc... La reconstitution a été d'autant meilleure que l'on a disposé de repères plus nombreux et plus faciles à déterminer.

Dans les cas les moins favorables, on a du se contenter des directions d'apports exprimés par la décroissance de la grossièreté du matériel (cas du Campanien des Corbières, Fig.37).

III - EVOLUTION VERTICALE

1 - LA SUPERPOSITION DES CONES ALLUVIAUX (DECHARGES DETRITIQUES)

Dans les cas très tranchés, une série rouge faisant suite par exemple à un calcaire lacustre, on a étudié directement des unités sédimentaires ayant une dimension, un volume, une extension directement visibles.

Mais parfois, on se trouve devant une série monotone, au moins en apparence, sur une épaisseur plus ou moins grande ; l'analyse sédimentologique détaillée met en évidence des cônes successifs, différents les uns des autres par l'évolution de caractères isolés. Dans les cas étudiés ici, ce sont (P.FREYTET, J.C. PLAZIAT, Sédim Nice 1975):

- des différences de granulométrie seule des galets (Eocène inf. à faciès Vitrollien du Pli de Montpellier) (non visité),
- des différences de granulométrie et de nature des galets, des sables, mais non des minéraux argileux : Campanien de Bédarieux, Campanien de St Chinian, Bégudo-Rognacien de la coupe d'Albas) (visités tous les 3).
- des différences de séquences fluviatiles seule-

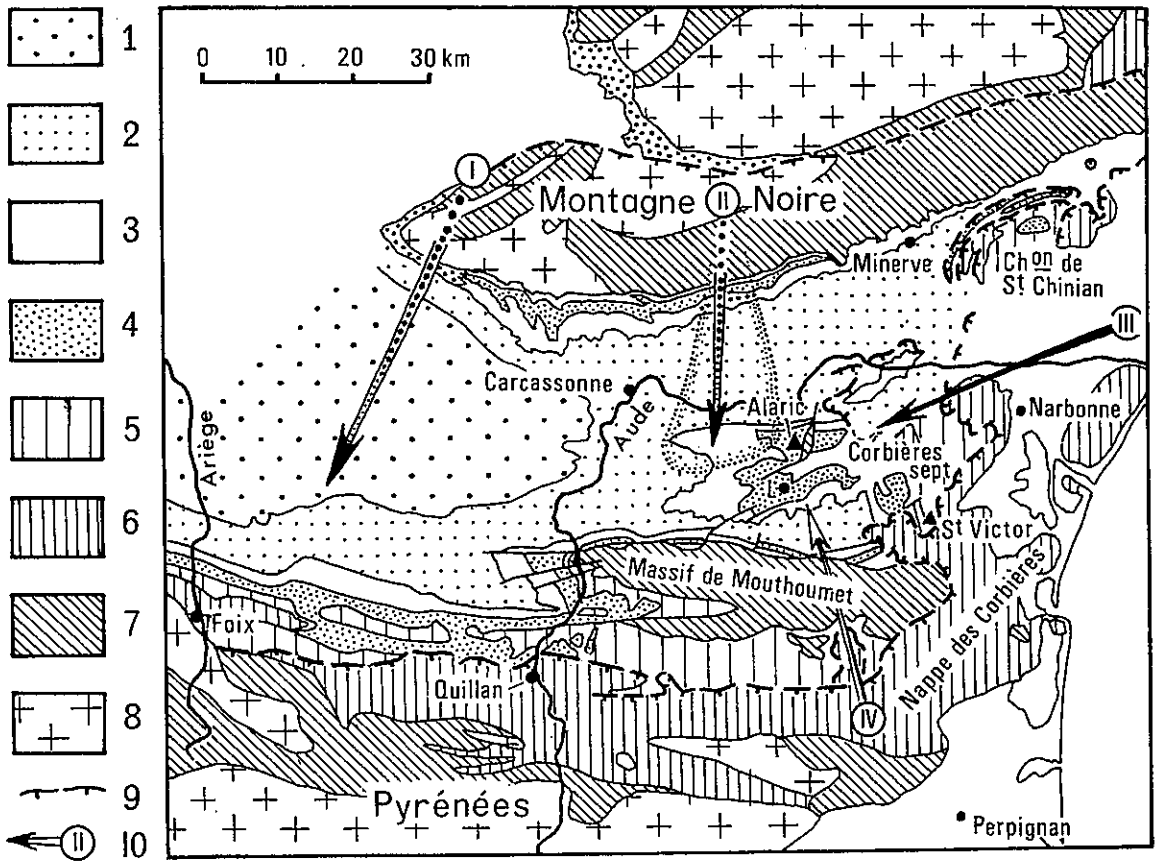


Fig 6 : LE CADRE GEOLOGIQUE DU DETROIT DE CARCASSONNE ET LES SOURCES D'ALLUVIONNEMENT AU DEBUT DU TERTIAIRE

1 Bartonien supérieur continental 2 Cuiso-Bartonien continental (= Molasse de Carcassonne) 3 Ilerdien marin 4 Sparnacien - Thanétien - Dano-Montien, continentaux et marins, 5 Crétacé supérieur marin puis continental 6 Crétacé inférieur et Jurassique 7 Paléozoïque 8 Roches cristallines et cristallophylliennes 9 Chevauchement postérieur à l'Eocène moyen 10 Direction d'apport fluviatile I Fleuve et delta d'Issel II Delta de Villeneuve-Caunes-Minervois et son prolongement sous-marin à l'Ilerdien inférieur (en pointillé) III Alimentation dans l'axe du sillon IV Alimentation d'origine méridionale; provenant d'affleurements mésozoïques et cristallins antérieurs aux chevauchements pyrénéens.

ment : distinction entre le Vitrollien et le Sparnacien de St Chinian (Sparnacien, I , 7).

II - LE COMBLEMENT DU BASSIN

Du Turonien au Lutétien, en Languedoc, on note une évolution très nette des arrière-pays soumis à l'érosion. D'une manière générale, dans les temps les plus anciens, les cônes alluviaux sont petits (5 à 10km de long), à peu près perpendiculaires à l'axe des sillons. Leurs bassins versants ont des dimensions également modestes, et deux bassins versants voisins présentent d'assez grandes différences lithologiques. Au contraire, à partir du Sparnacien, le territoire soumis à l'érosion dévient très vaste, les cônes alluviaux s'allongent et tendent à se déformer dans l'axe des sillons, les fleuves véritables qui existent alors ont plusieurs dizaines ou mêmes centaines de km de long. Le matériel subit un brassage considérable, il devient illusoire de vouloir identifier chaque unité fluviatile, sauf cas exceptionnel (cône alluvial à feldspaths du Sparnacien).

P.F & JC.P

IV - LES CONES ALLUVIAUX : LE TYPE AQUITAIN.

I - GENERALITES .

Les cônes alluviaux ou deltas lacustres du centre du bassin d ' Aquitaine sont caractérisés :

1°) Par un soubassement ou avant pays presque plat , un glacis nord-pyrénéen qui descend en pente douce à partir de la chaîne . Celui-ci a été parfois perturbé et gauchi par la néotectonique (subsidence et mouvements tectoniques d ' un socle sous-molassique

2°) Par une alimentation détritique provenant en grande partie des Pyrénées . Il faut noter ici une certaine permanence des voies de sorties torrentielles au pied de la chaîne . Ces dernières correspondent , à peu de choses prés aux grandes vallées actuelles (Ariège , Arize , Garonne , Neste , Arros , Gave d' Oloron). (F. CROUZEL,1966)

3°) Par des chenaux fluviatiles divagants permettant l'' épandage sur de grandes surfaces . Sur le glacis aux directions d ' écoulement faibles et souvent incertaines , les rivières , après le changement de pente à la sortie de la chaine , ont tendance à alluvionner rapidement leur propre lit . Des digues latérales de matériaux plus grossiers repoussés sur les bords retiennent le flot et le lit s ' exhausse peu à peu . Ce phénoméne , accéléré par l ' action de l ' homme est bien connu actuellement dans plusieurs vallées de grands bassins (vallées du Po en Italie ou du fleuve Jaune en Chine) . Si un afflux soudain vient rompre cet équilibre provisoire, les digues naturelles sont emportées et le fleuve sort de son lit mineur pour recouvrir la plaine d'inondation et y répandre ses alluvions. Après la phase violente de rupture, l'eau, débarassée du matériel le plus grossier, déposera des sables fins et des limons, envahissant les marigots et rejoignant les zones inondées par les rivières voisines soumises au même régime (figure 10).

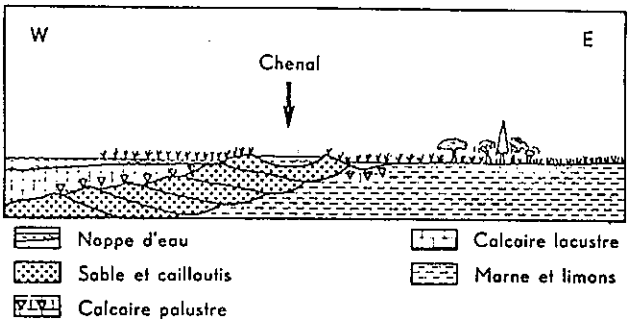


Fig 7 : Coupe de la plaine d'épandage, perpendiculairement au sens du courant.

La plaine d'épandage, avec ses cuvettes peu profondes, et ses zones plates, est recouverte par les eaux. Quand à la saison sèche celles-ci se retireront, le paysage sera dessiné par des étendues lacustres entourées de zones marécageuses, des marais temporaires, avec des surfaces sèches recouvertes d'herbes et de broussailles, dominées par quelques buttes surbaissées. La rivière ne reprendra pas son lit primitif, encore trop élevé, mais repartira sur un nouveau tracé. Ces divagations, que l'homme ne tolère plus aujourd'hui ont eu pour conséquence le balayage de tout un secteur par les eaux porteuses de sédiments détritiques. Il en est résulté l'édification d'un véritable banc construit, non par strates horizontales superposées, mais par tranches verticales juxtaposées.Les différentes parties d'une même couche, avec toute son hétérogénéité et malgrè une continuité apparente, ne sont pas strictement contemporaines.

4°) Par un déplacement latéral ordonné des rivièr-

res. Si l'on observe, dans le bassin d'Aquitaine les divers affleurements d'un même banc en tenant compte du sens des stratifications entrecroisées, des enseignements de la granulométrie et de ses discontinuités, de l'exhaussement général du pays avec le temps, et des variations d'épaisseur, on s'aperçoit que les rivières n'ont pas pu balayer le pays dans un désordre complet. Dans 65°/o des cas le déplacement se fait vers l'Est, dans 23°/o vers l'Ouest, et dans 12°/o de part et d'autre simultanément. Cette tendance à déborder vers l'Est doit être mise en rapport avec la dissymétrie des vallées anté-pontiennes et des vallées actuelles dans le bassin d'Aquitaine. Les rivières tendent encore actuellement à saper leurs rives orientales, leurs sources restant fixes, ainsi que leurs embouchures. Les rivières se déplaçaient généralement dans le même sens, allongeant leur lit jusqu'à décrire une vaste courbe dont la pente devenait instable; un changement, même faible, dans le régime amenait une rupture, d'équilibre et un nouveau tracé direct selon une pente plus forte. Des ravinements marquent le début de ce regain d'activité.(F. CROUZEL;1953)

Le cours d'eau se retrouvera ainsi dans un état antérieur, mais séparé de l'épisode précédent par l'épaisse couche de sédiments (10 à 40m) déposés entre temps par les inondations générales ou formée de calcaires lacustres et palustres. Un nouvel épisode, un second cycle de sédimentation, va pouvoir commencer. Ce processus est entretenu par la subsidence générale du bassin, quelques que soient les vitesses diverses selon lesquelles elle se produit (en relation avec l'épaisseur globale des cycles).

II LES ASPECTS DE LA SEDIMENTATION APPAREMMENT CYCLIQUE.

Les séquences observées sur toute l'étendue du bassin entre deux bancs détritiques (définis ci-dessus) sont assez variées dans le détail. On peut noter toutefois quelques constantes. Le cyclothème débute généralement par un ravinement. La granulométrie diminue de la base au sommet. La teneur en Ca CO_3 augmente jusqu'à un maximum pour s'affaiblir ensuite. La série virtuelle locale est la suivante : après un ravinement la suite poudingues, grès molassiques, grès fin argilo-calcaire, calcaire marneux, marne

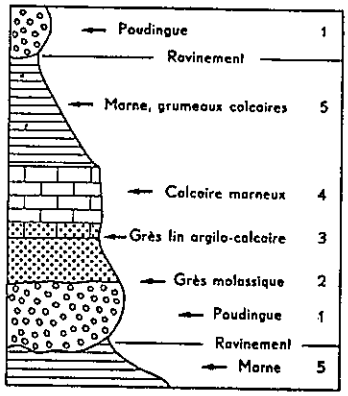


Fig 8 : Série virtuelle locale, «molasses» oligo-miocènes d'Aquitaine.

(avec paléosols), souvent à grumeaux calcaires jusqu'au sommet (figure 8).

La composition de la série change selon la distance au massif pyrénéen. A proximité de la chaîne les poudingues dominent, les calcaires sont absents ou peu représentés, les marnes peu épaisses (figure 9). Dans la zone moyenne de di-

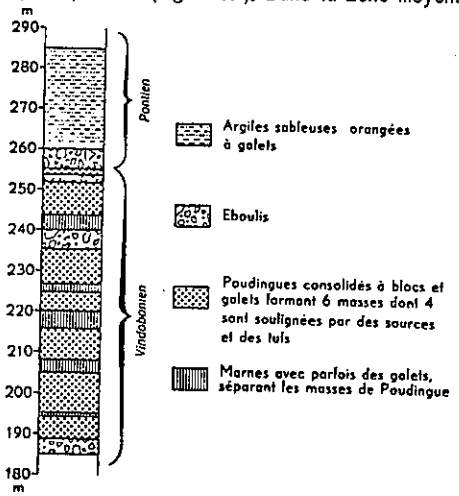


Fig 9 : Série des faciès à proximité de la montagne. Coupe des coteaux de Gélos, au Sud de Pau (Pyrénées Atlantique).

vagation fluviatile, les coupes sont souvent complètes avec des superpositions bien ordonnées et parfois des redoublements (figure 10). Enfin, loin de la chaîne, en région lacustre,

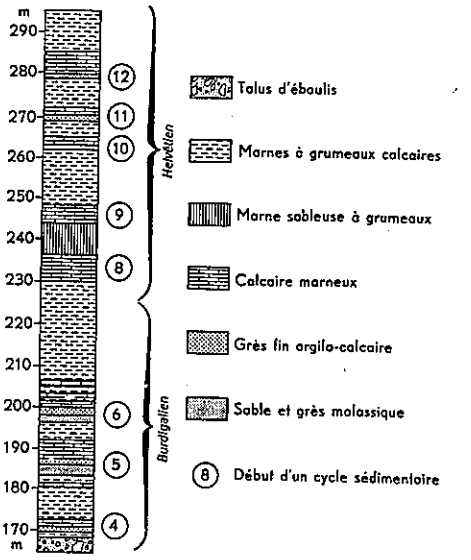


Fig 10 : Série des faciès dans la zone de divagation fluviale. Coupe le long de la route de Pessan à l' Arrats, Gers

les faciès détritiques disparaissent presque complètement et les cyclothèmes présentent souvent une simple alternance de masses calcaires et marneuses (figure 11)(F. CROUZEL,1974).

Ainsi, jusqu'à 20 fois, entre le début de l'Aquitanien et la base du Tortonien moyen, sur quelques 350 à 400m de puissance, distribués par le même ensemble de cours d'eau divagants, se sont accumulées des séries analogues de sédiments. Une tentative d'établissement de modèle mathématique a permis de comparer cette périodicité à un phénomène de relaxation. (A. DELMER,1951 .F. CROUZEL,1956)

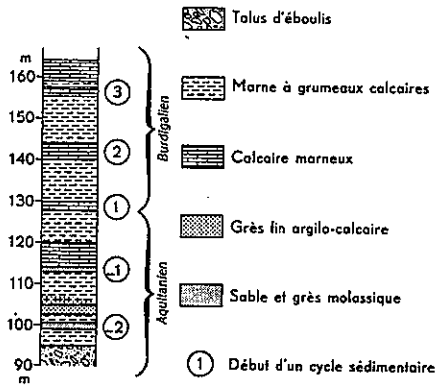


Fig 11 : Série des faciès loin de la montagne, en zone la cuvette. Coupe le long de la route (D 15) de Condom à Montréal-du-Gers , Vallée de la Lauzoue(Gers) .

III - LES CARACTERES DES COUPES TRANSVERSALES DES CONES DETRITIQUES.

Les caractères différents des coulées de débris du Piedmont et des chenaux détritiques divagants du plat pays ressortent bien sur des coupes transversales du même cône détritique.

A la sortie du massif montagneux, l'afflux détritique relativement étroit et bourré de sédiments grossiers sur une pente de base notable prend l'apparence d'un arbre de Noël. Les masses détritiques sont souvent anastomosées d'un niveau à l'autre (figure 12).

Par contre, lorsque les pentes deviennent faibles et que se développe le phénomène de divagation fluviatile, les bancs détritiques sont approximativement parallèles, généralement séparés par des masses de marnes et de calcaire. Le cône rappelle un pliage en accordéon. L'altitude des bancs approximativement paralléles, ,monte légèrement vers l'Est.

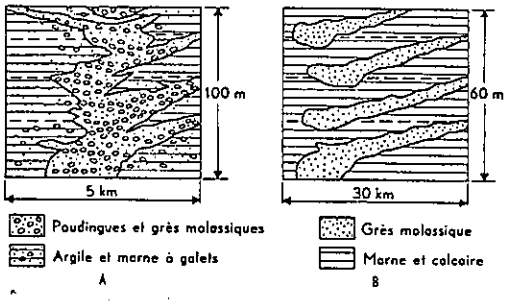


Fig. 12. Coupe transversale d'un cône de déjections
a) à proximité de la montagne
b) dans la zone de divagation fluviale

Dans ce dernier schéma, une séquence ne représente pas un épisode temps-sédimentation homogène. La fin d'un cyclothème a été déposé après le début du cyclothème suivant. Le tracé des rythmes de sédimentation ne correspond pas au déroulement réel des dépôts à travers le temps. Le dessin des niveaux repérables sur le terrain s'est surimposé à la trame horizontale, mais indiscernable des dépôts strictement contemporains. Il en résulte une sorte de flou dans la datation et les concordances de la stratigraphie, telle qu'elle apparaît à travers les relevés cartographiques. L'échelle ne peut être avancée qu'avec réserves, surtout pour les limites inférieures ou supérieures d'étages.

Ainsi apparaît un divorce entre les notions de strate observable et des dépots contemporains. Jointe au manque d'homogénéité des assises détritiques et argileuses, cette considération invite le géologue à une certaine modestie.

F.C

V - LES CONES ALLUVIAUX ET LES EDIFICES FLUVIAUX DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS.

I - AVERTISSEMENT

L'étude des faciès continentaux, compris entre la Montagne Noire et le Dôme de la Grésigne, région où toute incursion marine est absente, permet de dégager les éléments d'un dispositif qui se manifeste du Lutétien au Stampien qui malgré ses variations dans le temps, permet d'établir le modèle théorique inspiré des travaux de A.BERSIER et présenté planche I.

II - LES DONNEES GEOLOGIQUES LA REPARTITION DES FACIES

Ce modèle, jamais totalement complet dans la nature, permet cependant d'établir une stratigraphie, une évolution paléogéographique et tectonique cohérente de la région que nous traverserons ainsi qu'une vue nuancée de la notion de la biorhexistasie.

Ce système fluviolacustre admet un axe est-sud-est -

nord-nord-ouest, constitué d'un corps grossièrement détritique, développé sur un front d'une vingtaine de kilomètres au Sud-Est, plus réduit (5 à 6km) vers le Nord-ouest .

Transversalement au sens de la progression, cet édifice offre pour chaque horizon isochrone, en partant de son axe et en se dirigeant vers le Nord-Est, la succession suivante des faciès :

1°) Des poudingues emplissent des chenaux développés en faisceaux, auxquels succèdent vers l'aval des lentilles gréseuses formées par l'assemblage de feuillets obliques minces. La hauteur du talus de dépôt manifesté par ces divers corps varie avec leur texture et d'une façon générale d'amont en aval.

Elle atteint plusieurs mètres dans la région de Saint-Paul Cap de Joux à la fin de l'Eocène. Elle se réduit à quelques dizaines de centimètres dans le système fluviatile du Puygebon et de Salvagnac au Stampien.

2°) Des argiles calcaires jaune, montmorillonitiques, parfois riches en terriers, accidentés de lentilles gréseuses ... Les surfaces des strates qui composent ces corps sont localement tapissées de rides symétriques de fond.

3°) Ces argiles carbonatées à lits marmorisés où les accumulations gréseuses s'y montrent plus rares qu'en 2°. Elles sont interstratifiées de lits calcaires. Ceux-ci sont soit d'origine lacustre et présentent de fines stratifications obliques et entrecroisées ainsi que des rides de fond, soit d'origine palustre. La présence de pédotubules témoigne de la croissance de la colonisation de ce dernier domaine par une végétation.

4°) D'épaisses accumulations marginales de calcaire, intermittentes, larges de 50 à 250m, hautes de plusieurs mètres, présentant fréquemment des figures de glissement synsédimentaire sous-lacustre (Sainte Martianne près de Carmaux) et des marques épisodiques de phénomènes pédogénétiques ultérieurs.

Au-delà de ces quatre premières unités lithologiques, constituant le prisme sédimentaire deltaïque proprement dit, des calcaires lacustres se développent à quelques mètres en contrebas du précédent faciès et s'étendent irrégulièrement sur 5 à 6km de large. Leurs couches, localement bien litées présentent par place de nombreuses figures de dessication souvent surmontées de brèches intraformationnelles.

Ces brèches doivent correspondre au remaniement par une onde de crue du dépôt précédent et sont associées par place à des faciès granulaires contenant des «pelets» dont l'accumulation est d'origine dynamique.

Ces calcaires à l'Est s'appuient sur un glacis de sédiments argileux à graviers divers. Ce glacis procède du remaniement de l'ancienne couverture latéritique des surfaces plus ou moins aplanies qui tronquent le substratun métamorphique du massif Central oriental. Si ces argiles à graviers ont été principalement mises en place antérieurement à l'arrivée du complexe deltaïque décrit ici, elles ne cessent d'être l'objet par point, de remaniements incessants.

Cette succession de faciès, très clairement exprimée à l'Est et au Nord-Est du chenal axial, est perturbée vers le Sud-Ouest par des apports latéraux complexes en grande partie cachés par les recouvrements des terrains plus récents. Les quelques coupes données par les forages placés à l'Ouest de l'axe deltaïque ne sont pas incompatibles avec notre proposition.

III - LES HYPOTHESES D'INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUES.

On verrait ainsi débouchant dans une dépression intercontinentale :

1°) Un delta avec des chenaux divagants, leurs bourrelets plus ou moins colonisés par la végétation et une plaine inondable parcourue par des bras-morts du fleuve, formant des marécages coalescents et portant, en période d'étiage, une couverture végétale. (Zones A & B, Planche I).

2°) Une plaine inondable riche en faciès palustres où se perdent des bras du système fluviatile (Zone C).

3°) Une zone lacustre où se concentrent et subsistent, à l'état résiduel des eaux, entre deux périodes de crues (Zone E).

4°) Des prairies humides sur les parties marginales du système (Zone F) avec entre la plaine inondable riche en faciès palustres (Zone C) et la zone lacustre (Zone E).

5°) Une beine d'alluvions aux allures caractéristiques la Zone D du schéma général.

L'évolution paléogéographique du système est donnée dans la deuxième partie de cet ouvrage.

IV -- LA DISTRIBUTION DES MINERAUX ARGILEUX

Il était intéressant de compléter cette étude paléogéographique et sédimentologique par un inventaire des minéraux argileux de chaque domaine. Cet inventaire apporte les résultats suivants :

en A : au coeur du delta les illites et les montmorillonites constituent l'essentiel du stock des minéraux argileux,

en B : aux illites et aux montmorillonites s'ajoutent

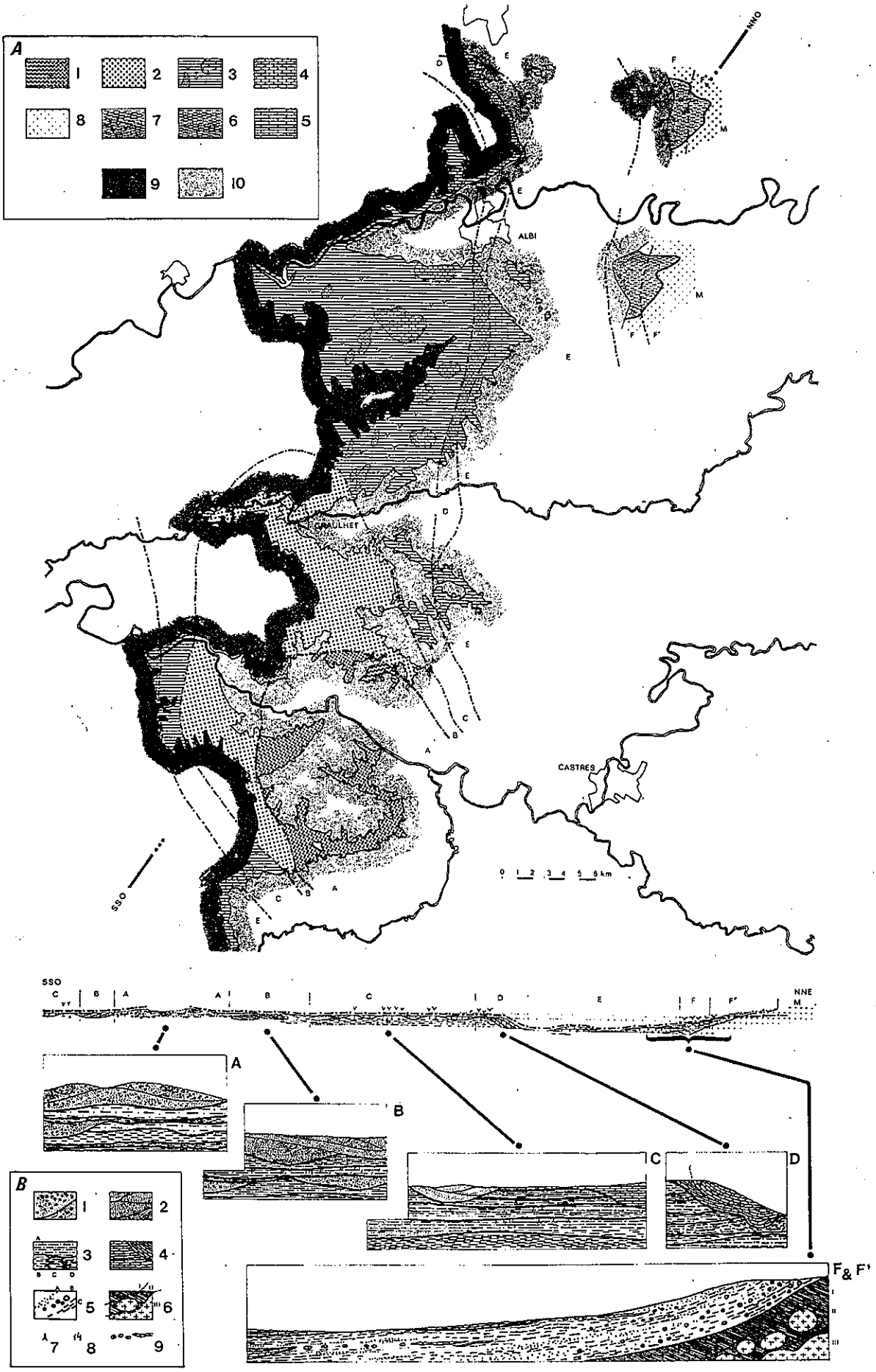
PLANCHE I- SCHEMA DE DISTRIBUTION DES FACIES DETRITIQUES ET CARBONATES, A L' INSTANT «T», DANS LES COMPLEXES FLUVIO LACUSTRES DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS . (avec la coupe transversale S.S.O. - N.N.E. au niveau de Gaillac.)

Cartouche A.

1 : faciès conglomératique dominant ; 2 : faciès des grès molassiques à stratifications entrecroisées ; 3 : faciès palustre à dominante argileuse ; 4 : calcaires des bassins intrapalustres et de beines de sédimentation ; 5 : faciès calcaire de centre de bassin ; 6 : argiles à graviers ; 7 : faciès pédogénétisé ; 8 : socle métamorphique ; 9-10 : limites de la zone étudiée (terrains recouvrant et limites d' érosion)

Cartouche B.

1 : chenaux à poudingues ; 2 : lentilles de grès molassique à stratifications obliques et entrecroisées ; 3 : épandages de silts et d'argiles plus ou moins sableuses ; 4 : calcaires ; 5 : les épendages venant du Massif Central (a) grès, (b) coulées à quartz, (c) argiles fines kaoliniques ; 6 : les paléoaltérites (voir le texte sur les paléoaltérites); 7 : traces de pédogénèse ; 8 : traces de racines ; 9 : cyanophycées.


A
1
2
3
4
8
7
6
5
9
10
ALBI
GRAULHET
CASTRES
NNO
SSO
0 1 2 3 4 5 6 km
SSO
NNE
B
C
D
E
F
F'
M
B
1
2
3
4
5
6
7
8
9
F & F'

des interstratifiés 10-14 Å,

en C : a) Si nous sommes sous influence dominante de l'appareil deltaïque : des illites, des montmorillonites, des interstratifiés 10-14 Å et des attapulgites,

b) Si l'influence des reliefs inondés se manifeste, apparaît de la Kaolinite.

en D & en E : L illite et la montmorillonite sont omniprésentes, mais la proximité du massif cristallin et de ses manteaux d'altérites se font sentir, avec toujours l'apparition de plus en plus fréquente de Kaolinite.

Noter que l'attapulgite est souvent présente à la base des calcaires lacustres.

en F : Mêmes phénomènes, mais la proportion d'illite et de Kaolinite s'élève tandis que l'attapulgite se rarifie vers l'Est.

M.M

VI - LES PALEOSOLS DE LA PLAINE D'INONDATION FLUVIALE

Le phénomène pédologique doit être considéré comme systématiquement associé aux dépôts fluviatiles dans le cas des modèles présentés ici, tant au niveau de la plaine d'inondation (cas général) qu'au niveau des remplissages de chenaux (rare) et des petites dépressions lacustres temporaires (chapitre calcaires lacustres et palustres). Toutefois on peut constater d'assez grandes différences de modalités du phénomène, du Crétacé supérieur au Miocène.

I - LES FAITS D'OBSERVATION MACROSCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES

En milieu alluvial sableux, limono-argileux ou marneux, l'action simultanée d'une végétation, d'une faune fouiseuse et d'une nappe phréatique oscillante détermine un certain nombre de modifications du matériel sédimentaire :

- Redistribution du fer (pl.II): des phénomènes de réduction partielle, migration et oxydation donnent, selon leur intensité, des taches de marmorisation et des concrétionnements gravillonaires (milieu calcique comme silico-argileux), et des concrétionnements continus (cuirasses) (milieux sableux non calcaires).

- Redistribution des carbonates : ici, dissolution et précipitation provoquent la formation d'amas de toutes formes, et que l'on trouve actuellement dans un état induré : nodules isodiamétriques, irréguliers, cylindriques, dalles ajourées «ruiniformes», etc... (planche III).

- Remaniement par des racines et des terriers (planche IV).

Tous ces types morphologiques sont connus dans les sols actuels, et ont été largement décrits sous les climats tropicaux, équatoriaux, tempérés et même froids. Ils présentent des caractères microscopiques connus dans les sols actuels (R.BREWER 1964 F.CROUZEL 1973, P.FREYTET 1971, M.MOULINE 1973).

II - LES PRINCIPAUX TYPES DE PALEOSOLS SUIVANT LEUR POSITION PALEOGEOGRAPHIQUE LEUR POSITION DANS LES CYCLOTHEMES FLUVIATILES DANS LE CAS DES SEDIMENTATIONS RYTHMIQUES.

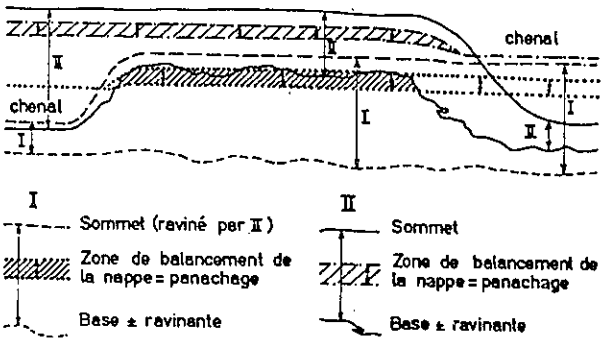


Fig 13

Représentation théorique de la variation de la nappe phréatique dans deux cyclothèmes sédimento-pédogénétiques successifs.

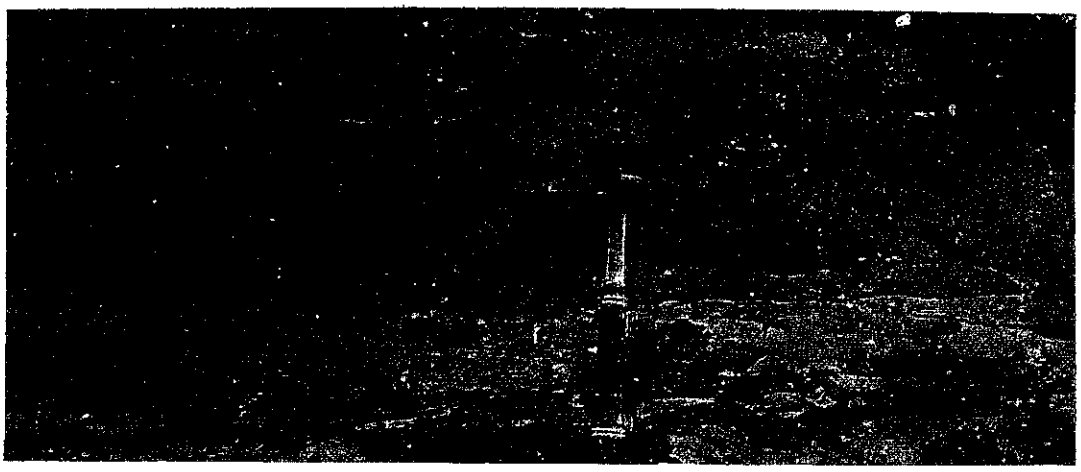
Cyclothème I : à partir du chenal situé à gauche, et se raccordant à lui, la nappe phréatique détermine dans sa zone de balancement un panachage du sol (zone de hachures serrées).

Cyclothème II : Il se superpose d'une manière quelconque au précédent, comble les anciens chenaux, remanie plus ou moins les aires d'épandage latéral antérieures, détruit les anciennes végétations. Il est parcouru pour son compte par ses propres chenaux (chenal de droite). La nappe phréatique s'ajuste aux nouvelles conditions topographiques et se raccorde au nouveau chenal. Le balancement de la nappe s'effectue dès lors autour de la nouvelle position et détermine un nouvel horizon panaché (hachures écartées).

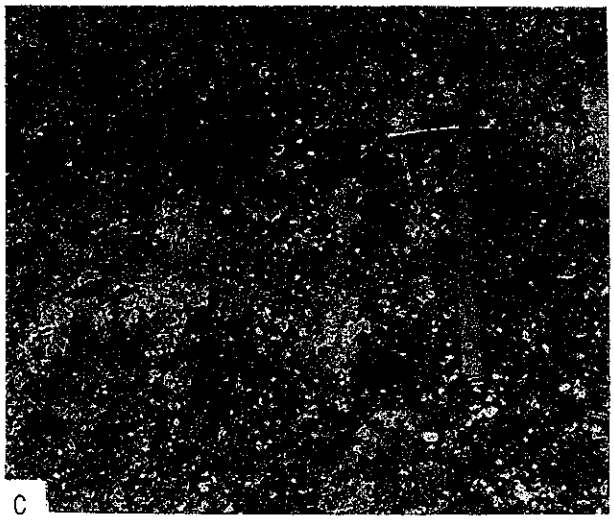
Cette figure est très théorique, elle suppose qu'à un faciès pédogénétique vienne se superposer un autre faciès pédogénétique, séparé du premier par une épaisseur de sédiment suffisante pour que les zones panachées n'interfèrent pas.

Du Crétacé supérieur au Miocène, la sédimentation fluviatile a présenté des modalités sensiblement différentes, qui justifient la distinction du type languedocien (cônes alluviaux de petite taille), du type aquitain (cônes alluviaux de

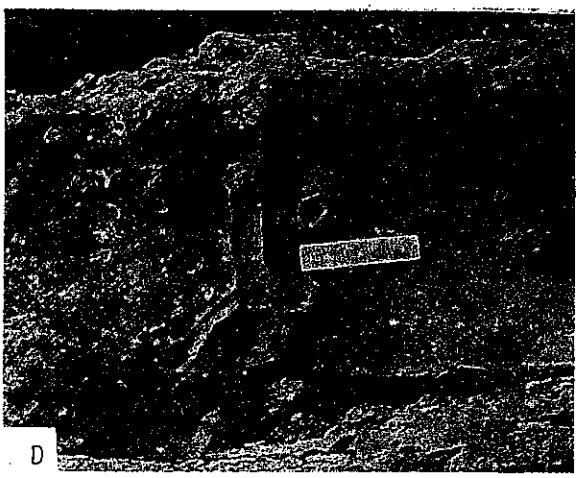
A



B



C



D

PLANCHE II PALEOSOLS : Structures macroscopiques (extrait de P.FREYTET, 1971 b).

Remobilisation du fer.

A, cuirasse scoriacée dans un grès friable, Campanien (II, 1).

B, même gisement, nodules creux.

C, argile rose à grenaille ferrugineuse, Campanien (II, 2).

D, grès ferrugineux à manchons ferrugineux représentant le passage d'anciennes racines, Turonien des Corbières.

grande taille) et du type albigeois (édifice alluvial complexe). Dans de tels contextes, les formations pédologiques se présentent sous des aspects différents, et reflètent parfois les conditions climatiques de l'époque.

1°) Modèle Crétacé supérieur-Vitrollien.

Le cyclothème complet (P.FREYTET, 1964, fig. 10) Fig. 16) caractéristique de ce modèle se termine par un terme pédologique interrompu çà et là par de petites dépressions à sédimentation lacustre. La superposition des divers termes dans une coupe est assez variable (exemple : Vitrollien d'Albas, fig. , II, 6).

Le mécanisme de la pédogenèse parait lié aux oscillations de la nappe phréatique. Celles-ci déterminent une zone de nodulisation (calcaire ou ferrugineuse) ou simplement marmorisée , à bords inférieur et supérieur nets et horizontaux (P.FREYTET, 1964, fig. 10 & 16). Selon l'importance de l'apport détritique deux épisodes pédogénétiques consécutifs ne seront séparés que par un coussin de matériaux strictement alluviaux rouges (fig.17 en bas, cyclothème campanien de St Chinian, I,2). Ou bien l'apport est réduit, et les deux pédogénéses interfèrent (fig. 17 en haut).

Ces considérations sont importantes, car lorsque dans une coupe on ne trouve que des termes de plaine d'inondation, la distinction des cyclothèmes revient à la distinction des zones de nodulisation de chacun (cas du Campanien des Corbières II, 2, du Bégudo-Rognacien de St André II, 3, de la plus grande partie de la coupe d'Albas II, 6).

Ainsi lorsqu'une coupe ne se montre composée que de cyclothèmes liés à la plaine d'inondations l'individualisation de ces dernières n'est fondée que sur la distribution des zones de nodulisation terminant chacun d'eux (cas du Campanien des Corbières II, 2,du Bégudo-Rognacien de St André de Roquelongue,(II, 3)

2°) Le modèle Thanétien-Sparnacien

Les faunes recueillies dans ces formations (Coraux, Mollusques) trahissent les conditions climatiques tropicales à saisons alternantes. Les minéraux argileux des dépôts fluviatiles sont essentiellement constitués d'illite et de smectites. Les paléosols associés aux milieux fluviatiles sont de deux types :

- Les paléosols «classiques», sur matériel fin, limono-argileux, plus ou moins carbonatés, dans lesquels la pédogénèse se réduit le plus souvent à la seule marmorisation, pro-

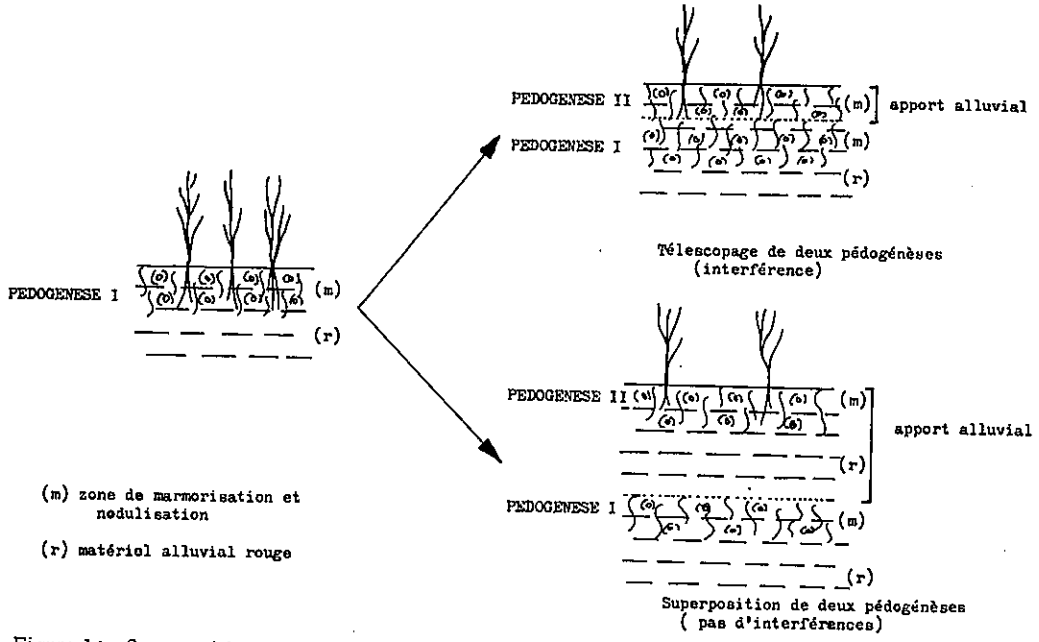


Figure 14 - Superposition et interférence de pédogénèse selon l'importance de l'apport fluviatile.

bablement en raison de la faible durée de chaque cycle : les concrétions calcaires sont rares mais présentent souvent de belles traces de radicelles à la surface ou dans la masse (J.C.PLAZIAT, 1970, pl. V, Fig. 2-3).

Une autre modalité est liée à l'existence de nappes d'eau libres temporaires (lacs, ruisseaux) qui peuvent réduire les produits ferrugineux des dépôts sous-jacents. On a soit une simple décoloration sur quelques cm, soit la formation d'un niveau de gley épais. Certains pseudo-gleys sous-lacustres sont interprétés comme une dégradation secondaire d'un

PLANCHE III: Remobilisation du calcaire.

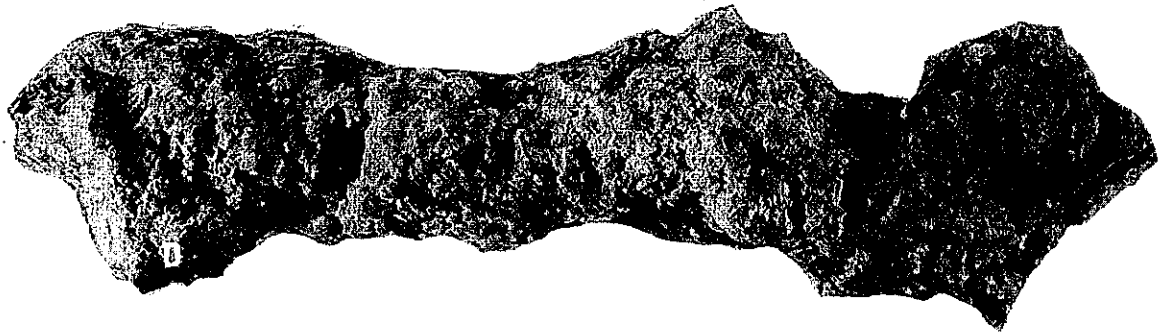
A, nodules calcaires isodiamétriques, dans une marne argileuse marmorisée. Campanien de St Chinian.

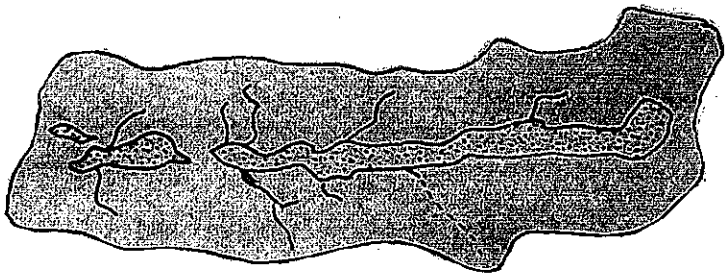
B. nodules calcaires cylindriques, verticaux, formés autour de racines (ou rhizomes). Campanien de Villeveyrac.

C, nodules calcaires de forme irrégulière, avec petits trous cylindriques au sommet de boursoufflures, correspondant à des passages de radicelles. Bégudo-Rognacien de St Chinian.

D, nodule calcaire subcylindrique autour d'une racine, Bégudo-Rognacien de St Chinian.

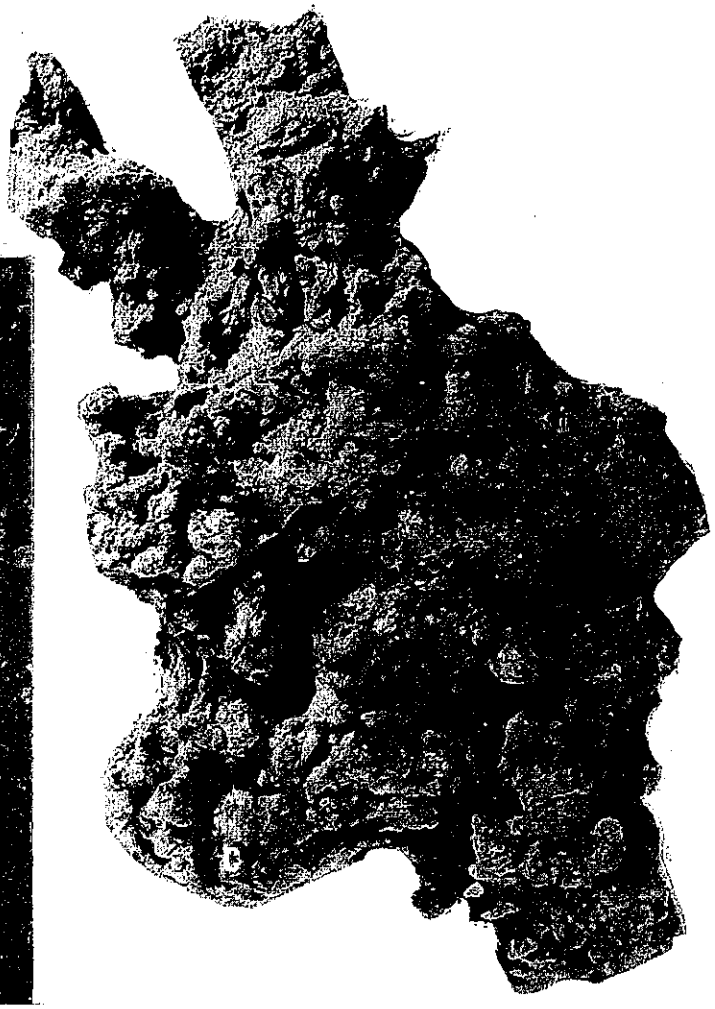
E, un autre échantillon du même gisement, scié axialement. En pointillé, le passage de la racine principale, sur les côtés, départ des radicelles.


D



B

E


C

A

tel gley profond, en rapport avec l'assèchement progressif et fluctuant de la nappe d'eau libre. Cette rétromorphose n'est pas le phénomène le plus habituel. mais celui qui donne des profils complets. Ces profils complets sont exceptionnels en milieu fluviatile, car les sols de la plaine d'inondation sont toujours tronqués par les dépôts ultérieurs.

3°) Le modèle Cuiso-Lutétien (=molasse de Carcassonne = Poudingues de Palassou).

Cette nouvelle décharge détritique correspond à une reprise d'érosion affectant une tranche de terrains considérable, du granite au calcaire ilerdien (à Alvéolines). Les minéraux argileux sont à base de kaolinite, illite, chlorite. Les paléosols sont toujours du type alluvial hydromorphe classique, mais souvent réduits à une trace de marmorisation, et les chenaux, très développés, les ravinent profondément. Une augmentation de la pluviosité peut être décelée par la palynologie et un accroissement de la kaolinite. On peut penser soit à un phénomène général, soit à des précipitations plus fortes liées à des reliefs nouvellement formés (origine régionale).

4°) Les modèles éocènes et oligocènes du Castrais et de l'Albigeois.

a) ceux de plages lacustres ou palustres avec des racines momifiées par des concrétionnements, des poupées de carbonates plus ou moins dolomitiques, associées à des marmorisations,

b) ceux des épandages d'argile fine kaolinique, dans un bief qui s'exonde avec la formation de pisolithes ferrugineux (coupes placées hors du circuit de l'excursion, série de Rieusséquel).

c) ceux de la plaine fluviatile inondable proprement dite : ils sont tels que les ont déjà décrits P.FREYTET et J.C. PLAZIAT dans les formations languedociennes. Ils sont alors là aussi, liés à une sédimentation de type rythmique.

5°) Les modèles des grandes plaines d'inondation Oligo-Miocène.

Dans les vastes plaines d'inondation du centre du bassin les phénomènes de pédogénèse sont fréquents. Ils sont caractérisés par leur étendue (vastes niveaux horizontaux qui traversent les plus grands affleurements sans variations notables) et par leur fréquence (tous les 2 à 5 mètres en moyenne). On les rencontre aussi bien à travers les masses marneuses que sur les bancs calcaires ou gréseux. Ils peuvent même s'être développés pendant un temps d'arrêt du dépôt de ces faciès. Il arrive qu'un banc calcaire par exemple soit interrompu par un «joint» épais (20 à 30 cm) d'argile rougeâtre, résidu du paléosol.

La séquence pédogénétique vient donc interférer avec la séquence sédimentaire (détritique, calcaire puis marne de 10 à 40 m de puissance), mais avec une fréquence plus grande. Elle comprend de haut en bas sous les marnes bariolées (marmorisées) de la série supérieure : (fig 111 p.104)38).

a) un horizon A_{Ca}, décalcarisé, bariolé avec des plages brun rouge à grises où dominent tantôt les teintes rougeâtres, tantôt les teintes brunâtres 20 à 40 cm (voir plus loin les analyses d'argiles).

b) un horizon B_{Ca}, très calcaire. Cet élément figure sous forme de concrétions plus ou moins tendres, parfois distribuées en festons irréguliers ou sous forme de croûtes avec passage latéral du premier mode au second (15 à 80 cm),

c) un horizon marneux C bariolé (ocre jaune et gris verdâtre ou bleuâtre) de type marmorisé (100 à 300 cm).

(F.CROUZEL, J.HUBSCHMAN &JC.REVEL, 1972)

On peut rapprocher ce modèle des sols hydromorphes à pseudo-gleys avec redistribution des oxydes de fer et de l'argile et son accumulation sous le niveau supérieur, et avec mise en mouvement du carbonate de calcium et son accumulation dans le niveau moyen. Ceci correspond bien à un milieu très argileux sur une plaine d'inondation gorgée d'eau sous un climat alternant saisons humides et saisons sèches (cf. paléoécologie d'après les flores et les faunes fossiles).

Sur un affleurement de la route de Toulouse à Auch la paléopédogenèse est marquée par une abondance sur 80 à 100 cm de grenailles ferrugineuses. (F.CROUZEL 1972)

III - CLASSIFICATION DES PALEOSOLS ET LOCALISATION DES EXEMPLES ETUDIES.

Une classification des paléosols languedociens a été proposée (P.FREYTET, 1970 b, p. 264), mais elle peut s'étendre facilement à l'ensemble des paléosols décrits dans les plaines alluviales, du Crétacé supérieur au Miocène.

Les roches mères sont très variées, depuis des argiles presque pures aux boues calcitiques ou dolomitiques. De même, certains paléosols riches en montmorillonite ont des caractères vertiques. Toutefois, pour classer ces sols il a

---

PLANCHE IV : Racines et terriers.

A, traces de passage de racines (ou rhizomes) coniques dans plusieurs couches sédimentaires successives (terme pédologique : isotubule), Vitrollien des Corbières. Figures analogues dans le Vitrollien d'Albas (II, 6).

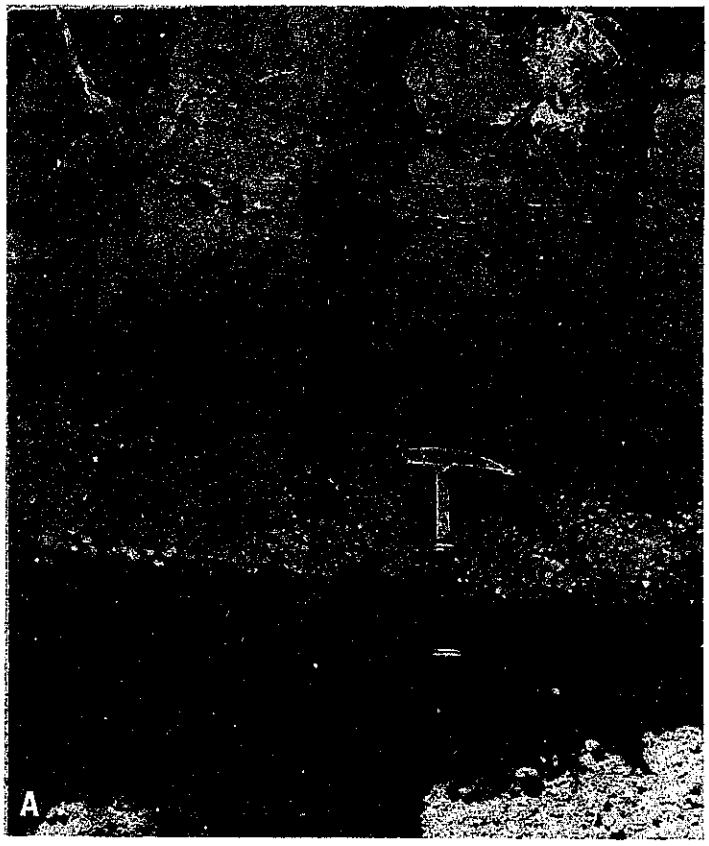
B, isotubules cylindriques dans un matériel sédimentaire marno-calcaire marmorisé, Vitrollien des Corbières. Figures analogues dans le Vitrollien d'Albas (II, 6).

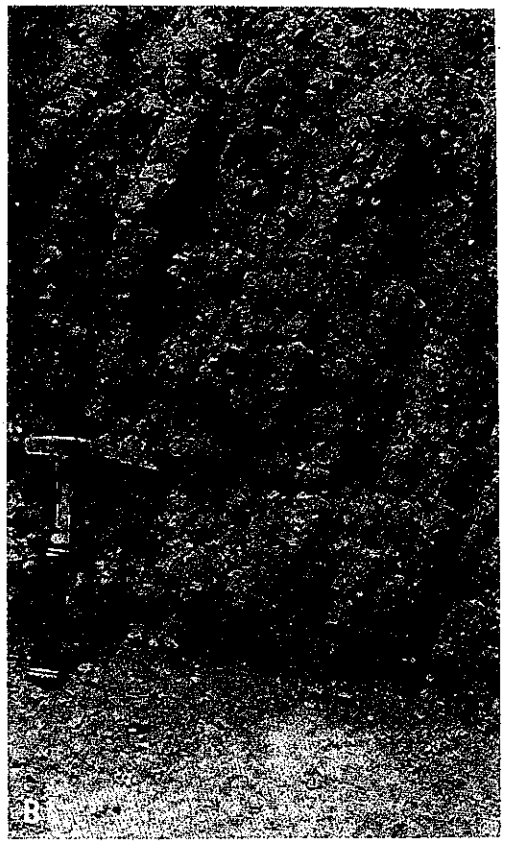
C, isotubules verticaux (remplissage marneux violacé, roche servant de gangue calcaire). Bégudo-Rognacien de St Chinian.

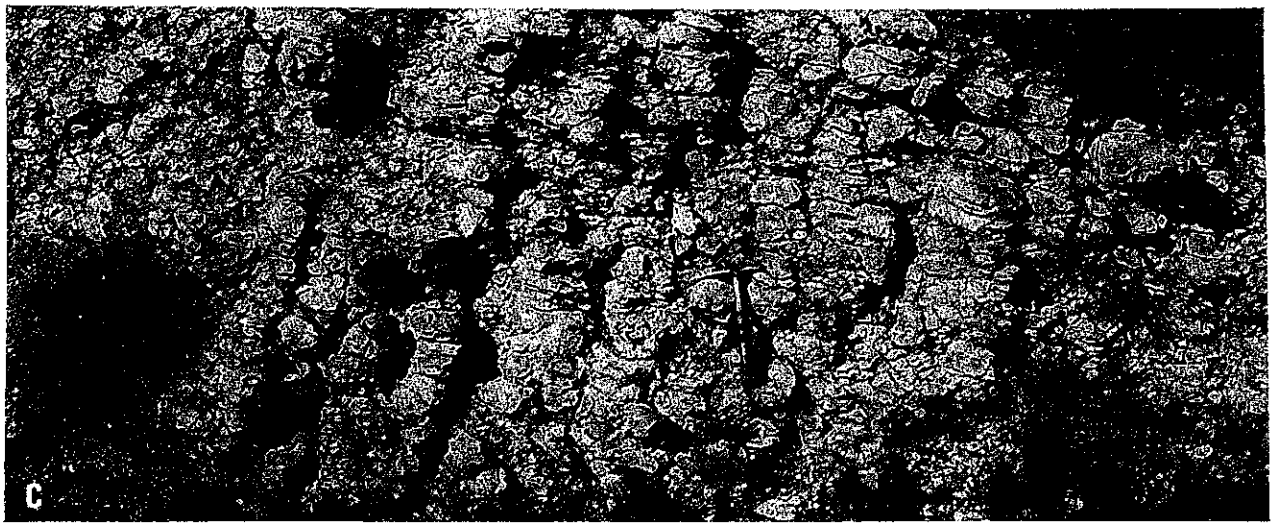
D, terrier structuré (terme pédologique : striotubule), Vitrollien des Corbières (X, 2).

E, terrier structuré (striotubule), Sparnacien des Corbières (X, 2).

F, grès rouge à terriers structurés. faciès de chenal du Vitrollien des Corbières.

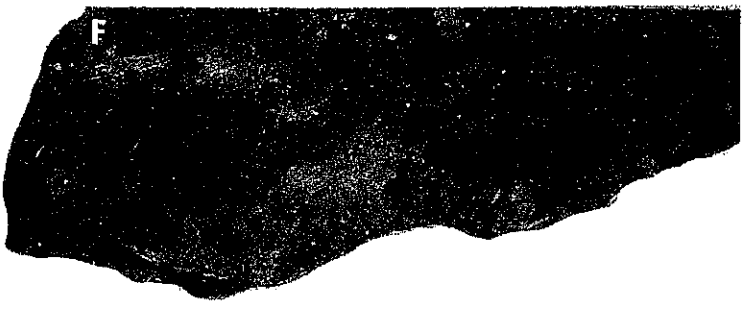

A


B


C

D

E


F

été proposé de considérer d'abord l'environnement, le paysage, la localisation dans la paléogéographie et le bassin sédimentaire. Cela a conduit au tableau suivant (sur le modèle de la classification française) :

TYPE DE SOL	NON CALCIMORPHE		PEU CALCIMORPHE		CALCIMORPHE		HYPERCALCIMORPHE
ROCHE MERE / PHENOMENES PEDOLOGIQUES	SABLE SILICEUX	ARGILE +SABLEUSE	LIMON ARGILO MARNEUX ET SABLEUX	LIMON ARGILO-MARNEUX	LIMON MARNEUX	LIMON MARNO-SABLEUX	BOUE CALCAIRE
CUIRASSE FERRUGINEUSE SCORIACEE	MONSERET (Campanien)						
MARMORISATION ET GRENAILLE FER.		MONSERET (Campanien) St CHINIAN (Campanien)		RIEUX * Sparnacien		LAGRASSE * (Vitrollien)	ALBAS (Vitrollien)
MARMORISATION SEULE	St CHINIAN (Campanien)	St CHINIAN (Campanien)	ALBAS (Bégudorognacien) St CHINIAN (Sparnacien) RIEUX EN VAL (Thanétien)	ALBAS (Bégudorognacien) BEDARIEUX (Campanien) RIEU EN VAL (Thanétien) St CHINIAN (Sparnacien)	ALBAS (Vitrollien)	ALBAS (Vitrollien) MONPLAISIR (Bégudorognacien)	ALBAS (Vitrollien)
MARMORISATION NODULES CALCAIRES (isodiamétriques ou cylindres verticaux)	●	●		St CHINIAN (Campanien)		ST ANDRE (Bégudorognacien) ALBAS (Vitrollien) MONPLAISIR (Bégudorognacien)	St CHINIAN (Bégudorognacien) *
MARMORISATION + TERRIERS	BOIS DU VICOMTE (Turonien) *	St CHINIAN (Campanien)	ALBAS (Bégudorognacien)	St CHINIAN (Sparnacien) *	LAGRASSE (Vitrollien) *	ALBAS (Vitrollien)	
MARMORISATION + ISOTUBULES VERTICAUX				ARQUES * (Vitrollien)		ALBAS (Vitrollien)	
FISSURATION PLANE OU IRREGULIERE	●	●	●	●	●	●	St CHINIAN (Bégudorognacien)
NODULISATION DES CARBONATES	●	●	●	●	●	●	St CHINIAN (Bégudorognacien)

* TYPE EXISTANT EN LANGUEDOC, MAIS NON VISITE A L'EXCURSION.

● TYPE NE POUVANT PAS EXISTER.

Fig. 15 : TABLEAU DE LA CLASSIFICATION DES PALEO-SOLS DU LANGUEDOC ET LOCALISATION DES EXEMPLES ETUDIES.

P.F & JC.P

VII - LES CALCAIRES LACUSTRES ET PALUSTRES.

I - DEFINITION.

Dans les différents modèles de sédimentation fluviatile observés, il existe des zones dépressionnaires calmes à dépôts fins souvent carbonatés qui représentent des lacs plus ou moins durables selon les époques considérées.

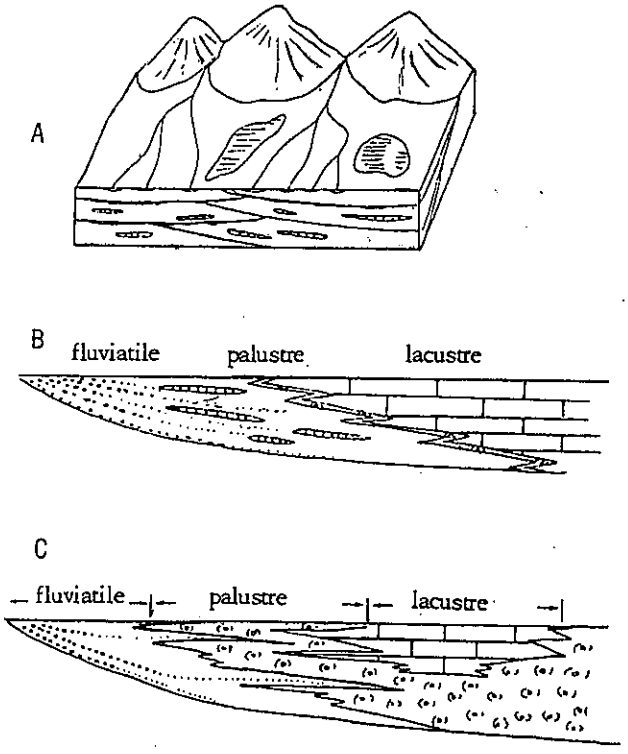


Figure 16 :

A, Répartition des anciens lacs en Languedoc, figure schématique. B, Les lacs au Vitrollo-Thanétien (Eocène inf.) : bordure marécageuse très réduite (quelques dizaines de m. seulement). C, Les lacs au Bégudo-Rognacien (Maestrichtien) en Languedoc : lacs peu profonds à bordure marécageuse très développée (plusieurs km de large).

Très souvent, en Languedoc comme en Aquitaine, la sédimentation est de type carbonaté. Les «calcaires lacustres», parfois à riche faune de Mollusques, sont bien connus. La notion de «calcaire palustre» est toutefois beaucoup plus récente. Elle repose sur une observation simple : la zone littorale ou les marécages bordant un lac à sédimentation carbonatée sont l'objet d'une part du dépôt d'une boue calcaire (ou dolomitique), et d'autre part d'une modification diagénétique de cette boue, avec apparition d'éléments pédologiques figurés (pedological features), aisément reconnaissables : marmorisation, nodulisation, fissuration, passage de racines, terriers, etc...

II - RELATIONS GEOMETRIQUES.

En bordure d'un lac, la frange palustre est plus ou moins étendue (fig. 16 C, cas du Bégudo-Rognacien languedocien ; fig. 16 B, cas du Vitrollo-Thanétien des Corbières). Les oscillations du niveau du lac, dans une morphologie très plate, entraînant des émersions et des submersions de vastes surfaces qui sont enregistrées dans la sédimentation et la pédogénèse. L'analyse séquentielle d'une formation «lacustre» révèle en fait de nombreuses modalités qui sont résumées fig. 17 & 18 p 23

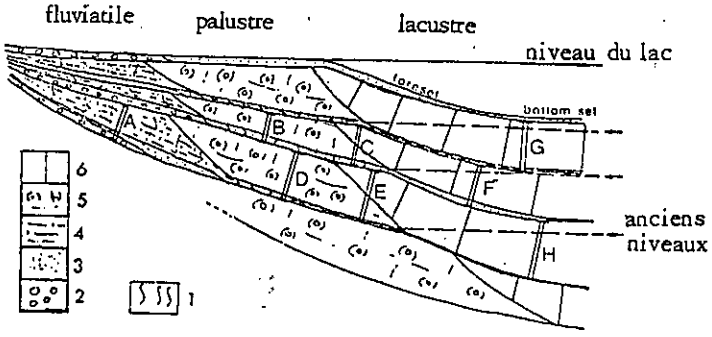


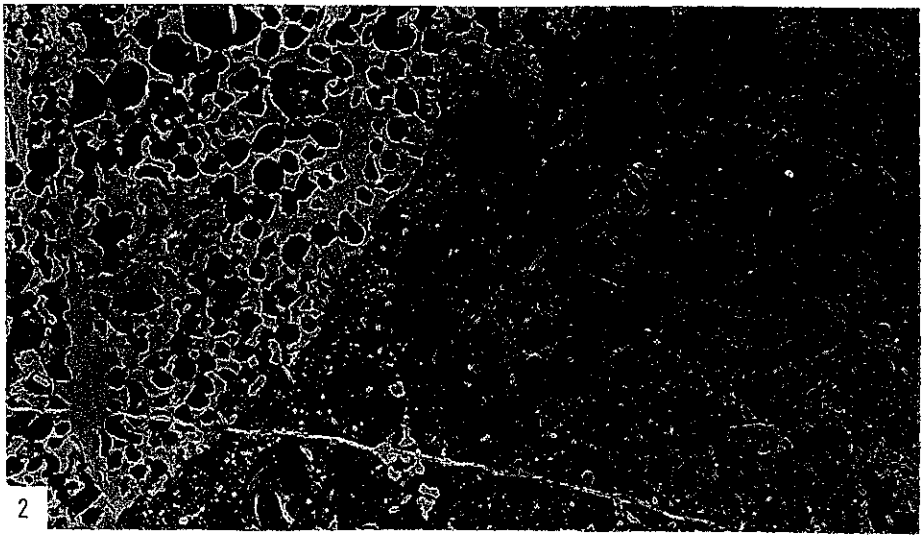
Figure 17 :

Relations théoriques entre les divers termes et faciès en milieux lacustres, palustres et fluviatiles. 1, marmorisation ; 2, chenal avec conglomérats ; 3, calcaire gréseux (chenal ou plaine d'inondation, selon la granulométrie et la proportion de sable) ; 4, limons de la plaine d'inondation, riches en nodules calcaires pédologiques ; 5, calcaires palustres ; 6, calcaires lacustres.

Divers types de séquences. A (termes 2-3-4) : fluviatile typique avec paléosols dans la plaine d'inondation ; B, (termes 3-5) : épandage de matériel gréseux sur un marécage à sédimentation carbonatée ; C (termes 3-5-7) : au-dessus d'un épandage détritique, installation d'un marécage carbonaté, puis d'un lac ; D (termes 4-5) : épandage de limon de crue dans un milieu marécageux carbonaté ; E (termes 4-5-6) : «transgression» : au-dessus d'un limon de crue, faciès palustres puis lacustres ; F (termes :3-6) : dépôt sableux en milieu lacustre ; selon la localisation, difficile à établir, ce dépôt a valeur d'un foreset ou d'un bottom se ; G (termes 4-6) : épandage de limon en milieu lacustre, foreset ou bottom set ; H (termes 4-6) : épandage de limon au fond d'un lac, réduit à un joint de stratification.

A la fin de ce chapitre, se trouvent les exemples qui seront étudiés au cours de l'ensemble des journées de l'excursion. (p. 27 & 28)

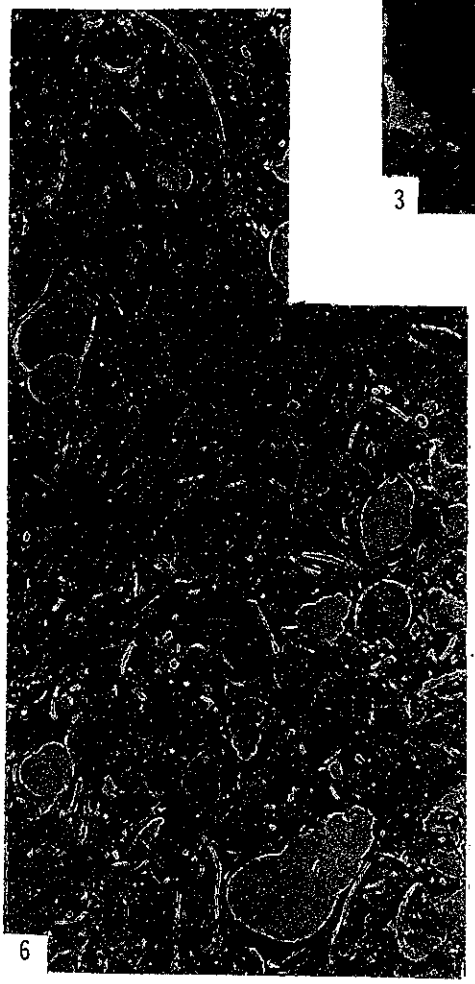
1

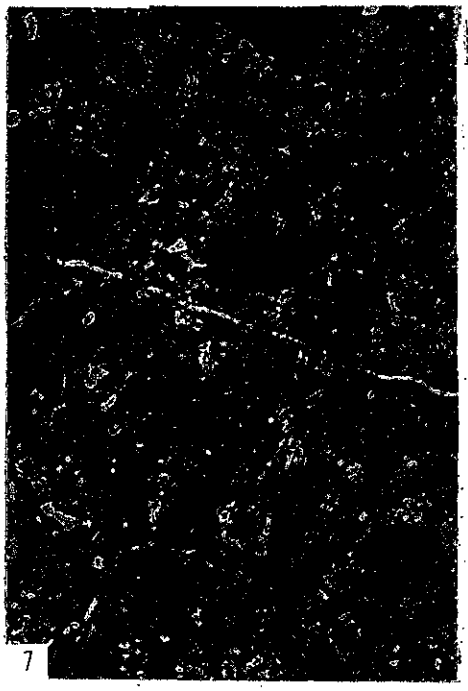

2

3

4

5


6


7

8

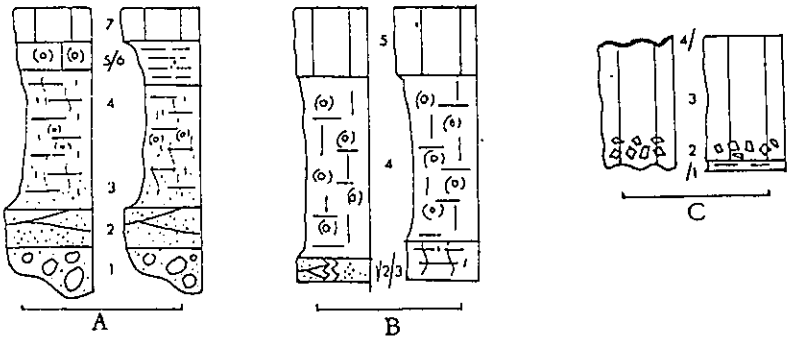


Figure 18: Séquences théoriques montrant la localisation des faciès calcaires lacustres et palustres (ainsi que les dolomies).

A, petits lacs ou marécages en milieu fluviatile (cônes alluviaux) ; B, petite intercalation fluviatile dans un milieu lacustre ou palustre ; C, séquence en milieu lacustre.

A
7, calcaire lacustre (ou dolomie)
6, marne lacustre
5, calcaire palustre (ou dolomie)
4, limon à paléosols
3, limon sableux à paléosols
2, grès calcaire à strat. obliques
1, conglomérat

B
5, calcaire lacustre
4. calcaire palustre
3, limon à paléosols
2, grès calcaire
1, grès calcaire à strat. obliques

C
3, calcaire lacustre
2, calcaire bréchique
1, délit marneux

ou

4, surface d'érosion encroûtée (fer)
3, calcaire lacustre
2, calcaire bréchique

III - FACIES ET MICROFACIES.

1°) Faciès lacustres.

Les calcaires lacustres étudiés en Languedoc et Aquitaine ne sont pas représentatifs de tout le phénomène lacustre. Il manque en particulier les faciès «varvés», abondants dans le bassin de Manosque (excursion n°2) et connus dans les fossés lacustres languedociens.

Les calcaires lacustres se définissent comme résultant de l'action de la diagénèse sur une boue lacustre carbonatée (calcaire ou dolomitique) à l'abri de toute activité pédologique et aérienne, c'est-à-dire sous une tranche d'eau supérieure à la profondeur d'enracinement des végétaux (5m maximum).

En Languedoc et en Aquitaine, les faciès et microfaciès sont les suivants :

- calcaire crayeux (microfaciès micritique). Il renferme souvent des coquilles de Gastéropodes limniques.

- calcaire «lithographique» blanc, crème, beige ou gris (microfaciès micritique homogène). Il provient probablement de l'évolution diagénétique du précédent. On peut y trouver des coquilles de Gastéropodes, des tiges de Charophytes (pl. V, 7), des terriers.

- calcaire lithographique, noir, fétide, plus ou moins bitumineux, généralement à coquilles écrasées (pl. V,6).

- calcaire lithographique à éléments anguleux noirs, indiquant un remaniement mécanique intense et une redistribution du matériel (brèches monogéniques, exemple pl.V,8 ou polygénique).

- calcaire lithographique à passées graveleuses (pl.V, 1 à 5). Un remaniement mécanique plus léger, d'un matériel non encore totalement induré, provoque la formation d'éléments qui peuvent s'arrondir en roulant sur le fond ; les éléments trop mous disparaissent, sauf s'ils sont armés par un débris de coquille (pl. V,4), ou bien ils peuvent acquérir une enveloppe, un revêtement en roulant sur le fond (gravelles revêtues, pl.V, 3). Les remaniements d'ordre 2, 3, etc... sont possibles, et une gravelle peut être elle-même composée d'un matériel déjà graveleux (pl.V, 5). Selon les lieux, à toutes les échelles, y compris celle de la lame mince, le ciment entre les gravelles est micritique ou sparitique, selon la quantité de boue fine mise en mouvement lors du remaniement, et de la distance de transport (pl.V, 2). Lorsque le ciment est sparitique, les gravelles se détachent nettement. Mais si le ciment est micritique, il peut y avoir atténuation de l'individualité de la gravelle, que l'on distingue alors mal de la matrice.

Il existe d'autres faciès en Languedoc, mais qui ne seront pas étudiés :

- calcaire fin à débris d'Algues (voiles algaires flottés), (fig.31).

- calcaire fin à coquilles de Gastéropodes encroûtés par des Algues.

Il s'agit dans les deux cas de littoraux lacustres.

2°) Faciès palustres (sols hyper calcimorphes).

Tous les faciès précédents peuvent servir de roches mères pour les modifications pédologiques habituelles de mi-

PLANCHE V

CALCAIRES LACUSTRES. 1, calcaire fin à passées graveleuses (surface sciée). 2, lame mince montrant le contact entre une zone à gravelles à ciment micritique (à g.) et une zone à ciment sparitique (à dr.). 3, gravelle encroûtée. 4, gravelle armée par un débris de Gastéropode. 5, agrégat. 6, calcaire noir fétide à coquilles écrasées. 7, calcaire à Charophytes. 8, calcaire bréchique (remaniement mécanique intense et transport des éléments).
(Extrait de P.FREYTET, 1973, pl. II & III).

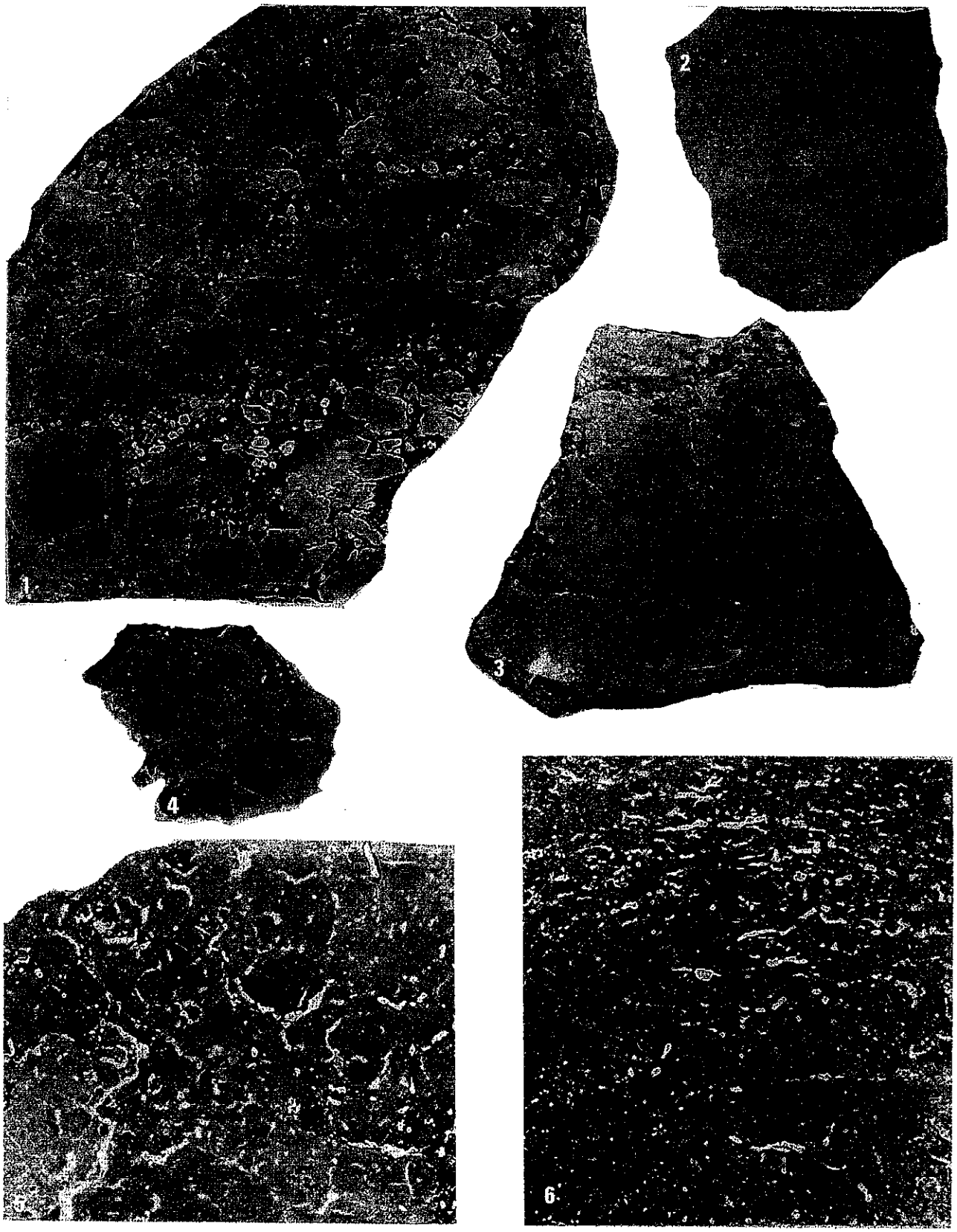


PLANCHE VI

CALCAIRES PALUSTRES. 1, calcaire bréchique par fissuration sur place, les éléments sont encore au contact les uns des autres. 2, calcaire bréchique par fissuration sur place, avec deux tailles d'éléments (les plus petits peuvent être remaniés dans les grandes fissures). 3, calcaire bréchique remaniés dans les grandes fissures). 3, calcaire bréchique à fentes planes ou peu inclinées. 4, nodule calcaire à structure interne subconcentrique. 5, lame mince d'un calcaire en début de nodulisation : fissures de retrait courbes autour des nodules. 6, lame mince de l'échantillon 4. fissuration courbe progressive des zones en cours de lithification.

(Extrait de P.FREYTET, 1973, pl. IV, V & VI).

lieux hydromorphes : marmorisation, remaniement par racines et terriers, nodulisation, brèches de dessication, et aussi association de plusieurs de ces mécanismes. Il y a une identité parfaite entre les structures internes des nodules calcaires des paléosols de la plaine d'inondation fluviatile et les zones les plus dures des calcaires noduleux (pl. VI, 4, 5 & 6).

- calcaire crayeux à radicelles : petits tubes cylindriques plus ou moins verticaux, de 1-2 mm de diamètre.
- calcaire lithographique à radicelles.
- calcaire marmorisé. Lorsque la teneur en Fer est de quelques %, les phénomènes d'oxydo-réduction et de migration du fer apparaissent sous la forme de taches de marmorisation, et d'un début de concrétionnement discret, seulement visible au microscope.
- calcaire noduleux. Certains sommets de bancs lithographiques, ou une masse calcaire dans son ensemble prend un débit noduleux. La prédisposition du matériel à ce débit est peut être due à une réorganisation analogue à la concentration du calcaire dans les paléosols de la plaine d'inondation fluviatile.
- calcaires bréchiques par fissuration, sans déplacement des éléments (Pl. VI, 1). Ce phénomène, courant dans les sols, dessine des familles de fissures planes (verticales ou horizontales), quelconques ou ramifiées, ou plus rarement courbes. Dans ce cas, le matériel n'était pas homogène, mais présentait déjà un début de nodulisation. En général, cela n'est visible que sur section sciée (et polie), ou en lame mince. Du point de vue microfaciès, la roche mère est une boue micritique. Le remplissage des fissures peut être sparitique, détritique (petits éléments anguleux détachés et tombés), micritique, ou, le plus souvent, mixte.
- calcaires à plusieurs structures pédologiques. Les terriers sont rares, et associés parfois aux calcaires noduleux, parfois aux radicelles.

Il existe en Languedoc d'autres faciès de calcaires palustres :

- calcaires à traces de grosses racines, de 1-3 cm de diamètre,
- calcaires à grands isotubules verticaux découpant la roche en grandes colonnes plus ou moins prismatiques ; le phénomène est comparable à celui qui affecte les marno-calcaires rouges de la plaine d'inondation, (voir paléosols)

IV - EXEMPLES DE CALCAIRES LACUSTRES ET PALUSTRES.

Les calcaires lacustres et palustres sont étroitement imbriqués dans les séquences fluviatiles avec les autres termes, aussi examinerons-nous ici et très brièvement la répartition et les particularités de ces faciès replacés dans la série stratigraphique, qui est presque l'ordre de visite sur le terrain des coupes qui les renferment.

1°) Au Campanien, il n'y a pas de dépôts carbonatés lacustres, le milieu est trop riche en matériau détritique, et les arrières-pays en cours d'érosion sont pratiquement dépourvus de calcaires et dolomies.

2°) Au Maestrichtien, après un épisode détritique fluviatile typique, parfois constitué de plusieurs cônes alluviaux superposés (Albas), des faciès carbonatés apparaissent. A St Chinian (I, 5), le premier épisode calcaire montre de beaux faciès lithographiques blancs à niveaux plus sombres riches en terriers, découpés en bancs séparés par des joints marneux ayant valeur de bottom set. Les deux autres niveaux calcaires, en particulier le second (I, 6) montrent des faciès presque uniquement palustres, avec brèches de dessication sur place.

Dans les Corbières (fig.76) on note un passage latéral des faciès lacustres à coquilles, gravelles et remaniements mécaniques de Thézan (II, 4) à des faciès palustres deltaïque (delta de Montplaisir, II, 5). Latéralement, ces faciès lacustres et palustres passent à des dépôts fluviatiles, et y dessinent des indentations très affectées par la pédogénèse (calcaire marmorisé d'Albas, II, 6).

3°) Au Vitrollien-Thanétien inf., se développe un régime fluviatile avec petites dépressions lacustres à l'intérieur du cône alluvial (fig.83, et coupe séquentielle d'Albas, fig.79). Les lacs sont réduits, l'épaisseur des dépôts correspondants dépassent rarement le m.

4°) Au Thanétien, de grands lacs apparaissent, avec une bordure marécageuse restreinte (fig. 40). De petits cônes alluviaux viennent s'y jeter, mais leurs sédiments détritiques ne s' aventurent pas trés loin dans les lacs. Il devait sans doute exister sur les rivages un filtre végétal bien développé.

5°) Au Sparnacien, on retrouve une disposition analogue à celle du Thanétien, avec quelques variantes.

6°) Au Cuiso-Lutétien, dans le Languedoc les chenaux et cyclothèmes fluviatiles prennent un développement très grand, les dépressions lacustres sont rejetées vers le Nord, sous la forme de lacs importants et subsistant pendant plusieurs cycles. Dans le Sud, (Talairan, Villefloure, II, 12), au contraire, on ne rencontre que de petites formations lacustres et palustres ne dépassant pas quelques m d'épaisseur.

P.F & JC.P

7°) Par contre au Lutétien, dans le Castrais, une grande surface va être le siège de précipitations carbonatées. Ce sont les calcaires de la région de Castres et de Labruguière où un effet de subsidence va permettre l'accumulation sur plus de 100m de faciès carbonatés de plaine lacustre. Ce système fluvio-lacustre n'est connu que par sa bordure Nord, car il est coupé à l'emporte pièce par la faille de la Montagne Noire qui limite au Sud sa zone d'affleurement.

8°) Au cours des époques plus récentes, les calcaires

lacustres vont avoir une importance moins grande, tandis qu'au contraire les calcaires palustres deviendront plus fréquents.

V - FIGURES DE SEDIMENTATION ET REGIME HYDRAULIQUE.

L'identification de figures de sédimentation, telles que les accumulations de stratifications obliques, les rides de fond (ripple marks), les brèches de dessication présentent l'intérêt de préciser les conditions de dépôt des calcaires du point de vue hydraulique.Ces aspectsde la sédimentation calcaire dans le cadre des complexes fluvio-lacustres, entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire ont été longuement étudiés par M.P. MOULINE (1973).

Cet auteur montre l'indépendance qu'il peut y avoir entre le régime hydraulique des lacs et les conditions de permanence du dépôt des calcaires lacustres.

Parmi les divers sites évoqués dans cet article, en raison des contraintes d'itinéraire, seule la carrière de Puech Duc (III,10 -fig. 100 p.93& fig. 101 p.94) pourra faire l'objet de quelques observations focalisées sur une séquence calcaire. Celle-ci témoigne d'un épisode de mise en eau brutale d'une dépression. Les phénomènes de clapotis y ont, par plages, structurés la stratification des dépôts. Le dessèchement du bief ne s'est manifesté que progressivement.

VI - LES DOLOMIES LACUSTRES.

1°) Elles sont rares, et le plus souvent liées à l'existence, dans les arrières-pays nourriciers, de dolomies paléozoïques ou mésozoïques. Un lessivage intense suivi d'une concentration dans une petite étendue d'eau a pu permettre la formation directe ou indirecte de dolomie.

Quelques exemples sont connus en Languedoc et en Aquitaine :

- Au Vitrollien-Thanétien inf., certains petits lacs logés dans les cônes alluviaux ont été le siège d'une sédimentation magnésienne, tant dans les Corbières (Tournissan) (dolomies mésozoïques), qu'en bordure de la Montagne Noire (Salsigne) (dolomies paléozoïques). Les dépôts sont peu épais, de 1 à 2 m seulement.(P. FREYTET 1970).

- Au Thanétien, la dolomie semble plus fréquente, parfois associée à des cristaux de gypse (pseudomorphosés en calcite). Il semble que ce gypse provienne du Trias supérieur abondant dans toutes les Pyrénées(J.C PLAZIAT1975 S)

- A l'Oligocène, dans le Castrais et l'Albigeois. En effet depuis les calcaires à *Brotia albigensis* jusqu'aux Calcaires de Cordes, la dolomite est plus ou moins présente. Son taux en général diminue en s'éloignant des Causses jurassiques du Massif Central et est lié à la teneur de fluorine détritique provenant des mêmes reliefs amont (MOULINE 1974).

2°) Il existe cependant un autre type de dolomie, (MOULINE 1974) fréquent dans les faciès de plages lacustres de type sableux. La position de ces faciès et leur composition n'est point sans évoquer les phénomènes décrits par CC.REVES Junior, pour le Mount Lake au Texas et par ALDERMAN pour le Coorong de l'Australie du Sud. Notre congrès sera l'occasion de soumettre à la critique de nos collègues connaissant bien ces pays l'hypothèse selon laquelle cette dolomite, présente dans ces faciès, se forme au niveau des plages sous les effets desséchants d'un climat chaud et agressif et sans doute en présence de bactéries selon un schéma voisin de la fig.19.

De tels faciès seront vus en Revelois (III, 4) à la Carrière de Pont Crouzet.

M.M

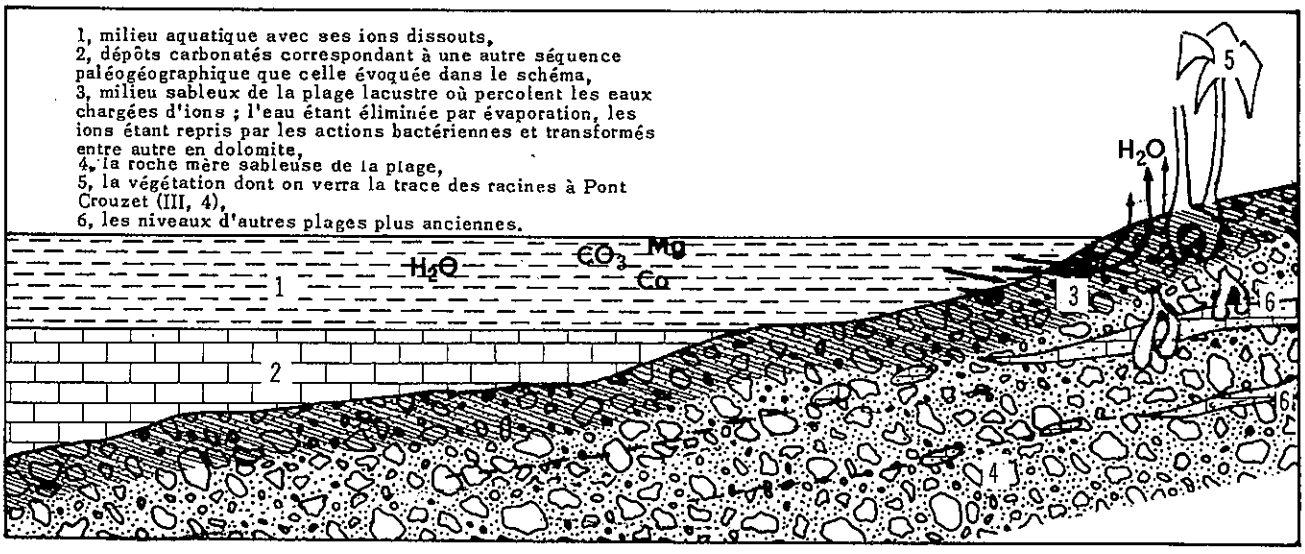


Fig. 19 : Schéma du modèle de la formation possible de la dolomite dans les séries de la base du calcaire de Castres et de Labruguière.

VIII - LES ALGUES CYANOPHYCEES DES MILIEUX FLUVIATILES ET LACUSTRES " STROMATOLITHES CONTINENTAUX ".

I - GENERALITES.

Les édifices algaires dus aux Cyanophycées sont classiques en milieu marin mais aussi en milieux continentaux. Le Midi de la France, ainsi que quelques autres régions (Limagne d'Allier, Bassin de Manosque), renferme de beaux exemples de stromatolites d'eau douce.

II - TYPES MORPHOLOGIQUES D'EDIFICES.

(fig 20 p 30 & fig 22 p 31)

Sur cassure, les édifices montrent une structure zonée en couches sombres et claires, et c'est cette particularité qui justifie leur attribution aux Stromatolites. L'observation microscopique confirme l'origine algaire des édifices.

La morphologie externe est relativement variée :

- granules, boulets algaires (algal balls) : édifices sphériques ou ovoïdes développés autour d'un nucléus de petite taille : grain de sable, débris de coquille.
- galets encroûtés : le nucléus est un galet calcaire ou siliceux, et le revêtement algaire est un peu épais (quelques mm) par rapport au diamètre du nucléus (plusieurs cm).
- coquilles encroûtées : l'encroûtement algaire peut se développer autour d'un débris organique, tel qu'une coquille de Gastéropode *(Melanopsis, Bulime)* de Lamellibranche *(Unio)*, ou même un fragment de Vertébré (débris d'os, de carapace de Tortue, ou même dent de *Lophiodon* (fig. 20 C&D)
- débris végétaux encroûtés, une brindille, une branche, un tronc d'arbre, peuvent être encroûtés et donner soit un édifice cylindrique (fig 20 1e), soit une curieuse forme semi-cylindrique surbaissée (fig 20 1f, 1g).
- édifices développés sur le fond : ils sont plats, et couvrent des surfaces variables (fig 20 1h), ou en masses sphériques dressées au-dessus du fond.

Bien entendu, tous ces types morphologiques peuvent subir des remaniements lors des crues, des dissolutions et érosions, et des ré-encroûtements.

III - MICROSTRUCTURE.

(fig 23 à 28 p 32 & fig 29 à 31 p 33).

Tous les édifices du Languedoc et d'Aquitaine étudiés ici ont la même microstructure, différente de celle des Stromatolites de Limagne, et de certains exemples du Bassin de Manosque.

La zonation est produite par la superposition de couches claires et sombres. Les couches claires correspondent à une croissance active des Algues, les couches sombres à des périodes de moindre activité (froid, manque de lumière, sécheresse) (fig 23 à 28). Les couches sombres sont généralement constituées par de la calcite micritique avec filaments algaires peu nets. Dans les couches claires, les filaments sont entourés d'un manchon sombre micritique, correspondant à une précipitation de calcite dans la gaine mucilagineuse qui entourait les filaments ; entre les manchons sombres, se trouve de la calcite sparitique limpide, correspondant au remplissage des vides situés entre les gaines.

Il arrive (rarement) qu'une intercalation détritique vienne se placer dans la zonation (fig 26 p 32)

Les filaments sont en général assez faciles à observer. Dans les micrites très sombres, ils apparaissent sous forme de files de cristaux de calcite claire (fig 23 à 31, p 32 & 33). 3). Dans les micrites plus claires, la gaine mucilagineuse sombre se détache en noir sur le fond clair, et les filaments semblent avoir un gros diamètre : c'est une illusion d'optique, et il faut souvent chercher longtemps pour trouver dans une gaine un remplissage de filaments.

IV - EXEMPLES ETUDIES EN LANGUEDOC.

- granules, boulets algaires (chenaux fluviatiles)
  - Sparnacien de St Chinian (I, 7)

- Sommet du Campanien de St André de Roquelongue (II, 3)
- Delta de Montplaisir, Bégudo-Rognacien (II, 5)
- Bégudo-Rognacien inf. d'Albas (II, 6)
- Lutétien de Jonquières (II, 7)

- galets encroûtes (chenaux fluviatiles)
  - Sparnacien de St Chinian (I, 7)

- coquilles encroûtées (chenaux fluviatiles)
  - Lutétien de Jonquières (II, 7)

- débris végétaux encroûtés (chenaux fluviatiles)
  - Sparnacien de St Chinian (I, 7)
  - Bégudo-Rognacien de Montplaisir (II, 5)
  - Lutétien de Jonquières (II , 7)

- gros édifices massifs (chenaux fluviatiles, littoraux lacustres)
  - Sparnacien de St Chinian (I, 7)
  - Lutétien de Jonquières (II, 7)

JC.P& P.F

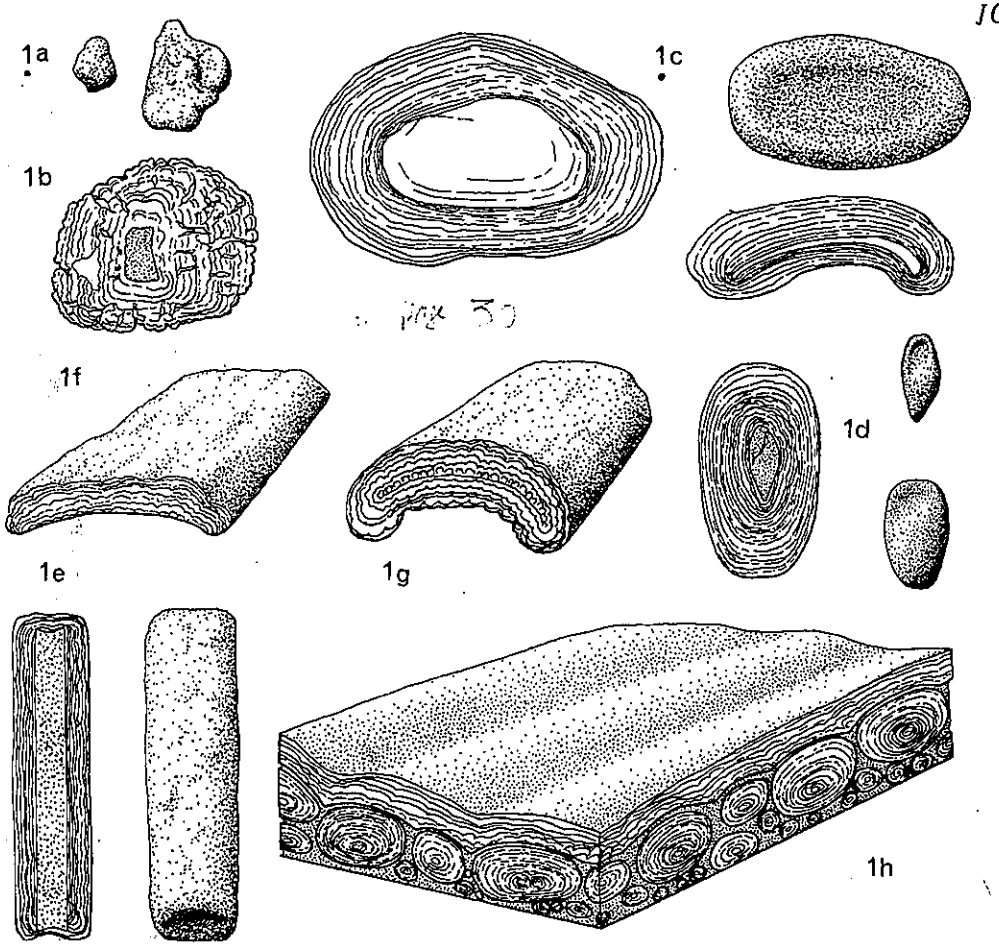


Figure 20 — 1a - Granules de forme irrégulière, mamelonnée. Grandeur nature. Rivage lacustre de Talairan (Aude). Lutétien.
1b - Lame mince dans un boulet algaire à nucléus limoneux. Les encroûtements en arceaux (LLH-C) passent à des colonnettes (SH-V) séparées de lacunes tardivement remplies de calcite limpide (environ x 1/3). Chenal "conglomératique" du Mouzedou. Sparnacien des Corbières. Montlaur (Aude).
1c - Unios encroûtés. Plan de cassure passant par la coquille ou transversalement. La coquille nacrée est conservée ou dissoute, mais la forme de la coquille (valves déconnectées) reste généralement reconnaissable extérieurement par la face concave caractéristique (environ x 1/3). Chenal Lutétien de Talairan (Aude).
1d - Encroûtement progressif de *Melanopsis dubia*. La section montre le rapport de taille entre le nucléus et son encroûtement (environ x 2/3). Chenal Lutétien. St. Pierre-des-Champs (Aude).
1e - Edifice cylindrique dont la section permet de préciser la forme du nucléus: brindille ou branchette (environ x 1/4). Lutétien, Talairan (Aude).
1f - Edifice semi-cylindrique. Section transversale montrant que l'encroûtement se développe à partir d'un nucléus dont le moulage reste apparent. Fragment d'encroûtement de branche (?) dont la croissance s'est poursuivie après la chute sur le fond: bourrelet latéral. (environ x 1/4). Sire. Sparnacien du Nord de Montlaur (Aude).
1g - Même type d'édifice, mais ici, après un bref stade d'encroûtement polarisé, la croissance s'est réalisée de façon comparable sur les deux faces; l'encroûtement n'était donc pas posé à plat sur le fond. Même gisement.
1h-Schéma des Stromatolithes qui remplissent le secteur bordier du chenal du Mouzedou. Le grès à boulets et miches algaires est recouvert par un édifice plan nivelant les irrégularités et façonné en rides parallèles. Sparnacien. Sud de Montlaur (Aude).

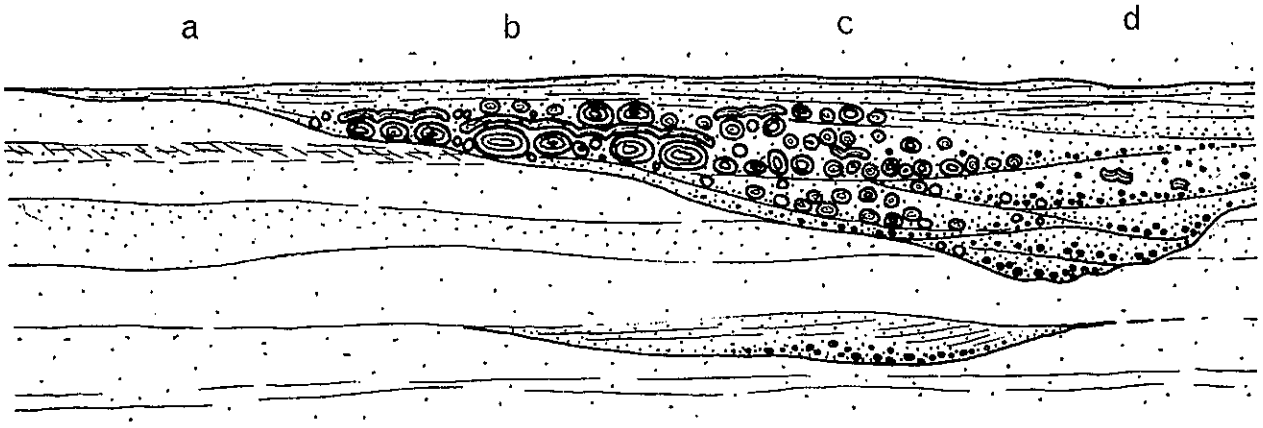
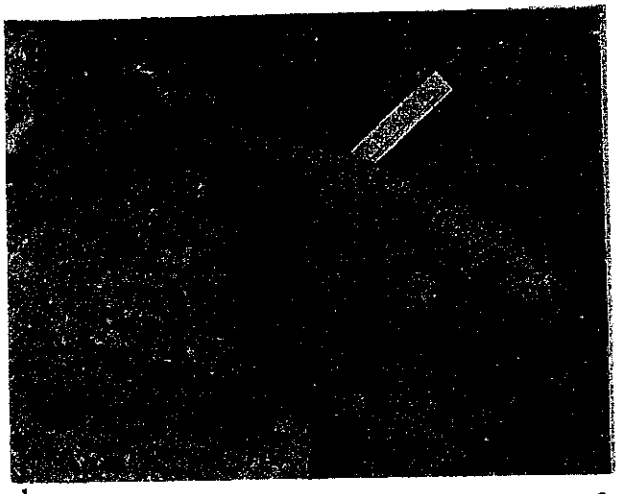
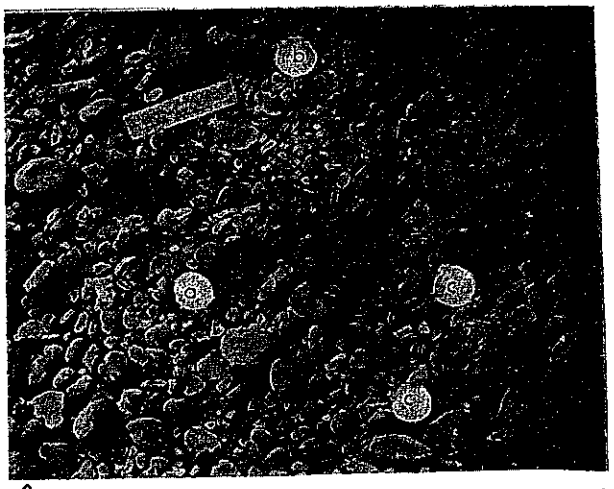


Fig. 21 — Coupe transversale, semi-schématique. d'un chenal sparnacien (Le Trote-Cos-Foncoutverte, Aude).

a : faciès marno-gréseux de bordure, sans constructions algaires ; *b* : faciès marginal calme à miches et encroûtements plans ; *c* : faciès agité de grès à boulets algaires et galets ; *d* : faciès axial, conglomératique, à débris remaniés d'encroûtements plans. — Épaisseur max. du chenal : 2 m ; long. de l'affleurement : 150 m.



1



2

3

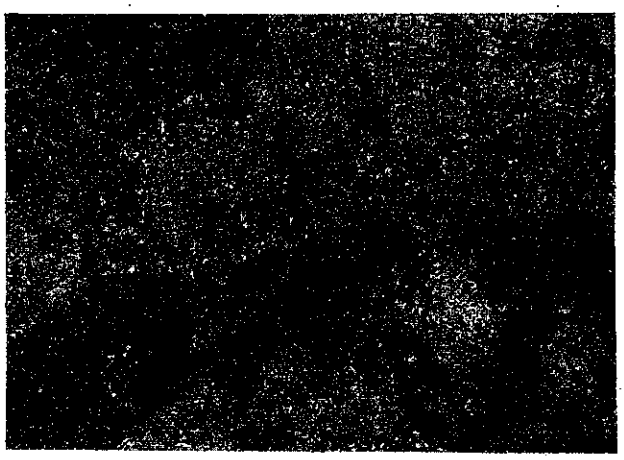
4

5

Fig. 22 Divers aspects des constructions algaires de chenaux fluviatiles du Lutétien des Corbières (environs de Jonquières, Aude).

1 : Encroûtement semi-cylindrique en forme de pain. Faciès calme, suivi (en bas à gauche) d'un niveau turbulent à débris d'encroûtements plans. W de Jonquières. — 2 : Constructions de petite taille dégagées à la surface du même chenal. (a : boulet algaire ; b : encroûtements cylindriques ; c : Unios encroûtés). — 3 : Construction massive de grande taille à gauche du marteau. Au-dessous, grès à boulets algaires, puis banc de grès sans constructions algaires. Chenal de la métairie Saint-Félix. — 4 : Grès à boulets algaires montrant des sections d'encroûtement de brindilles (*a*) et des boulets (*b*) ; une construction plane (*c*) couronne une partie de ce niveau. W de Jonquières.

— 5 : Edifice massif de grande taille (1,4 m de haut) dans un chenal gréseux « sparnacien » du Chainon de St-Chinian (La Manière).



23

24

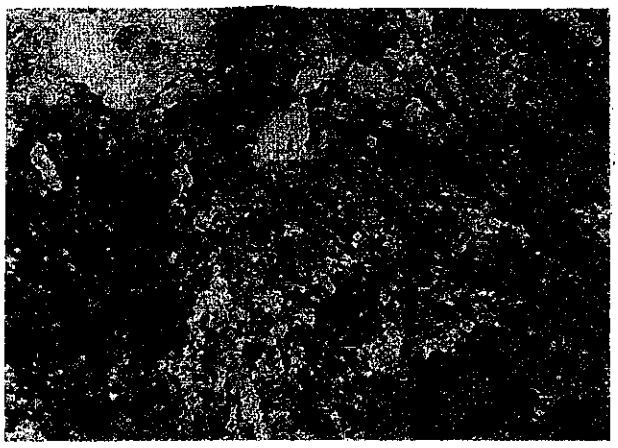
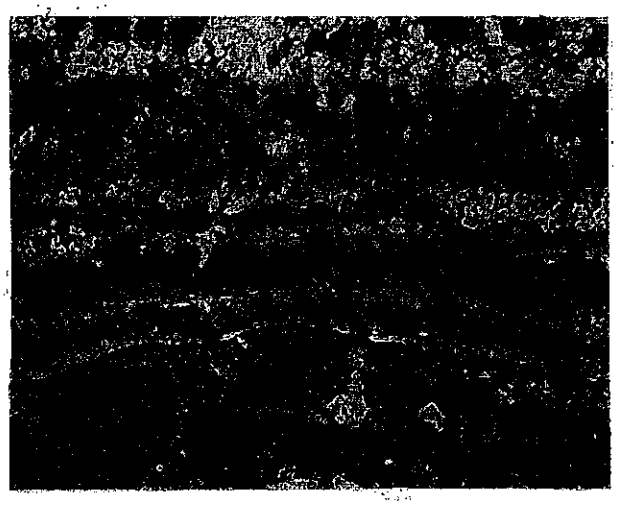


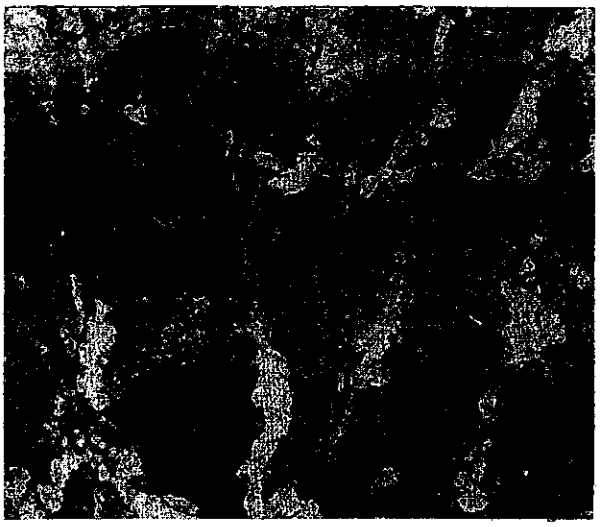
Fig. 23 — Microfaciès compact à gazonnement de filaments (cernés ici par un filet ferrugineux sans doute primaire) ; × 55

Fig. 24 — Microfaciès lacuneux à manchons de calcification primaire. La calcite secondaire, limpide, forme de grands cristaux entre les manchons. Encroûtement en dalle. Sparnacien de l'Alaric, Fontcouverte (Aude). × 55.



25

26



27

28

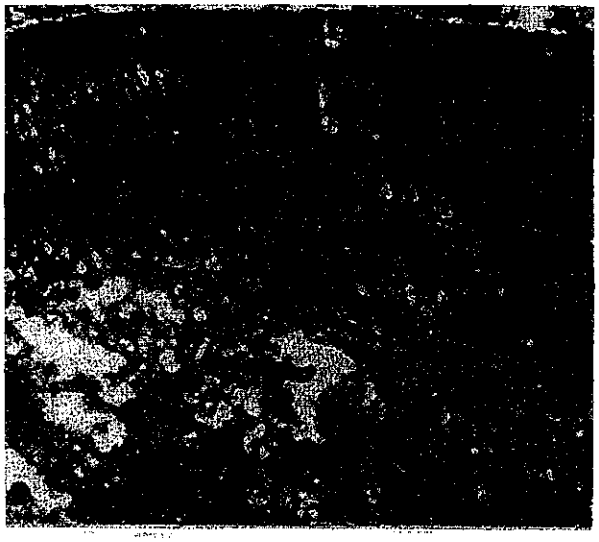


Fig. 25 — Lame mince montrant la totalité de la section d'une construction plane. On remarque la zonation rythmique de la structure : chaque cycle débute par le microfaciès lacuneux et se termine par le microfaciès compact, plus sombre. Les conditions deviennent progressivement de plus en plus défavorables (microfaciès compact devenant prépondérant). Sparnacien de l'Alaric, Montlaur (Aude). × 8.

Fig. 26 — A la base, même processus avec formation de toits continus. Au-dessus du premier tiers, la croissance devient plus largement lacuneuse et le toit incomplet a permis un remplissage finement détritique, caractère qui s'accentue de bas en haut. Construction plane. Éocène inf. de Tudéry, chaînon de Saint-Chinian (Hérault).

Fig. 27 — Juxtaposition de touffes, étroitement en contact dans le cycle supérieur, et séparées par des lacunes remplies de calcite limpide dans le cycle inférieur. La partie sombre médiane correspond au faciès compact, très réduit ici. Encroûtement cylindrique. Éocène inf. de Combebelle, chaînon de Saint-Chinian. × 25.

Fig. 28 Zone de passage entre une région à cycles complets et une région à cycles réduits au microfaciès compact Les manchons de calcification primaire sont en partie noyés dans une calcite sombre. × 25

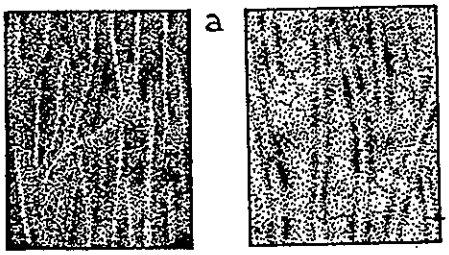


Fig. 29 — Divers aspects en lames minces des restes de filaments des édifices algaires du Sparnacien. Sire. N de Montlaur (Aude).
a-Zone sombre micritique à fantômes clairs de filaments.
b-Gaine micritique irrégulière autour du fantôme de filament.
c-La gaine sombre de calcification primaire masque les fantômes de filaments (X 50).

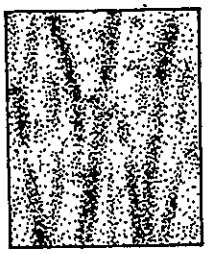


Fig. 30 - Microstructures vues en lame mince.
1 - La zonation régulière montre, dans les zones sombres, les fantômes clairs de filaments et, dans les zones claires, des restes de manchons micritiques de calcification primaire. (X 15) Encroûtement sparnacien. Sire. Montlaur (Aude).
2 - La zonation est enregistrée successivement par un encroûtement simplement mamelonné puis par de petits édifices juxtaposés en colonnettes ou massues. Enfin, la structure spongieuse supérieure, où les lacunes occupent encore plus de volume, montre quelle était la faible densité des édifices jusqu'à leur enfouissement. (X 15) Boulet algaire du Sparnacien. Mouzedou. Montlaur (Aude).
3 - Microstructure faite d'une alternance d'encroûtement continus (LLH-C) et de pustules en massues bien disjointes (SH-V) (X 2). Boulet du littoral lutétien. Gorges du Remouly, Talairan (Aude).
4 - Microstructure "celluleuse" où s'intercalent des touffes dendritiques. (X 8). Campanien supérieur de St. André (Aude).

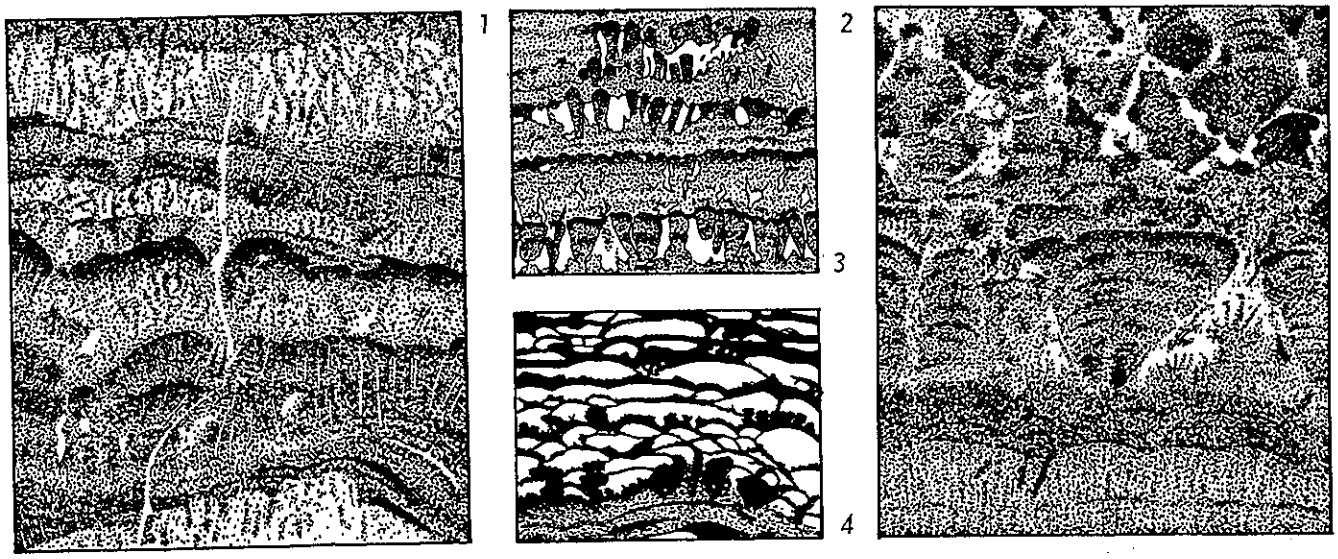
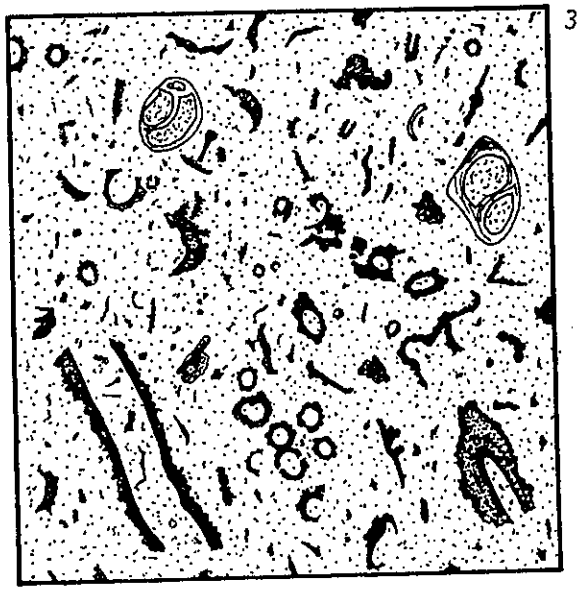


Fig. 31a : Surface polie de calcaire lacustre de Ventenac (Tudéry). Les coquilles de Melanopsis ne sont pas encroûtées bien que les encroûtements de tiges de végétaux soient abondants. Le mélange d'apports variés est donc certain. (× 1).

Fig. 31b : Surface polie du calcaire lacustre de Talairan. Les débris de voile algaire décollés de leurs substrats sont dispersés dans la boue micritique (× 1).



V CONCRETIONS ALGAIRES MIOCENES.

Les terrains miocènes du centre du bassin d'Aquitaine montrent à tous les niveaux des concrétions algaires, mais seulement sur une partie de sa surface (dans la dépendance des cônes détritiques issus de la vallée du Volf).(F.CROUZEL, C. LUCAS, J. LANG & G.SEGONZAC, 1973)

Ce sont des concrétions en galets des types : galets encroûtés, débris végétaux encroûtés, coquilles encroûtées définis plus haut, d'autres sont des granules pisolithiques ou encholithes. Il faut enfin signaler, à la base des chenaux détritiques grossiers, des galets de boue et de fossiles (dents de Mastodontes) recouverts d'une mince pellicule algaire. Celle-ci a préservé la forme originelle du galet de boue avec les faces correspondant aux chocs subis pendant leur court transport.

La morphologie des nodules avec leurs zones à algues, à méats, à filaments, etc... tantôt claires, tantôt foncées, a été décrite plus haut. Leur intérêt principal est l'existence de structures assez bien conservées pour permettre certaines identifications (par Madame G.SEGONZAC).

La plupart des nodules sont formés en grande partie par des filaments cloisonnés très fins (Fig. 32), rigides, non ramifiés, très serrés, d'un diamètre de 2 à 5 microns, disposés en éventail, se rapportant vraisemblablement à des cyanophycées. La détermination générique est difficile, mais ces éventail présentent des alternances claires et foncées correspondant à un ralentissement de croissance et ressemblant par leur forte calcification à des *Rivularia*. Le genre *Rivularia* (Fig. 33) paraissant le plus calcifié des Cyanophycées à l'heure actuelle, les filaments miocènes lui sont, de préférence à d'autres genres, rattachés.

Croissant avec *Rivularia*, on trouve dans ces nodules, en petite quantité des *Chaetophora*. Ces thalles très fins sont cloisonnés et de même diamètre que les *Rivularia*, soit 3-5-8 microns et s'en distinguent par les ramifications d'un diamètre égal à celui du filament principal. Ils sont noyés dans la masse des *Rivularia* et n'ont pu être correctement photographiés.

Se juxtaposant aux précédentes, des *Cladophora* étalent leurs ramifications et tranchent sur l'ensemble par des filaments beaucoup plus larges (20 à 60 microns) et d'une longueur de 200 à 330-430 microns. Ces mesures les rapprochent du *C.crispata* (Roth) Kutz. actuel dont la caractéristique consiste en filaments devenant d'autant plus longs vers le sommet qu'ils sont plus minces (jusqu'à 15 à 20 fois le diamètre). Ces proportions ne sont pas atteintes dans les exemplaires miocènes, mais les pieds de *Cladophora* étant très petits, on peut supposer que leur croissance n'est pas terminée. De même l'espacement des ramifications est en faveur d'un rapprochement avec *C.crispata* (Fig. 34).

Tous les nodules ne présentent pas cette triple association et il n'y a pas de *Cladophora* isolés. Le type le plus fréquent est celui ne contenant que des *Rivularia*. Les nodules semblent avoir eu une croissance homogène et continue, donc relativement rapide. Ceci pourrait être prouvé par :

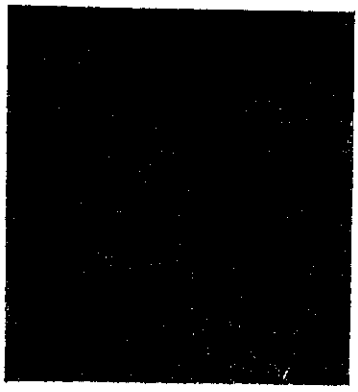
- la présence de *Chaetophora* et de *Cladophora* cf. *crispata* aimant les eaux tranquilles (les *Rivularia* sont ubiquistes) :

La croissance de *Cladophora* beaucoup plus lente que celle de *Rivularia* (quelques *Cladophora* sont annuelles, beaucoup sont vivaces).

La zonation des parties sombres ne traduit pas un arrêt de croissance, mais tout au plus un ralentissement, car les filaments sont visibles à ce niveau, ou une adaptation d'ordre climatique par exemple.

Il est donc intéressant de noter l'association très homogène d'Algues bleues (*Rivularia* et Oscillatoriées diverses) et d'Algues vertes (*Chaetophora*, *Cladophora*). Ce type d'association très banale de nos jours est rarement bien conservé à l'état fossile. D'autre part, l'étude des Algues permet de penser à une croissance assez rapide des concrétions, conclusion qui rejoint la présence de rythmes saisonniers connus de part ailleurs (paléoécologie, faune et flore).(F. CROUZEL, 1972):

F.C



1

Fig. 32 - (×220) Filaments attribués à *Rivularia* (photo G.Segonzac).

2

Fig.33 -(×200) Vue cavalière d'un petit pied de *Rivularia* (photo G.Segonzac).

3

Fig. 34 - (×60) Détail des ramifications de *Cladophora* cf. *crispata* (photo G.Segonzac).

VI SIGNIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOECOLOGIQUE DE LA REPARTITION DES FORMATIONS DITES «A CYANOPHYCEES» DANS LES COMPLEXES FLUVIO-LACUSTRES DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS

1°) Inventaire des principaux complexes fluvio-lacustres à stromatolites et à boulets algaires du Castrais et de l'Albigeois. (Pl. I).

Les encroûtements stromatolitiques et les boulets concrétionnés d'origine algaire sont fréquents dans les divers complexes fluvio-lacustres compris entre le Dôme de la Grésigne et de la Montagne Noire. Ils sont présents en particulier :

a) Dans les «calcaires de Castres et de Labruguière», leurs satellites (Lutétien moyen et supérieur) entre Castres et Mazamet,

b) Dans les «molasses de Puylaurens» et leurs équivalents latéraux (à la fin de l'Eocène supérieur) dans la région de Puylaurens, Lautrec et Graulhet,

c) Dans les petits deltas et les séries gréseuses qui surmontent en Albigeois, les calcaires à *Brotia albigensis* (Sannoisien supérieur), ceux de Valderies, de Puygauzon,

d) Dans les complexes molassiques qui surmontent les calcaires de Cordes proprement dits dans la région du Verdier.

2°) Répartition des diverses formes d'encroûtements en fonction de leur place dans la paléogéographie des complexes fluvio-lacustres.

a) Dans la zone du «Grand Delta» et de la «Plaine d'inondation»,

Les diverses formes fossiles de Cyanophycées se répartissent dans les différentes unités paléogéographiques du Castrais et de l'Albigeois de la manière suivante :

. Dans les chenaux de la zone I, les formations à Cyanophycées se présentent sous la forme de structures feuilletées nappant la surface d'un bief creusé préalablement à tout remplissage. Ce qui signifie que l'apparition des Algues encroûtantes se produit après une phase de creusement non suivie d'un remblaiement immédiat. Parfois, quelques galets, traînés par les courants et abandonnés sur le fond, sont rendus coalescents par un nouvel enrobage calcaire. Il se produit donc au moins une nouvelle crue avant que ne se manifeste la débâcle qui réentaillera le chenal et la décrue qui le comblera (Le modèle d'une telle sédimentation et la place des stromatolites sont illustrés par le cartouche a de la planche VII).

.. Dans la zone II, les manifestations les plus fréquentes des édifices algaires se présentent sous deux formes :

- des constructions stromatolitiques développées en récifs aux dimensions métriques, qui reposent souvent sur une surface au préalablement durcie (cartouche b planche VII),

- des granules et des boulets algaires dont l'hétérométrie souligne l'indépendance de la taille, donc du poids actuel de ces objets (parfois la demi-tonne) et de leur poids réel au moment où ils se sont déposés au milieu de sables fins ou de boues silteuses. Ce qui indique que leur densité, à ce moment-là, était faible, voisine de celle de l'eau (cartouche c, planche VII).

... Enfin, dans la plaine d'inondation fluviatile à sédimentation plus calcaire, nous retrouvons :

- des édifices stromatolitiques modelés en relief convexe ovalaire de petite taille que l'on retrouve déchaussés par les courants qui les ont contournés. Ils protégeaient donc le fond argileux là où ils s'étaient développés. (cartouche c, planche VII).

- des granules et boulets qui souvent gisent à la base de remblaiement des grès molassiques fins colmatant les chenaux qui parcourent les zones où se déposaient les vases calcaires. La taille des grains de quartz (0,5mm) confirme la valeur de leur densité au moment de leur piégeage. (cartouche d, planche VII).

Mais, en plus, dans cette zone III, existent, surtout lorsque les faciès de calcaires sédimentaires apparaissent, des lames encroûtantes placées à la limite de deux bancs. Elles dessinent à grande échelle, des formes plus ou moins concaves et dans le détail, elles moulent les éléments des faibles reliefs du fond, quel qu'en soit son modelé.

b) Dans la zone des «deltas secondaires» et des «rivages».

Les zones distales des complexes fluvio-lacustres, généralement à sédimentation calcaire franche, sont limitées souvent par des rivages identifiables où se jettent de petits affluents : des restes de bourrelets latéraux témoignent de leur existence. C'est au voisinage de ceux-ci qu'apparaissent des formations riches en gâteaux d'algues, en stromatolites, en momies de branches et racines parfois fort importantes et en formes roulées allongées que Pierre BOREL appelait «des Priapolithes».

Ces éléments sont souvent remaniés et se trouvent mêlés à des éléments conglomératiques de tailles diverses. Ils se sont déjà lithifiés, et sont de plus alourdis par le poids propre de leur support, et ont donc acquis une densité plus élevée. Dans de telles formations ; il n'est pas rare de trouver des «algal-balls» semblables à ceux précédemment décrits, mais écrasés, ce qui confirme leur faible consistance dans une première période de leur existence.

Ces phénomènes peuvent être observés dans les complexes à Cyanophycées de Puygauzon, près d'Albi et dans le calcaire de Castres et de Labruguière à Escoussens et aux environs de la Caulié et de Lamouzié.

c) Dans la zone de la sédimentation calcaire franche.

Les stromatolites et les granules peuvent être absents des zones de sédimentations calcaires.

. La présence de dolomie ou l'accroissement du taux du Mg semble incompatible avec le développement de ces structures organo-sédimentaires. La recherche de dolomie et le dosage du Mg dans divers calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois (MOULINE, 1971) (en particulier dans ceux d'âge Stampien et ceux du Lutétien) le démontrent.

.. La qualité morphologique de leur lieu de développement : les calcaires de Castres (Lutétien) et les calcaires du Stampien s'opposent par le caractère de leur régime. Les uns se développent sur des lieux envahis par des mises en eaux progressives et temporaires : il y a alors à la base des séquences les cyanophycées ; les seconds se déposent dans des zones dont la masse liquide se confine entre deux crues brutales : il n'y a pas de cyanophycées car le système lacustre est toujours en eau plus ou moins chargée de sels minéraux.

3°) Conclusion.

De ces observations il ressort que :

. les stromatolites se développent indépendamment de tout facteur paléogéographique autre que l'existence préalable de zones dépressionnaires de tailles diverses pouvant s'emplir,

.. l'apparition des Cyanophycées est liée à l'apport d'eaux non turbides, riches en carbonates, relativement calmes. Le peu de consistance et la légèreté probable de nombreux boulets évoque la présence de faibles courants,

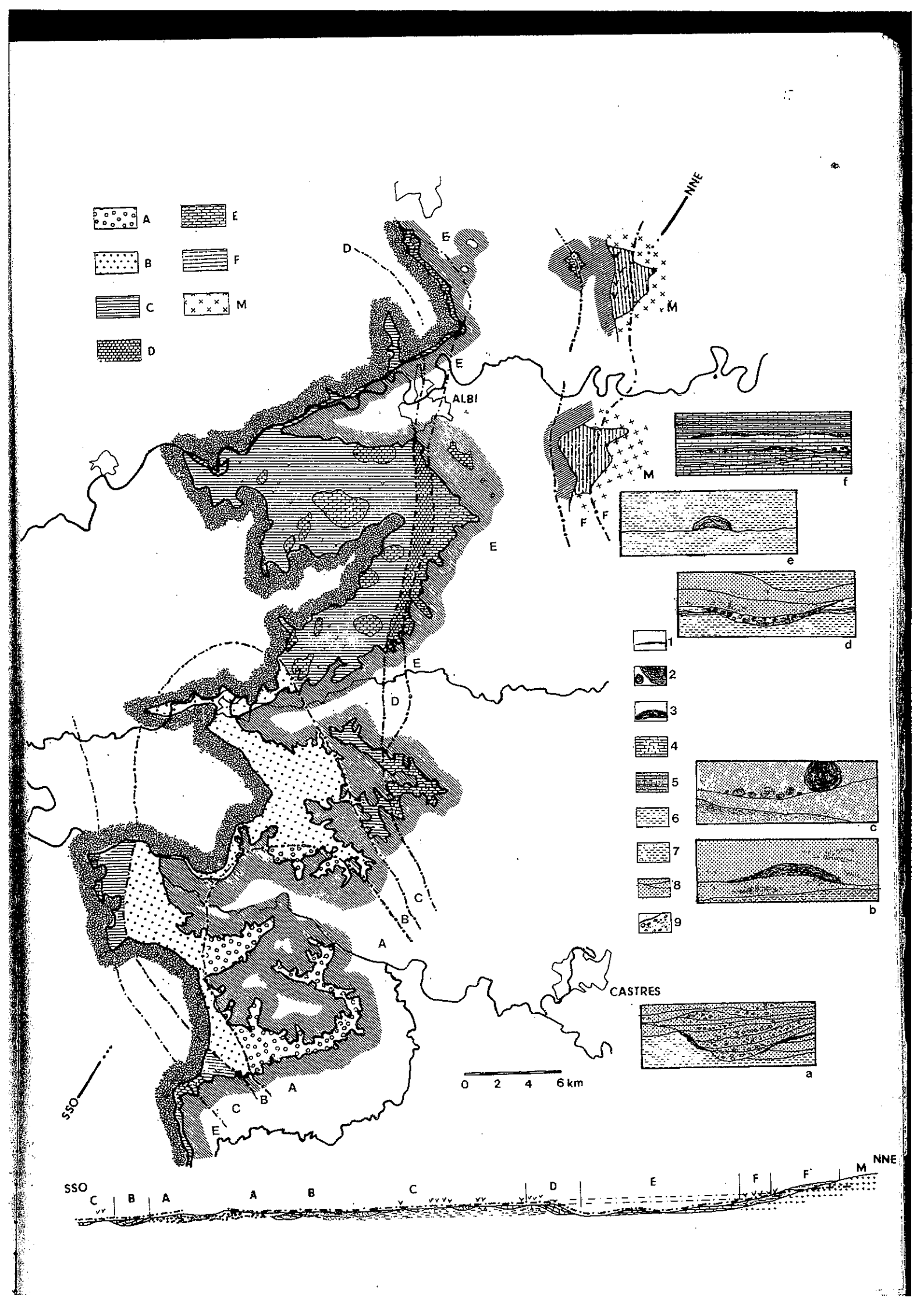
... la disparition des Cyanophycées dans un bassin est sans doute liée à son confinement.

M.M

LA REPARTITION DES PRINCIPAUX TYPES DE CYANOPHYCEES & L'ENVIRONNEMENT PALEOGEOGRAPHIQUE DES COMPLEXES FLUVIO-LACUSTRES DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS.

A, Zone à chenaux à poudingues ; B, Zone des lentilles de grès molassique à stratifications obliques et entrecroisées ; C, Zone des faciès palustres (argiles) ; D, Zone des calcaires palustres ; E, Zone des calcaires lacustres ; F, Zone des prairies humides de rivages ; M, Le substratum métamorphique.

1, Cyanophycées en nappes minces : 2, Algal ball et priapolithes ; 3, Encroûtements en récifs ; 4, Faciès calcaires ; 5, Faciès argilo-calcaires ; 6, Argiles ; 7, Argiles silteuses ; 8, Grès molassique ; 9, Conglomérats.


A
B
C
D
E
F
M
NNE
SSO
ALBI
CASTRES
0 2 4 6 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
a
b
c
d
e
f

DEUXIEME PARTIE

PRESENTATION SOMMAIRE DES CONTEXTES LOCAUX

I - Les bauxites du fossé de Bédarieux
II - Histoire géologique du Languedoc, du Crétacé moyen et Lutétien
III - Le remplissage de la gouttière méridionale du bassin de Carcassonne.
IV - Histoire géologique de la partie Est du Bassin d'Aquitaine du Lutétien au Pliocène
V - Un cône détritique de piemont sur le glacis sous-pyrénéen

I - LES BAUXITES DU FOSSE DE BEDARIEUX.

Depuis quelques années les travaux effectués sur les bauxites à substratum carbonaté ("bauxites karstiques") ont montré que la plupart d'entre elles sont des bauxites secondaires allochtones. Ces dernières sont un sédiment détritique dont les éléments sont issus plus ou moins directement de l'érosion de bauxites primitives autochtones formées aux

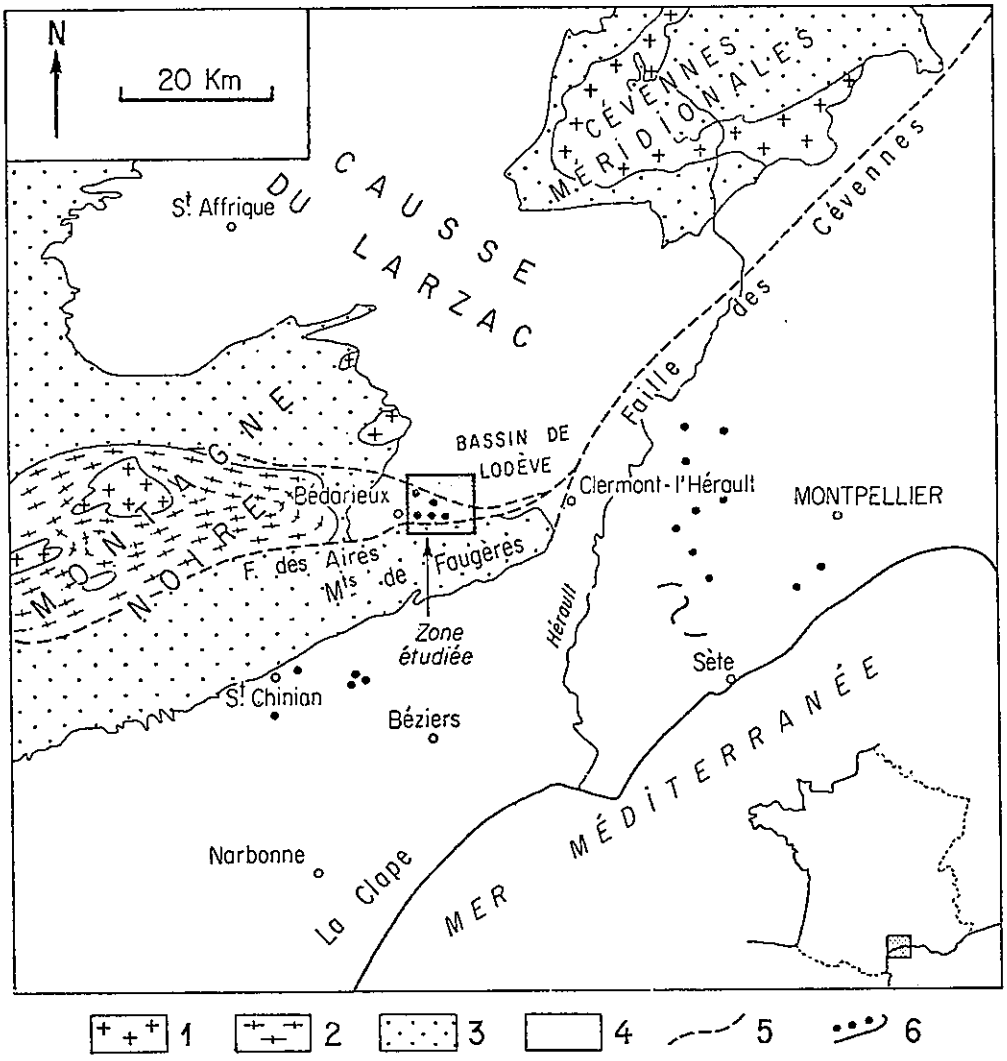


Fig. 35- — Cadre géologique des bauxites du fossé de Bédarieux
1. Granite. — 2. Roches métamorphiques. — 3. Terrains antéhercyniens. — 4. Couverture post-hercynienne. — 5. Failles citées dans le texte. — 6. Bauxite.

dépens de roches-mères extrêmement variées mais contenant au moins quelques pour-cent d'alumine : roches éruptives, métamorphiques, schistes, marnes, grès alumineux, etc...

On est donc amené naturellement à se poser les deux questions essentielles suivantes :

- Dans quelles conditions les sédiments bauxitiques se sont mis en place sur le substratum carbonaté ?

- Où était la bauxite primitive et quelle était sa roche-mère ?

Les bauxites de Bédarieux permettent de répondre, au moins en partie, à ces deux questions. De plus, elles nous montrent que leur mise en place s' intègre normalement dans l'histoire géotectonique régionale au même titre que les autres sédiments auxquels elles sont associées.

PJ.C

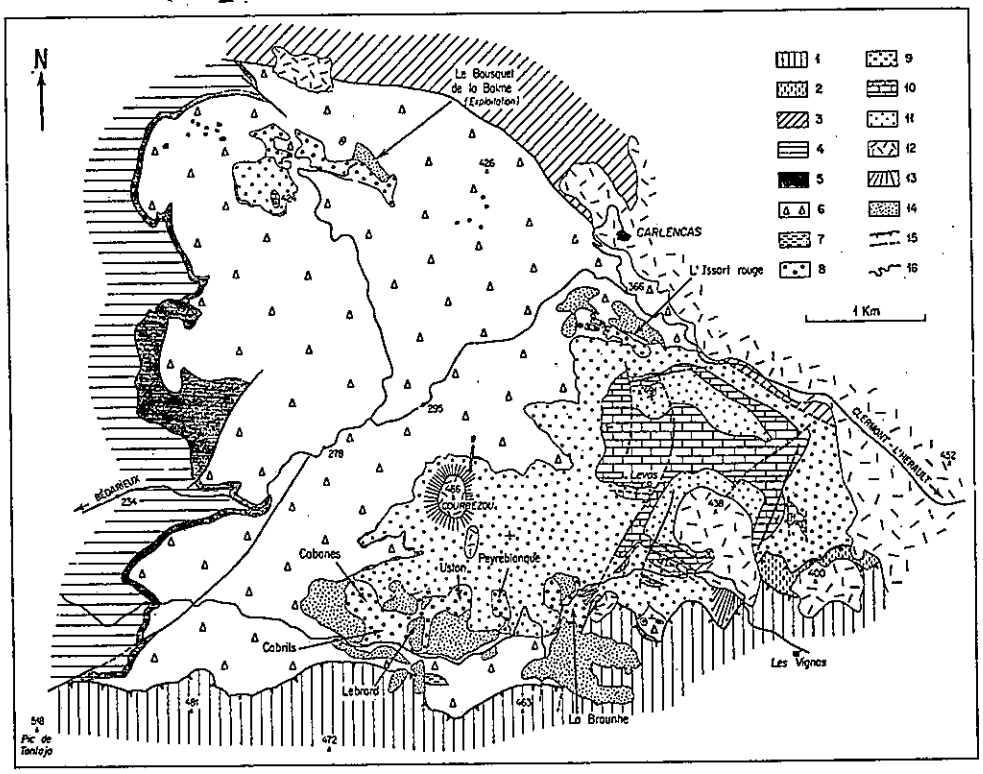


Fig. 36 Carte géologique schématique de la partie orientale du fossé de Bédarieux. 1. Schistes et dolomies anté-hercyniens. — 2. Dolomie d'âge indéterminé. — 3. Conglomérats et pélites permiens. — 4. Toarcien-Aalénien inférieur marneux. — 5. Aalénien supérieur-Bajocien calcaréo-dolomitique. — 6. Bathonien et Jurassique supérieur pro parte (?) dolomitique. — 7. Argilites noires berriasiennes. — 8. Bauxites indifférenciées. — 9. Campanien (?) argilo-conglomératique. — 10. Lutétien calcaire. — 11. Calcaires, argiles, conglomérats du Lutétien supérieur (?). — 12. Basalte plio-quaternaire. — 13. Eboulis. — 14. Déblais et remblais d'exploitation. — 15. Failles inverses et normales. — 16. Routes principales.

II - HISTOIRE GEOLOGIQUE DU LANGUEDOC, DU CRETACE MOYEN ET LUTETIEN.

Le Languedoc est une région où les dépôts marins sont largement représentés du Trias au Pliocène ; on note à partir du Crétacé moyen des épisodes continentaux plus ou moins développés intercalés dans la série stratigraphique.

Nous sommes ici dans un domaine de sillon subsident complexe, avec migration des rides et des sillons au cours du temps ; à tout moment un ancien sillon peut émerger, se transformer en ride et alimenter la sédimentation dans les sillons voisins (J.C. PLAZIAT & P. FREYTET, 1975).Les dépôts continentaux, fluviatiles principalement, lacustres plus rarement, atteignent localement des épaisseurs considérables (plus de 1000m pour un étage stratigraphique), en fonction de la vitesse de la subsidence au lieu considéré.

1°) Au Sénonien inférieur (fig.37A), les dépôts marins sont localisés dans le sillon nord-pyrénéen (au S de la ride de Mouthoumet), et dans le sillon languedocien qui vient se terminer vers l'O entre Narbonne et Carcassonne. Les dépôts y sont épais (plus de 1500m), et on y voit le passage latéral de faciès de plages (grès coquilliers) à des faciès récifaux à Hippurites, puis à des faciès «profonds», rythmiques.

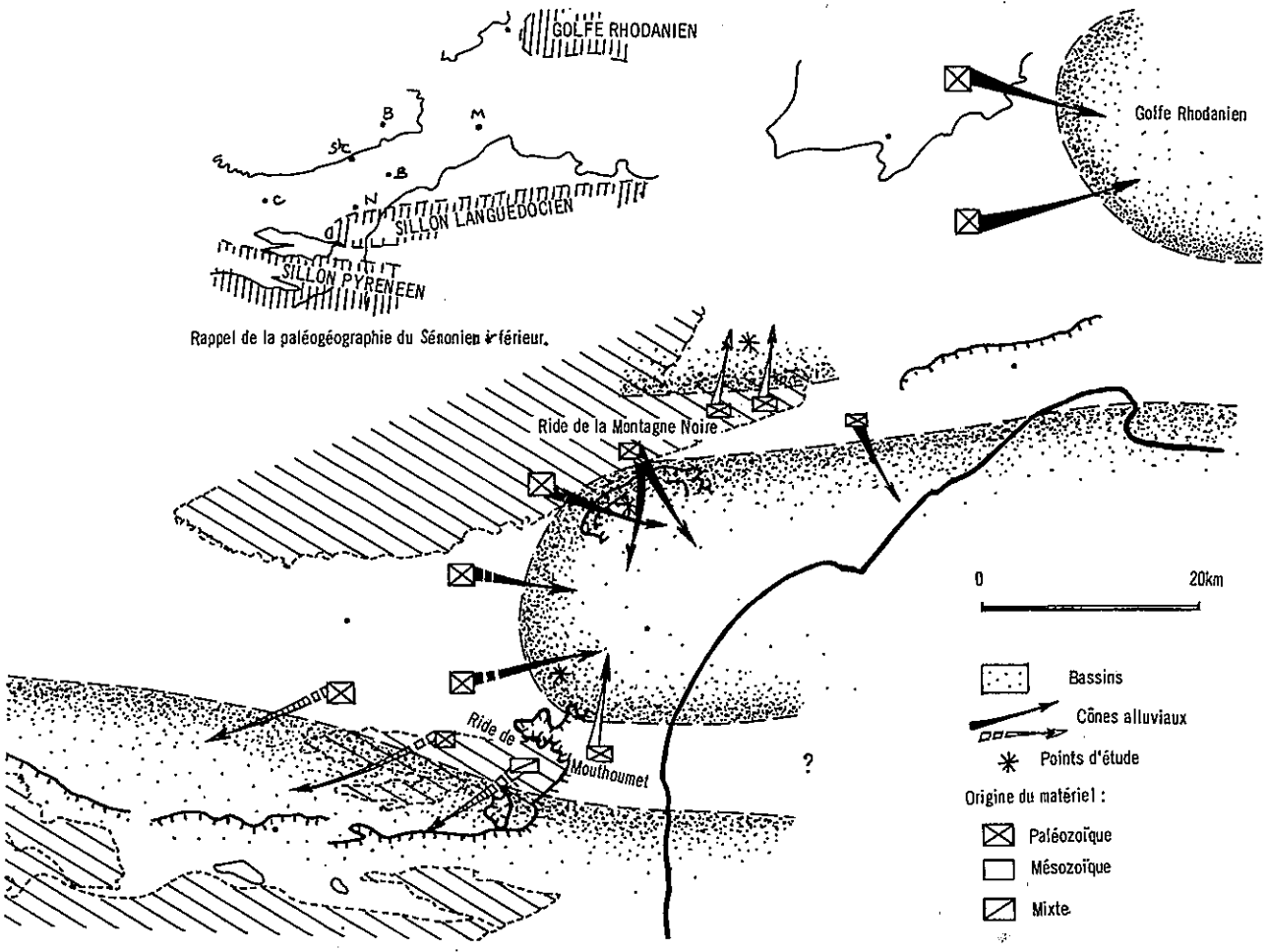


Fig. 37 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU CAMPANIEN.

2°) Au Campanien (fig.37B), les sillons s'élargissent un peu vers le N., tandis qu'il apparait une petite unité au N. de la ride de la Montagne Noire, le bassin de Bédarieux. Le Golfe rhodanien reçoit des apports fluviatiles d'origine cénevole. La ride de la Montagne Noire est érodée sur ses deux flancs, vers le N en direction du bassin de Bédarieux, vers le S en direction du sillon languedocien (St Chinian et Villeveyrac). La ride de Mouthoumet est également érodée sur ses deux flanc . en direction du sillon languedocien et vers le sillon nord-pyrénéen (dépôt des «Grès d'Alet»).

Dans le bassin de Bédarieux, il existe deux décharges détritiques successives, mises en évidence par la granulométrie et la lithologie des galets ((fig.70 p. 66)). Dans le chainon de St Chinian, les mêmes arguments sédimentologiques et les minéraux argileux ont permis de reconnaître plusieurs cônes alluviaux juxtaposés et superposés (fig. 37). Dans le fond du Golfe de Narbonne, on ne trouve qu'un seul épandage détritique, très épais (plus de 1500 m) formé de très beaux cyclothèmes fluviatiles (II, 1 & 2, p. 73)). Le sillon nord-pyrénéen est comblé par les grès d'Alet qui semblent constituer une seule décharge détritique. A de très rares exceptions près, tout le matériel détritique campanien provient de roches paléozoïques ou cristallines (Cévennes).

3°) Au Maestrichtien (Bégudo-rognacien) (fig.38) il se produit un bouleversement dans la répartition des rides et des sillons : les moitiés S des sillons nord-pyrénéen et languedocien émergent et sont livrées à l'érosion ; le domaine d'épandage nord-pyrénéen remonte largement vers le N, peu au-dessous de Carcassonne ; la limite septentrionale du sillon languedocien ne change pas. La ride de la Montagne Noire se prolonge par le domaine du futur Pli de Montpellier, servant seulement de seuil paléogéographique. L'isthme durancien est recouvert dans sa partie occidentale par des dépôts venant de l'Ouest.

D'une manière générale, les anciens sillons nord-pyrénéen et languedocien fournissent des matériaux mésozoïques (dont certains sont très facilement identifiables : quartz bipyramidés du Keuper, chailles, spicules siliceux du Néocomien, sans parler des galets à riche microfaune), la Montagne

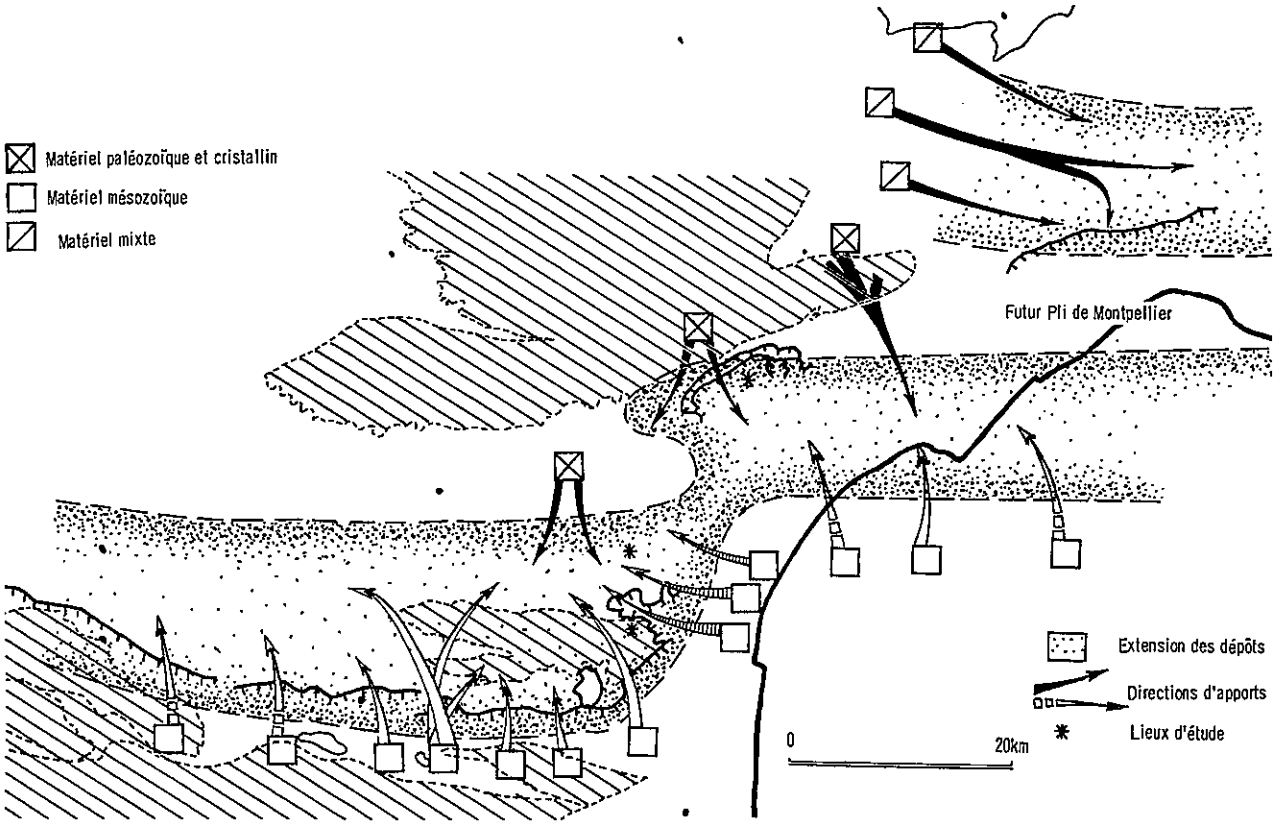


Fig. 38 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU MAESTRICHTIEN (BEGUDO-ROGNACIEN). (d'après P. FREYTET, 1970, fig. 131).

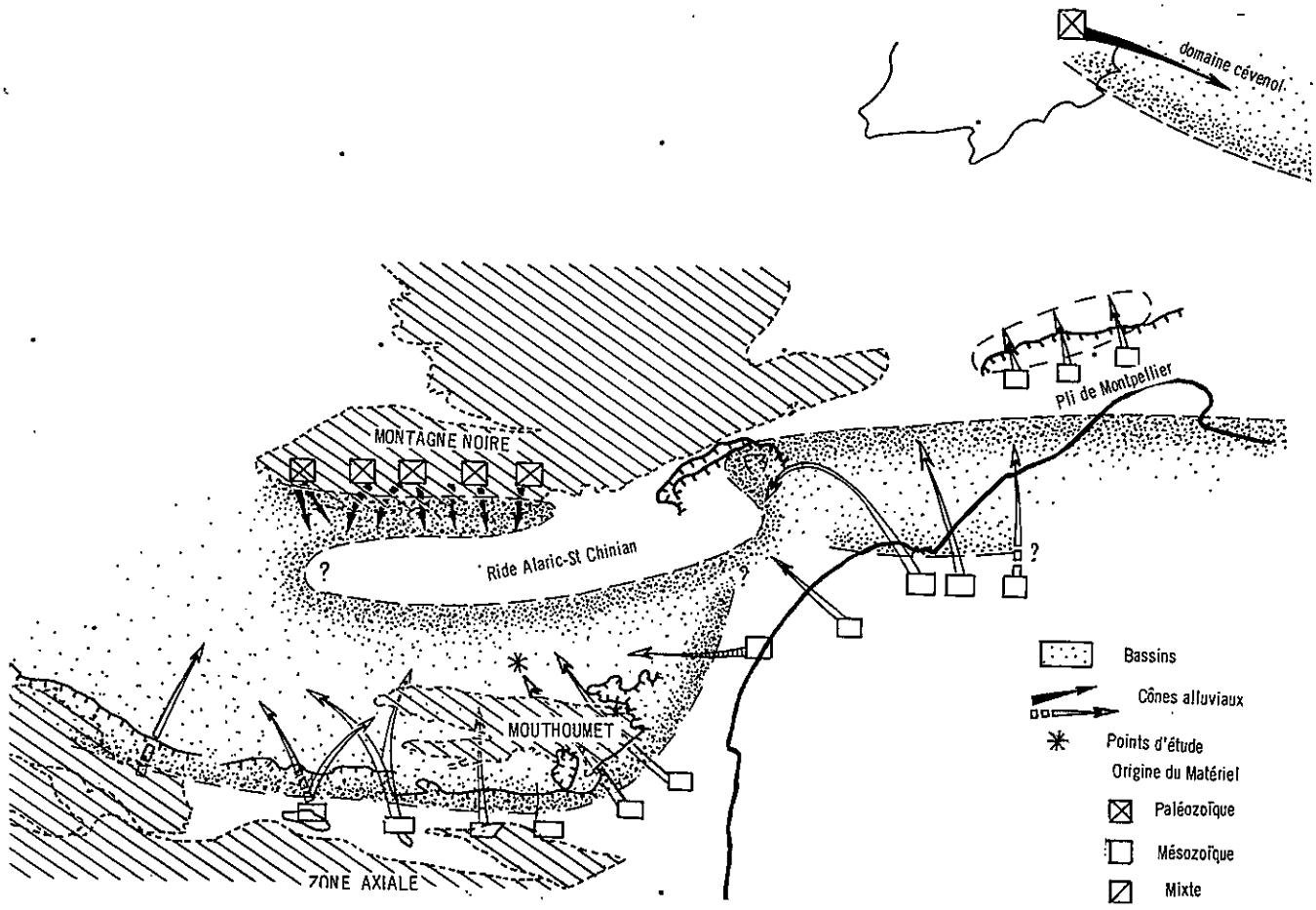


Fig. 39 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU VITROLLIEN-THANETIEN.

Noire livre des roches paléozoïques, la zone comprise entre Bédarieux et les Cévennes des matériaux mixtes. Les arrière-pays sont très différenciés lithologiquement, et il est assez facile de reconstituer des cônes alluviaux individualisés

4°) Au Vitrollien-Thanétien inf. (fig. 39), quelques modifications paléogéographiques apparaissent : le Golfe Rhodanien reçoit à nouveau des apports fluviatiles (essentiellement kaoliniques) des Cévennes. Une petite fosse activement subsidente se crée sur le revers N du pli de Montpellier en cours de surrection (décharge inférieure). Une petite ride (Alaric- St Chinian) sépare le vaste domaine nord-pyrénéen d'une petite fosse bordant le Montagne Noire ; le sillon languedocien subit peu de modifications.

A cette époque, les arrière-pays sont encore très différenciés lithologiquement, les cônes alluviaux courts et bien juxtaposés : ils sont faciles à individualiser par les méthodes classiques: minéraux lourds, lithologie des galets, grains de sable, argiles.

A noter aussi que les dépôts fluviatiles Vitrolliens passent latéralement aux dépôts lacustres «thanétiens» (fig. 44) ce fait à été mis en évidence grâce au niveau marin thanétien (J.C. PLAZIAT).

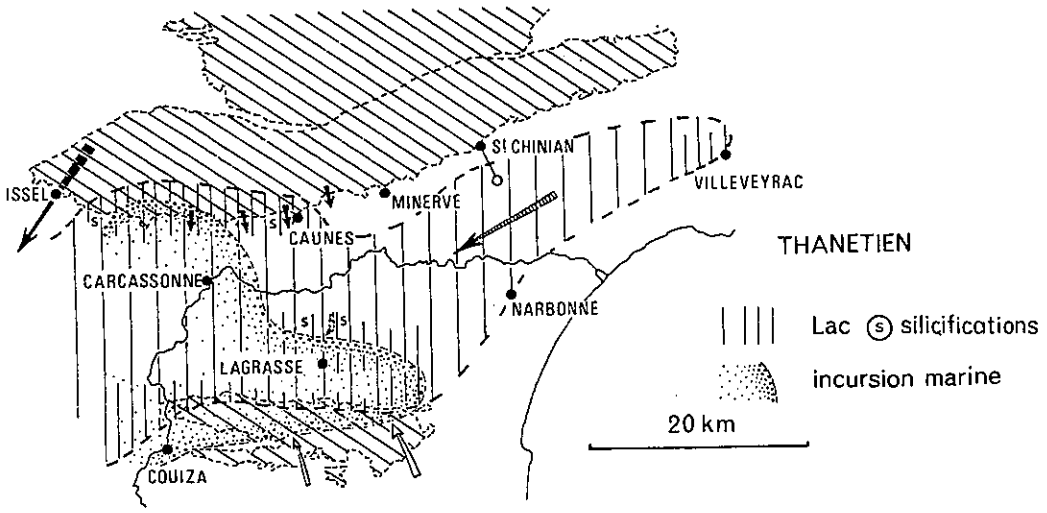


Fig. 40: SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU THANETIEN.

5°) Au Thanétien (fig 40 p. 42), le Languedoc reste un domaine à sédimentation continentale active. Les dépôts lacustres et palustres jouent cependant un rôle beaucoup plus important qu'antérieurement. A l'Ouest de Narbonne on trouve le Calcaire de Montolieu en bordure de la Montagne Noire, et sur l'ensemble des Corbières septentrionales (II, 5 & 11 et12) (calcaires à *Physa (Aplexa) prisca & vivipa rus aspersus* var.*elongatus*. La limite S de l'aire lacustre est très proche de l'actuelle limite (tectonique) du massif paléozoïque de Mouthoumet ; les calcaires lacustres passent à des dépôts limoneux fluviatiles qui prédominent dans la partie orientale du Languedoc. Une zone de moindre subsidence ou même de paléoreliefs au nord d'une ligne Alaric-St Chinian limite l'extension du Vitrollien et détermine le contour bilobé de la mer thanétienne. La mer d'Aquitaine progresse en effet brusquement vers l'E au niveau de la biozone à *Alveolina*

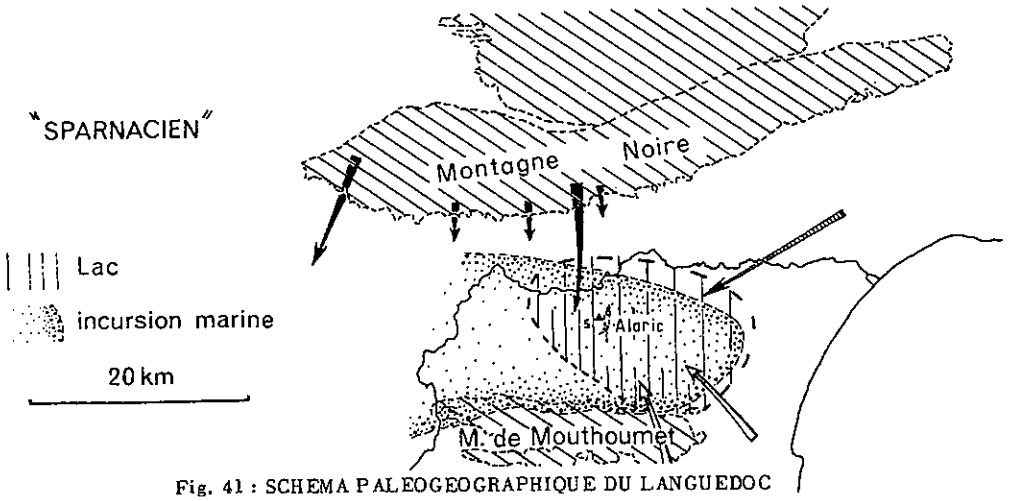


Fig. 41 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU SPARNACIEN.

primaeva & Coskinolina libumica (Fallotella alavensis). Cette avancée marine s'intercale selon les cas, dans une sédimentation surtout fluviatile (bordure du massif de Mouthoumet, Albas, II, 6) ou entièrement lacustre (0 de Montplaisir II, 5 ; Lagrasse II, 11). La brièveté de cette ingression encadrée de dépôts lacustres, est telle qu'elle pourrait passer inaperçue, car les dépôts lacustres ultérieurs (calcaire de Montolieu, II, 11) sont caractérisés par la même faune que ceux qui la précèdent.

6°) Le «Sparnacien» (fig 41 p. 43) est actuellement caractérisé dans cette région par le renouvellement de la faune des Mollusques d'eau douce (*Physa (Macrophysa) columnaris, Viviparus* aff. *desnoyersi, Planorbis sparnacensis,* faune de la base du Sparnacien d'Epernay). La sédimentation reste essentiellement fluvio-lacustre. Il y a toutefois une nouvelle incursion marine à la base du «Spamacien». Ce nouveau golfe issu de l'Aquitaine appartient à la biozone à *Alveolina levis.* Il se subdivise en 2 ou 3 langues marines s'enfonçant entre les dépôts continentaux. Le caractère incontestablement marin de certains niveaux est attesté, comme au Thanétien, par l'abondance locale de Madréporaires (Rieux, Lagrasse) (fig. 43 p. 45).

L'extension des dépôts lacustres est bien plus réduite. La quasi permanence du lac vers l'E (II, 5) fait place à une alternance de dépôts fluvio-lacustres vers l'O (II, 9) où les dépressions abritent des étangs de faible dimension avant d'être comblés par les dépôts de crue des cours d'eau qui balaient la basse plaine. La ride St Chinian-Alaric disparaît, comme le montre l'extension des incursions marines au N de l'Alaric. Le domaine des eaux libres (lacs, lagunes, mer) semble plutôt contenu entre les apports fluviatiles venus du N (Massif Central, cristallin et paléozoïque, flèches noires), du S. (paléo-Pyrénées, série mésozoïque, flèches blanches), ou les apports plus complexes venus de plus loin à l'E. (flèche barrée). L'importance de cette sédimentation fluviatile est surtout étudiable dans la partie supérieure du Sparnacien (fig. 42, 43, 84 & 85)

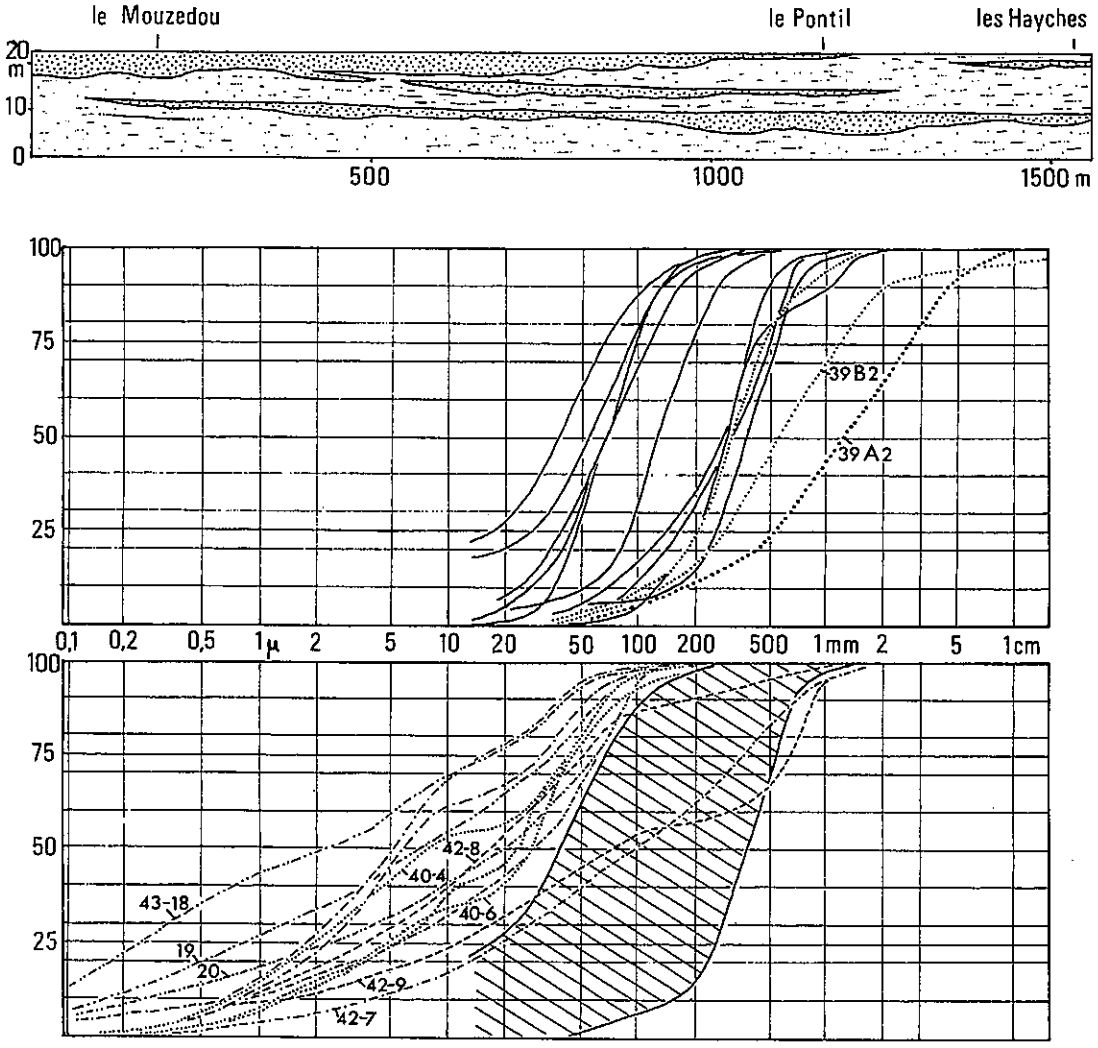


Fig. 42 – LES SEDIMENTS FLUVIATILES DU SPARNACIEN

-Relations géométriques des grés de chenaux avec les limons de la plaine d'inondation. «Sparnacien» supérieur, sur le flanc S. du synclinal de Montlaur.

-Granulométrie des sédiments. En haut: granulométrie de divers grès. Courbes continues: grès fluviatiles d'origine méridionale ou orientale-- en gros pointillés, un grès graveleux de même origine (39A2) -- en pointillé plus fin: les grès feldspathiques issus du N. (3 B2) en bordure de la Montagne Noire et l'autre sur le flanc de l'Alaric).

En bas: comparaison entre l'ensemble des grès (hachures) et quelques limons fluviatiles de débordement. Séquence des horizons pédologiques de paléo-pseudo-gleys (43-18, 19,20 et 40-4,, 5, 6) ; les trois courbes (42-7, 8,9,) correspondent aux marnes(8) et marnes gréseuses feuilletées (9) de la base de l'ingression marine sparnacienne surmontant un limon de crue homogène (7) .

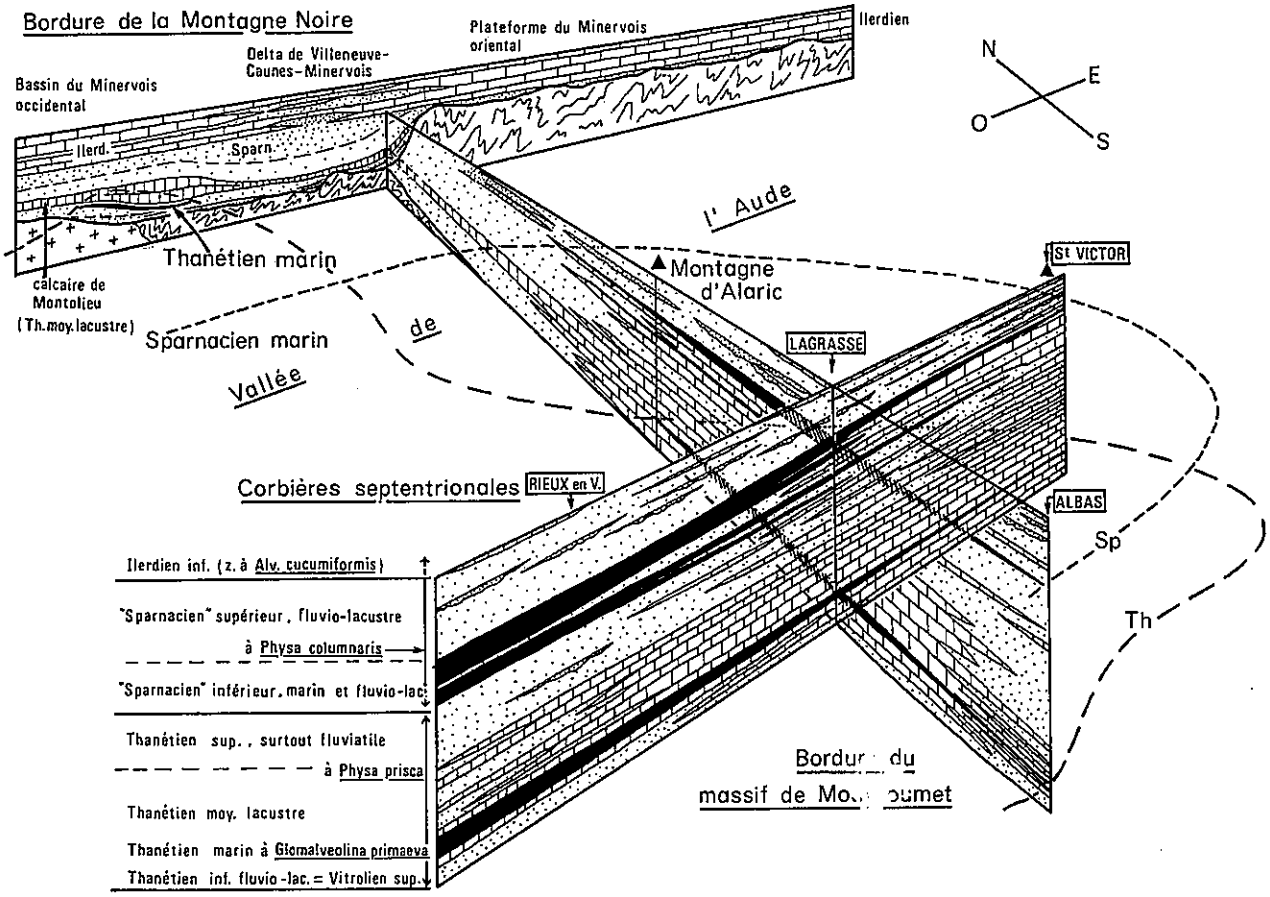


Fig. 43 : PRINCIPAUX CHANGEMENTS DE FACIES dans l'Eocène inférieur entre le Minervois et les Corbières et, à l'intérieur des Corbières, du N au S comme de l'W vers l'E.

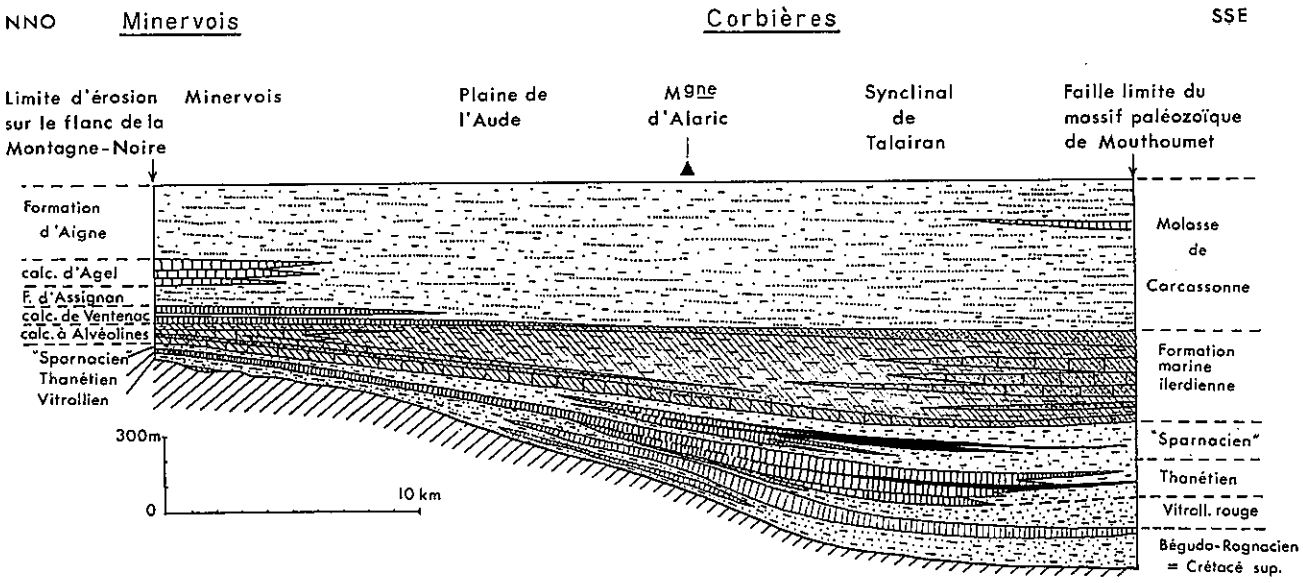


Fig. 44 : COUPE SYNTHETIQUE INTERPRETATIVE DES RELATIONS ENTRE LA SERIE DU MINERVOIS ET CELLE DES CORBIERES.

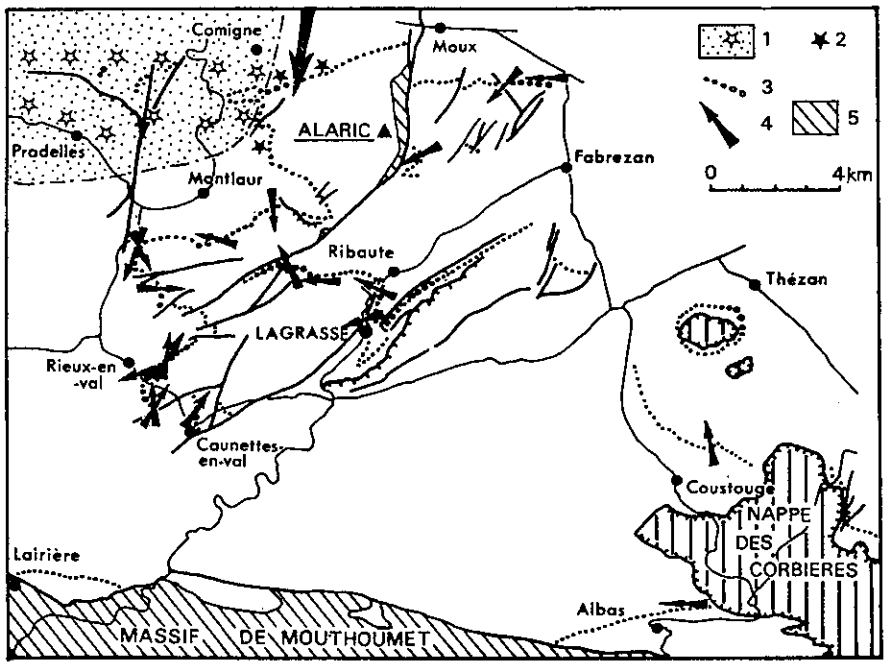


Fig. 45 : LES CHENAUX GRESEUX DU «SPARNACIEN» SUPERIEUR ET LES GRES ILERDIENS (1) issus de la Montagne Noire et étalés en un delta sous-marin (cf. fig. 6 p. 10 et fig. 46) (2) Les rares chenaux fluviatiles à éléments d'origine septentrionale (feldspaths et micas abondants) (3) Les chenaux à grès brun et passées conglomératiques. Les galets sont en majeure partie issus du domaine méridional (éléments d'une série mésozoïque qui n'existait ni au N, ni à l'O) (4) Directions des courants. Leur figuration cartographique montre que pour les apports méridionaux la diversité des directions observées suggère des chenaux très sinueux (méandres ?) (5) Paléozoïque.

7°) L'Ilerdien correspond à une transgression marine considérable dans tout le bassin méditerranéen. La mer s'avance sur le Languedoc et recouvre en partie les actuels massifs paléozoïques. Elle ne semble pas dépasser toutefois la région de Béziers. Au-delà, les dépôts fluvio-lacustres la remplacent (bassin de Villeveyrac) ; on y a trouvé *Physa*

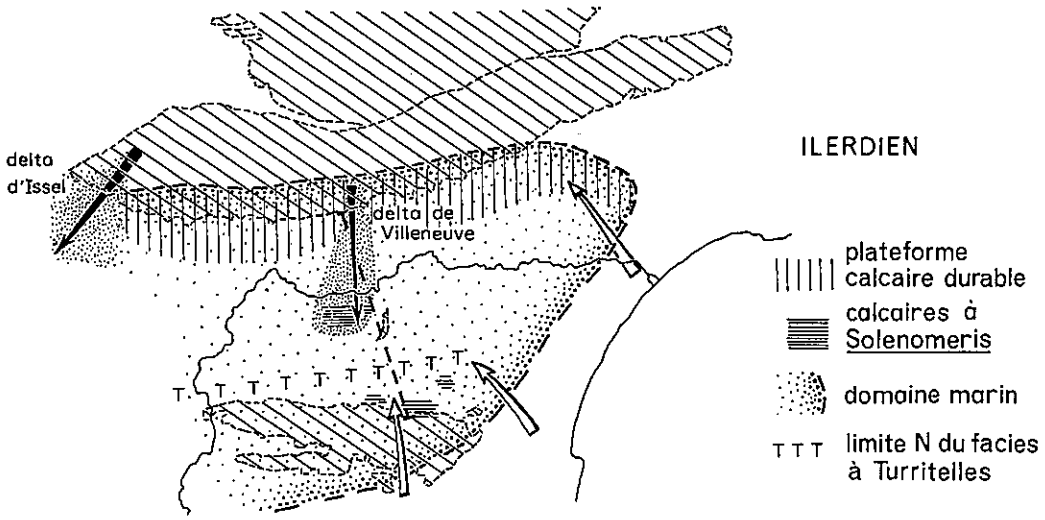


Fig. 46 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC A L' ILERDIEN

columnaris, ce qui confirme la corrélation d'une partie au moins de cet Ilerdien avec le Sparnacien du bassin de Paris (Yprésien inf.). Les apports des fleuves issus de la Montagne Noire se font sentir très loin en mer (delta d'Issel et de Villeneuve-Minervois, Caunes-Minervois), mais ce sont les apports du Sud (Pyrénées) qui prédominent et déterminent une sédimentation sablo-vaseuse très puissante (plus de 400m) tandis que la sédimentation de plateforme carbonatée du N est bien plus réduite (50m).

8°) Le Cuiso-Lutétien.(fig. 47 p.47). La régression de la mer ilerdienne qui précède nettement la phase majeure du plissement de l' Eocène sup., est liée à une phase de soulèvement du domaine pyrénéen, ce qui entraine l'émersion de la moitié orientale de la chaîne actuelle. Les apports fluviatiles venant du S. sont considérables et s' avancent jusque sur le bord de la Montagne Noire, rejettant vers le N. le domaine de sédimentation lacustre discontinu dans l'espace et dans le temps. Au S., la molasse de Carcassonne ne renferme

qu'un petit lac temporaire, tandis qu'au N. les lacs de Ventenac et d' Agel permettent de la subdiviser en formations d' Assignan et d'Aigne.

P.F & JC.P

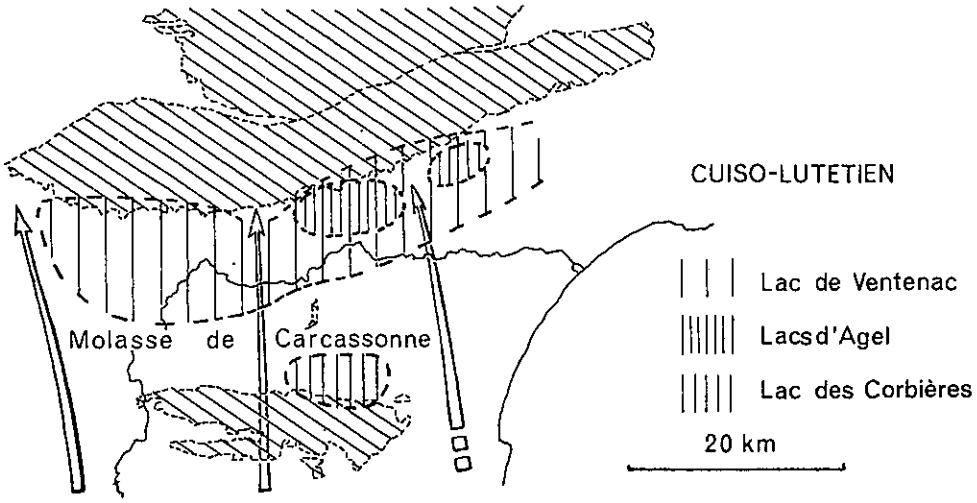


Fig. 47 : SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE DU LANGUEDOC AU CUISO-LUTETIEN .

Le chainon de St-Chinian est d'une grande complexité structurale (fig.47). Il se compose d' un grand nombre d' écailles empilées les unes sur les autres. D'une unité à l' autre les séries stratigraphiques changent de facies et d' épaisseur (fig.49 p.48)

La série stratigraphique peut se résumer comme suit:

- Trias : gypse, dolomies, marnes (marin)
- Lias et Dogger: dolomies, calcaires et marnes(marin)
- Bauxite : très probablement allochtone, mise en place

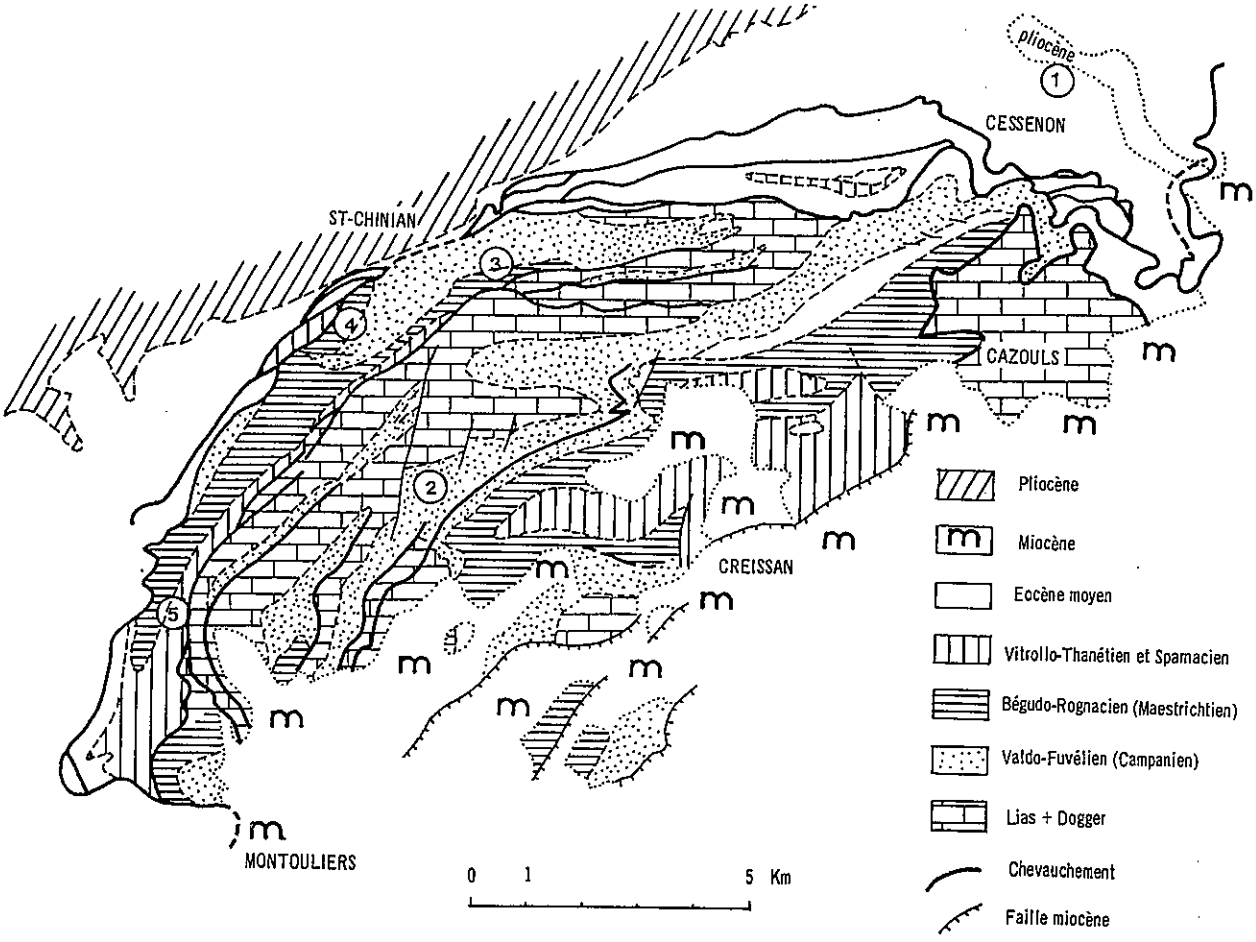


Fig. 48 : STRUCTURE DU CHAINON DE ST CHINIAN (d'après F. ELLENBERGER, 1967).

en milieu fluviatile, avec un affinage final dans le karst.

▫ Campanien (Valdo-Fuvélien): dépôts fluviatiles avec de beaux chenaux((conglomérats et grés) et dépots fins de la plaine d' inondation à paléosols. Les chenaux renferment de temps à autres des débris de Dinosauriens, des Unios, des Algues Cyanophycées.

Le matériel provient du N. (Montagne Noire) de roches paléozoïques ; les minéraux sont argileux : illite; kaolinite chlorite, et un peu de montmorillonite vers le sommet. Les carbonates se développent vers le sommet de la série. Minuscule intercalation saumâtre à la base.

▫ Bégudo-Rognacien (Maestrichtien) : formé de 3 barres calcaires (lacustres),et palustres)séparées par des grès et marnes (fluviatiles). Le matériel détritique est issu du N.(Paléo-

▫ Vitrollo-Thanétien : série fluviatile et palustre, à matériel venant du S, essentiellement mésozoïque. Beaux chenaux fluviatiles et dépôts de plaine d'inondation à paléosols.

▫ Spamacien : dépôts fluviatiles à chenaux complexes, riches en Algues Cyanophycées, et dépôts de plaine d'inondation à beaux paléosols. Matériel provenant du S (mésozoïque).

▫ Ilerdien : mames grises et calcaire à Alvéolines et Nummulites (marins).

▫ Lutétien : ensemble complexe de dépôts fluviatiles et lacustres.

▫ Eocène supérieur : dépôts fluviatiles torrentiels provenant de l'érosion des premiers plis ayant affecté le chaînon de St Chinian lui-même. Donc matériel d'origine très locale.

▫ Miocène : dépôts marins variés (mames, grès, etc...) discordants sur toutes les unités tectoniques du chaînon.

▫ Pliocène : à la fin du Miocène, un fleuve entaille une vallée profonde : cette vallée est ensuite envahie par la mer (marnes sableuses) ; le comblement de la vallée se poursuit par des galets (d'origine septentrionale).

P.F

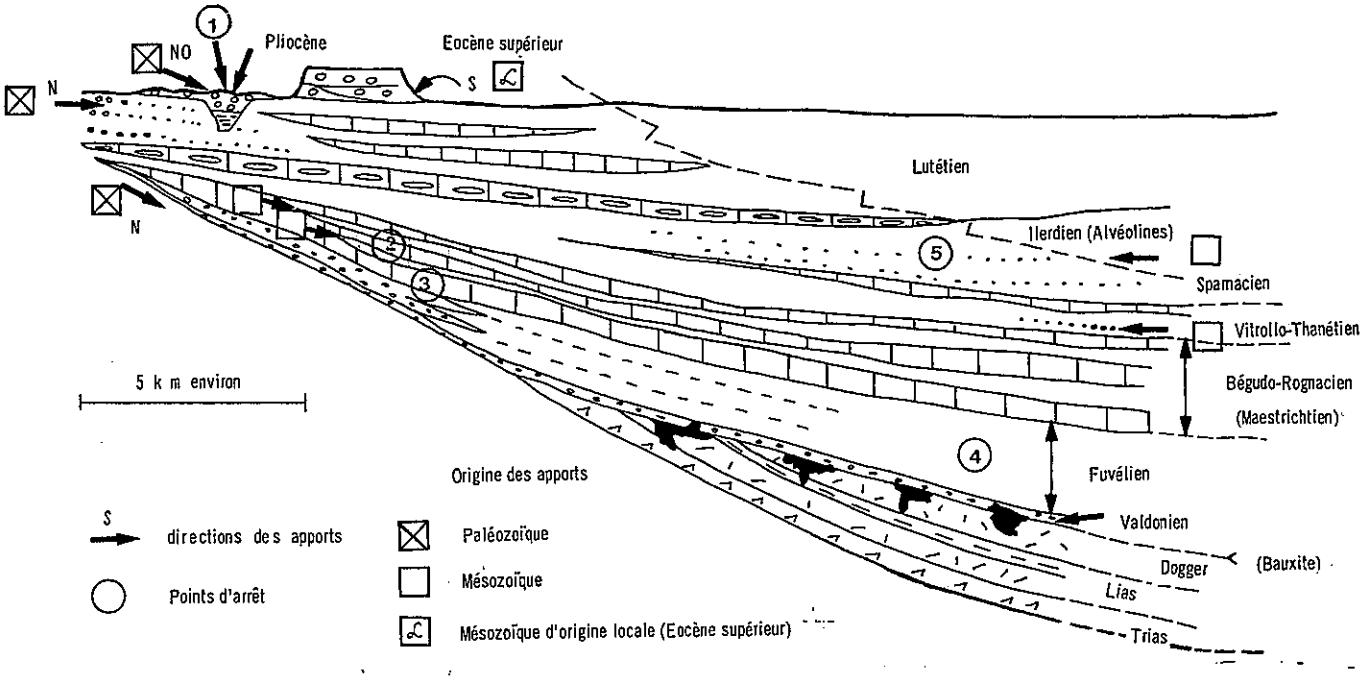


Fig. 49 : ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE DU CHAINON DE ST CHINIAN. (d'après F. ELLENBERGER, 1967, modifié)

III - LE REMPLISSAGE DE LA GOUTTIERE MERIDIONALE DU BASSIN DE CARCASSONNE.

I - INTRODUCTION.

La traversée E.W du synclinal de Villefloure va nous permettre d'observer des arrivées successives de matériaux empruntés à la bordure du bassin, puis aux différentes enceintes de l'axe pyrénéen et finalement aux noyaux granitiques.

Cette évolution verticale mise en évidence par deux coupes rectangulaires à travers le synclinal fournit une très belle image de sédimentation inverse.

Ces matériaux continentaux éocènes constituent l'épisode terminal du remplissage du bassin développé au Nord du massif de Monthoumet.

Les différentes arrivées de poudingues ont été recen-

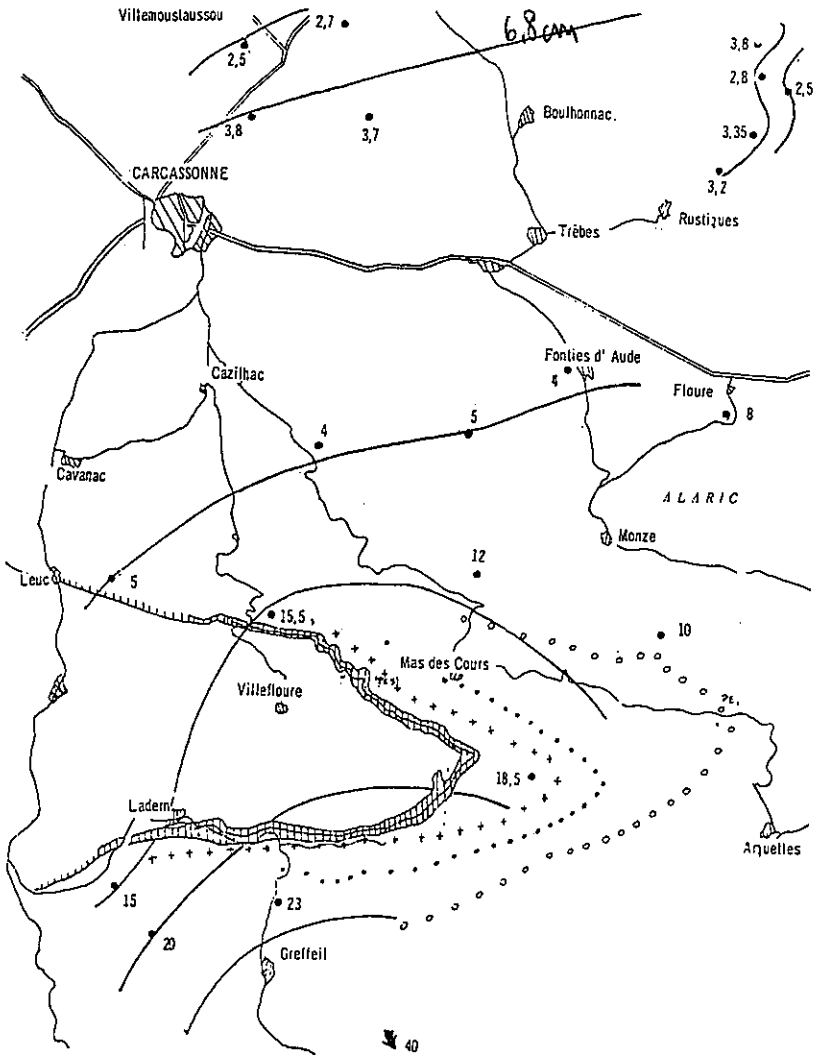


Fig. 50 : NATURE DES ELEMENTS ET EVOLUTION DU CENTILE.

Calcaire lacustre
Galets de Crétacé Jurassique
Galets de Paléozoïque
Galets de Granite
Courbes d'Isocentiles.

Le centille est exprimé en centimètres.

sées au sommet du col d'Arquettes jusqu'au centre du synclinal de Villefloure.

II - MODE DE DEPOT DES APPORTS DETRITIQUES.

L'observation et la mesure des directions et du sens des courants effectuées dans les berceaux, des figures de sédimentation entrecroisée des nombreux chenaux et des figures de ravinement jointe à l'établissement d'une carte de centiles (fig. 50 p. 49) permet de préciser 3 directions préférentielles homogènes :

Nord 180°, Nord 20°, Nord 160°.

La carte des centiles met en évidence le modèle de compétence de l'émissaire responsable de la construction de cet édifice. Il s'agit d'un puissant complexe fluvio-deltaïque à épisodes torrentiels développé en éventail du Sud vers le Nord «en travers» de la gouttière de Carcassonne (2400m d'épaisseur au cœur du synclinal de Villefloure).

A Clermont sur Lanquet le centile est de 40cm. 28kms plus au Nord il passe à 2,5 cm. L'étude des formations continentales du synclinal de Villefloure comparée à celle du flanc Sud des Pyrénées paraît confirmer l'existence d'un décalage dans le temps des surrections majeures des parties septentrionales et axiales des Pyrénées.

Aussi le remplissage de la gouttière synclinale méridionale du bassin de Carcasonne a eu pour effet de repousser la mer dans un domaine plus septentrional, rétrécissant, puis obturant le chenal marin qui faisait communiquer le bassin d'Aquitaine avec les bassins continentaux et lacustres plus orientaux.

CONCLUSION.

1°) Age de la surrection des massifs hercyniens.

L'étude des formations continentales de cette partie méridionale du bassin de Carcassonne permet de préciser l'âge lutétien de l'apparition des premiers poudingues.

C'est à cette époque que le bassin de Carcassonne prend le caractère de sillon continental fortement subsident et accueille de grandes épaisseurs de sédiments détritiques. Il sert d'entrepôt pour le stockage des matériaux prélevés au cadre montagneux au cours de surrections au Sud.

2°) Rôle orographique relatif aux Pyrénées méridionales et centrales.

Le segment pyrénéen situé à la même longitude que la zone étudiée (Roc de France) n'était vraisemblablement soumis alors qu'à de timides surrections (GOTTIS 1957) qui ont pour résultat une légère regression marine et quelques arrivées sableuses peu importantes.

L'importance des granites caractéristiques de Quérigut-Millas et ceux bien typiques «d'un grand granite circonscrit relativement superficiel tel par exemple celui de Saint-Arnac dans l'Agly» (détermination G.GUITARD) pourrait faire penser à une orographie ne permettant pas sur ce flanc nord, l'approvisionnement du piedmont en matériaux de la zone pyrénéenne axiale : la ceinture des formations dévoniennes pouvant par exemple être une barrière à l'épendage de ces apports.

Sur le flanc Sud des Pyrénées (GARROTXA-Catalogne orientale) F.KROMM 1967, les matériaux synchrones de ceux ci-dessus décrits ne contiennent pas d'éléments granitiques et sont de provenance orientale.

L'apparition des galets de roches cristallines originaires de la zone axiale des Pyrénées coïncide avec l'Eocène supérieur et date dans ce domaine la surrection de la chaîne.

M.L

IV - HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE EST DU BASSIN AQUITAIN DU LUTETIEN AU PLIOCENE.

Le mode de succession des dépôts, dans le Castrais et l'Albigeois peut-être analysé dans une double perspective :

- l'une orientée vers l'évolution climatique,
- l'autre vers la balance entre d'une part les phénomènes tectoniques et d'autre part la progradation des matériaux sédimentaires conduisant au comblement des dépressions.

Ainsi verrait-on dans l'absence de dépôts carbonatés à l'éocène inférieur les manifestations de conditions lessivantes faisant intervenir tout à la fois : l'agressivité particulière du climat et une disposition topographique favorable et particulière dans le fait que les reliefs exondés se placent à cette époque au Nord du relief actuel de la Montagne Noire. Les écoulements se font alors du Nord et du Nord - est vers le Sud et le Sud-ouest.

L'apparition brutale de lentilles de calcaire au Lutétien et le développement rapide dans le temps de la puissance des formations carbonatées relèvent de la conjonction ,d'une part,de la manifestation d'une forte subsidence créant une dépression lacustre accueillant,d'autre part, les apports carbonatés maintenant abondants. Le profil topographique des zones ennoyées est au moins au Nord (car les limites sud du Lac de Castres ne sont pas connues) trop abrupt pour donner à ce système lacustre le déploiement de constructions littorales palustres.

Celles-ci seront vite mieux représentées dès que le

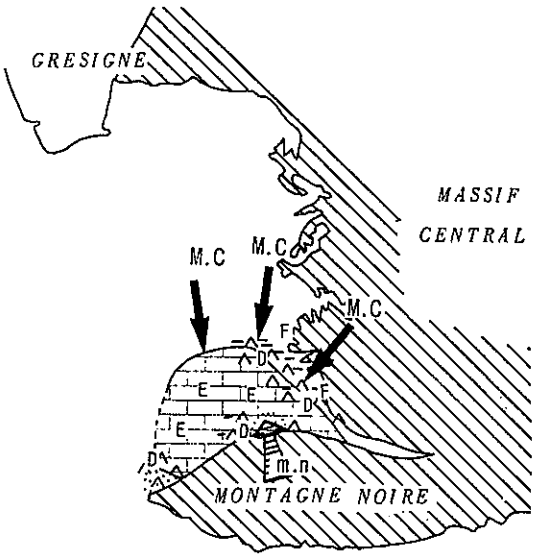


Fig. 51 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS AU LUTETIEN

Les lettres sur cette carte comme sur les suivantes renvoient à la terminologie des facies présentés sur la la planche I

A, Zone à chenaux à poudingues ; B, Zone des lentilles de grès molassique à stratifications obliques et entrecroisées ; C, Zone des faciès palustres (argiles) ; D, Zone des calcaires palustres ; E, Zone des calcaires lacustres ; F, Zone des prairies humides de rivages ; M, Le substratum métamorphique.

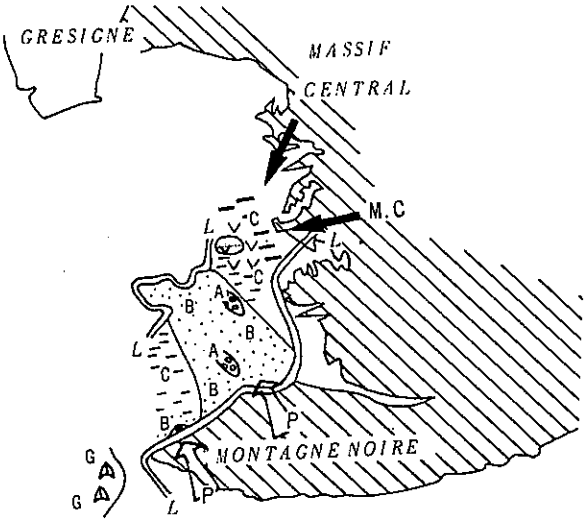
Les limites données du Dôme de la Grésigne, du Massif Central, de la Montagne Noire sont les limites actuellement visibles. Elles sont ici données pour les seuls besoins du repérage et ne sont absolument pas les contours de ces massifs aux époques envisagées.

Les flèches M.C., m.n. indiquent l'origine des matériaux : M.C. désignant des zones situées dans l'actuel Massif Central, m.n. dans l'actuelle Montagne Noire.

prisme sédimentaire d'un grand système fluvial «de grand fleuve» de notre excursion apparaîtra dans le Castrais chassant devant lui et rejetant de part et d'autre de sa construction détritique l'ensemble des dépôts calcaires.

Fig. 52 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS AU BARTONIEN INFERIEUR (figure ci-contre),

- noter l'arrivée des premiers matériaux d'origine pyrénéenne (la flèche blanche marquée P).
- la présence des gypses (G) au SW reste mal interprétée
- mêmes symboles que dans les cartes et légendes précédentes.



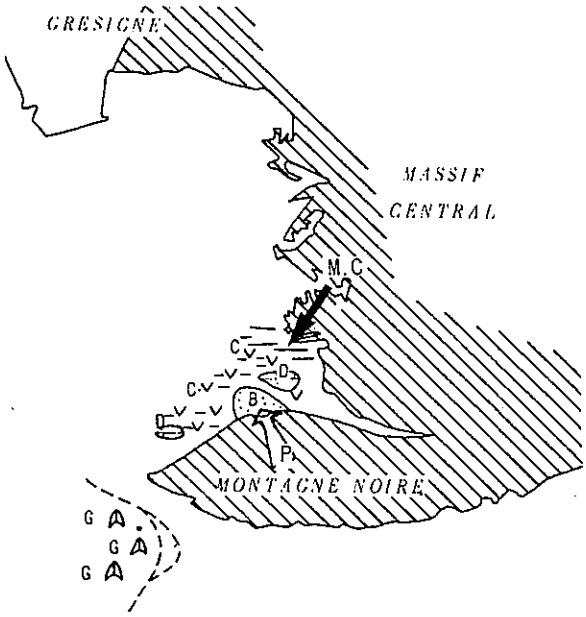


Fig. 53 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS AU BARTONIEN SUPERIEUR ET AU SANNOISIEN INFERIEUR (figure ci-contre),

- mêmes symboles que dans les Cartes et légendes précédentes,
- les traits doubles limités par la lettre L désignent les limites d'observation des affleurements d'un même isochrone.

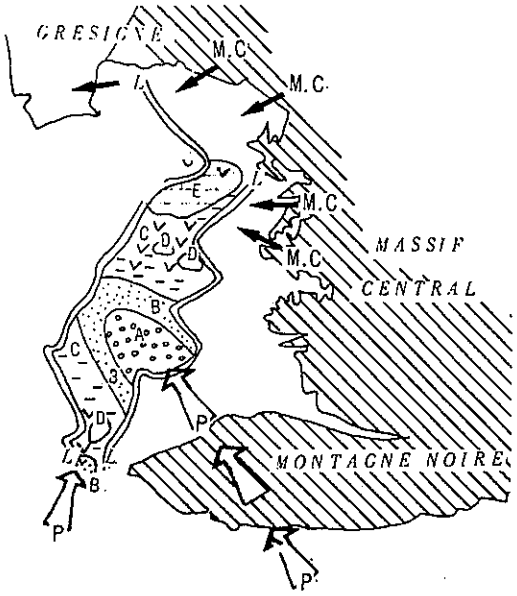
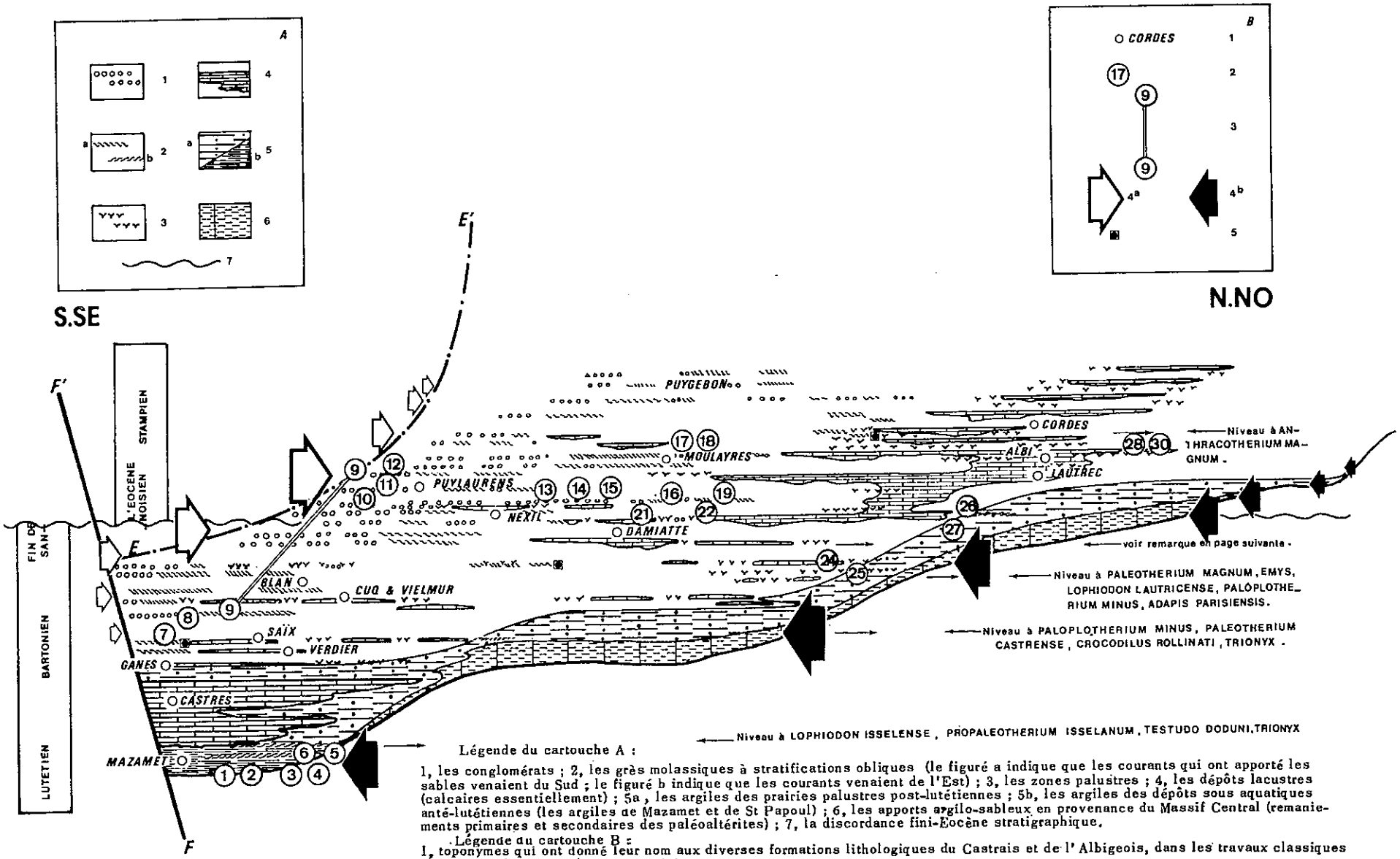


Fig. 54 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS AU SANNOISIEN SUPERIEUR ET AU STAMPIEN

- mêmes symboles que dans les cartes et légendes précédentes.

Le relèvement progressif du substratum se propageant en onde du Sud vers le Nord et le comblement naturel des dépressions par les matériaux provenant selon les époques et les lieux : soit du S. (les paléo-Pyrénées) , soit de l' E. : le massif central modulera la répartition et la variété des dépôts palustres toujours, pour un même lieu, épisodiques.



Légende du cartouche A :

1, les conglomérats ; 2, les grès molassiques à stratifications obliques (le figuré a indique que les courants qui ont apporté les sables venaient du Sud ; le figuré b indique que les courants venaient de l'Est) ; 3, les zones palustres ; 4, les dépôts lacustres (calcaires essentiellement) ; 5a, les argiles des prairies palustres post-lutétiennes ; 5b, les argiles des dépôts sous aquatiques anté-lutétiennes (les argiles de Mazamet et de St Papoul) ; 6, les apports argilo-sableux en provenance du Massif Central (remaniements primaires et secondaires des paléoaltérites) ; 7, la discordance fini-Eocène stratigraphique.

Légende du cartouche B :

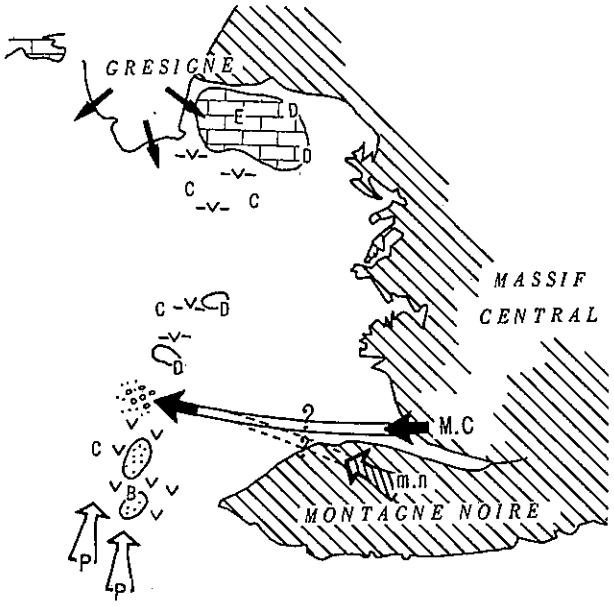
1, toponymes qui ont donné leur nom aux diverses formations lithologiques du Castrais et de l'Albigeois, dans les travaux classiques de Vasseur (1893-1895) sur cette région.
2, n° des sites commentés dans l'itinéraire géologique (point de prise de parole voir 9 & 10 voir page 89).
3, la coupe classique recoupant les diverses formations selon l'ordre traditionnel établi par Vasseur.
4, la taille des flèches indique l'importance relative des apports.
a) en provenance du Sud et Sud-Est (les Paléo-Pyrénées).
b) en provenance du NE et de E (le Paléo-Massif Central).
5, La localisation des niveaux riches en vertébrés.

PLANCHE VIII.

PROFIL SCHEMATIQUE MONTRANT LE SYNCHRONISME DES DIFFERENTES FORMATIONS DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS.

Le comblement définitif de cette zone de dépressions, déjà avancé dès le Bartonien, s'achève à la fin du Stampien pour les régions placées au sud du Dôme de la Grésigne, au début du Miocène pour celles placées au niveau de ce relief.

Fig. 55 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS AU STAMPIEN MOYEN ET SUPERIEUR.



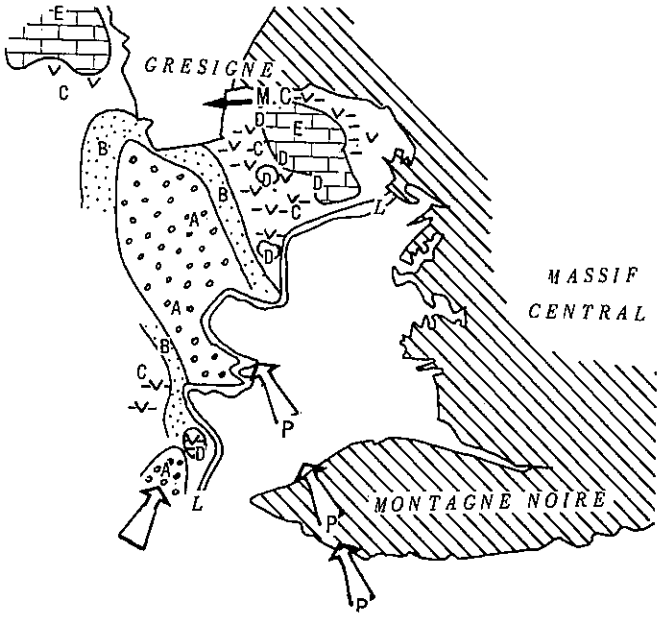


Fig. 56 : PALEOGEOGRAPHIE DU CASTRAIS ET DE L'ALBIGEOIS A LA FIN DU STAMPIEN.

Les morts terrains recouvrant ce Tertiaire fluvio-lacustre seront Pliocène. Ils s'écouleront d'Est en W.

M.M

V - UN CONE DETRITIQUE DE PIEMONT SUR LE GLACIS SOUS-PYRENEEN.

Un empilement de masses détritiques, de bancs calcaires et de niveaux marneux forme l'ensemble des terrains continentaux oligo-miocènes qui occupent le centre du bassin d'Aquitaine. Ces terrains constituent le dernier épisode de la sédimentation dite «molassique». Ils s'étendent à l'intérieur de l'arc de la Garonne, débordant légèrement à l'Est (molasses stampiennes de Toulouse) au Sud-Est (Terreforts oligocènes et burdigaliens entre Ariège et Garonne) et au Nord (Aquitanien de l'Agenais). Vers l'Ouest ils disparaissent sous les sables fauves d'Armagnac (Tortonien supérieur), les glaises bigarrées (Pontien) et les sables des Landes (Quaternaire). Les passages vers les faciès côtiers et marins s'observent à partir de la vallée de la Baïse (Aquitanien), en Armagnac (Helvétien) et surtout vers le Bordelais. Vers le Sud les terrains «molassiques» sont surmontés par les argiles à galets (Pontien passant vers le Nord-Est aux glaises bigarrées) et par les dépôts grossiers du piedmont à argiles rouges et à galets patinés du Lannemezan et des cônes détritiques con-

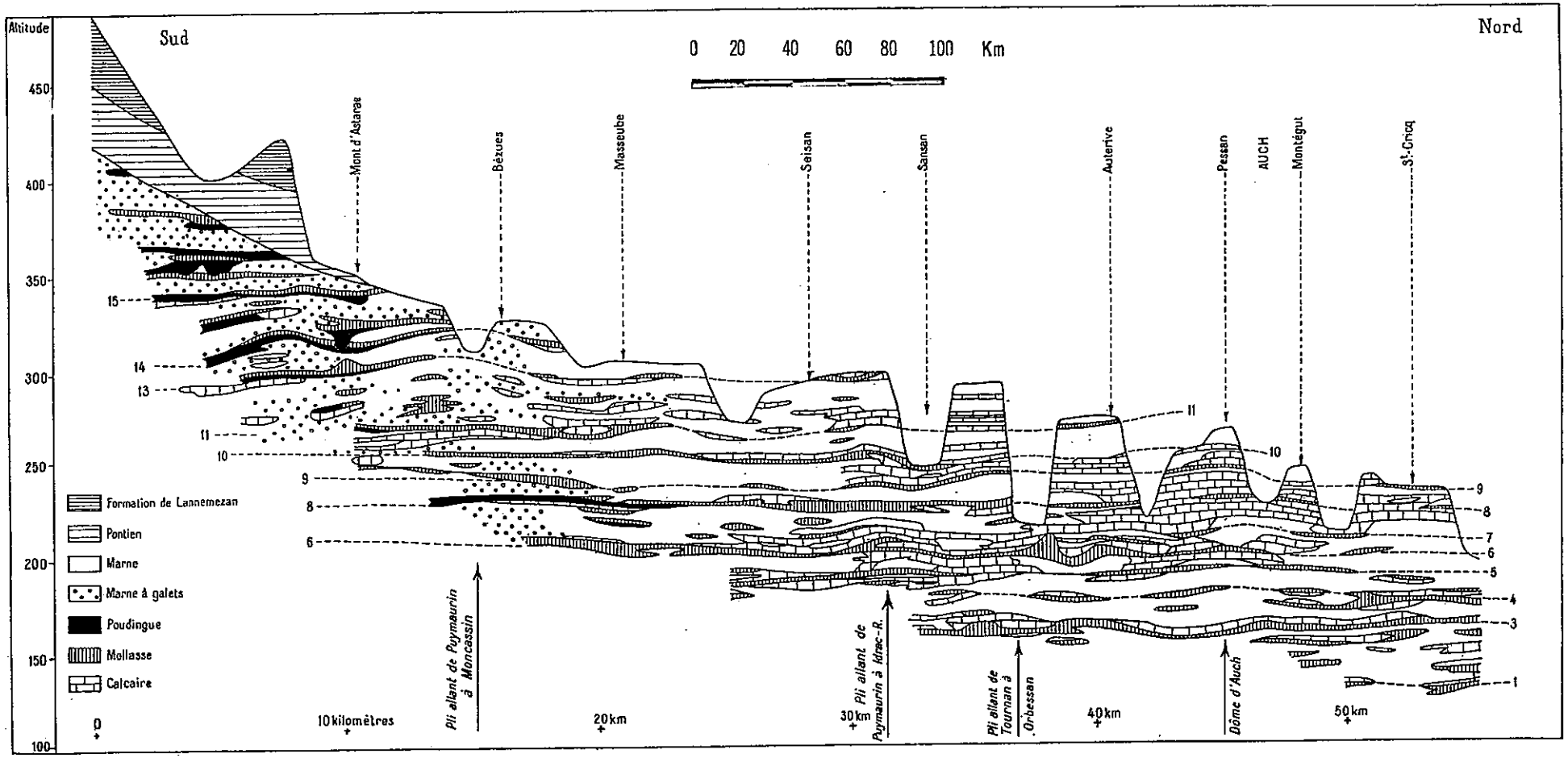


Fig.: 57 COUPE LONGIDUDINALE LE LONG DE LA VALLEE DU GERS ENTRE MAULEON-MAGNOAC ET MONTAUT-LES-CRENAUX .

avec 1 à 7 les niveaux burdigaliens, 8 à 15 les niveaux helvetiens.

La répartition des faciès «molassiques» poudingues, marnes à galets ou à grumeaux calcaires, molasses plus ou moins grossières, grès fins argilo-calcaires, calcaires palustres et lacustres, paraît assez désordonnée à première vue. Sur une coupe longitudinale à partir du pied de la montagne (fig. 57) on peut voir se dessiner des continuités de niveaux et des ensembles subhorizontaux. Toutefois quelques légères variations d'altitude ont pu être reliées aux effets de la néotectonique d'un bassin dont les soubassements (antémolassiques) ont été longtemps l'objet de mouvements postumes. La couverture en reproduit avec une certaine mollesse les effets. D'autres variations d'altitude sont à mettre en rapport avec des tassements différentiels à l'intérieur du bassin.

Regroupés au stade d'un seul niveau en cartes paléogéographiques ces faciès permettent de dessiner les principaux ensembles : venues détritiques avec leur direction; zones

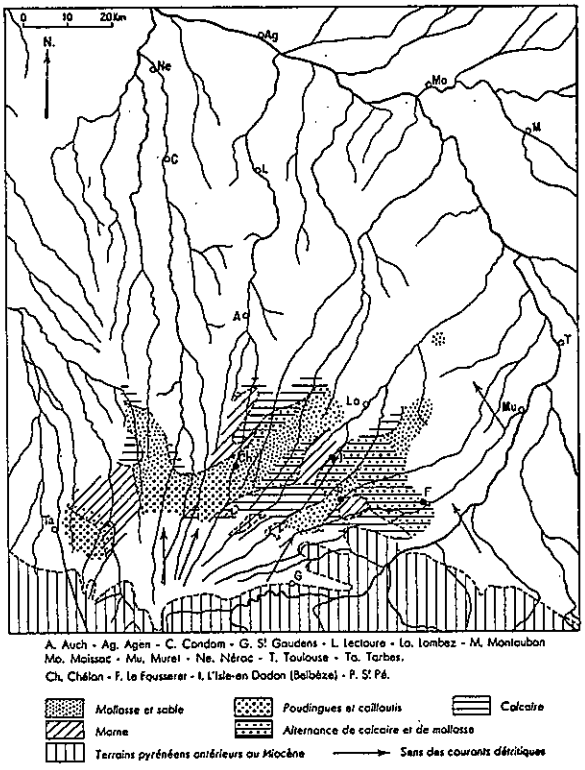


Fig. 58 . Carte paléogéographique d' une zône à dominante détritique près de la chaîne (niveau de la molasse du Fousseret , Helvétien supérieur).

marécageuses et zones lacustres et enfin régions où dominent les faciès marneux. Aucune de ces cartes n'est complète car l'érosion a supprimé l'aval des niveaux les plus récents tandis que l'amont des niveaux anciens demeure enseveli (ce n'est pas quelques sondages ponctuels qui ont pu permettre de les suivre jusqu'aux Pyrénées). Trois exemples caractéristiques seront donnés ici. Ils font apparaître les répartitions d'ensemble.

Une première carte paléogéographique (fig.58) correspond au niveau de la «molasse de Fousseret» (Helvétien supérieur) et montre une dominante détritique avec l'origine des

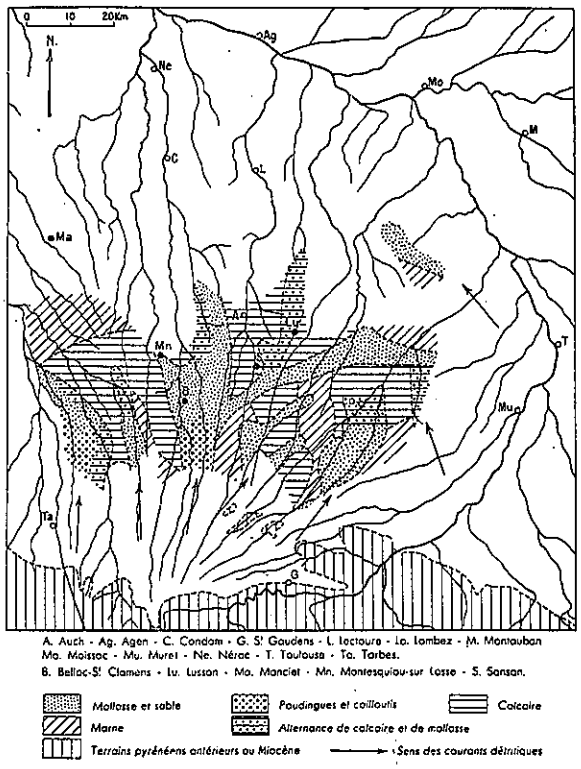


Fig.:59 Carte paléogéographique du niveau du calcaire de Sansan (Helvétien moyen) en zone de divagations fluviales moyennes.

venues torrentielles au pied des Pyrénées. Une seconde (fig. 59), le niveau de Sansan (Helvétien moyen) montre l'état de la paléogéographie en zone moyenne où les divagations fluviatiles sont nombreuses. Enfin la troisième carte paléogéographique (fig.60) montre une zone éloignée de la

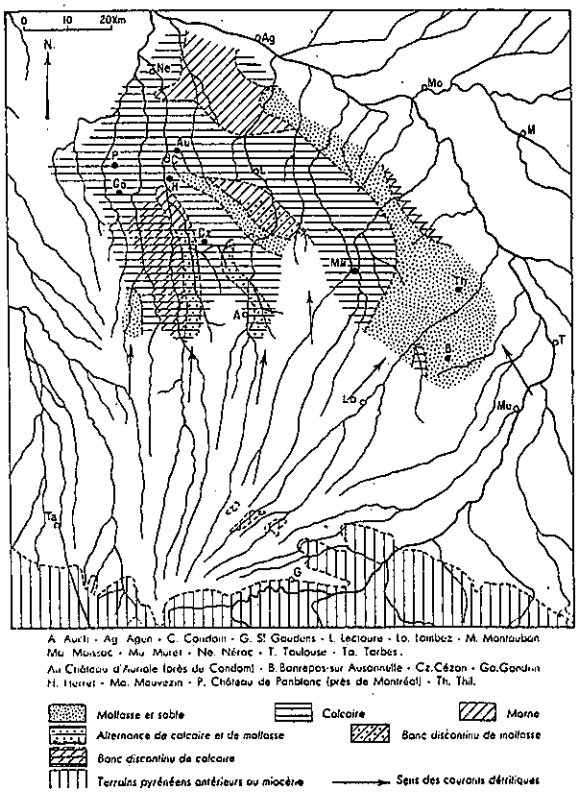


Fig.: 60 Carte paléogéographique d'une zone à dominante calcaire, loin de la montagne (niveau des calcaires de Herret et Mauvezin, Burdigalien inférieur).

montagne, caractérisée par des bancs calcaires étendus et nombreux, niveau des calcaires du Herret et de Mauvezin (Burdigalien inférieur).

Cet ensemble de reconstitutions permet de considérer les sédiments oligo-miocènes du bassin d'Aquitaine comme formés par la juxtaposition et l'empilement de nombreux cônes détritiques épandus au-dessus du glacis nord-pyrénéen. (F.CROUZEL,1956)

F.C

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

F.M. BERGOUNIOUX et F. CROUZEL, (1973) - Amphicyon major BLAINVILLE du Miocène moyen de Sansan (Gers). Ann. Paléont. Vertébrés . t. 52, p. 25 - 75, 48 fig.

J. BLAYAC, (1930) - Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin d'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres. Livre jubilaire S.G.F., t. 1, p. 150-170.

M. BOYE, Cl. VIGUIER et M. P. MOULINE, (1967) - Phénomènes de dépôts physico-chimiques par Cryogénie dans le Sud-Ouest Aquitain, leur signification paléogéographique et paléoclimatique : les veines de calcaires dits «Trufe pulvérulent». Bull. Soc. Linn. Bx. Tome 104, Série B n°4 15, 2pl., 5 fig., 5 tabl.

G. CALISE et M. P. MOULINE, (1973) - Etude sur l'origine des marmorisations, des argiles bigarrées et concrétionnées de la formation dite «Argiles de Mazamet». Bull. Soc. Linn. Bx - Nlle Sér. Tome III n°7 , p. 157-167, 5 fig.

A. COMBAZ et MP. MOULINE, (1967). Premier inventaire du microbios d' une série continentale antélutétienne du Castrais . Act. Soc. Lin. Bx . vol. sp. A.F.A.S p 111-114 , 2pl .

P.J. COMBES (1969) - Recherches sur la Genèse des Bauxites dans le N.E. de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mémoires du C.E.R.G.A. Montpellier, tomes III et IV, 335 p.

P.J. COMBES, G.GLACON, N. GREKOFF, J. MEDUS et J. SIGAL, (1973) - Etude micropaléontologique d'une argilite associée à la bauxite de Bédarieux (Hérault, France). Nouvelles données sur l'âge de la mise en place du minerai. C.R. Acad. Sc., série D, t. 276, p. 1669-1672.

F. CROUZEL, (1953) - Note sur le déplacement latéral des cours d'eau vers l'Est au Miocène dans le bassin d'Aquitaine. C.R. 78° Congrès des Soc. Savantes., p. 93-99, 2 fig.

F. CROUZEL, (1956) - Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. B.C.G.F. 54, 248, 264 p., 62 fig., 1 pl.

F. CROUZEL, (1966) - Permanence au pied des Pyrénées des débouchés des rivières miocènes, pliocènes et quaternaires. Etudes Pyrénéennes, 5° Congrès, Jaca-Pampelona, p. 95-104.

F. CROUZEL, J. HUBSCHMAN et J.C. REVEL, (1972) - Indices multiples de pédogenèse dans le Miocène continental aquitain. C.R. Acad. Sc., t. 274, p. 2145-2148.

F. CROUZEL, (1972) - Sédimentologie et paléoécologie du Miocène continental aquitain (France). 24° Congrès Intern. Montréal., s. 7, p. 495-502.

F. CROUZEL, C.LUCAS, J. LANG et G. SEGONZAC, (1972) - Concrétions fluviatiles d'origine algaire du Miocène continental aquitain. S.G. de Fr., 7ème série, t. 14, p. 228-236, 1 fig., 3 pl.

F. CROUZEL, (1974) - Les dépôts détritiques fluvio-lacustres. Bull. Centre de Rech. PAU, S.N.P.A., 8, p. 189-208, 12 fig., 1 pl.

F. CROUZEL, (1974) - Chenaux en milieu calcaire lacustre, Miocène du Bassin d'Aquitaine, 2è me Réunion Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson, p. 125.

F. CROUZEL et R. MEYER, (1975) - Encroûtements calcaires dans l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine, (à paraître), C.R. Somm. S.G. de Fr.

F. CROUZEL et J. LANG, (1975) - Un environnement carbonaté continental : quelques structures rayonnantes du Miocène aquitain (France) 9ème Congrès Intern. Sédimentologie, Nice, à paraître

A. DELMER, (1951) -La sédimentation cyclique considérée comme un phénomène d'oscillation de relaxation auto-entretenue, 3ème Congrès Carbonifère, Heerlen, p. 135-139.

H. FILHOL, (1890) -Etude sur les mammifères fossiles de Sansan. Ann. Sc. Géol., t. 21, 305 p., 46 pl.

P. FREYTET, (1970) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse Doct. es Sciences, Orsay, Trav. Lab. Géol. Struct. et Appl., 490 p., 210 fig., 21 pl.

P. FREYTET, (1971) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Bull. B.R.G.M. , 2ème sér., n° 4, p. 1-54, 46 fig.

P. FREYTET, (1971) - Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'éocène inférieur. Evolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons), migration des aires de sédimentation. Rôle des phases précoces dans la tectogenèse. Bull. Soc. Géol. Fr., VII, tome 13, p. 464-474, 5 fig.

P. FREYTET, (1971) - Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., II, Tome 13, p. 245-268, 7 fig.

P. FREYTET, (1973) - Petrography and paleoenvironment of continental Carbonate deposits with particular references to the Upper Cretaceous and lower eocene of Languedoc (Southern, France) Sedim. Geol., X, p. 25-60, 9 fig., 5 tabl., 8 pl.

P. FREYTET, (1974) - Paléolimnologie du Crétacé supérieur et de l'Eocène basal en Languedoc. C.R. 96ème Congrès Soc. Savantes, Toulouse 1971, Tome II, p. 59-70, 3 fig.

P. FREYTET, (1975) - Quelques types d'évolution géochimique du matériel de remplissage des bassins continentaux fluvio-lacustres ; exemples pris dans le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur du Languedoc (France méridionale). IXème Congrès de Sédimentologie, Nice 75, Section II.

P. FREYTET et J.C. PLAZIAT, (1966) - Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. B.S.G.F. VII, t. 7, p. 679-694, 3 fig., 1 tabl., 6 pl.

P. FREYTET et J.C. PLAZIAT , (1970) -Nouveaux éléments de corrélation lithologique entre les formations marines et continentales de l'Eocène inférieur languedocien ; le problème de «l'Ilerdien» continental. C.R. Acad. Sc., Tome 270, p. 1076-1079, 1 fig.

P. FREYTET et J.C. PLAZIAT, (1972) - Les constructions algaires continentales stromatolithiques. Exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. 24ème Congrès Géol. Inter Montréal 1972 Sect. VII, p. 524-534, 7 fig.

E. JACQUOT, (1870) - Description géologique... du Gers, 1ère partie, 158 p., 1 pl., Imprimerie Nat. Paris.

E. LARTET, (1839) - Notice sur la colline de Sansan... Annuaire du département du Gers, réimpression 1851 Portes (Gers), 45 p.

M. P. MOULINE, (1966) - Importance et répartition paléogéographique des Cyanophycées dans le complexe fluviolacustre dit des «Calcaires de Castres». Bull. Soc. Linn. Bdx. Tome 103, Série B N 8 - 7 pl. h.T. - 1 carte.

M. P. MOULINE, (1967) - Etude des poudingues dits de «Puylaurens», leurs conditions de mise en place, les conséquences paléoclimatiques de ces phénomènes. Bull. Soc. Linn. Bx. Tome 104 Série B, n° 4, 2 pl. h.t., 7 p.

M. P. MOULINE, (1970) - Carte géologique détaillée de la France. Lavaur 50.000ème, avec Notice, B.R.G.M. Orléans.

M. P MOULINE, (1971) - Les problèmes posés par la présence de dolomite dans les calcaires lacustres du Languedoc albigéique. Extrait du 96ème Congrès National des Sociétés Savantes, Toulouse, Tome II, p. 95-107, 4 fig.

M. P. MOULINE, (1972) - La sédimentation lacustre carbonatée dans la région Est-Aquitaine du Castrais et de l'Albigeois (méthodologie) - Sédimentation et Diagenèse. Publication de A.G.S.O. Pau, 14-15 Décembre 1972 - Texte Ronéo p. 31-41.

M. P. MOULINE, (1973) - La sédimentation calcaire dans les complexes fluviolacustres entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Bull. Centr. Rech. Pau S.N.P.A., p. 207-238, 7 fig., 5 pl.,

M. P. MOULINE, (1973) - Le modèle de sédimentation et les critères de polarité des complexes fluviolacustres développés entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Bull. Soc. Linn. Bx -NIle Sér. Tome III n° 10, p. 233 à 237, 1 fig.

M. P MOULINE, (1974) - Environnement géologique et paléogéographique des complexes fluviolacustres développés entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Extrait des C.R. de l'Académie des Sciences, Tome 278, Série D, p. 1329-1332.

M.P. MOULINE (1975) - Evolution des complexes fluviolacustres tertiaires et quaternaires de la zone comprise entre le Dôme de la Grésigne et la Montagne Noire. Thèse de Doctorat d' Etat - (en cours de publication). Université de Bordeaux III

J. C. PLAZIAT,(1966a)- Contribution à l'étude stratigraphique du Lutétien continental des Corbières, au Sud de Lagrasse (Aude). Bull. Serv. Carte Géol. France, n° 278, Tome 60, p. 225-236, 4 fig., 3 pl.

J. C. PLAZIAT, (1966b) - Contribution à l'étude stratigraphique paléontologique et sédimentologique du Sparnacien des Corbières septentrionales (Aude). Thèse 3ème cycle Géol. Paris, 358 pages, 98 fig., III tabl., 32 pl.

J. C. PLAZIAT, (1970a) - Contribution à l'étude de la faune et de la flore du Sparnacien des Corbières septentrionales. Cahier de Paléontologie 121 p., 67 fig., 15 pl. C.N.R.S. Paris.

J. C. PLAZIAT, (1970b) - Huîtres de Mangrove et peuplements littoraux de l'éocène inférieur des Corbières. Géobios Tome III, p. 7-27, 9 fig., Lyon.

J. C. PLAZIAT, (1972) - Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Feuilles de Carcassonne et de Lézignan au 1/50.000ème. Bull. B.R.G.M. 2ème Série, Géol. France Tome III, p. 21-44, 12 fig., 2 pl

J.C. PLAZIAT, (1974a) - Observations paléolimnologiques sur les lacs éocènes situés entre le Massif de Mouthoumet et la Montagne Noire (Détroit de Carcassonne, Aude-Hérault). Remarques sur les ingressions marines à prélude lacustre. C.R. 96ème Congrès Soc. Sav. Toulouse, Tome II, p. 71-93, 5 fig., 3 pl.

J. C. PLAZIAT, (1974b) -- L'Ilerdien à l'intérieur du paléogène languedocien ; relations avec le Sparnacien, Ilerdien Sud-Pyrénées, l'Yprésien et le Paléocène. B.S.G.F. , 7ème Série, Tome 16, p. 168-182, 3 fig., 1 tabl.

J. C. PLAZIAT, et P. FREYTET, (1975) - Le Languedoc du Crétacé supérieur à l'éocène supérieur : une zone mobile intracratonique entre blocs stables et zone orogénique. 9ème Congrès Int. de Sédim. Nice, 8 p., 11 fig.

J. C. PLAZIAT, (1975) - Dolomite, gypse, et accidents siliceux dans les sédiments carbonatés continentaux du Crétacé terminal et du Paléogène languedocien (Sud de la France). 9ème Congrès int. de Sédim. Nice, Section II.

TABLE DES MATIERES

Introduction

PREMIERE PARTIE
CARACTERES GENERAUX DES COMPLEXES FLUVIO-LACUSTRES DU LANGUEDOC ET DE L'AQUITAINE MERIDIONALE.

I - Les altérations du socle et les pédogénèses antérieures aux dépôts des séries continentales tertiaires. 3
II - Introduction à l'étude des Bauxites sur substratum carbonaté. 6
III - Les cônes alluviaux : le type languedocien 8
IV - Les cônes alluviaux : le type aquitain. 11
V - Les cônes alluviaux et les édifices fluviaux du Castrais et de l'Albigeois. 13
VI - Les paléosols de la plaine d'inondation fluviale. 16
VII - Les calcaires lacustres et palustres. 23
VIII - Les Algues cyanophycées des milieux fluviatiles et lacustres «Stromatolithes continentaux». 29

DEUXIEME PARTIE
PRESENTATION SOMMAIRE DES CONTEXTES LOCAUX

I - Les bauxites du fossé de Bédarieux 39
II - Histoire géologique du Languedoc, du Crétacé moyen et Lutétien 40
III - Le remplissage de la gouttière méridionale du bassin de Carcassonne. 48
IV - Histoire géologique de la partie Est du Bassin d'Aquitaine du Lutétien au Pliocène 50
V - Un cône détritique de piemont sur le glacis sous-pyrénéen 56

TROISIEME PARTIE
ITINERAIRES JOURNALIERS D' EXCURSION

I - Première journée de Montpellier à Narbonne. 59
II - Deuxième journée de Narbonne à Carcassonne. 69
III - Troisième journée de Carcassonne à Cordes. 83
IV - Quatrième journée de Cordes à Montréjeau. 100

Bibliographie 105