

Étude géophysique et sédimentologique du petit graben redonien pliocène de la Marnière (La Limouzinière, Loire-Atlantique) *

Michel CHEVALIER (1) et Yann DELANOË (1)

Mots-clés : Sable, Lumachelle, Argile, Sédimentologie, Pliocène, Redonien, Levé géophysique, Néotectonique, Loire-Atlantique

Résumé

Le gisement de la Marnière a été conservé dans un compartiment basculé résultant de la réactivation au Pliocène d'un accident tardi-hercynien. Les sédiments observés, résidus d'un dépôt de plate-forme d'extension régionale, constituent une séquence fossilifère surmontée d'un sable azoïque. Le jeu tectonique qui se poursuit au Quaternaire conduit à la création de reliefs au nord du bassin.

Abstract

The shape, structure and size of the pliocene deposits of « la Marnière » (southern Brittany) have been determined through various subsurface geophysical measures. These results, together with those of the sedimentological study have shown that the sedimentary deposits, made of a fossiliferous unit overlain by azoic sands, have been preserved in a tilted compartment formed by the reactivation of a late hercynian fault. This tectonic movement occurred during the end of the Redonian, it has, later on, been responsible for an uprise of the gneissic formations, at the northern limit of the basin, during the quaternary period.

1. Introduction

Les levés cartographiques menés depuis plus d'un siècle dans la région Vendée - Pays-Nantais ont mis en évidence une trentaine de sites fossilifères rapportés au Néogène, et de caractéristiques générales voisines. Quelques-uns ont fait l'objet de remarques ou d'études paléontologiques complètes : les Étangs (Vasseur, 1881), Palluau (Ters *et al.*, 1970), Saint-Lumine-de-Clisson (Viaud, 1979) ; mais aucun n'a été situé dans son contexte structural et sédimentologique.

Pour combler cette lacune, le gisement de la Marnière (+ 35 m), découvert récemment (Godard, 1981) et placé à la jonction du Complexe des Essarts (Domaine de Cornouaille) et du Synclinorium de la Roche-sur-Yon (Zone Ouest-Vendée), a été choisi comme « site test ».

L'étude a comporté une investigation géophysique et une étude sédimentologique. La première a mis en jeu différents procédés dans le but de connaître les limites et la structure du remplissage sédimentaire ; la seconde, essentiellement basée sur l'analyse d'un sondage carotté, a conduit à mettre en évidence des relations sédimentation-tectonique.

(1) Université de Nantes, Laboratoire de Géologie marine, 2, rue de la Houssinière, 44072 Nantes Cedex 03.

* Manuscrit initial déposé le 7 mars 1986, accepté définitivement le 22 février 1987.

Menées conjointement (Lauriat-Rage *et al.*, 1989), les analyses paléontologiques et paléoécologiques ont permis d'attribuer un âge Pliocène supérieur (Redonien récent) à ce gisement. La faune bien conservée, présente de grandes affinités avec celle de Pigeon-Blanc (30 km au nord-est) et de Palluau (20 km au sud-ouest). Elle indique un milieu marin peu profond, étage infralittoral (moins de 50 m). Quelques bivalves et gastéropodes, oligocènes et miocènes, ont été également trouvés remaniés dans ce gisement.

2. Localisations des sondages et profils géophysiques

Situé dans le prolongement du couloir « le Maupas - les Étangs » (fig. 1), le petit bassin de la Marnière (0,5 sur 0,1 km environ) s'en distingue par la nature du substratum, constitué uniquement de micaschistes (Synclinorium de La Roche-sur-Yon) ; il est séparé des amphibolites qui marquent le relief (+ 42 m), par une bande d'orthogneiss allongée en direction sud-armoricaine (Godard, 1981).

Le contact, au nord-est, avec les orthogneiss est bien marqué, mais la limite avec les micaschistes, au sud-ouest, reste imprécise. Aussi, afin de délimiter ce bassin et reconnaître sa structure, nous avons utilisé divers procédés géophysiques : électrique, sismique réflexion, radio-magnétotellurique et dipôle-dipôle électro-

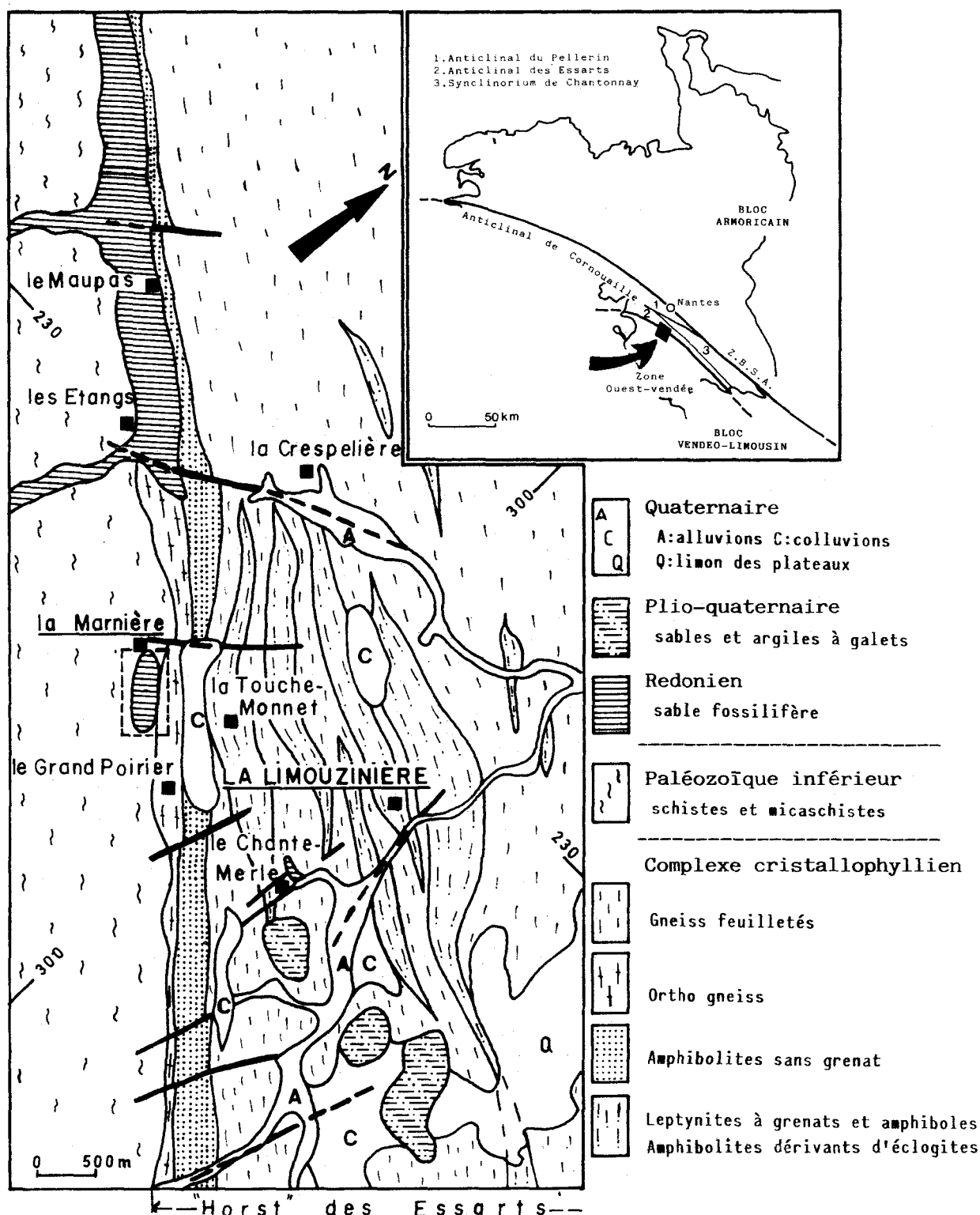


Fig. 1. - Localisation et contexte géologique du bassin de la Marnière.

magnétique ; les trois sondages électriques ont été effectués selon l'allongement du bassin, et les six profils électromagnétiques (RMT, EM 34) transversalement. Ces investigations géophysiques ont été limitées au domaine situé au nord de la départementale 63 (fig. 2).

Une vingtaine de sondages ont été exécutés à la tarière à main (Viaud et Chevalier), avant et après l'étude géophysique. Deux sondages réalisés au carottier à piston stationnaire ont été implantés l'un à

proximité de la fosse riche en débris coquilliers (LLM 6), et l'autre en bordure du bassin (LLM 9). Enfin un sondage à la tarière à moteur a été réalisé avec le concours du BRGM en juillet 1985 le long de la D 63.

Le socle micaschisteux très altéré a été reconnu avec certitude sous 1,90 m de sédiment (LLM 8) et sous 5 m de dépôts dans le sondage (LLM 14). On peut mentionner que, dans le sondage carotté LLM 9, ce micaschiste relativement sain présente une foliation subverticale.

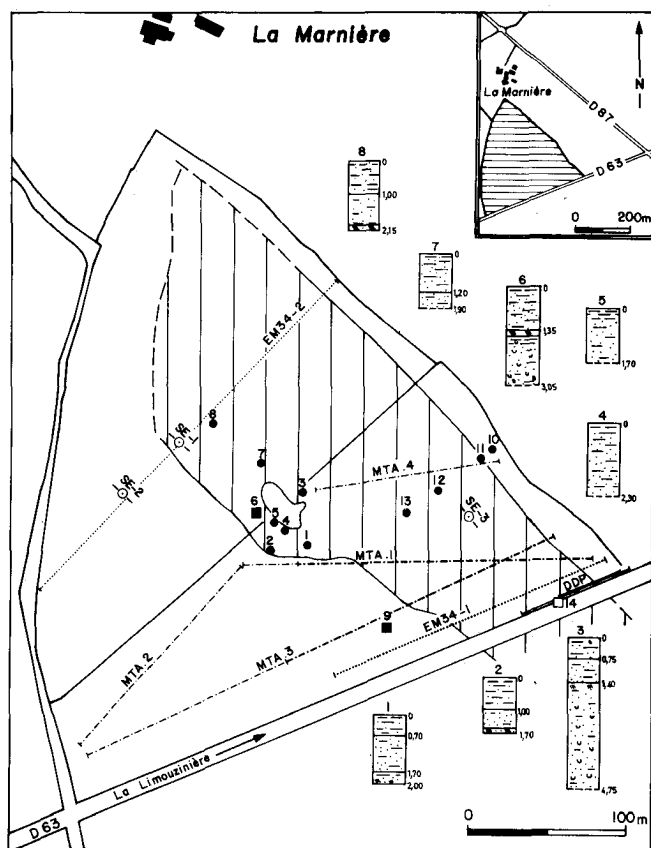


Fig. 2. - Emplacements des différents dispositifs géophysiques, et des sondages :

- — — profils radio-magnéto-telluriques (MTA 1-4),
- profils électromagnétiques (EM 34 1 et 2),
- o — sondages électriques (SE 1 à 3),
- — — coupe de résistivité apparente (DDP),
- sondages à la tarière à main (par J.-M. Viaud, de 1 à 5),
- sondage à la tarière à moteur (BRGM, 1985),
- sondages carottés.

3. Reconnaissance géophysique

3.1. Présentation des résultats

3.1.1. Réfraction sismique

Quelques essais de sismique réfraction ont été réalisés avec un dispositif de 40 à 50 m, en utilisant une masse de 10 kg comme source d'énergie, et un laboratoire SIG 12 pistes pour l'enregistrement. Sur chaque point, il a été effectué un tir normal et un tir inverse. Leur dépouillement a donné un ensemble de dromochroniques cohérentes avec 2 à 3 horizons sismiques distincts, présentant du haut vers le bas, les vitesses suivantes : 300 à 500 m/s pour le premier, 1 500 m/s pour le deuxième, et plus de 2 200 m/s pour le troisième.

La comparaison des épaisseurs obtenues par la sismique avec les limites observées sur les sondages mécaniques s'est avérée délicate. La coupe sismique est en effet difficilement interprétable en termes de couches géologiques par suite de l'absence d'un contraste de vitesse marqué entre le sol superficiel et les sables argileux d'une part et entre la base de la série sédimentaire et les micaschistes altérés d'autre part. Cela nous a

conduit à ne pas persévérer avec cette méthode dont la mise en œuvre est assez longue et qui est mal adaptée aux conditions locales.

La sismique réfraction a cependant fourni des renseignements utiles, en effet l'étude détaillée des enregistrements (variation de l'amplitude du signal) et des dromochroniques (dispersion des mesures) laisse supposer une certaine hétérogénéité du remplissage et un manque de régularité du toit des micaschistes ou du moins de la limite inférieure de leur altération.

3.1.2. Sondages électriques

Trois sondages électriques réalisés (fig. 2) avec un potentiomètre Sercel sont implantés parallèlement à la direction supposée d'allongement du bassin. Les courbes de résistivité des sondages 1 et 3 (fig. 3 : SE.1 et SE.3) ont une allure générale identique ; on remarque une bonne coïncidence des points expérimentaux avec des courbes théoriques trois terrains, ceci laisse supposer que, dans le sens de son grand axe, le bassin peut être assimilé à un empilement de couches à interfaces planes et parallèles.

La courbe du sondage n° 2 est par contre difficilement identifiable à un modèle simple, les inflexions marquées laissent supposer que la géométrie du substratum est plus complexe ou que les variations latérales de résistivité sont importantes.

Ces trois sondages nous ont servi à définir une échelle locale de résistivité qui semble parfaitement compatible avec les résultats des sondages mécaniques. On trouve :

- un terrain superficiel de résistivité 90 à 150 ohm.m avec une épaisseur toujours voisine de 0.50 m, correspondant à la terre végétale,
- un terrain intermédiaire plus conducteur : 30 à 40 ohm.m épais de 0.80 à 0.90 m au point 1 et de 7,50 à 8 m au point 3, représentant l'ensemble de la série sédimentaire,
- un terrain profond de résistivité 200 à 400 ohm.m attribué aux micaschistes plus ou moins altérés.

3.1.3. Profils électromagnétiques

Deux profils électromagnétiques ont été obtenus, par la méthode du double-dipôle coplanaire (Mac Neil, 1980), en utilisant un appareil Geonics EM 34. Schématiquement le principe de la mesure est le suivant : une bobine posée horizontalement ou verticalement sur le sol émet un signal électromagnétique de fréquence déterminée ; le courant induit par le passage du champ magnétique primaire H_p dans un milieu de résistivité crée un champ secondaire H_s . Une bobine située dans le même plan et à une distance fixe de la première reçoit le signal. L'appareil mesure la résistivité apparente à partir du rapport H_p/H_s . La profondeur d'investigation moyenne augmente avec l'écartement des bobines (10, 20 ou 40 m) : elle est plus importante avec un dipôle vertical (bobines horizontales). Les deux profils ont été réalisés perpendiculairement à l'axe d'allongement supposé du bassin.

La figure 3 reproduit les résultats du profil 1 (EM 34.1). Avec un dispositif de 10 m (fréquence émise

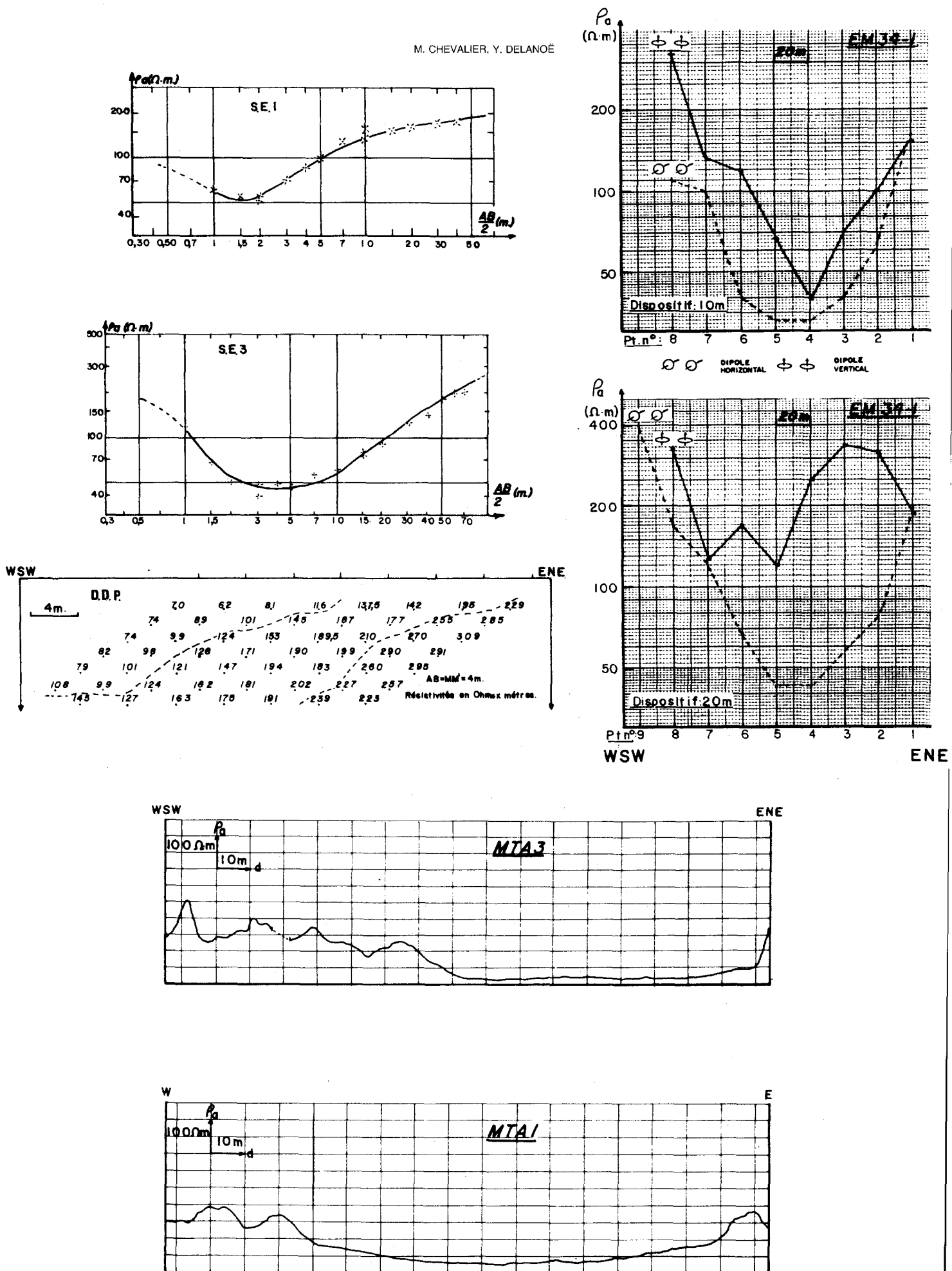


Fig. 3. - Mesures et profils géophysiques
(les portions de profils reproduits sont indiquées en trait plus forts sur la figure 2).

6 400 Hz) et un pas de 20 m, le bassin se manifeste par une baisse importante de résistivité dans les deux configurations bien qu'elle soit moins marquée en dipôle vertical. Avec un dispositif de 20 m (fréquence 1 600 Hz), l'anomalie conductrice est encore très nette en dipôle horizontal, le dipôle vertical indique lui une résistivité plus forte qui est probablement celle des micaschistes. Nous avons fixé la limite du bassin entre les points 1 et 2 au nord-est, et 5 et 6 au sud-ouest.

3.1.4. Profils radio-magnétotelluriques

La méthode radio-magnétotellurique (RMT) ou magnéto-tellurique artificielle (MTA) (Dupis et Carnez, 1976 ; Lagabrielle *et al.*, 1983), permet elle aussi d'obtenir des profils de résistivité apparente ; son principal intérêt est, outre sa rapidité et sa facilité de mise en œuvre, la possibilité d'enregistrer des profils continus. La source d'ondes électromagnétiques utilisée pour les études de subsurface est celle des émetteurs radiophoniques grandes ondes. Deux capteurs perpendiculaires mesurent respectivement les composantes du champ électrique et du champ magnétique ; leur rapport est proportionnel à la résistivité apparente du milieu sous-jacent à une profondeur moyenne qui est fonction de la fréquence utilisée.

Avec le concours de la société Géoscop, nous avons pu enregistrer quatre profils MTA (fig. 2 et 3) dans la partie accessible de la zone d'étude. Dans tous les cas, le bassin se manifeste par une baisse importante de la résistivité apparente qui reste stable durant toute la traversée ; la seule difficulté que nous avons rencontrée pour fixer les limites du bassin est la rupture de pente peu marquée en bordure de l'anomalie conductrice sur certains profils, cela peut s'expliquer par l'obliquité des profils par rapport à la limite ou par une diminution progressive des épaisseurs.

Les profils 1 et 4 présentent tout à fait au nord-est un ressaut de résistivité qui suggère un contact par faille entre les gneiss et le bassin sédimentaire. Au sud-ouest de la zone, les profils montrent des variations importantes de résistivité qui confirment l'allure désordonnée du toit des micaschistes et laissent supposer la présence de deux gouttières conductrices à l'extrémité ouest du terrain étudié.

3.1.5. Coupe de résistivité apparente

A titre de comparaison, une série de mesures de résistivité apparente a été réalisée en utilisant un dispositif dipôle-dipôle polaire en courant continu (AB + 4 m, pas de mesure : 4 m), le long d'un profil implanté dans le fossé bordant la D 63. Cette méthode de prospection permet d'obtenir une image de la distribution des résistivités apparentes dans le plan vertical du profil à partir de laquelle on peut établir une « coupe de résistivité » en traçant des courbes d'isoresistivité ou en limitant des anomalies conductrices ou résistantes. Cette coupe n'est qu'une image imparfaite puisque son échelle verticale est fonction de la résistivité du milieu.

Des raisons techniques nous ont contraint à cesser les mesures au 55° point, les résultats obtenus sont reportés sur la figure 3 (DDP). On constate l'existence de deux sauts marqués de résistivités dessinant des

limites grossièrement parallèles et inclinées vers le sud-ouest. En se reportant aux affleurements, on voit qu'elles marquent les frontières d'une part des gneiss (plus de 220 ohms.m), d'autre part du bassin sédimentaire (moins de 120 ohms.m). Entre les deux, la zone de transition à résistivité intermédiaire pourrait correspondre à la bordure mécaniquement perturbée (zone fracturée) de la formation gneissique ; sa pente vers le sud-ouest est, dans cette hypothèse, en accord avec les données structurales locales.

Ces résultats obtenus sur une zone très limitée confirment et complètent ceux déjà acquis.

3.1.6. Comparaisons des méthodes mises en jeu

Les méthodes géophysiques permettent une approche indirecte de l'objet que l'on étudie par le biais de mesures de paramètres physiques. La répartition des valeurs obtenues, leurs variations localisées (dites anomalies) servent de point de départ à l'interprétation géophysique qui détermine suivant le cas, la forme, l'épaisseur ou les limites probables de tel ou tel ensemble. Dans un deuxième temps, l'attribution géologique doit s'appuyer sur un étalonnage. Il faut garder présent à l'esprit qu'aucune méthode géophysique ne permet de déterminer seule et directement la présence d'une formation particulière (les sables redoniens par exemple).

Sans présager des avantages des méthodes que nous n'avons pu tester, il apparaît que si les essais de sismique réfraction ont été en partie décevants, les autres méthodes qui s'intéressent toutes au même paramètre physique (la résistivité) ont fourni des renseignements utiles et concordants. Les sondages électriques ont permis d'obtenir des mesures ponctuelles, mais aussi d'établir une échelle locale de résistivité utile pour caler les résultats des autres méthodes. La taille réduite du bassin obligeant à se limiter à des dispositifs courts (si l'on veut rester dans le cas d'un modèle électrique interprétable) ne permettait pas d'envisager la multiplication des mesures. La méthode est relativement longue et donne des informations ponctuelles entre lesquelles il faut interpoler.

Les autres méthodes utilisent des dispositifs de mesure dont la taille est plus adaptée à celle de l'objet à étudier. La coupe de résistivité en dispositif dipôle - dipôle donne une grande densité d'information malheureusement contrebalancée par un temps de mesure relativement élevé. Les profils électromagnétiques sont beaucoup plus rapides à réaliser, il s'agit de mesures point par point, et le pas de mesure doit être soigneusement choisi si l'on veut localiser correctement les anomalies. Enfin, les profils radio-magnétotelluriques ont l'avantage d'une mesure très rapide et surtout continue ; la seule limitation est l'obligation d'orienter les profils en tenant compte de la position des émetteurs utilisés.

Il ressort clairement que la reconnaissance de sites analogues qui ne sont généralement soulignés par aucun indice morphologique net, si ce n'est la présence de sols très hydromorphes, serait grandement facilitée par des prospections RMT, ou à défaut, électromagnétiques qui permettraient d'optimiser l'implantation des sondages mécaniques. Il faut cependant remarquer que le

contraste et résistivité observé entre le bassin et l'encaissant peut être moins net sur d'autres sites (sables peu ou non argileux) et que bien entendu, des anomalies en tous points semblables peuvent avoir d'autres origines (zone d'altération épaisse par exemple). L'expérience du terrain et des étalonnages devraient permettre d'éviter ces écueils.

3.2. Forme et structure du bassin

Le bassin pliocène a été reconnu sur environ 300 mètres depuis les abords du hameau de la Marnière jusqu'à la départementale 63 ; très étroit à proximité de cette dernière (70 mètres), il s'élargit graduellement vers le nord-ouest pour atteindre environ 130 mètres dans sa partie centrale. L'interprétation de l'ensemble des mesures géophysiques conduit à envisager ce bassin comme un petit graben limité au nord-est par une faille normale le séparant des orthogneiss du complexe des Essarts, et au sud-ouest par trois cassures sub-parallèles probablement décalées par des fractures transverses. Ceci permet d'envisager ce graben comme étant formé par la juxtaposition de petits compartiments : l'épaisseur de sédiments (10 m environ d'après le sondage électrique n° 3, 8 m suivant le sondage tarière n° 14) serait maximum dans le compartiment sud-est.

4. Étude du remplissage sédimentaire

L'étude du remplissage est fondée essentiellement sur l'analyse sédimentologique des échantillons de la carotte LLM 6, et de quelques déblais provenant de la fosse située à proximité.

La comparaison des coupes a permis d'identifier deux séquences sédimentaires (fig. 4) :

— la **séquence supérieure**, épaisse de 3 m au maximum, et présente dans tous les sondages, est constituée d'un sédiment terrigène argilo-sableux azoïque ;

— la **séquence inférieure**, atteinte dans deux sondages seulement, est épaisse d'au moins 1,55 m dans le sondage LLM 6 et de 3,15 m en LLM 3 ; il s'agit essentiellement de sables coquilliers datés du Pliocène (Redonien récent) (Lauriat-Rage *et al.*, 1989).

Entre ces deux séquences, la carotte LLM 6 présente sur 20 cm un niveau désordonné avec des fragments de micaschistes et d'orthogneiss, et des quartz anguleux. Cette passée se retrouve dans le sondage LLM 3 sous forme d'éléments plus épars ainsi qu'en

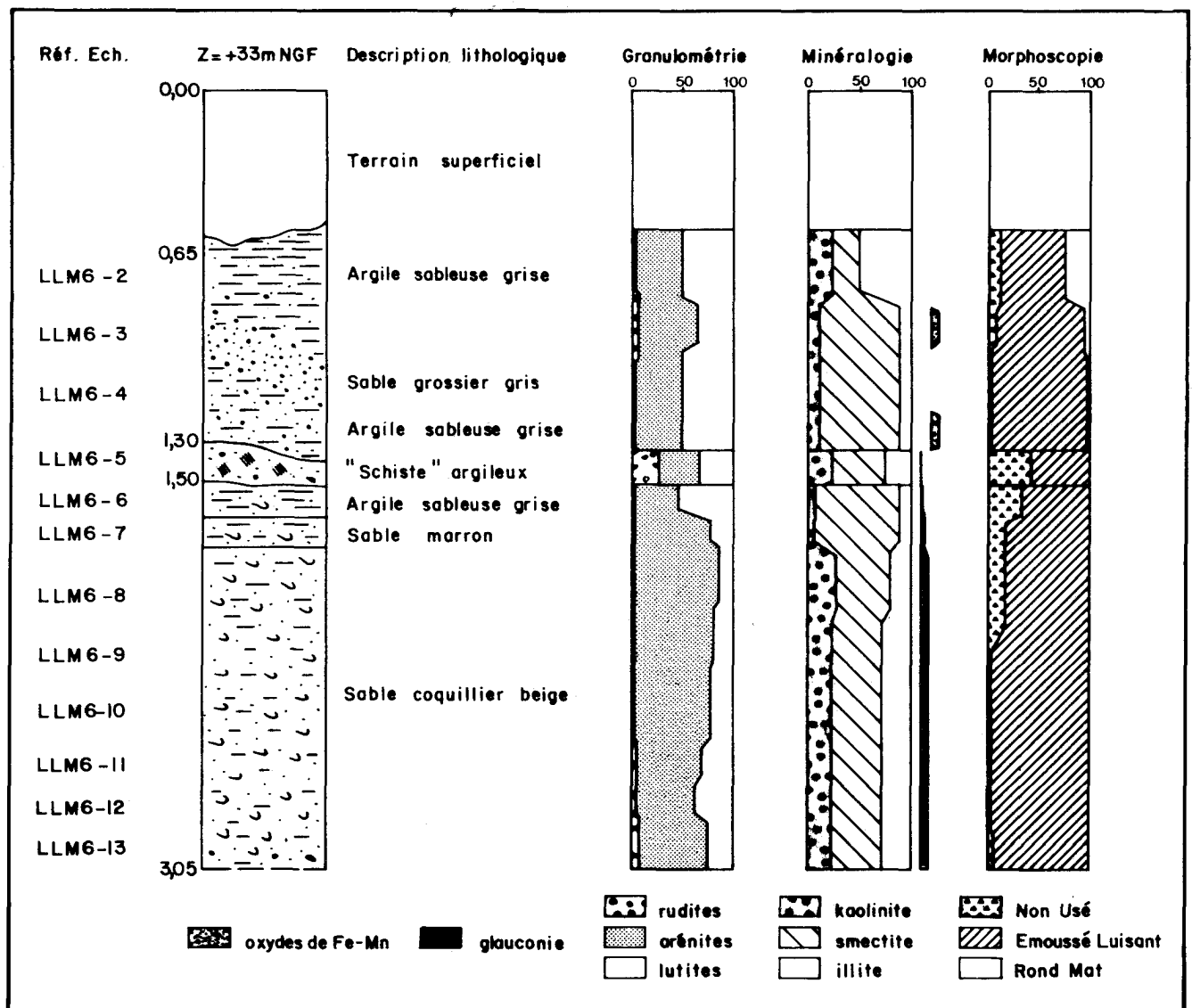


Fig. 4. - Lithologie et principales caractéristiques du sondage carotté LL 76.

LLM 1, et peut-être en LLM 2 où elle constituerait le niveau de refus.

4.1. Séquence inférieure

4.1.1. Analyses sédimentologiques

La majeure partie de cette séquence (environ 1,20 m) est constituée, à la base, d'un sable, très coquillier, de couleur beige à passées blanchâtres au sommet, renfermant des grains de glauconie parfois altérés, et, à la base, des éléments schisteux. Dans ces sables moyens ($Md = 0,30$ à $0,39$ mm) ; la teneur en gravillons diminue avec la profondeur (10 à 1 %), le pourcentage de fines varie dans le sens inverse (19 à 35 %).

Le mince horizon suivant, constitué de sable marron-clair à foncé, est peu argileux (30 %) et de granulométrie moyenne ($Md + 0,30$ mm). Il est surmonté par des argiles gris-bleuté, localement ocres, riches en micas et en feldspaths (fig. 6). Dans ces deux niveaux, la fraction carbonatée est constituée par des débris de coquilles (1 à 4 %).

La répartition granulométrique unimodale de ces différents sables est l'indice d'un apport unique : deux classes 0,250/0,350 et 0,350/0,500 représentent à elles seules 30 à 60 % de la fraction totale. La fraction carbonatée y est pratiquement absente, alors qu'elle est abondante dans les classes supérieures à 0,50 mm (35 à 70 %). Les histogrammes de fréquence indiquent une distribution dissymétrique avec rupture nette pour les classes inférieures à 0,250 mm.

L'étude de la fraction argileuse montre une forte dominance des smectites. Elles sont moins abondantes dans les sables coquilliers (environ 50 %), que dans les niveaux argilo-sableux supérieurs (environ 80 %). La kaolinite et l'illite sont accompagnés de minéraux micacés dans les deux derniers niveaux.

Tous les sables, étudiés à la loupe binoculaire (fraction 0,25-0,50 mm), renferment une quantité importante d'émoissés-luisants qui décroît de la base (90 %) au sommet (68 %). Les quartz non usés ne se rencontrent qu'à la base et au sommet de la séquence.

Minéraux lourds %	LLM6-3	LLM6-5	LLM6-6	LLM6-10	LLM6-13
Teneur pondérale	0,15	1,7	0,19	0,15	0,94
Tourmaline	20,1	1,4	1,1	2,1	8,2
Rutile	1,3	0,7	0,2		1,2
Zircon					
Min. résistants	21,4	2,1	1,3	2,1	9,4
Staurotide	10,1	12,7	13,7	20,6	20,0
Andalousite	3,8	0,7	2,7	0,7	2,9
Disthène	1,3	0,7	1,6	0,7	1,8
Sillimanite	4,4	0,7	0,5		1,2
Min. du Métamorphisme	19,6	14,8	18,5	21,9	25,9
Grenat	57,9	83,1	77,5	75,9	64,7
Hornblende verte	0,6				
Glauconphane	0,6				
Divers			2,7		
Min. altérables	59,1	83,1	80,2	75,9	64,7
Min. résistants / Min. altérables	0,36	0,14	0,070	0,096	0,36

Tabl. I. - Pourcentage des minéraux lourds du sondage carotté LLM 6.

La surface des grains émoissés luisants observée au microscope électronique à balayage (MEB) présente des caractères d'évolutions mécaniques et chimiques (pl. I). Les arêtes sont fortement émoissées, les traces de chocs anciens et profonds sont en voie de disparition (photo 3), seuls quelques petits chocs plus récents en forme de « V » et de croissant sont nombreux et généralement bien polis (photo 4). L'altération chimique, exploitant des zones fragiles, crée des réseaux anastomosés, des figures de broutage, et localement de grands « V » orientés (photo 5). La dissolution de la pellicule siliceuse est importante sur les faces et dans les dépressions (éch. 6-6), où persistent parfois des dépôts de silice globuleuse (photo 8). Sur les grains de LLM 6-10, la dissolution orientée passe, en quelques microns, à des néogénèses siliceuses gravitaires formant un réseau « stylolithique » (photo 7). Sur l'arête de ces grains, on observe d'épaisses coulées de silice (photo 6).

La teneur pondérale en minéraux lourds, exprimée à partir des grains de la fraction B (0,18-0,50 mm), faible pour deux échantillons (6-6 et 6-10), atteint presque 1 % à la base de la séquence (tabl. I).

Les grenats sont les minéraux dominants (60 à 80 %) ; ce sont des almandins riches en magnésium, très anguleux à fortement émoissés. Les dodécaèdres automorphes sont nombreux et les inclusions sont fréquentes : aiguilles de rutile, quartz et parfois épidote et zoisite. Parmi les minéraux du métamorphisme, la staurotide surclasse constamment l'andalousite. Contrairement à la sillimanite, variété fibrolite, le disthène se retrouve dans les trois échantillons étudiés. La teneur en ubiquistes résistants est toujours inférieure à celle des minéraux du métamorphisme. La tourmaline se présente sous deux formes, en baguettes prismatiques et en grains ovoïdes.

4.1.2. Milieu des dépôts

La séquence inférieure est une séquence positive dans laquelle une sédimentation de milieu marin calme fait suite à une sédimentation en milieu agité où les apports détritiques sont nombreux. A la base, la distribution asymétrique de la fraction carbonatée suggère en effet des zones d'apports en coquilles et en éléments terrigènes différents, ou un soutirage de la fraction inférieure à 0,25 mm.

La faune, abondante et diversifiée, vivait dans un milieu marin franc (tranche d'eau 40 à 60 m). Elle témoigne de l'existence de deux biotopes : un fond meuble sablo-graveleux, et un fond induré (socle, calcaire ?). La présence de différentes espèces est le résultat d'un mélange (Lauriat-Rage *et al.*, 1989).

Au sommet de la séquence, les grandes coquilles disparaissent et seuls persistent des débris fossilifères. Les conditions de dépôts se sont modifiées, le milieu devient moins agité et sans doute moins profond. L'étude de la surface des quartz confirme ces observations. On y reconnaît plusieurs stades successifs. L'épisode le plus ancien correspondrait à un passage dans un milieu aquatique de haute énergie (type torrentiel) (Le Ribault, 1975). Après un passage en milieu éolien, les grains se sont déposés dans un milieu marin peu profond (infratidal à la base de la séquence, intertidal à la fin) (Prone, 1980).

En fin de sédimentation, les apports d'origine terrigène plus nombreux (minéraux micacés et quartz angu-

leux), et les smectites moins abondantes, témoignent de la proximité de reliefs émergés. La prépondérance de la montmorillonite dans cette séquence comme dans les bassins pliocènes de la région, est attribuée au lessivage des terrains émergés sous un climat chaud et humide (Estéoule-Choux, 1967).

Les relations avec les provinces voisines peuvent se déduire de l'étude des minéraux lourds. Les grenats, peu usés dans l'ensemble et toujours présents en forte concentration, témoignent de la proximité de l'aire d'alimentation. Dans les micaschistes du substratum du bassin de la Marnière, ils sont petits, aplatis, fissurés et fréquemment remplacés par de la chlorite (Ters, 1982), alors que, dans les écaillés d'éclogites du Complexe des Essarts, les grenats ne sont pas altérés et contiennent le même type d'inclusions que ceux de la Marnière. Ces écaillés sont situées au nord-est de la Marnière, de l'autre côté du relief actuel constitué d'amphibolites et d'orthogneiss sans grenat (Godard, 1981), ce qui témoigne de la permanence des échanges avec le secteur oriental.

La staurolite, parfois présente dans les micaschistes des environs de la Marnière, est particulièrement abondante dans les assises métamorphiques du batholite de Legé - La Roche-sur-Yon (Guigues et Devismes, 1969). En revanche, l'andalousite est plutôt rare dans ces formations métamorphiques situées à proximité du bassin ; sa présence serait due à des apports lointains, la bordure occidentale de la Vendée par exemple, où à la reprise de matériaux crétaqués qui en contiennent beaucoup à Challans (8 à 16 % d'après Louail, 1981). La présence d'andalousite et de staurolite, à la Marnière, suggère donc des apports d'origine différente : méridionaux pour la staurolite, occidentaux pour l'andalousite, à moins que la présence de ces deux minéraux ne soit le résultat d'une reprise d'assises sédimentaires antérieures au Redonien.

4.2. Interface

« séquence supérieure/ séquence inférieure »

4.2.1. Analyses sédimentologiques

Le passage de la séquence inférieure à la séquence supérieure, est marqué par un mince horizon bréchique (20 cm), compact, constitué de fragments de socle (micaschistes et orthogneiss).

L'échantillon sablo-argileux qui a été prélevé, dénote un sédiment mal classé, renfermant 40 % de particules fines et 23 % de graviers quartzeux, subanguleux, ou phosphatés. Les sables contiennent des grains de glauconie à enduit limonitique et de nombreux feldspaths. Les grains non usés de émoussés-luisants sont en proportion égale. Les minéraux argileux sont constitués d'un mélange de smectites et de minéraux micacés avec une faible quantité de kaolinite et d'illite. Comme dans la séquence inférieure, les grenats sont abondants (70 %), et la staurolite est mieux représentée que la tourmaline.

Les dépôts phosphatés, friables, de couleur crème, sont équivalents, sous une forme plus altérée, à ceux trouvés dans les déblais de la fosse. Ces dépôts se

présentent le plus souvent sous forme de nodules subsphériques (3 à 5 cm) et de tubes étroits (2 cm de diamètre), avec au centre, une matrice microgranuleuse brune renfermant quelques débris de fossiles, et à la périphérie, un cortex blanchâtre plus riche en débris fossilifères donnant un aspect vermiculé (fig. 5). La matrice brune constitue aussi le liant principal d'accumulation de débris coquilliers parmi lesquels on reconnaît des polypiers et des gastéropodes, et des graviers anguleux de micaschistes (5 cm) ; elle occupe même, les pores d'une balance de grande taille (16 cm).

Cette matrice brune, observée au microscope optique, montre de nombreux débris micrométriques encore calcitiques, quelques fantômes de fossiles, et de rares grains quartzeux, subanguleux à arrondis, mono- ou polycristallins. Cette matrice est compartimentée par des fentes de retrait remplies de quartz microcristallin.

La composition chimique de la matrice, déterminée par microanalyse, est dominée par deux éléments : calcium (50 %) et phosphore (25 %), avec un rapport moyen Ca/P de 1,8. La concentration en silicium fluctue de 10 à 20 % suivant les plages examinées. Les autres éléments légers (C, O, Mg, Al, Ba, Mn, Fe, parfois K et Ti) sont peu abondants.

Les cartes de répartition (surface explorée : 0,12 mm par 0,12 mm) des quatre éléments principaux Ca, P, S et Al, ne mettent pas en évidence des « structures » dues à une concentration préférentielle pour un élément déterminé. La silice et l'aluminium se répartissent de façon aléatoire au sein du plasma argileux. Le calcium et le phosphore sont indépendants ou bien associés pour constituer de l'apatite.

4.2.2. Milieu de dépôts

La matrice brune des nodules et des lumachelles constituée de silicium et d'aluminium correspond à un plasma argileux pouvant résulter, soit de l'altération in situ des schistes, soit de dépôts « vaseux ». Dans ces argiles, constituant une paléosurface, s'accumulent un nombre important de métaux (Fe, Ba, Mg), et de molécules (PO_4 , CaCO_3) provenant de l'environnement sus-jacent. L'épigénie de bioclastes et la précipitation directe semblent être à l'origine de la concentration en phosphates. Le milieu « vaseux » aura subi une certaine compaction avant d'être remanié, et de former des nodules.

Il est difficile de se prononcer sur l'époque à laquelle s'est effectuée cette phosphatogenèse, qui pourrait être antérieure au Pliocène ou dater du Pliocène. D'après la synthèse réalisée par Slansky (1980), les grandes périodes de sédimentation phosphatée d'âge tertiaire sont l'Éocène, le Miocène et le début du Pliocène. Le milieu marin favorable à la formation de phosphates est un plateau continental étendu et stable où les apports terrigènes sont restreints (climat aride), et les venues de phosphore importantes (courants ascendants). Le milieu doit être également déficitaire en oxygène dissous.

La présence d'apatite dans les loges de certains organismes, permettrait d'envisager le Pliocène, comme période d'enrichissement en phosphate. Après le dépôt des sables coquilliers, le milieu tendrait donc au confinement. Ce processus est généralement lent, 1 à 2 m par 100 000 ans dans les conditions théoriques optimales. La

phosphatation des 10 cm de « vase » rencontrés à la Marnière aurait donc nécessité entre 10 000 et 100 000 ans, ce qui s'accorde bien avec la durée de la sédimentation pliocène à la Marnière.

4.3. Séquence supérieure

4.3.1. Analyses sédimentologiques

Trois niveaux, tous azoïques, ont été observés.

La base de la séquence est constituée d'argiles grises à passées ocres, épaisses de 0,30 m (LLM 6-4), finement sableuses avec localement quelques graviers et concrétions noires.

Le niveau intercalaire (LLM 6-3) est souligné par deux alignements parallèles de gravillons inclinés à 45° environ, séparés par 17 cm de sables grossiers. On y trouve des grains de quartz, des feldspaths émoussés (0,5 cm), ainsi que des concrétions noires d'oxydes de fer et de manganèse.

Cette séquence se termine par des argiles grises (LLM 6-2) finement sableuses passant progressivement à des argiles sableuses grises à ocres, à graviers centimétriques, puis à des sables argileux.

Les **paramètres physiques** des échantillons 6-2 et 6-4 sont très proches : abondance des argiles (50 %), médiane faible (0,03 mm), peu de graviers (1,5 %). Le mode principal, unique (respectivement 0,35 mm et 0,50 mm) représente 13 à 16 % de l'échantillon total. L'échantillon 6-3 est un sable moyen ($Md = 0,46$ mm), moins riche en argiles (30 %) et plus riche en graviers (10 %). Il est également très mal classé. Les histogrammes de fréquence de ces trois échantillons présentent une distribution symétrique autour de la médiane.

Trois groupes de **minéraux phylliteux** sont bien représentés : kaolinite, illite et smectites ; les minéraux micacés se trouvent à l'état de traces. Le taux relatif des minéraux principaux varie avec la profondeur ; les smectites prépondérantes à la base de la séquence (environ 80 %) sont remplacées en surface par l'illite.

Le pourcentage de grains **quartzeux émoussés-luisants** diminue de la base au sommet de cette séquence (90 % en 6-4, 62 % en 6-2), au profit des grains ronds-mats (2 % en 6-2). Les grains anguleux à subanguleux sont mieux représentés au sommet (12 %). Les feldspaths anguleux et des agglomérats noirs composent la fraction non quartzeuse.

Les arêtes des grains quartzeux, ronds-mats ou émoussés-luisants du niveau 6-3 observées **au microscope électronique à balayage**, portent des traces d'anciens chocs violents, légèrement polies, et de nombreux petits chocs en « V » (photos 1 et 2). Les marques en croissant s'observent aussi bien sur les arêtes que sur les faces planes. Celles-ci présentent également de petites plages lisses (0,01 mm), et fréquemment de grandes plages où la dissolution orientée en petits « V », utilise des zones fragiles du grain (grands « V », croisants, fissures). Dans les dépressions, on observe encore des dépôts de silice globuleuse. Bien que généralement propre, la surface du grain montre localement des dépôts siliceux récents (fleur de silice). Les deux populations, rond-mat et émoussé-luisant ont subi une évolu-

tion semblable avec une accentuation des caractères au niveau des grains mats.

L'échantillon le plus sableux (LLM 6-3) a fait l'objet d'une analyse des minéraux lourds. La teneur pondérale de la fraction B est faible (0,15 %).

Le minéral dominant est le grenat (58 %), en grains peu usés. Le pourcentage des minéraux du métamorphisme est équivalent à celui des minéraux résistants (20 %), représentés essentiellement par la tourmaline. On note une diversité dans le groupe métamorphique avec staurotide (10 %), andalousite (4 %) et sillimanite (4 %).

En plus du grenat, quelques minéraux altérables apparaissent : hornblende verte, glaucophane bleu-lilas à inclusions de grenats (faciès « Le Cellier ») et glaucophane sans inclusions.

4.3.2. Milieu de dépôt

La séquence supérieure sablo-argileuse est une séquence sans polarité prononcée. La passée sableuse qui ravine les dépôts argileux est le résultat de l'arrivée brusque dans un milieu relativement calme d'éléments détritiques. Les caractères morphologiques (quartz) et minéralogiques (argiles) montrent que le milieu de sédimentation est encore marin. Par contre, au sommet les conditions de dépôts varient : l'illite remplace partiellement la montmorillonite et les grains ronds-mats sont nombreux, ce qui suggère des apports continentaux de plus en plus importants.

La diminution de la teneur en grenats ne saurait avoir pour origine une dissolution intrastratale, étant donné que les autres minéraux altérables restent abondants. En revanche, une modification de la nature des apports peut être invoquée ; les roches grenatifères du Complexe des Essarts auraient été moins sollicitées, en raison d'une modification des courants liés à la mise en place progressive d'une barrière entre le bassin de la Marnière et les affleurements considérés. Le rutil, la sillimanite, de l'andalousite, mieux représentés que dans la séquence inférieure, semblent suggérer des apports méridionaux ou occidentaux, ceci est confirmé par la présence de glaucophane provenant vraisemblablement des schistes albitisés de Bois-de-Céné (Anthoiz, Brillanceau, 1969).

5. Évolution néotectonique

Les observations géophysiques et sédimentologiques montrent que la conservation des dépôts pliocènes à La Marnière, ainsi que le façonnement du paysage, résultent essentiellement de la remobilisation de l'accident majeur hercynien « Sainte-Pazanne - Les Essarts ».

La présence d'une passée détritique, à débris de micaschistes et d'orthogneiss, intercalée entre deux séquences sédimentaires dont l'inférieure est attribuée au Redonien (Lauriat-Rage *et al.*, 1989), et aussi l'enfoncement maximum du bassin le long du plan-faille micaschistes-orthogneiss, font penser à un glissement en masse résultant d'un effondrement assez brusque. Celui-ci aurait donc été responsable de la conservation

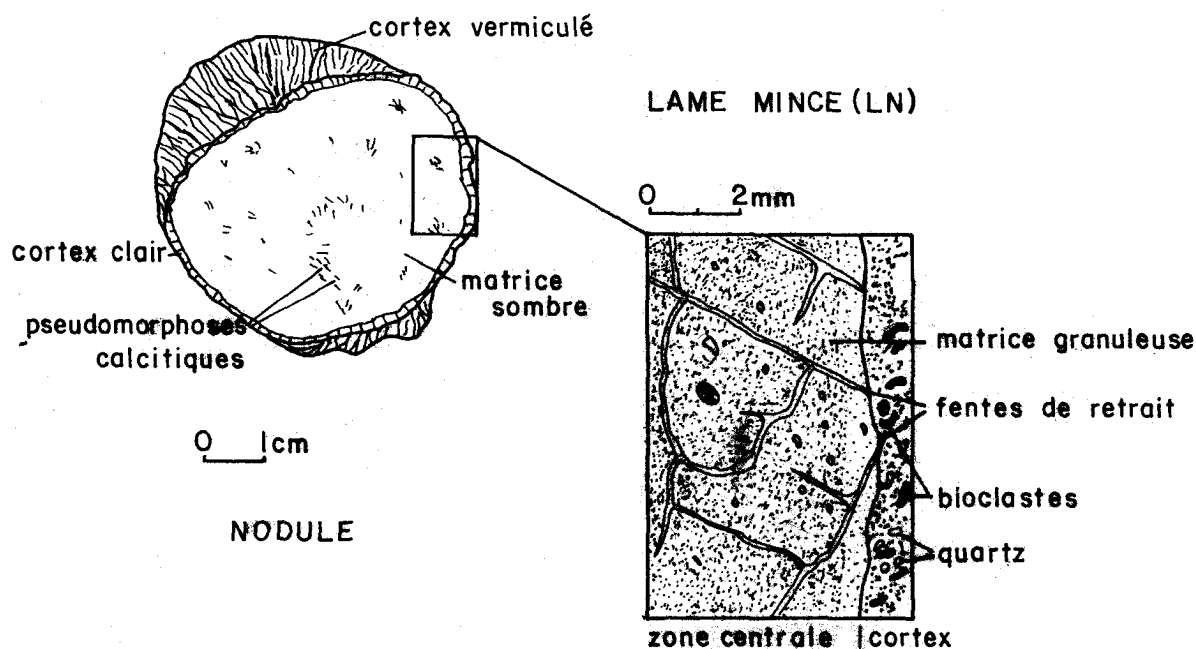


Fig. 5. - Macro et microscopie d'un nodule phosphaté.

des sables coquilliers dans un des deux compartiments qui constituent ce petit bassin.

L'analyse des minéraux lourds tendrait à montrer que les échanges se faisaient librement avec le bassin de Grand-Lieu au cours des premiers dépôts, mais moins librement au cours de la sédimentation azoïque. La poursuite des mouvements pendant le Quaternaire a ainsi contribué à un rajeunissement du relief, se traduisant par la surrection des bandes d'amphibolites et d'orthogneiss situé au nord du bassin. Ce même phénomène est connu en plusieurs autres points du Massif armoricain, le long des grands accidents tardi-hercyniens de direction N, NW-S, SE :

- au sud : rejeu de la faille de Chantonay (Wyns, 1980) ;
- à l'est : surrection du Sillon de Bretagne (Barrois, 1931 ; Sellier, 1985),
- au nord et à l'ouest, rejeu des failles de Saint-Père-en-Retz et de Machecoul (Ters, 1982).

6. Conclusion

La forme, la structure et les dimensions du gisement redonien de la Marnière ont été précisées par les profils et mesures géophysiques. Il s'agit d'un bassin basculé, limité au nord-est par une faille normale ; il est allongé sur 300 m environ suivant la direction sud-armoricaine et large de 130 m au maximum. L'épaisseur des dépôts ne dépasserait pas 10 m. Deux compartiments de super-

ficie restreinte (de l'ordre de l'hectare) semblent constituer ce bassin.

Deux séquences sédimentaires marines ont pu être identifiées : la **première, très fossilifère**, reconnue seulement dans le compartiment nord-ouest, constituée de sables coquilliers, se termine par des argiles déposées en milieu confiné ; elles sont surmontées par un mince niveau riche en lithoclastes et en nodules d'apatites provenant d'une fixation de phosphore sur des « vases ».

La **seconde, azoïque**, présente dans l'ensemble du bassin, se termine par un dépôt plus argileux où les apports éoliens, nombreux, indiquent une évolution vers la continentalisation.

La conservation des sédiments serait donc le résultat d'un rejeu plio-quaternaire des cassures parallèles à l'occident tardi-hercynien « Sainte-Pazanne - Les Essarts ». Il a conduit au Pliocène (Redonien récent) à la formation du bassin d'effondrement de la Marnière, et se poursuit, au Quaternaire, par une surrection progressive du Complexe des Essarts.

Références bibliographiques

- ANTHONIOZ P.M., BRILLANCEAU A. (1969). - Introduction à la géologie de la région de Bois-de-Céné (Vendée) : un nouveau jalon du métamorphisme de haute pression dans le Massif Armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 269, série D, pp. 1050-1052.
- BARROIS Ch. (1931). - Le Sillon de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 55, pp. 147-156.

- DUPIS A., CARNEZ J.L. (1976). - Application d'une méthode magnéto-tellurique à la reconnaissance des sites. *Bull. liaison Lab. Ponts et Chaussées*, **84**, pp. 61-68.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1967). - Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 14, 319 p., 1970.
- GODARD G. (1981). - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif armoricain, France). Thèse 3^e cycle, Nantes, 153 p.
- GROS Y., LIMASSET O. (1984). - La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM SGR/PAL, pp. 84-27.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969). - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. *Mém. BRGM*, n° 71, 171 p.
- LAGABRIELLE R., CHEVASSU G., LARGILLIER J.F. (1983). - La magnéto-tellurique artificielle pour les projets à très faible profondeur. *Bull. Ass. int. géol. Ing.*, 26-27, pp. 265-271.
- LAURIAT-RAGE A., BREBION Ph., BUGE E., CHAIX Ch., CHEVALIER M., MARGEREL J.P., PAJAUD D., POUIT D., VIAUD J.M. (1989). - Étude biostratigraphique du gisement redonien de la Marnière (La Limouzinière, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1-2, 1989.
- LE RIBAUT (1972). - L'exoscopie. Méthodes et applications. *Note et Mém. Total*, n° 12, Cie française des Pétroles, Paris, 232 p.
- LOUAIL J. (1981). - La transgression crétacée au sud du Massif Armoricain. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. Thèse d'État, Université de Rennes, 488 p.
- MAC NEILL J.D. (1980). - Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction members, Technical Note TN-6, Geonics Ltd, Mississauga, Canada, 15 p.
- PRONE A. (1980). - Les quartz de la Provence occidentale. Étude morphoscopiques et endoscopiques. Thèse d'État, Université de Provence, 2 vol., 446 p.
- SELLIER D. (1985). - Les versants du Pays Nantais. Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, Nantes, 506 p.
- SLANSKY M. (1980). - Géologie des phosphates sédimentaires. *Mém. BRGM Fr.*, n° 114, 92 p.
- TERS M. (1970). - Notice de la carte géologique à 1/80 000 de Nantes-Ile du Pilier.
- TERS M. (1972). - Notice de la carte géologique à 1/80 000 de Palluau.
- TERS M. (1979). - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen : stratigraphie et structure. *Bull. BRGM Fr.*, (2), I, 4, pp. 293-301.
- TERS M. (1982). - Notice de la carte géologique à 1/50 000 de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu.
- TERS M., BREBION Ph., BUGE E., CHEVALIER J.P., LAURIAT A., MARGEREL J.P. (1970). - Le Redonien dans la région de Palluau (Vendée). *Bull. BRGM Fr.*, (2), I, n° 2, pp. 1-26.
- VASSEUR G. (1881). - Terrains tertiaires de la France Occidentale. Masson éd., Paris, pp. 1-432.
- WYNS R. (1980). - Contribution à l'étude géologique du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay (85). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 134 p.

PLANCHE I

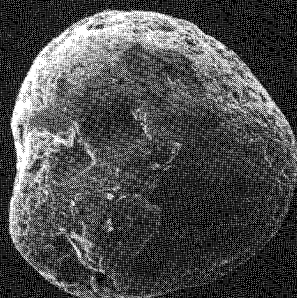
Exoscopie de grains de quartz

SÉQUENCE SUPÉRIEURE

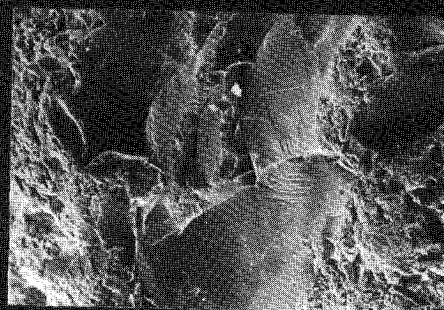
Photo 1 : Grain rond-mat fortement « martelé » ; Photo 2 : Détail de la surface d'un grain rond-mat ; elle est marquée par des chocs profonds (cupules) repris par des chocs moins amples ; la dissolution y est restreinte.

SÉQUENCE INFÉRIEURE

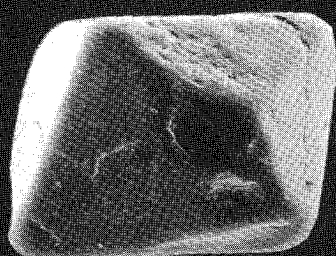
Photo 3 : Quartz bipyramidé aux arêtes émoussées ; sur les faces les traces de chocs sont polies ; Photo 4 : Détail d'un grain émoussé-luisant ; les arêtes sont propres ; les traces de chocs anciens et profonds sont fortement polies ; la dissolution est limitée aux dépressions ; Photo 5 : Belles figures de broutage intertidal de haute énergie repris par la dissolution (infratidal) ; noter que la surface est ici couverte de dépôts siliceux (altération récente) ; Photo 6 : Coulées de silice en bordure d'une arête ; Photo 7 : Grain émoussé où les marques profondes de chocs anciens sont polies ; dans les zones protégées, on remarque la présence de néogenèses siliceuses formant un réseau « stylolithique » directement associé à des figures de dissolution ; Photo 8 : Dans les dépressions de certains grains, la silice globuleuse est encore présente (milieu intertidal) ; on y observe des fleurs de silice d'origine pédogénétique.



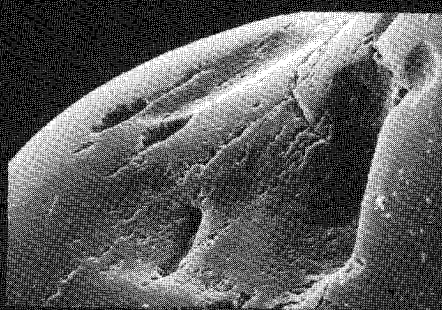
1 100 μm



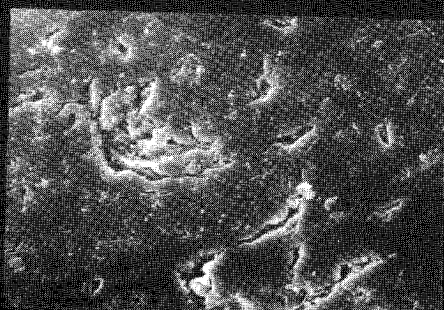
2 50 μm



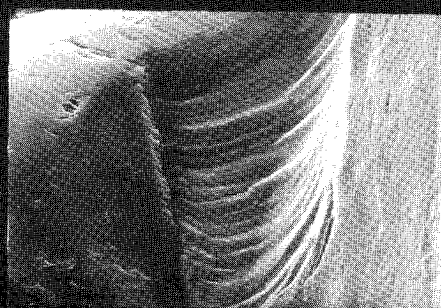
3 100 μm



4 10 μm



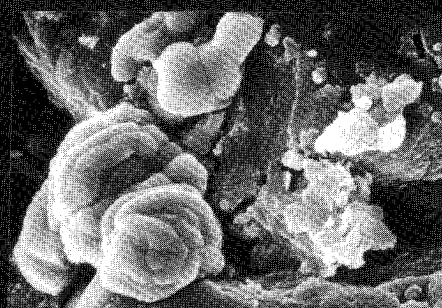
5 10 μm



6 10 μm



7 50 μm



8 1 μm