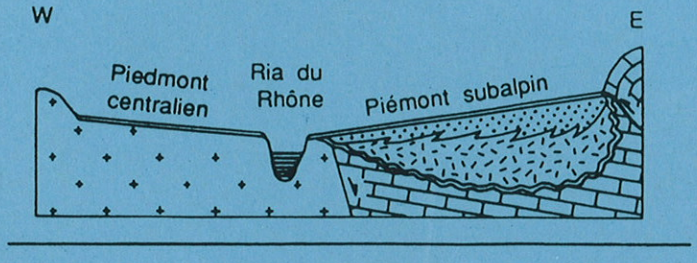
Unité de Recherche Associée (U.R.A.) n° 903 - C.N.R.S.
"Karsts et géosystèmes karstiques dans les domaines méditerranéen et alpin"

D'ANTHROPOLOGIE
PRÉHISTOIRE - LABO
A245

TRAVAUX 1990

n° XIX



Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné

par G. CLAUZON

avec la collaboration de :

J.-P. AGUILAR ; J.-J. DELANNOY ; J.-L. GUENDON ; C. KLEIN ;
P. MANDIER ; J. MICHAUX ; J.-L. RUBINO ; J. VAUDOUR.

Micro édition : F. DEGAUGUE.

UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE II

U.R.A. 903 C.N.R.S.

29, Avenue R. Schuman
13621 AIX-EN-PROVENCE

Cas
254

Unité de Recherche Associée (U.R.A.) n° 903 - C.N.R.S.
"Karsts et géosystèmes karstiques dans les domaines méditerranéen et alpin"

TRAVAUX 1990

n° XIX

Livret-guide de l'excursion préforum du 3ème FORUM NATIONAL de GEOMORPHOLOGIE Aix-en-Provence (26-27 Septembre)

Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné

(Valence-Vienne-Voreppe, 24/25 Septembre 1990)

par **G. CLAUZON**
(U.R.A. 903 CNRS)

avec la collaboration de :

- **J-P Aguilar** UA 327 CNRS, Université de Montpellier II,
- **J-J Delannoy** URA 903 CNRS et Université de Grenoble I,
- **J-L Guendon** URA 903 CNRS, Université Aix-Marseille II,
- **C. Klein** Université de Paris IV,
- **P. Mandier** Laboratoire de géomorphologie rhodanienne, Université de Lyon II,
- **J. Michaux** Laboratoire de Paléontologie EPHE et UA 327 CNRS, Université de Montpellier II,
- **J-L Rubino** TOTAL-C.F.P., Laboratoires Beauplan, Saint-Rémy les Chevreuses, 78470,
- **J. Vaudour** URA 903 CNRS, Université Aix-Marseille II.

Micro-édition : F. Degaugue

Responsable de la publication : J. VAUDOUR

U.R.A 903 C.N.R.S
29, Avenue R. Schuman
13621 Aix-en-Provence
Tél. 42.59 99.30 (poste 529) et 42.59.29 00 (poste 26)

ISSN 0769 - 1750
Dépôt légal : 3ème trimestre 1990

INTRODUCTION

Le piémont subalpin dauphinois a une forme triangulaire, approximativement isocèle, dont l'apex se situe dans la cluse de l'Isère (synclinal de la Monta) et dont la base, côté ouest, est adossée au Massif Central. La largeur dépliée de cet appareil est de l'ordre de 90 km (entre Saint-Rambert d'Albon et Grenoble) et son développement méridien d'environ 150 km entre Bourg-en-Bresse au Nord et la rivière Drôme au Sud. Il couvre une superficie estimée à 5000 km2, très supérieure à celle de Valensole (1500 km2).

Ce piémont fait partie de la ceinture molassique qui jalonne l'avant-pays de l'arc des Alpes Occidentales sur près de 1000 km entre Vienne (Autriche) et Gênes. Cette ceinture, toutefois, est loin d'être continue : alors qu'au front des Alpes Orientales (de Vienne à Genève) se développe un piémont d'un seul tenant, largement dimensionné (700 x 100 km) superposé à une avant-fosse profonde, les Alpes Occidentales franco-italiennes n'ont produit que des piémonts fragmentaires (ceux du Dauphiné, de Nyons-Valréas, de Valensole) parfois même embryonnaires (celui du Var). Cette extension géographique restreinte va de paire avec une moindre accumulation détritique : alors que la molasse suisse enregistre plus de 5000 m d'épaisseur (Mugnier et Ménard, 1986 ; Homewood *et al.*, 1986), l'accumulation n'est que de 1000 m en Dauphiné et 800 m dans le bassin de Valréas ; dans le bassin de Valensole, elle peut toutefois dépasser 2000 m (Rubino *et al.*, 1990). Les raisons de cette disparité sont d'ordre géophysique : la flexuration lithosphérique de l'avant-pays dauphinois est plus tardive et moins prononcée qu'elle n'est en Suisse (Homewood, 1986 ; Mugnier et Ménard, 1986 ; Homewood *et al.*, 1986).

Structuralement, le piémont dauphinois est impliqué, en domaine proximal, dans les écailles chevauchantes du Front subalpin et, plus au N-NW, dans les chevauchements aveugles du Jura. Du côté opposé, vers l'Ouest, il se termine sur la retombée du Massif Central qu'il recouvre en on lap. Latéralement enfin, il est séparé de la molasse suisse par le faisceau de plis méridionaux du croissant jurassien tandis qu'au Sud le seuil de Marsanne-Montélimar l'isole du bassin de Nyons-Valréas. Dans ce secteur méridional, on remarquera la très grande proximité du Front subalpin du Vercors et du socle hercynien centralien. Au droit de Valence, elle est de 20 km.

Du point de vue morphologique, le périmètre traversé offre un intéressant couplage de deux pie(d)monts convergents mais de nature opposée : du côté est, il s'agit d'un piémont construit (le piémont sédimentaire subalpin) et du côté ouest il s'agit au contraire d'un piedmont d'érosion, façonné dans le socle hercynien. Ce dernier est désigné dans la littérature sous les noms de piedmont centralien (Baulig, 1928) ou piedmont rhodanien (Pelletier, 1953). Ces deux plans qui se recoupent dessinent un dièdre (Baulig, 1928 ; Mandier, 1969, 1988 ; Clauzon, 1973, 1982 ; Klein et Désiré-Marchand, 1988, 1990) qui - dès le retrait de la mer périalpine - a déterminé l'implantation de la vallée du Rhône dans son tracé actuel. Un tel dispositif est d'ailleurs assez fréquent en bordure des orogènes puisqu'on le retrouve aussi bien le long du Danube (entre le piémont bavarois et les Monts de Bohême) (Klein et Désiré-Marchand, 1990) que le long du Guadalquivir (entre le piémont néogène subétique et la Sierra Morena).

La complexité du secteur dauphinois tient au fait qu'elle superpose à ce schéma classique une évolution néogène polyphasée dans la mesure où l'événement messinien (Ryan, Hsü *et al.*, 1973 ; Hsü, Montadert *et al.*, 1978) est venu interrompre le fonctionnement du système en provoquant le démantèlement du piémont miocène, lequel sera d'ailleurs restauré au cours du Pliocène, consécutivement à la remise en charge du bassin méditerranéen (Clauzon, 1973, 1979, 1981, 1982, 1988, 1989). Le décryptage de cette évolution portant sur près de 20 Ma a servi de fil conducteur à l'excursion. Pour des raisons évidentes d'investigation des enregistrements sédimentaires, l'itinéraire accuse une dissymétrie prononcée au profit du piémont subalpin. La première journée (cheminement méridien de Valence à Vienne) sera consacrée prioritairement aux jeux et aux contraintes des niveaux de base successifs quelles qu'aient été les clauses de leurs variations. La seconde se préoccupera davantage (à la faveur d'une trajectoire W-E Vienne-Voreppe) des processus proximaux et du jeu de la tectonique.

I.- Evolution paléogéographique néogène de l'avant-pays dauphinois

Réduite à l'essentiel, l'évolution paléogéographique néogène (entre - 20,3 et - 2 Ma) de ce domaine se ramène à 2 cycles sédimentaires élaborés dans 2 bassins à configurations radicalement différentes (fig. 1) :

- un long cycle miocène sédimenté dans le vaste bassin périalpin;
- un bref cycle pliocène déposé dans l'étroite ria rhodanienne.

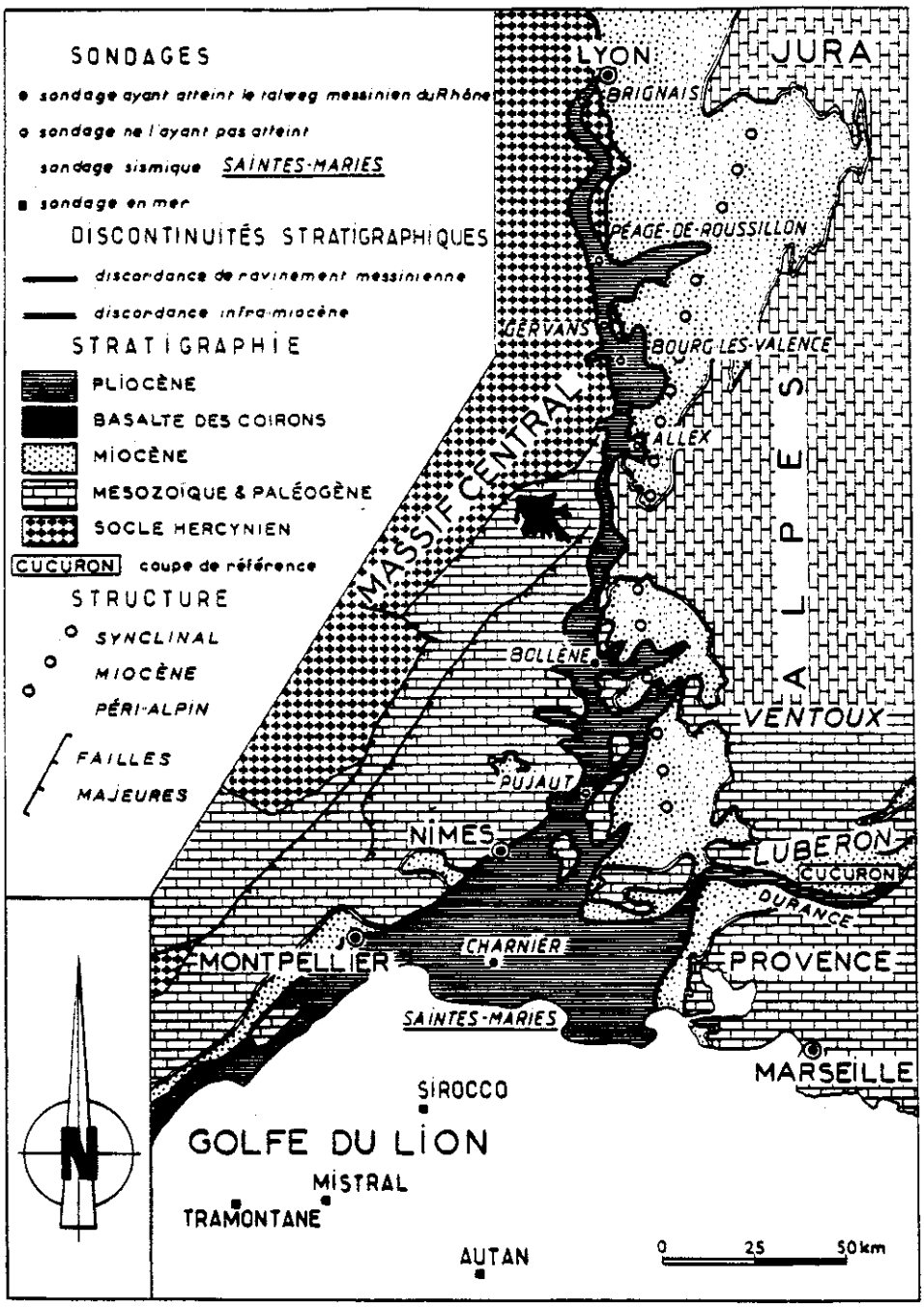


Fig. 1.- Dissociation géographique et oppositions physiographiques des bassins miocène et pliocène de l'avant-pays dauphinois (d'après Clauzon, 1982).

On sait, depuis la croisière du Glomar Challenger en Méditerranée (Ryan, Hsü *et al.* 1973), qu'entre ces deux cycles - et à l'origine du second -, est intervenu le creusement messinien (improprement désigné "surface d'érosion messinienne") (Cita et Ryan, 1978), occasionné par l'eustatisme endoréique méditerranéen, synchrone de la crise de salinité. Cet

effondrement eustatique est à l'origine de la configuration en ria du bassin pliocène rhodanien (Clauzon, 1973, 1975, 1981, 1982, 1989 ; Clauzon *et al.*, 1989).

A l'encontre de ses prédécesseurs (Lory, 1860, 1863) et à l'encontre de ses contemporains (Falsan, 1880) qui ne les distinguaient pas, c'est à Fontannes que revient le mérite d'avoir identifié ces deux cycles (Fontannes, 1882) et d'avoir individualisé et cartographié la ria pliocène (qu'il désignait sous le terme de "fjord") au nord de Bollène. Ultérieurement le surcreusement généralisé du Rhône miocène par rapport à son talweg actuel fut mis en évidence par Baulig qui eut également l'intuition de l'ampleur inhabituelle (estimée par lui à 500 m au droit du littoral) de l'abaissement eustatique générateur du phénomène (Baulig, 1928).

1.- Le cycle miocène dans le cadre du bassin péri-alpin

Ce long cycle, d'une durée (mesurée dans le bassin de Valréas (Rubino *et al.*, 1990)) proche de 15 Ma (de - 20,3 à - 5,6 Ma), remblaie le bassin périalpin considéré comme un bassin d'avant-pays (Gillcrist *et al.*, 1987 ; Rubino *et al.*, 1990). Son évolution paléogéographique (Depéret, 1893 ; Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Latreille et Demarcq, 1971 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) s'opère en deux temps (fig. 2).

- Initialement (au Burdigalien supérieur/Langhien), s'individualise un premier sillon péri-alpin. Il est étroit (même si l'on tient compte du raccourcissement tectonique ultérieur) et relativement profond (Rubino *et al.*, 1990). Quant à son implantation géographique elle est très orientale puisqu'il recouvre le Vercors et la Grande-Chartreuse. Les grades datations pratiquées au mur (Wallez *et al.*, 1985 ; Demarcq et *al*, 1989a ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) permettent d'assigner à cette première transgression en Bas-Dauphiné, un âge voisin de - 17,5 Ma.

- Dans un deuxième temps (au cours du Serravallien), le bassin s'élargit considérablement grâce à une seconde "transgression" qui lui permet d'atteindre : à l'Ouest, le Massif Central et, au Nord, la région de Lons-le-Saulnier.

- Dans un troisième temps enfin (entre -12 et - 10 Ma), le bassin se continentalise selon un double gradient : E-W et N-S. Vers - 6/- 7 Ma, le paléo-Rhône assure le drainage du bassin périalpin intégralement exondé.

2. - L'incision messinienne

L'aggradation continentale qui avait fait suite à l'émersion est brutalement interrompue par l'effondrement (estimé entre 1600 et 1900 m) (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982 ; Rehault *et al.*, 1984) du niveau de base endoréique méditerranéen. La vague d'érosion régressive enregistrée par le Rhône messinien incise le socle centralien, au droit de Péage-de-Roussillon (sondage Rhodiaceta) sur une profondeur supérieure à 450 m (Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1982 ; Mandier, 1988 ; Aguilar *et al.*, 1989) **ce qui place le talweg messinien du fleuve vers - 110 NGF.**

3. - Le cycle pliocène dans le cadre de la ria rhodanienne

Chronologiquement,le cycle pliocène est un cycle court (il s'étend de - 5 à - 2 Ma) ; géographiquement, il se développe dans un bassin à physiographie inusitée : celle d'une ria longiligne (400 km des plaines abyssales à la Bresse), profonde (1300 m au droit du littoral actuel), étroite (quelques kilomètres de large dans ses différentes sections épigéniques) (Clauzon, 1973, 1979, 1982, 1988a, 1988b, 1989 ; Mandier, 1988 ; Aguilar *et al.*, 1989 ; Clauzon, Suc *et al.*, 1990) (fig.1 et 3).

Dans son déroulement, le cycle pliocène paraît répéter, en accéléré, le cycle miocène : comme lui il débute par des faciès marins qui font place précocement à des faciès continentaux détritiques ; comme lui, il enregistre une brutale interruption d'aggradation de ces conglomérats - le début de l'incision quaternaire est la réplique, pour le cycle pliocène, du début de l'incision messinienne pour le cycle miocène.

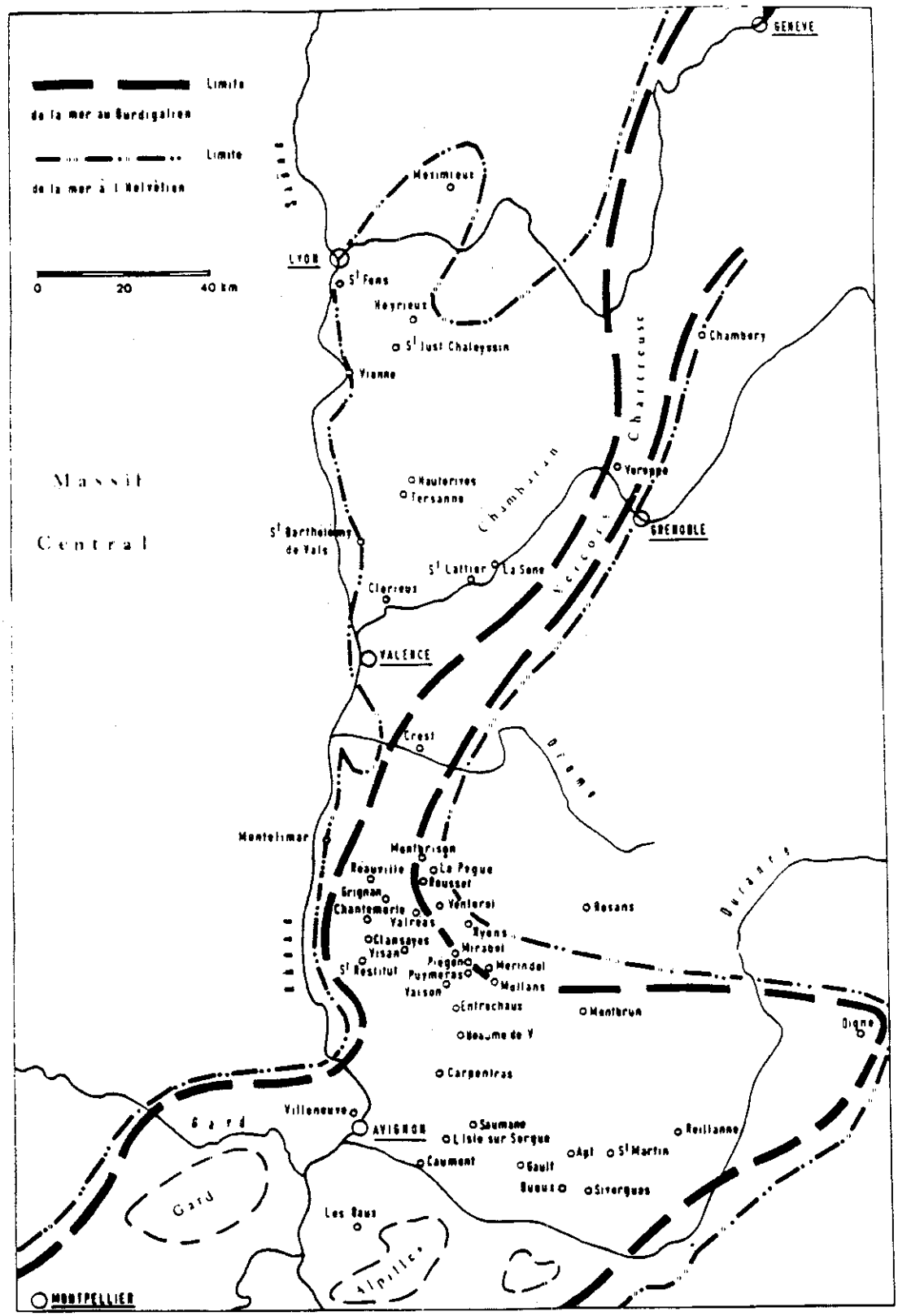


Fig. 2.- "Transgression" vers le Nord-Ouest du bassin périalpin au cours du Miocène moyen (d'après Latreille et Demarcq, 1971).

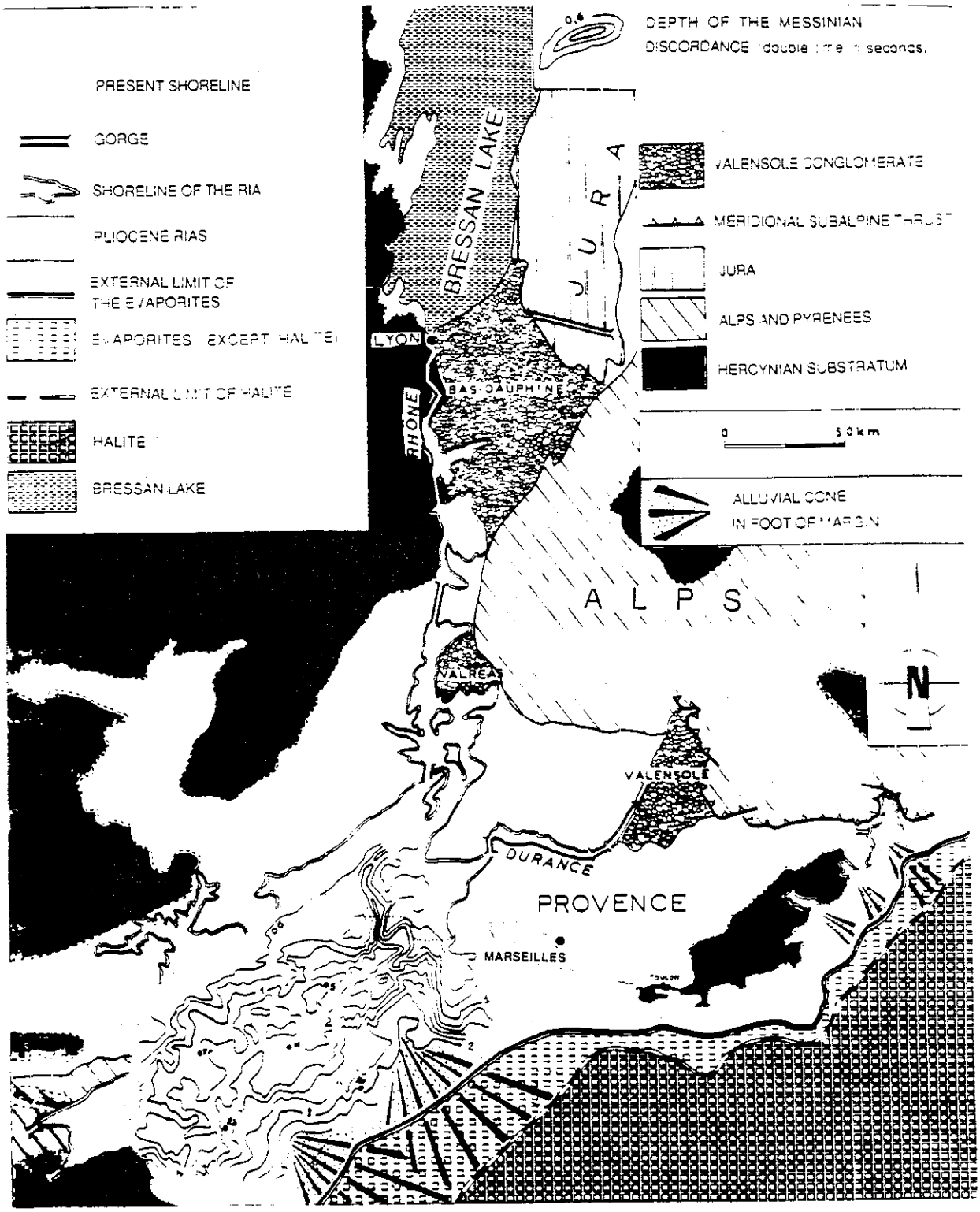


Fig. 3.- Carte paléogéographique du Midi méditerranéen français et de sa marge au Messino-Zancléen (d'après Clauzon et *al.*, 1990).

4. - Les stades morphologiques de l'évolution paléogéographique néogène

Au cours de ces 18 Ma d'évolution paléogéographique (- 20,3 à - 2 Ma), 9 séquences morphologiques se succèdent :

- au tout début, avant même l'individualisation du sillon périalpin (vers -18 / -20 Ma), un vaste aplanissement (hérité des grands aplanissements paléogènes) (Mandier, 1988 ; Klein et Désiré-Marchand, 1988) incliné vers l'Est, tronque le socle centralien et sa couverture (paléogène et mésozoïque) dauphinoise ; cette paléotopographie, aujourd'hui enfouie, constitue le mur de la série néogène dauphinoise ;
- au Burdigalien supérieur (vers 17,5 Ma) (Rubino *et al.*, 1990), la mer périalpine transgresse la gouttière que dessine l'avant-pays en réponse à la surrection des premiers reliefs alpins qu'attestent par ailleurs les dépôts conglomératiques précoces du synclinal de la Monta (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Perriaux *et al.*, 1984) ;
- au Miocène moyen (Serravallien), le bassin migre vers l'Ouest en même temps qu'il se déforme à l'Est et que la bordure centralienne s'exhausse par un rejeu de failles ;
- entre - 12 et -10,5 Ma, d'Est en Ouest et du Nord au Sud, le bassin périalpin émerge dans son intégralité. Simultanément à cette "régression" débute l'accrétion continentale du piémont subalpin et sa progradation vers l'Ouest ;
- tardivement (vers -7 / -6 Ma) cette progradation amène le piémont subalpin à déborder vers l'Ouest les limites de l'ancien bassin : le piémont sédimentaire subalpin progade alors le piedmont centralien ;
- l'effondrement du niveau de base endoréique méditerranéen, lors de la crise de salinité messinienne, substitue à cette surface construite une topographie de ravinement (la "surface d'érosion messinienne" des auteurs) axée sur l'incision du canyon épigénique du Rhône (fig. 3) ;
- à l'extrême base du Pliocène (-5 Ma), la remise en eau brutale du bassin méditerranéen transforme le canyon rhodanien et ses tributaires en une ria ramifiée ;
- au cours du Zancléen (vers - 4 Ma), cette ria longue et profonde est colmatée sur toute son étendue ;
- ce colmatage est relayé/entretenu par l'accrétion continentale qui va aussitôt reconstituer un second piémont subalpin, emboîté dans le premier piémont miocène ;
- cette évolution prend fin avec le début du creusement quaternaire qui transforme l'ultime surface d'accrétion pliocène en paléotopographie fossile selon le même processus intervenu lors du creusement messinien aux détriments du premier piémont subalpin.

Il reste à fournir les fondements chronologiques de cette évolution paléogéographique : c'est l'objet même du chapitre stratigraphie.

II.- Stratigraphie néogène de l'avant-pays dauphinois

1/ Stratigraphie séquentielle

Dans l'optique de la stratigraphie séquentielle, (Vail and Hardenbol, 1979 ; Vail and Mitchum, 1979 ; Vail *et al.*, 1987) les 9 épisodes paléogéographiques qui viennent d'être évoqués se lisent sous forme de discontinuités qui ponctuent l'enregistrement sédimentaire de cette série. Il s'agit aussi bien de discontinuités externes (au mur et au toit de la séquence) que de discontinuités internes (transition marin/continental). Selon les modalités et les vitesses de mise en place du matériel (tant au niveau de la submersion initiale "flooding" que de l'interruption finale "erosional surface"), ces discontinuités, à l'échelle géologique, peuvent être regardées soit comme isochrones soit comme diachrones. Dans la première éventualité, un gisement fossilifère positionné à proximité stratigraphique de la discontinuité suffit à lui conférer un âge. C'est le cas, en Roussillon, avec la faune du Serrat d'en Vacquer, pour le toit de la série pliocène (Clauzon *et al.*, 1987a ; Clauzon *et al.*, 1989). Dans la deuxième éventualité, deux gisements sont nécessaires pour mesurer l'extension du diachronisme. C'est le cas illustré, pour la démonstration du diachronisme du mur de la série de Valensole avec les gisements de Pré-Foran et de Pertuis (Clauzon *et al.*, 1987b ; Clauzon et *al.*, 1989).

Le schéma stratigraphique global repose donc sur l'agencement de ces discontinuités dans le temps aussi bien que dans l'espace. Quant au support chronologique, il est fourni par les

4. - Les stades morphologiques de l'évolution paléogéographique néogène

Au cours de ces 18 Ma d'évolution paléogéographique (- 20,3 à - 2 Ma), 9 séquences morphologiques se succèdent :

- au tout début, avant même l'individualisation du sillon périalpin (vers -18 / -20 Ma), un vaste aplanissement (hérité des grands aplanissements paléogènes) (Mandier, 1988 ; Klein et Désiré-Marchand, 1988) incliné vers l'Est, tronque le socle centralien et sa couverture (paléogène et mésozoïque) dauphinoise ; cette paléotopographie, aujourd'hui enfouie, constitue le mur de la série néogène dauphinoise ;
- au Burdigalien supérieur (vers 17,5 Ma) (Rubino *et al.*, 1990), la mer périalpine transgresse la gouttière que dessine l'avant-pays en réponse à la surrection des premiers reliefs alpins qu'attestent par ailleurs les dépôts conglomératiques précoces du synclinal de la Monta (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Perriaux *et al.*, 1984) ;
- au Miocène moyen (Serravallien), le bassin migre vers l'Ouest en même temps qu'il se déforme à l'Est et que la bordure centralienne s'exhausse par un rejeu de failles ;
- entre - 12 et -10,5 Ma, d'Est en Ouest et du Nord au Sud, le bassin périalpin émerge dans son intégralité. Simultanément à cette "régression" débute l'accrétion continentale du piémont subalpin et sa progradation vers l'Ouest ;
- tardivement (vers -7 / -6 Ma) cette progradation amène le piémont subalpin à déborder vers l'Ouest les limites de l'ancien bassin : le piémont sédimentaire subalpin progade alors le piedmont centralien ;
- l'effondrement du niveau de base endoréique méditerranéen, lors de la crise de salinité messinienne, substitue à cette surface construite une topographie de ravinement (la "surface d'érosion messinienne" des auteurs) axée sur l'incision du canyon épigénique du Rhône (fig. 3) ;
- à l'extrême base du Pliocène (-5 Ma), la remise en eau brutale du bassin méditerranéen transforme le canyon rhodanien et ses tributaires en une ria ramifiée ;
- au cours du Zancléen (vers - 4 Ma), cette ria longue et profonde est colmatée sur toute son étendue ;
- ce colmatage est relayé/entretenu par l'accrétion continentale qui va aussitôt reconstituer un second piémont subalpin, emboîté dans le premier piémont miocène ;
- cette évolution prend fin avec le début du creusement quaternaire qui transforme l'ultime surface d'accrétion pliocène en paléotopographie fossile selon le même processus intervenu lors du creusement messinien aux détriments du premier piémont subalpin.

Il reste à fournir les fondements chronologiques de cette évolution paléogéographique : c'est l'objet même du chapitre stratigraphie.

II.- Stratigraphie néogène de l'avant-pays dauphinois

1/ Stratigraphie séquentielle

Dans l'optique de la stratigraphie séquentielle, (Vail and Hardenbol, 1979 ; Vail and Mitchum, 1979 ; Vail *et al.*, 1987) les 9 épisodes paléogéographiques qui viennent d'être évoqués se lisent sous forme de discontinuités qui ponctuent l'enregistrement sédimentaire de cette série. Il s'agit aussi bien de discontinuités externes (au mur et au toit de la séquence) que de discontinuités internes (transition marin/continental). Selon les modalités et les vitesses de mise en place du matériel (tant au niveau de la submersion initiale "flooding" que de l'interruption finale "erosional surface"), ces discontinuités, à l'échelle géologique, peuvent être regardées soit comme isochrones soit comme diachrones. Dans la première éventualité, un gisement fossilifère positionné à proximité stratigraphique de la discontinuité suffit à lui conférer un âge. C'est le cas, en Roussillon, avec la faune du Serrat d'en Vacquer, pour le toit de la série pliocène (Clauzon *et al.*, 1987a ; Clauzon *et al.*, 1989). Dans la deuxième éventualité, deux gisements sont nécessaires pour mesurer l'extension du diachronisme. C'est le cas illustré, pour la démonstration du diachronisme du mur de la série de Valensole avec les gisements de Pré-Foran et de Pertuis (Clauzon *et al.*, 1987b ; Clauzon et *al.*, 1989).

Le schéma stratigraphique global repose donc sur l'agencement de ces discontinuités dans le temps aussi bien que dans l'espace. Quant au support chronologique, il est fourni par les

pièces paléontologiques livrées par ces séquences (fig.4). Les mammifères et particulièrement les rongeurs y jouent un rôle déterminant (fig. 5), la calibration chronologique étant fournie par les échelles en vigueur, plus particulièrement celle d'Aguilar qui a l'avantage de proposer une conversion chiffrée en âges radiométriques (Aguilar, 1981, 1982 ; Aguilar et Michaux, 1987).

1, a/ Les discontinuités séquentielles externes

Le toit des piémonts subalpins miocène et pliocène constituent d'excellentes limites supérieures de séquences. En effet, l'un comme l'autre correspondent à des substitutions subites (instantanées à l'échelle géologique) de processus puisque, dans les deux cas, une érosion linéaire (messinienne pour l'un, quaternaire pour l'autre) interrompt brutalement une aggradation entretenue depuis plusieurs millions d'années. **Ces deux limites supérieures de séquence seront considérées : dans la morphologie, comme des topographies fossiles et sur un diagramme temps/espace, comme des surfaces isochrones.** Tel est le cas, en l'occurrence, des plateaux de Bonnevaux, Chambaran et de Mantaille.

Les limites inférieures de séquences sont plus complexes puisqu'elles combinent les effets de plusieurs paramètres. Le premier correspond à la physiographie de la surface de submersion qui peut être planaire (surface d'aplanissement) ou ravinante ("surface d'érosion" dans la nouvelle acception de ce terme). Le second est constitué par l'ampleur de la remontée (quelle qu'en soit la cause) du niveau de base marin.

Dans le cas d'une variation brutale du potentiel d'accomodation, soit sur une topographie à forts contrastes physiographiques (cas réalisé lors de la mise en eau du bassin méditerranéen à l'issue de la crise de salinité messinienne), soit sur une topographie peu différenciée (cas réalisé lors de la transgression de la mer périalpine au Burdigalien supérieur), la limite de séquence peut être considérée comme isochrone, dans la limite de résolution biochronologiques des organismes utilisés (Clauzon et Cravate, 1985 ; Clauzon *et al.*, 1987a). Mais, dans la plupart des autres cas, cette limite est diachrone, diachronisme qui va de paire avec un on lap sédimentaire.

Dans ces perspectives, on retiendra le caractère isochrone de l'ingression pliocène dans la ria rhodanienne et également le caractère isochrone de la transgression burdigalienne dans la section Crest-Grenoble (Rubino *et al.*, 1990). A l'inverse, la "transgression" vers l'Ouest de la mer périalpine au Serravallien est sans conteste diachrone.

1, b/ Les discontinuités séquentielles internes

Chacune des deux mégaséquences néogènes (miocène et pliocène) débute par des faciès marins et s'achève par des faciès continentaux. Le passage des premiers au seconds s'exprime conjointement par l'écostratigraphie et par des séquences de faciès réputées "régressives". Une telle transition - qu'elle résulte effectivement d'un mouvement régressif ou qu'elle soit le fait d'une progradation - est par essence diachrone. Le phénomène intervient par deux fois en Dauphiné au cours du Néogène : une première fois à la base du Tortonien et une seconde fois au cours du Zancléen. Dans les deux cas le diachronisme est bien exprimé dans sa durée grâce à la richesse de ces niveaux en gisements fossilifères. (fig. 6).

2/ Biochronostratigraphie de la série néogène du Bas-Dauphiné : données et principes

Les formations marines néogènes dauphinoises sont indigentes en bons marqueurs fossiles : qu'il s'agisse des macro-faunes traditionnellement utilisées (Lory, 1860, 1863 ; Fontannes, 1880, 1882 ; Depéret, 1893 ; Depéret et Haug, 1900 ; Demarcq, 1970 ; Ballesio, 1972) ou qu'il s'agisse des microfaunes (Latreille, 1969 ; Ballesio, 1972 ; Demarcq et Perriaux, 1984 ; Demarcq *et al.*, 1989) voire des nannoflores (Rangheard et *al.*, 1990). L'inventaire des données exploitables se réduit à quelques espèces planctoniques significatives. A Saint-Martin de Bavel (fig. 6), la présence de *Helicosphaera ampliaperta* à la base de la série périalpine (Rangheard *et al.*, 1990) signe l'appartenance de ces marnes à la biozone NN 4 de Martini (Martini, 1971) tandis qu'à l'autre extrémité du bassin (près de Valréas et en position sous-jacente au gisement de rongeurs de Lobrieu) (Mein et Truc, 1966 ; Demarcq *et al.*, 1989b) une association de foraminifères planctoniques (Demarcq *et al.*, 1989a) indique la biozone N 16 de Blow. En position intermédiaire, la présence du genre *Orbulina* dans les sables de Clérieux (Latreille, 1969) exclut pour ces derniers un âge antérieur à 15,5 Ma (Ryan *et al.*, 1974). De

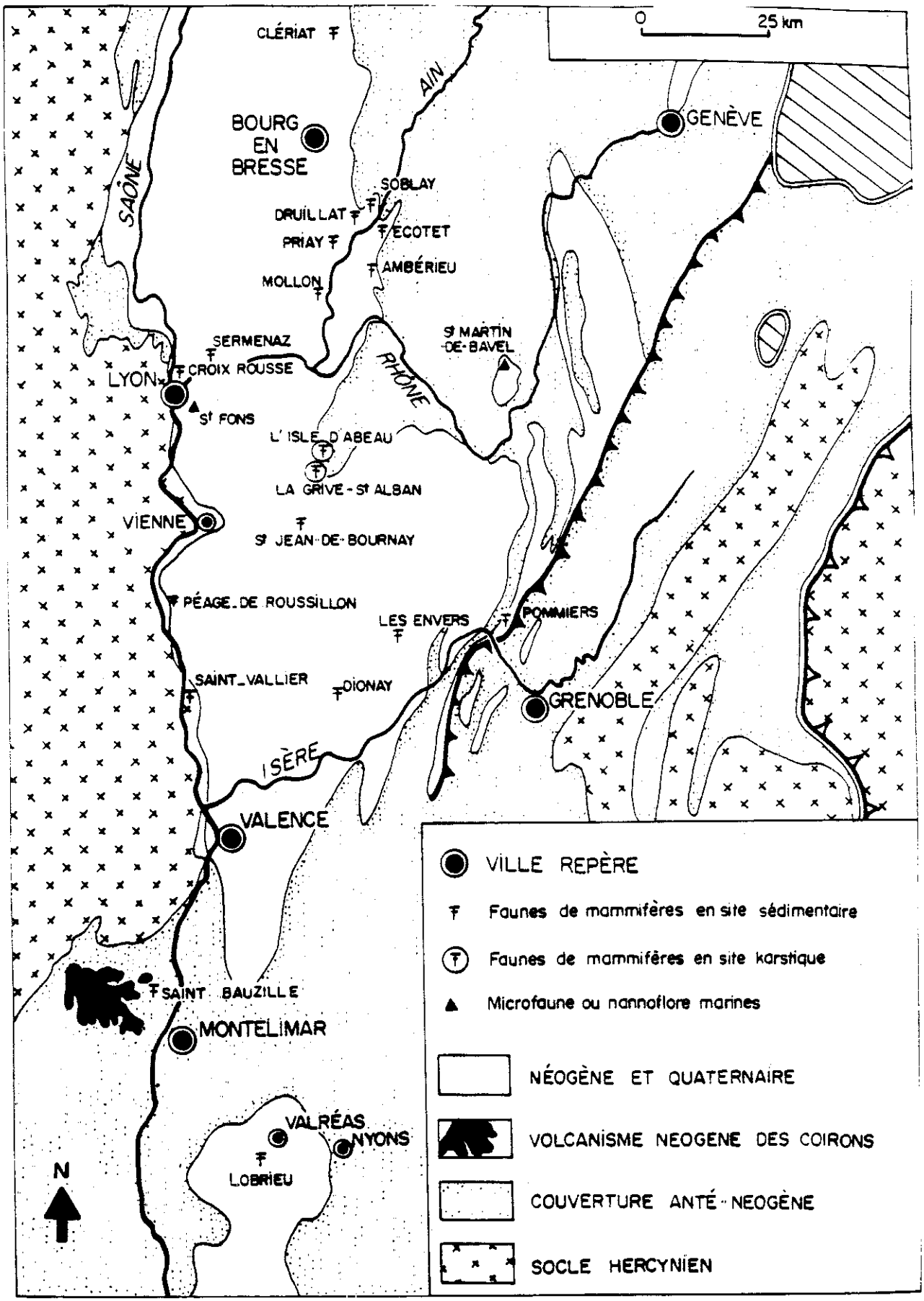


Fig. 4.- Carte des gisements paléontologiques du Bas-Dauphiné.

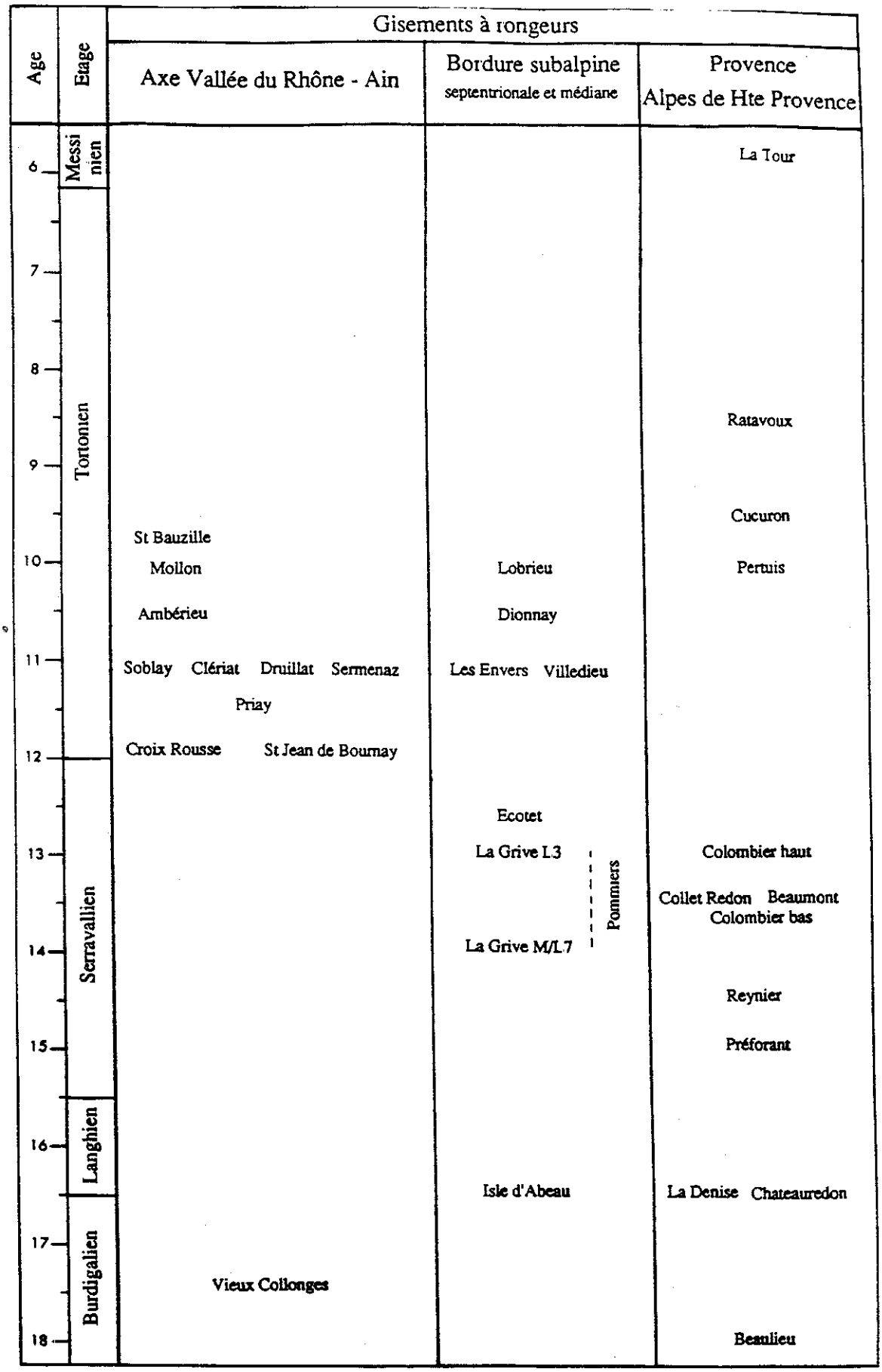


Fig. 5.- Distribution chronologique des faunes de rongeurs du domaine périalpin français.

même la présence de *Globorotalia menardii* dans les sables de Solaise (Latreille, 1969) a pour implication un âge des sables de Saint-Fons (Damarcq, 1971) postérieur au datum (13,7 Ma) de cette espèce (Ryan *et al.*, 1974). On constate cependant que, sauf dans les deux premiers cas évoqués, il ne s'agit que d'une assignation chronologique basale et non d'un encadrement précis au mur et au toit. La précision "au toit" est fournie par les vertébrés.

Dans le périmètre en examen, en effet, les faunes continentales de vertébrés sont abondantes. Certaines sont classiques et connues de longue date : La Croix Rousse, La Grive-Saint Alban, Saint-Jean de Bournay (Depéret, 1887, 1892), Saint-Vallier (Viret, 1954 ; Bourdier, 1961). D'autres sont plus récentes : Lobrieu (Mein et Truc, 1966), Mollon (Mein *et al.*, 1972), Pertuis (Aguilar et Clauzon, 1981), Dionay (Mein, 1984). D'autres enfin : Clériat, Pont de Druillat (Aguilar *et al.*,), Pommiers, Les Envers (Clauzon *et al.*,) demeuraient impubliées à ce jour.

A l'exception des gisements (M, L3, L7) de la Grive-Saint-Alban (Depéret, 1892 ; Viret, 1961 ; Guérin et Mein, 1971 ; Mein, 1984) récoltés dans des fentes karstiques de l'île de Crémieu (Enay, 1980), il s'agit exclusivement de gisements sédimentaires.

Ce sont ces faunes - ou plus généralement ces microfaunes - qui étayent le cadre chronostratigraphique proposé au sein duquel les fossiles marins sont réduits à un rôle d'auxiliaires. Comment une telle subordination est-elle possible ? Cela tient au fait que la série miocène (fig. 6) est superposée à une surface de planation karstique à remplissages fossilifères (sites de La Grive et de l'Isle d'Abeau) (Guérin et Mein, 1971 ; Mein, 1984) et qu'elle est recouverte par une série continentale qui a livré de nombreuses faunes. Un phénomène identique se trouve au toit de la série pliocène dont l'isochronie basale est par ailleurs attestée (Clauzon et Cravatte, 1985 ; Clauzon, 1989).

3/ Chronostratigraphie du remblaiement néogène dauphinois

Ce remblaiement comporte deux séries emboîtées (fig. 6) : à la base, la série miocène développée sur toute la largeur du sillon périalpin et, en son sein, la série pliocène contenue dans l'étroite ria rhodanienne.

3, a/ La série miocène

Ses caractéristiques chronostratigraphiques essentielles sont les suivantes.

- **Sa base est diachrone** (selon une section SE/NW) **à l'intérieur d'une fourchette chronologique comprise entre 3 et 4 Ma.** Cela découle de l'agencement de cette série en biseau transgressif (fig. 6). A la racine près de la base, la présence d'Orbulines dans les sables de Clérieux (Latreille, 1969) qui forment la base des sables de Saint-Donat (Damarcq, 1970) indiquent - au plus vieux - un âge de - 15,5 Ma. A l'autre extrémité du biseau, le gisement de rongeurs d'Ecotet (Mein, 1985, 1990), livré par les derniers niveaux marins, fourni un âge voisin de - 12,5 Ma. Ce diachronisme est d'ailleurs confirmé - au mur - par la microfaune des fentes L3 du gisement de La Grive dont l'âge est proche de - 13 Ma (fig.5) et qui sont recouvertes par des sédiments marins (Depéret et Haug, 1900). Du point de vue sédimentaire enfin, ce diachronisme s'exprime vers l'Ouest et vers le Nord par un on lap prononcé qui sera observé au cours de la première journée d'excursion.

- **Au contraire, son toit est isochrone et synchrone du début de la crise de salinité messinienne** puisqu'il résulte de l'interruption d'aggradation sédimentaire provoquée par le déclenchement du creusement messinien (Clauzon, 1973, 1981, 1982 ; Aguilar et Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1989). On attribue à cet événement un âge radiométrique de - 5,6 Ma (Vai, 1989).

- En son sein, cette mégaséquence miocène présente deux types de faciès : marins à la base, continentaux au sommet. Selon un axe méridien (mais également selon un axe W-E), **cette transition** - qui correspond à la surface d'émersion - **est diachrone.** Sur une distance d'environ 300 km séparant les gisements extrêmes d'Ecotet (Mein, 1985) et de Pertuis (Aguilar et Clauzon, 1982) qui la jalonne, ce diachronisme est de l'ordre de 2 Ma (fig. 6).

Dans l'échelle de Mein (Mein, 1990) - échelle qui ne fait pas l'objet d'une calibration radiométrique - le premier de ces gisements se situe à la base de la biozone MN 9 tandis que le second (équivalent de Lobrieu) est au sommet de la biozone MN 11 : l'intervalle chronologique couvre donc pratiquement deux biozones.

Ce diachronisme d'émersion a également une composante Est-Ouest moins facile à appréhender dans la mesure où la distance transverse est plus réduite et les gisements ali és

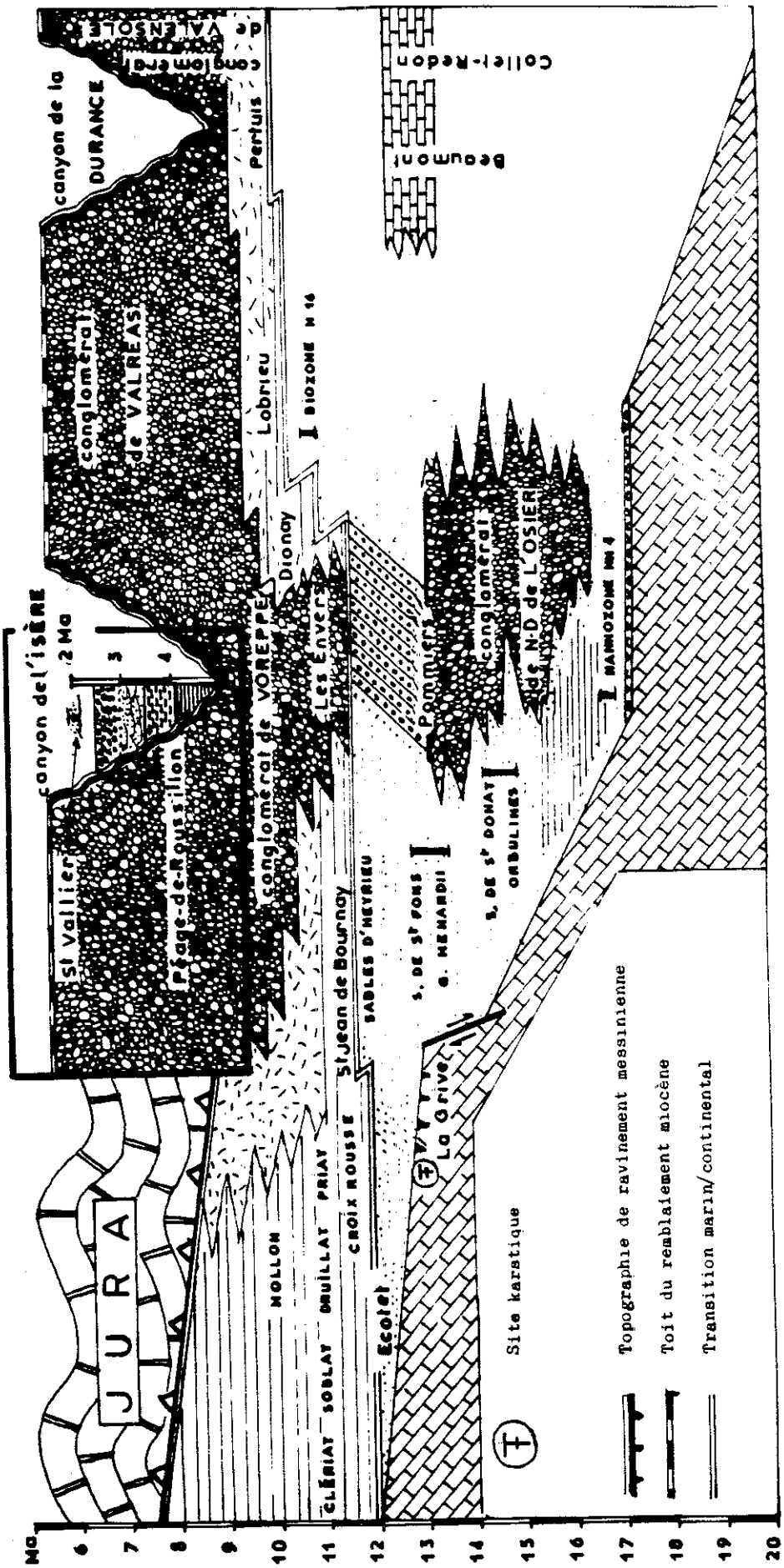


Fig. 6.- Schéma stratigraphique de synthèse du Néogène de l'avant-pays dauphinois.

selon cet direction beaucoup moins nombreux. Tel est le cas néanmoins des gisements de Dionay et des Envers séparés dans l'espace par une quinzaine de kilométres et, dans le temps, par 0,5 Ma.

- Le diachronisme E-W du front conglomératique peut être estimé.

En effet, dans le plus oriental des synclinaux de Grande Chartreuse, celui de La Monta, l'apparition des conglomérats est très précoce, dans une série dont la transgression initiale est de peu antérieure à - 17,5 Ma (Rubino *et al.*, 1990). A l'autre extrémité du sillon périalpin, ce même faciès n'atteint en on lap la retombée orientale du Massif Central que peu de temps avant le début du creusement messinien, *id* vers 7/6 Ma. Il aura donc fallu 10 Ma à ces conglomérats pour prograder sur toute sa largeur le sillon périalpin. Compte tenu des raccourcissements opérés par le jeu de failles inverses et estimés à 10-15 km (Mugnier *et al.*, 1987), on peut estimer la largeur de ce dernier, dans ce secteur à 90 km. En rythme de progradation supposé constant, cela implique une vitesse de l'ordre de 9 m / 1000 ans, vitesse inférieure à celle obtenue pour le Valensole miocène : 16 m / 1000 ans (Clauzon *et al.*, 1987, 1989).

3, b/ La série pliocène

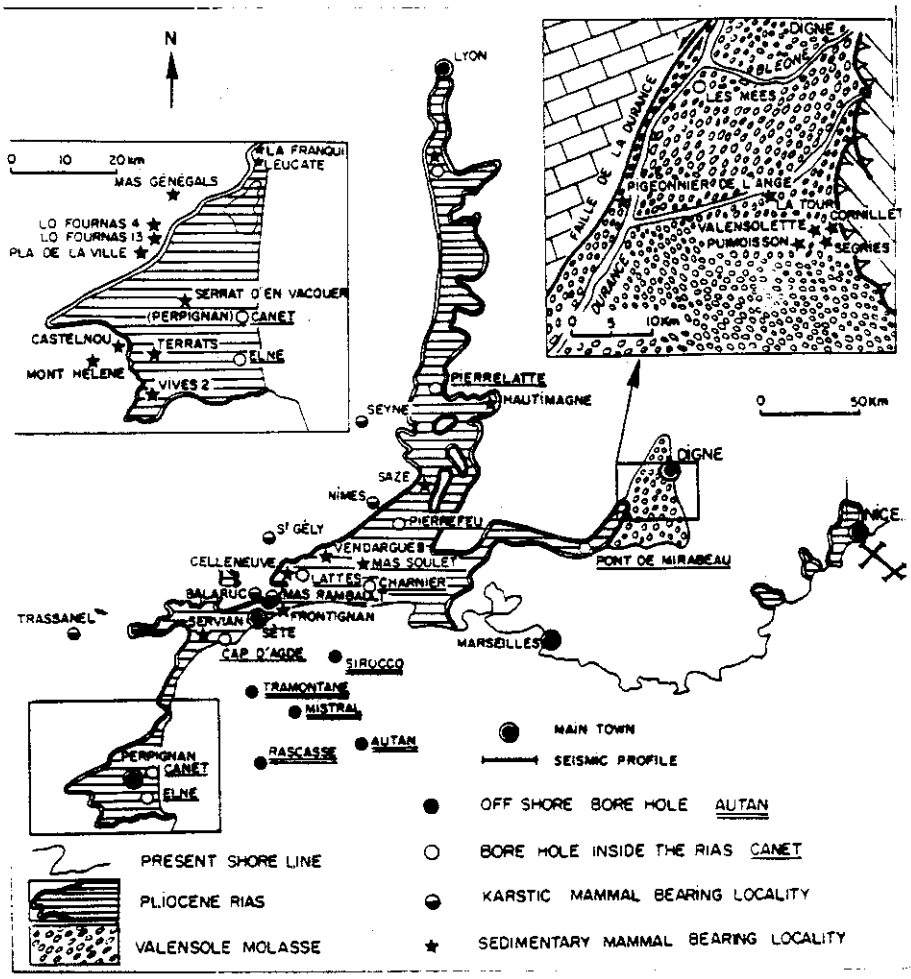


Fig. 7.- Carte des gisements de rongeurs des rias méditerranéennes françaises.

En Bas-Dauphiné, pour calibrer les trois discontinuités de la série pliocène (mur, toit et discontinuité marin/continental), on dispose de 3 âges. Il s'agit, respectivement : de l'âge de l'ingression zancléenne dans les rias méditerranéennes et de l'âge des gisements de mammifères de Péage-de-Roussillon et de Saint-Vallier.

On a pu démontrer (Clauzon et Cravatte, 1985 ; Clauzon *et al.*, 1987a, 1989, 1990) que **la base du revêtement du mur des rias pliocènes était isochrone** et que cette isochronie était celle de la remise en eau du bassin méditerranéen (Hsü *et al.*, 1973), fixée à - 5 Ma (Vai, 1989).

Au toit, cette série est également isochrone pour les mêmes raisons de substitution de processus sédimentaires qu'au Miocène terminal mais sans la même précision quant à l'âge du phénomène. Il est en effet postérieur au gisement de Péage-de-Roussillon qui marque le début de l'accrétion continentale (Aguilar *et al.* 1989) et il est antérieur (mais de combien ?) au

gisement de Saint-Vallier (Viret, 1954 ; Bourdier, 1961 ; Ballesio, 1971 ; Chaline et Michaux, 1974). L'incertitude provient du fait que cette riche faune (calibrée à 2 Ma) a été livrée par un recouvrement de loess durcis, par définition discordants et postérieurs aux cailloutis du toit de la séquence pliocène qui les supporte.

Enfin, en ce qui concerne la **transition marin/continental** (dessinée en coupe transversale sur la figure 6 de manière à exprimer l'emboîtement des deux séries), elle est datée à 4,1 / 4,2 Ma (fig. 7) en moyenne vallée du Rhône grâce au gisement de Péage-de-Roussillon. Considéré à l'échelle de la ria rhodanienne, le diachronisme de cette surface d'émersion est faible puisqu'un bref laps de temps (0,2 Ma) sépare le gisement "amont" de Péage-de-Roussillon de celui "aval" de la Bégude-du-Saze (Michaux, 1971) situés dans des positions stratigraphiques équivalentes. Ce faible diachronisme prouve que le colmatage de la ria s'est réalisé presque simultanément sur toute son étendue ce qui implique des apports considérables des tributaires successifs : Isère, Drôme, Eygues, Durance (Clauzon, 1988).

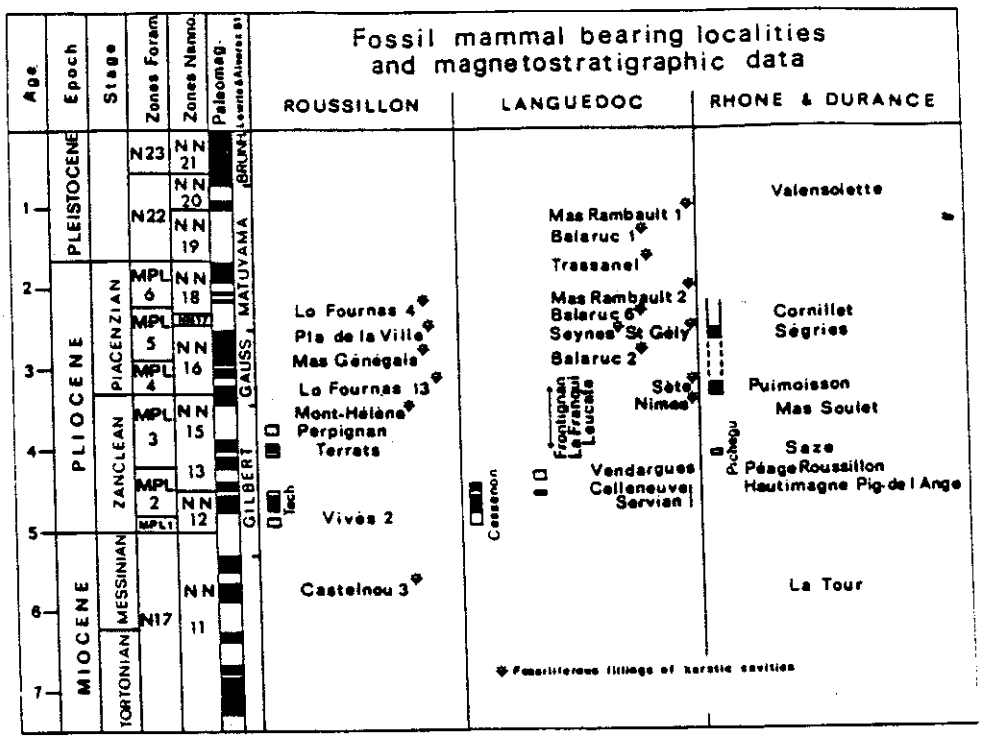


Fig. 8.- Distribution chronostratigraphique des gisements de rongeurs pliocènes du Midi méditerranéen français.

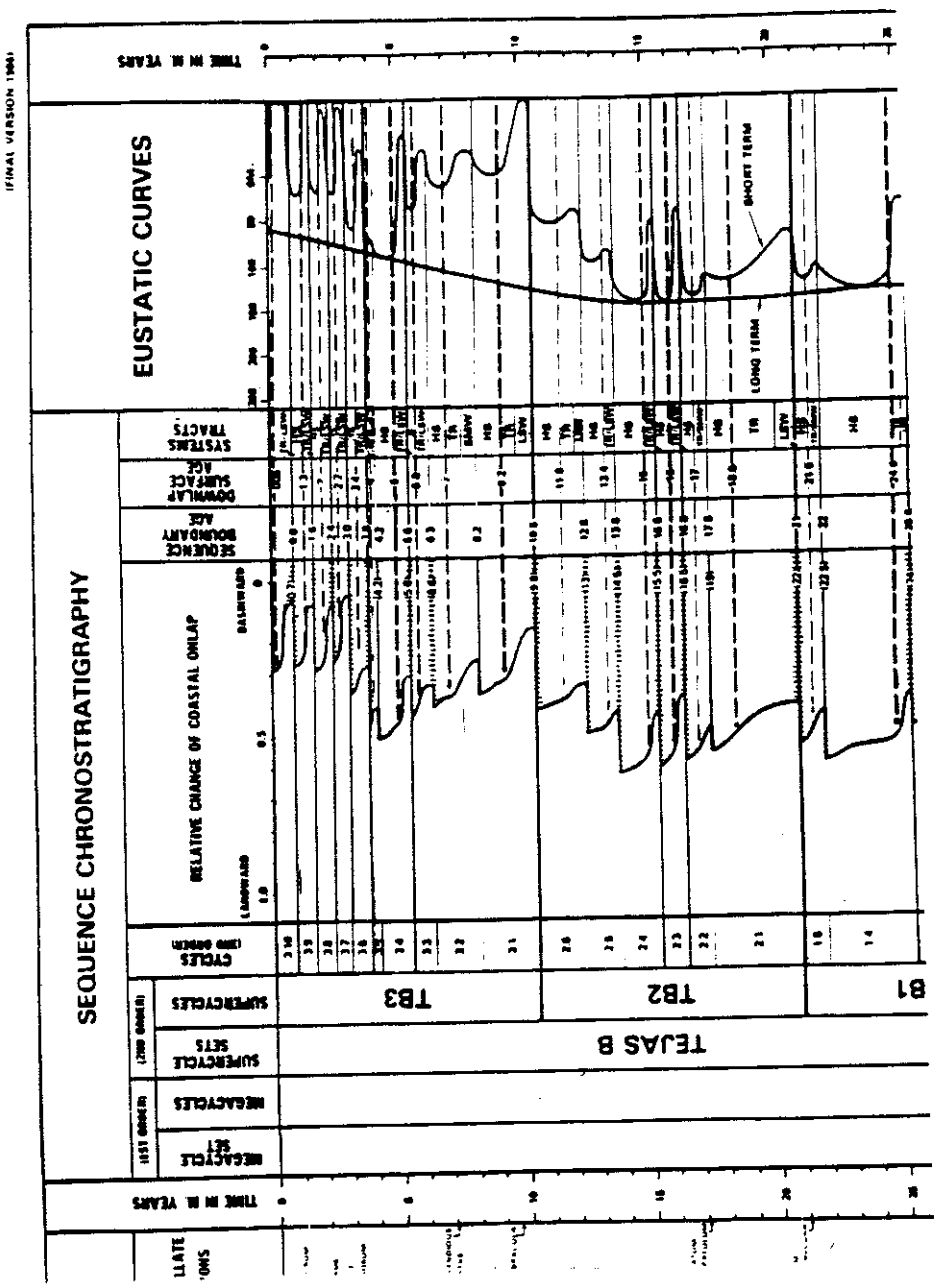


Fig. 9.- Charte eustatique (d'après Haq *et al.*, 1987).

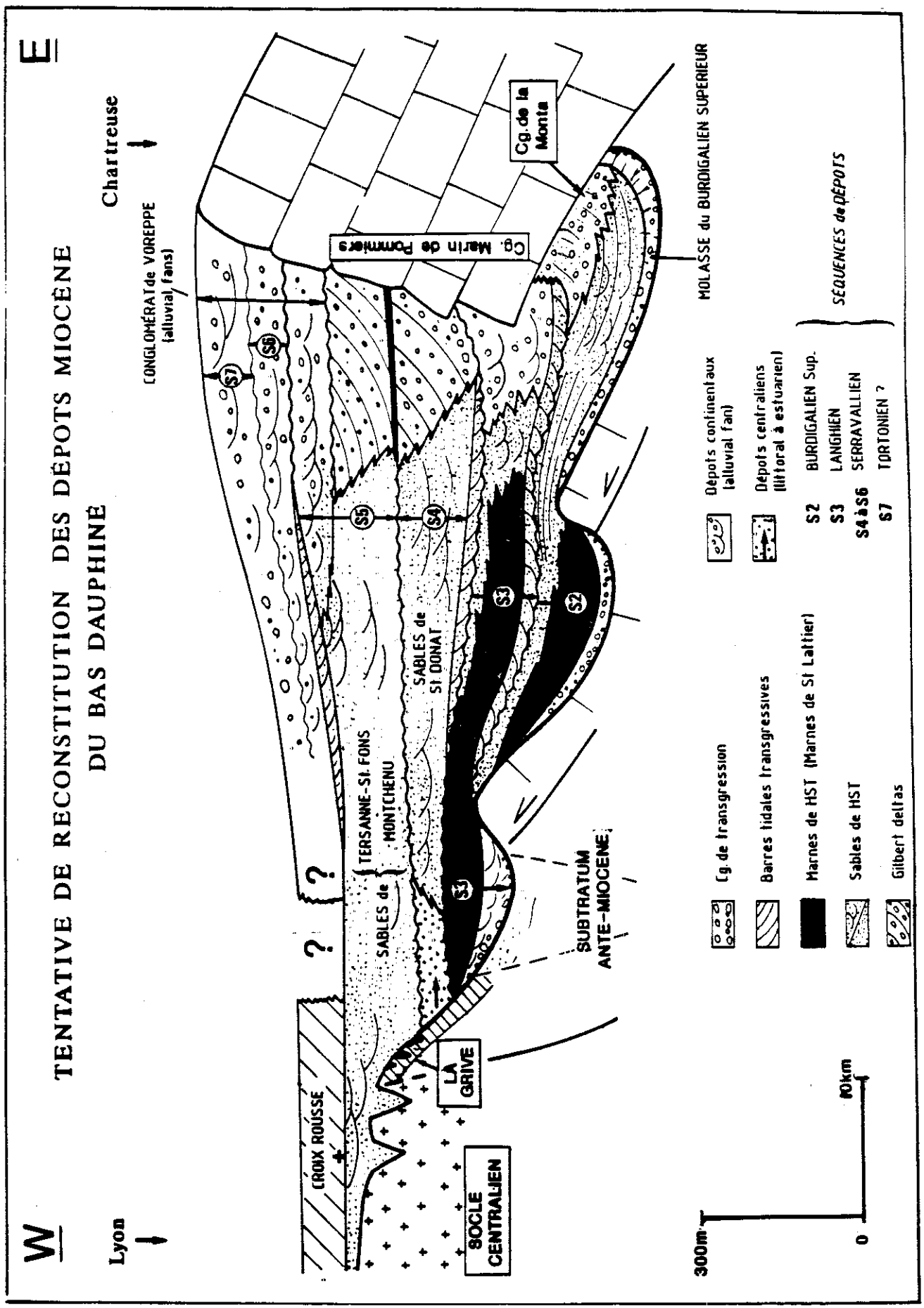


Fig. 10.- Stratigraphie séquentielle de la séne miocène du Bas-Dauphiné (d'après Rubino, 1990).

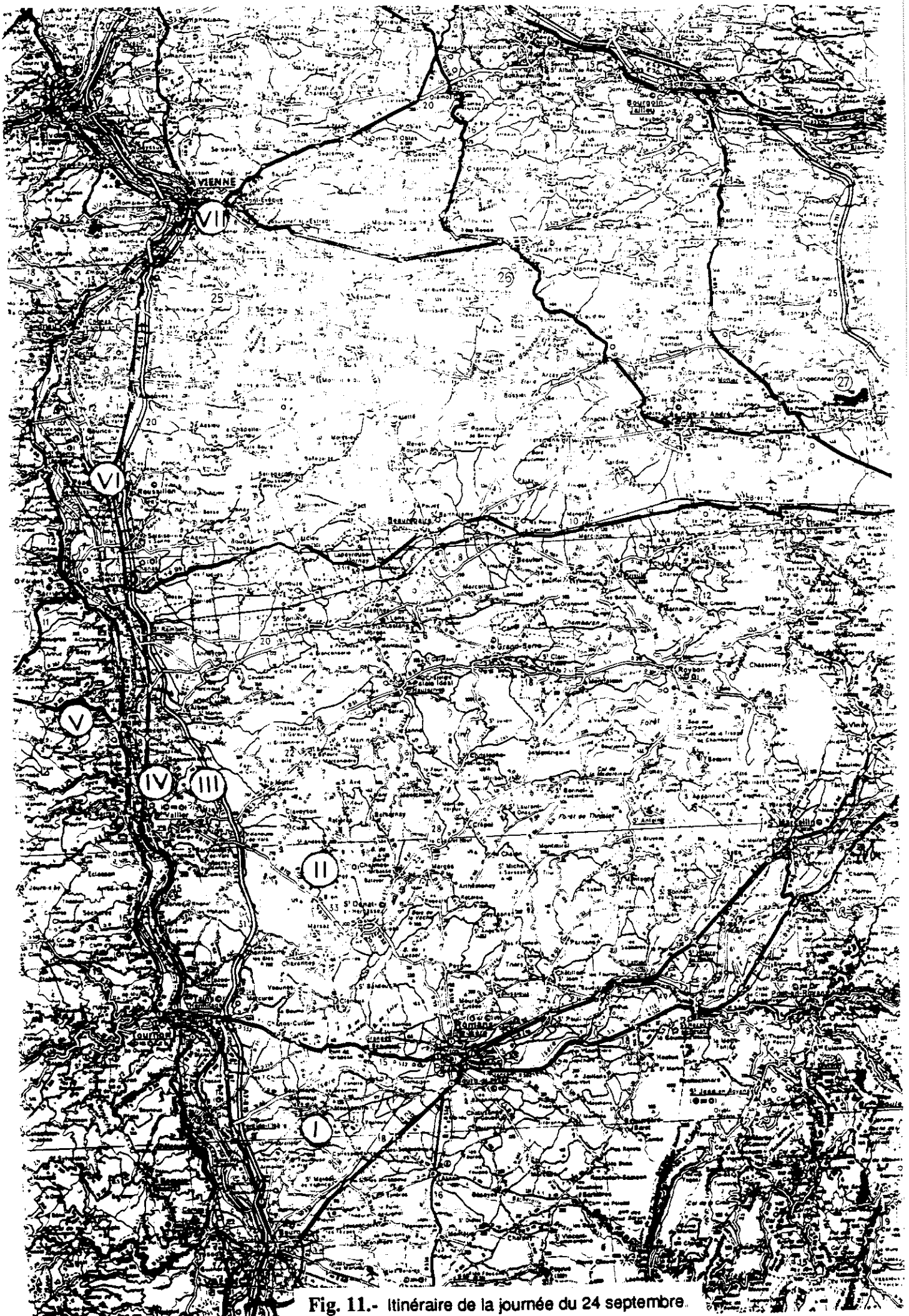


Fig. 11.- Itinéraire de la journée du 24 septembre.

1ère journée (24 septembre 1990).

\- - - - -

ARRET I : Châteauneuf de l'Isère / Saint-Donat

Thème : *l'emboîtement de la série continentale pliocène dans la série marine miocène à la faveur du ravinement messinien.*

L'arrêt est réparti sur 3 sites.

I, 1/ La série marine miocène au droit du barrage de Beaumont-Monteux

a/ stratigraphie

La série est subhorizontale. Entre le talweg de l'Isère (130 NGF) et le rebord du plateau de Châteauneuf (200 NGF), elle affleure en continu sur 70 m. En extrapolant les données du sondage de Clérieux (Mandier, 1988), situé à 7 km plus au nord, la base du Miocène devrait se situer vers + 70 NGF.

Les sables de Clérieux ont livré des Orbulines (Latreille, 1969), ce qui permet - au plus vieux - de leur attribuer un âge de 15 Ma (datum plane à - 15,5 Ma) (Ryan *et al.*, 1974). Compte tenu des dépôts sus-jacents (Sables de Saint-Donat, de Montchenu et de Tersanne) et des âges fournis par ces niveaux ou leurs équivalents latéraux, on est conduit (fig. 6) à octroyer aux sables de Clérieux un âge langhien supérieur / serravallien inférieur (entre -15,5 et -14 Ma).

b/ Sédimentologie

Les structures sédimentaires observables sur la coupe présentent une alternance :
- de mégarides de milieu intertidal de 2 à 4 m d'épaisseur ;
- et de remplissages de chenaux de milieu subtidal (épaisseur 6 à 10 m).

En bordure de route, cette alternance se répète 4 fois (fig. 12).

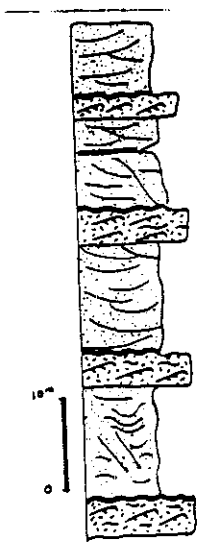


Fig. 12.- Coupe sédimentologique du Miocène de Châteauneuf-de-l'Isère.

Le spectre pétrographique arkosique de ces sables (c'est particulièrement net dans les niveaux intertidaux plus grossiers) indique une origine centralienne prédominante.

c/ Bathymétrie et paléogéographie

La bathymétrie déduite des structures sédimentaires est faible. Elle oscille de quelques mètres pour les milieux tidaux à quelques dizaines (30 m maximum) pour les milieux subtidaux. L'alternance observée peut être imputée à des cycles à haute fréquence.

Du point de vue paléogéographique, on se trouve à proximité du littoral centralien, proximité confirmée par la prédominance arkosique du matériel. Cette paléobathymétrie médiocre et ces apports sableux permanents sont d'ailleurs une constante de cette série miocène épaisse, en moyenne, dans le secteur de 400 m.

I, 2/ L'emboîtement pliocène dans la carrière du cimetière de Châteauneuf-de-l'Isère

3 objets sont à examiner dans cette carrière (fig. 13) :

- Au mur de la carrière (et latéralement, côté sud), on retrouve les **sables arkosiques miocènes** précédemment décrits.
- Sur l'ancien front d'exploitation (et sur toute la hauteur du vallon) affleure **une formation fluviatile intégralement emboîtée** (carte à 1/50 000 Tournon, 1° éd., 1979) dans les sables miocènes. Elle est constituée essentiellement de cailloutis d'origine alpine (ou repris d'un spectre d'origine alpine). On remarque dans cette masse de nombreux mégablocs (de taille métrique voire plurimétrique) de grès miocène. Ces blocs sont bien entendu issus des parois du canyon. L'orientation de celui-ci devait être E-W puisque l'angle de dispersion des galets est compris entre 280 et 330°.

Du point de vue stratigraphique, l'âge de ce cailloutis est malaisé à définir dans la mesure où il n'a pas de relations observables avec les marnes pliocènes présentes sous la vallée de l'Isère et rencontrée jusqu'à la cote 0 par le sondage de Curson (4 km plus au nord) (Mandier, 1988). Sur la feuille géologique Tournon 1/ 50 000, il a été rattaché à l'"Infra-Pliocène" de Ballesio (Ballesio, 1972).

- Entre l'encaissant et l'encaissé, s'interpose la **discordance de ravinement messinienne**, ubiquiste dans le paysage.

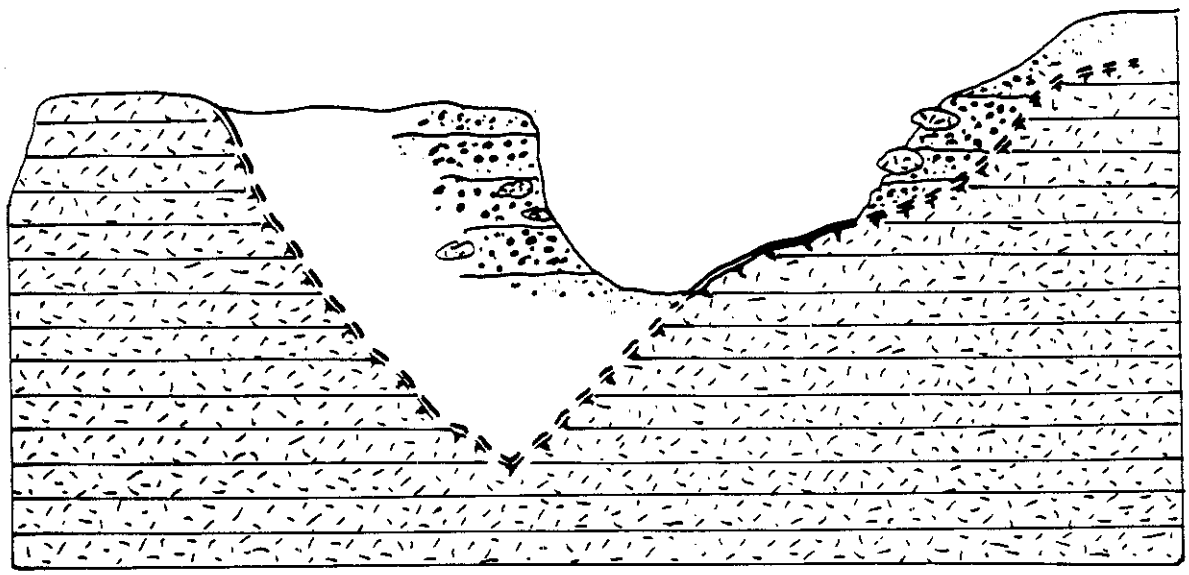


Fig. 13.- Coupe schématique de l'emboîtement pliocène dans le Miocène de Châteauneuf-de-l'Isère.

I, 3/ Le chenal conglomératique de Saint-Donat / Col de Bois de Grasse

Cet arrêt répète le précédent mais avec un supplément d'information : il permet de mieux "visualiser" la "surface d'érosion messinienne". Les sables encaissants sont ceux de Saint-Donat. Le chenal conglomératique qui les incise est orienté NE-SW. Ses parois sont subverticales et, comme à Châteauneuf, on retrouve les mégablocs de grès miocènes arrachés à ces berges. Du point de vue stratigraphique, le passage aval de ces conglomérats aux marnes pliocènes (feuille Tournon, 1/ 50 000) permet de rattacher l'épandage au Zancléen.

ARRET II : Le cailloutis de Saint-Andéol (Mandier, 1988) à la cote 438

Thème : *Restitution spatiale du toit du piémont messinien.*

II, 1/ La mégaséquence miocène

Depuis la vallée de l'Herbasse (sondage de Clérieux, base du Miocène à + 50 NGF) jusqu'à la butte 438 dominant le village de Saint-Andéol, la série marine constitue une mégaséquence "régressive", marine pour l'essentiel et continentale à son sommet. La transition marin/continental s'effectue vers 400 m. Les faciès continentaux débutent par des marnes et des sables ; ils passent ensuite aux cailloutis de Saint-Andéol, précisément définis (Mandier, 1988) à la butte 438 qu'ils couronnent.

II, 2/ Le cailloutis de Saint-Andéol

Le stock pétrographique de ces cailloutis est d'origine alpine. Les carbonates fournis par la couverture sédimentaire y sont prédominants. Les roches cristallines endogènes et les éléments siliceux y sont secondaires. La matrice est sableuse, les éléments non jointifs. On remarque la présence assez fréquente de gros blocs peu émoussés de carbonates argileux continentaux inconnus à l'affleurement dans l'environnement imédiat. Il s'agit d'un matériel sub-autochtone arraché au substratum ou aux berges des chenaux. Le faciès du cailloutis est celui d'un debris flow et sa structuration évoque un lit en tresses.

II, 3/ Historique des interprétations

L'attribution de ce cailloutis au Miocène supérieur est une donnée récente (Mandier, 1988). Auparavant (feuilles géologiques Valence à 1/80 000, 2° éd., 1948, 3° éd., 1970 ; feuille Tournon à 1/50 000, 1979 ; Bourdier, 1961 ; Bravard, 1963 ; Ballesio, 1972), il était imputé au Pliocène supérieur ou au Plio-Villafranchien. Cette nouvelle attribution qui repose sur une discrimination pétrographique du cailloutis et sur des considérations morphologiques est indissociable de l'individualisation de deux épandages (l'un miocène, l'autre pliocène) dans l'unité du Chambaran.

II, 4/ Implications géodynamiques

La butte 438 représente dans le paysage actuel le témoin le plus distal et le plus occidental du cailloutis de Chambaran par lequel s'achève la série miocène périalpine. Cependant, cette butte n'est qu'une butte résiduelle : on ignore l'importance de la tranche érosive qui a pu l'affecter (altération + érosion proprement dite). Comme la butte est dans le prolongement des échines du plateau de Chambaran, elle ne saurait avoir été considérable : 20 m (?). Dans ces conditions, l'épaisseur totale de l'aggradation continentale (60 m) est singulièrement faible pour une durée d'émersion de 5 Ma (entre - 10,5, date de l'émersion et - 5,6, date du déclenchement de la crise de salinité).

A 8 km à l'W-SW de la butte 438, sur le plateau des Planards, le cailloutis miocène (mais à spectre centralien) repose en discordance sur le socle hercynien. Le front conglomératique miocène a donc progradé sur toute sa largeur le sillon subalpin et il a même débordé sur l'extrémité aval du piedmont d'érosion rhodanien. C'est cette dynamique - figée par le déclenchement brutal de la crise de salinité messinienne - qui est à l'origine du tracé épigénique du Rhône messinien.

Le cailloutis de Saint-Andéol jalonne dans le paysage l'extrémité occidentale érodée d'une topographie messinienne fossile : le piémont miocène de Chambaran.

ARRET III : Saint-Uze / Combe Blanche

Thème : *le jeu du niveau de base entre - 15 et - 2 Ma.*

Le thème sera abordé en deux arrêts fixes (usine Montgealier et coupe de Combe Blanche) séparés par une section mobile (D 312 entre Saint-Uze et le château de la Cizeranne).

III, 1/ Coupe de l'usine Montgealier

III, 1, a/ La série miocène au contact du socle centralien

Au droit de Saint-Uze, le talweg de la Galaure est à 170 m NGF. Ses alluvions reposent sur les sables miocènes. D'après les indications du sondage Saint-Barthélemy-de-Vals (Mandier, 1988), la base de ces sables est proche. Le toit de cette série marine se situe vers 330 NGF sur le socle hercynien. Par conséquent on peut estimer à 200 m l'épaisseur globale de cette série miocène à son contact avec le socle.

S'agissant d'une série horizontale, les sables granitiques de Saint-Barthélemy-de-Vals (Demarcq, 1970) sont synchrones de ceux de Clérieux qui ont livré des Orbulines (Latreille, 1969). On peut donc leur imputer également un âge proche de - 15 Ma. Le toit de cette série miocène est caractérisé par les "sables de Tersanne" (Demarcq, 1970) datés vers 11 Ma (fig. 6). La durée de mise en place de la série est d'environ 4 Ma et elle correspond approximativement à la durée de l'étage Serravallien (Vai, 1989).

Sur toute sa hauteur, cette série est constituée de matériel détritique grossier : sables ou conglomérats. D'une manière prédominante, ces apports grossiers sont d'origine centralienne comme l'attestent aussi bien leur pétrographie que leurs spectres de minéraux lourds (Latreille, 1969 ; Mandier, 1988).

Du point de vue paléo-environnemental, il s'agit en permanence de dépôts tidaux ce qui implique une faible bathymétrie.

Du point de vue tectonique, le passage du socle hercynien au bassin périalpin s'opère par failles mais, du point de vue morphologique, il ne donne pas lieu à un escarpement mais à un plan incliné plus ou moins régulier de 1 km de large pour un dénivelé de 200 m. **sur cette troncature inclinée à 20 % repose en onlap le recouvrement miocène**. Quand et comment un tel contact s'est-il élaboré ?

III, 1, b/ La base de la série miocène à l'usine Montgealier

Le talus de l'usine (partagé en 2 segments) permet d'observer une section d'une vingtaine de mètres de hauteur prolongée vers le haut, sur une égale épaisseur, par des observations discontinues avant d'atteindre le Pliocène en ravinement.

- Description de la section

On y distingue 4 unités :

* une unité inférieure interprétée comme une barre tidale transverse surmontée par des dépôts littoraux homogènes dominés par la houle ;

* une deuxième unité, séparée de la précédente par un ravinement ; il s'agit d'une barre d'embouchure orientée NW-SE, structurée en Gilbert delta et remaniée par des courants de marée méridiens ;

* une troisième unité constituée de chenaux conglomératiques sub-tidaux. Ils passent vers le haut à des systèmes de fan-deltas sous-aquatiques ;

* cet ensemble miocène est interrompu par le ravinement messinien qui permet (vers 230 NGF) l'emboîtement de poudingues pliocènes à faciès continentaux dans cette série marine.

- Interprétation

Des barres transverses de même type que celle de l'unité 2 ont été observées dans les sables de Saint-Barthélemy-de-Vals (2,5 km plus au Sud) et identifiées comme des barres d'embouchures (Lesueur *et al.*, 1990) (fig. 14). Compe tenu de la nature du matériel, tout indique qu'il s'agit de la redistribution en milieu sous-aquatique des apports continentaux d'une paléo-Cance miocène (Mandier, 1988). Le caractère assez peu mature de ces apports suggère que le piedmont centralien était alors en proie à une reprise d'érosion linéaire.

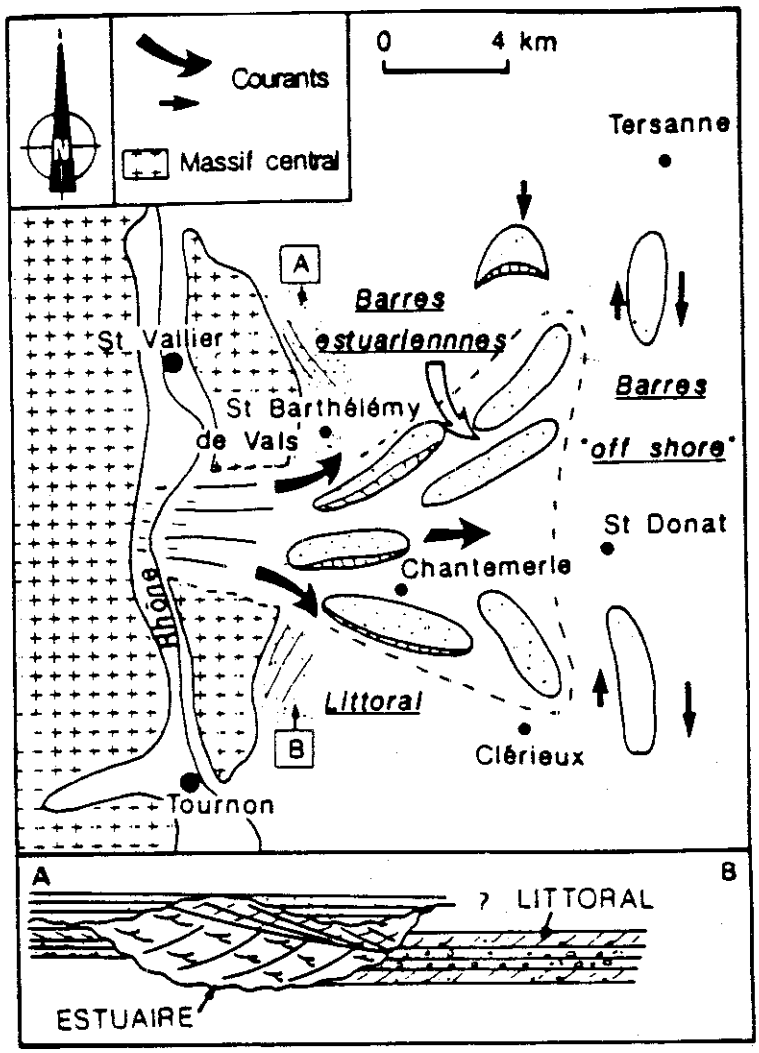


Fig. 14.- Les barres d'embouchures de la Basse-Galaure d'après Lesueur *et al.*, 1990.

III, 2/ Observations sur la D 312 entre Saint-Uze et le château de la Cizeranne

L'itinéraire suivi permet de visualiser et de commenter (fig.15 et 16) le schéma stratigraphique de l'interfluve Galaure-Valloire et d'en proposer une interprétation.

III, 2, a/ L'origine tectonique de la transgression

Paradoxalement, la "transgression" vers l'Ouest du rivage occidental de la mer périalpine intervient entre - 15 et - 12 Ma soit, précisément, dans la phase régressive du cycle TB 2 (Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1990) qui perd alors une centaine de mètres. D'autre part, antérieurement à - 15 Ma, la mer périalpine était déjà présente en Dauphiné tandis que les cycles de 3° ordre TB 2.1 et 2.3 - cycles de hauts niveaux - ne s'étaient nullement manifestés en transgression. **Il est clair que cette pulsion transgressive à contre-temps ne peut pas être imputée à l'eustatisme.** Elle revient donc à la tectonique.

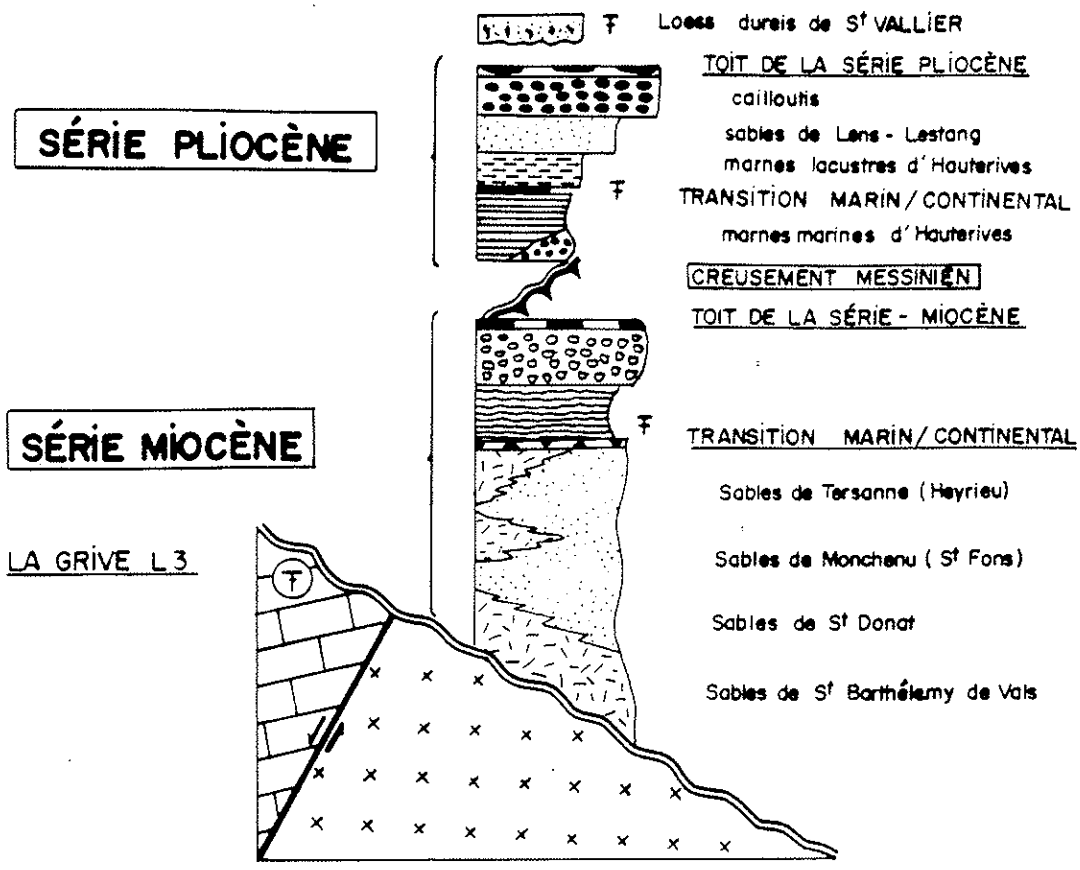


Fig. 15.- Log stratigraphique de synthèse au droit de la Valloire.

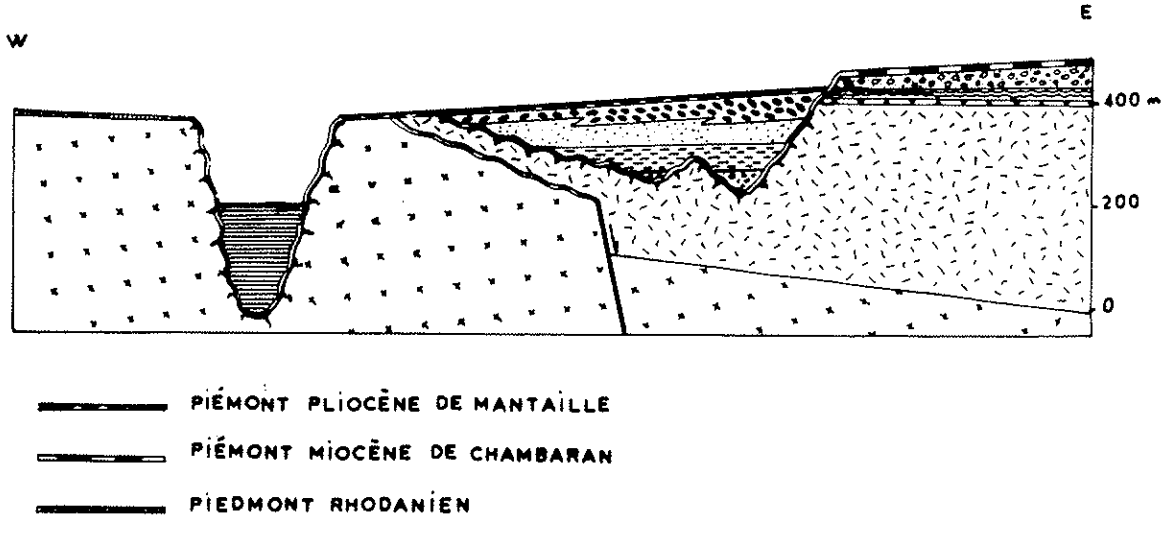


Fig. 16.- Schéma stratigraphique de synthèse dans l'interfluve Galaure/Valloire.

Cette structuration tectonique du bassin se traduit, au contact du socle centralien, par mise en place d'un dispositif faillé en escalier révélé par l'épaississement différentiel de la série miocène au gré de ce système. C'est ainsi que le sondage de Claveyson (Demarcq, 1970) -situé à 6 km à l'est du socle - permet de restituer une épaisseur globale de 550 m à la série miocène tandis que celui de Saint-Barthélemy-de-Vals (Mandier, 1969) - situé à peine à 1,5 km du socle - ne lui donne qu'une épaisseur de 200 m. Ils sont séparés par un accident important. Les taux de subsidence qui en découlent pour chacune de ces unités (la compaction sera négligée compte tenu de la nature du matériel) s'établissent respectivement à 140 m/Ma et à 50 m/Ma.

De ce point de vue, il faut distinguer deux secteurs différents.

- Au Sud de la Galaure et jusqu'à Larnage, la molasse miocène repose en discordance sur les couches éocènes par l'intermédiaire d'une surface de ravinement, ce qui laisse supposer une histoire en trois étapes :

I° un effondrement de première phase tectonique lié au jeu d'accidents situés à l'Est de la faille de Larnage (Mandier, 1988) ;

2° une phase d'érosion continentale dans les sables arkosiques et les conglomérats éocènes de Larnage à Douevas qui ont servi d'écran protecteur et empêché l'érosion linéaire d'atteindre le socle ;

3° un affaissement de la bordure orientale du socle et de la zone de contact permettant une submersion en onlap des dépôts éocènes.

- Au Nord de la Galaure, c'est un accident NNW-SSE qui effondre le socle de St-Pierre-de-Boeuf à St-Uze et recoupe en oblique la faille N-S de Larnage. Il en résulte un amincissement puis la disparition des couches éocènes et une érosion continentale qui, par place, atteint le socle (dépôts mollassiques au NW de St-Barthélemy). Au Nord de la Galaure l'onlap ne fossilise pas de manière visible l'escarpement de faille.

Cette structuration tectonique se traduit par une épaisseur différenciée de l'ensemble de la série miocène beaucoup plus forte à l'Est (900 à 1000 m) (Mandier, 1988) qu'à l'Ouest : 450 m à Tersanne, 370 m à Claveyson et enfin 290-300 m à St-Barthélemy, l'épaisseur sur le socle correspondant à un biseau.

Cette évaluation de l'épaisseur totale de la série miocène repose : d'une part, sur l'attribution des conglomérats de Chambaran au Tortonien supérieur et, d'autre part, sur une modification de la limite stratigraphique Miocène/Oligocène proposée par Demarcq pour le sondage de Claveyson (contact des deux formations à + 54 m au lieu de - 238 m NGF). L'auteur ne disposait pas alors des sondages intermédiaires de Tersanne et Montc·enu entre ceux de Claveyson et Montmiral ni, plus à l'Ouest, de celui de St-Barthélemy. Le profil réalisé (Mandier, 1988, fig. 14) montre que le contact Miocène / Oligocène est à + 21 m à Tersanne (T101) et + 106 m à St-Barthélemy. Entre les deux la limite est proposée à
- 238 m ce qui suppose la présence d'une fosse qui ne peut être attribué à la tectonique car le toit de la couche repère à gypse et à sel du Chattien inférieur est à peu près horizontale
(- 513 à Claveyson, - 518 à Tersanne) tandis que le toit de la couche salifère inférieure est décalé en sens inverse (- 773 à Claveyson, - 1102 à Tersanne).

D'après l'épaisseur de la série marine, les taux de subsidence qui en découlent s'établissent respectivement à 85 m/Ma à Claveyson et 55 m/Ma à St-Barthélemy.

III, 2, b/ L'absence d'escarpements sous l'onlap (fig. 16)

Sauf peut-être en rive sud de la Galaure, l'onlap ne fossilise pas d'escarpement de faille. Ceci implique que le jeu de la faille n'est pas synchrone de la transgression. Dans le laps de temps intermédiaire s'interpose un épisode d'érosion sub-aérienne dont les barres d'embouchures de Saint-Uze sont peut-être les témoins off-shore.

Cette troncature transverse du plan de faille étant à son tour recoupée par la surface du piedmont rhodanien, cela implique que le façonnement du celui-ci est postérieur à l'onlap et antérieur à l'incision messinienne qui les fossilise. Il se place donc dans l'intervalle chronologique - 12 à - 6 Ma.

III, 2, c/ L'emboîtement de la série pliocène dans la série miocène (fig. 16)

Sur l'itinéraire la série miocène est entaillée jusque vers 230 NGF par le ravinement messinien. Le dispositif ainsi créé est identique à celui observé à Châteauneuf-de-l'Isère et à Saint-Donat mais la stratigraphie y est beaucoup plus claire.

De la base au sommet, on y observe :
- des conglomérats continentaux occupant les fonds de talwegs ;
- des marnes lacustres (marnes d'Hauterives) ;
- des sables fluviatiles (sables de Lens-Lestang) passant à des cailloutis qui constituent le sommet de l'interfluve Galaure-Valloire.

Dans le secteur d'Hauterives (situé plus à l'Est) des marnes marines, sous-jacentes aux marnes lacustres, complètent la séquence. Grâce aux gisements de vertébrés de Saint-Vallier (Viret, 1954) et de Péage-de-Roussilon (Aguilar *et al.*, 1989) cette série pliocène de la Valloire (Ballesio, 1972) peut être calibrée chronologiquement (fig. 8 et 15).

A l'encontre du dispositif transgressif miocène - pour l'essentiel imputable à la tectonique - l'emboîtement pliocène est, fondamentalement, la conséquence de l'eustatisme "teratologique" (Clauzon, 1988b) associé à la crise de salinité. Ce point sera plus spécialement abordé lors de l'examen du méandre fossile de Saint-Désirat.

III, 3/ Les conglomérats de Combe Blanche

III, 3, a/ Analyse sédimentologique de la coupe de Combe Blanche

Sur une vingtaine de mètres d'épaisseur observable, la coupe de Combe Blanche présente deux unités conglomératiques superposées mais aux caractéristiques très contrastées.

- *L'unité inférieure est constituée exclusivement de matériel centralien.* Elle repose sur le socle par l'intermédiaire d'une topographie de ravinement. *Il s'agit d'une formation déposée en milieu marin* (fan delta avec des influences tidales) ou saumâtres (microfaune de foraminifères) (renseignement oral de G. Latreille).

- *L'unité supérieure est au contraire d'origine alpine* avec un spectre pétrographique différencié incluant de gros quartzites. Une surface d'érosion la sépare de l'unité sous-jacente. *Il s'agit d'un alluvial fan* de milieu continental.

III, 3, b/ Stratigraphie de la coupe de Combe Blanche

- L'unité inférieure représente le toit (ici vers 330-340 m) de la série marine miocène. La topographie de ravinement qu'elle fossilise appartient au façonnement de l'escarpement de faille sous-jacent à l'onlap qui a été évoqué précédemment. Compte tenu de sa position stratigraphique et altimétrique, l'âge de cette unité inférieure doit être proche de - 12 Ma.

- Le ravinement intermédiaire aux deux unités n'est autre que le ravinement messinien. Il a fait disparaître tous les faciès continentaux du toit de la série miocène observés à la butte 438 de Saint-Andéol. La lacune chronologique qu'il représente est de l'ordre de 10 Ma (entre - 12 et - 3 Ma).

- L'unité supérieure n'est autre enfin que le toit de la formation caillouteuse de Lens-Lestang (Ballesio, 1972) dont l'âge est cerné par les gisements de Péage-de-Roussillon (- 4,2 Ma) et Saint-Vallier (- 2 Ma).

III, 3, c/ Les implications géodynamiques de la coupe de Combe Blanche

La série centralienne miocène, issue de l'Ouest, contribue à l'achèvement (niveaux intertidaux) du colmatage de la mer périalpine. L'aplanissement à 350 m qu'on observe en continuité méridienne sur toute la section épigénique a toutes chances d'être l'expression morphologique subaérienne synchrone de ce colmatage.

Le toit du colmatage marin devait se situer, sur le socle hercynien légèrement au-dessous de cette troncature vers 320-330 m. Il est vers 400 NGF sous la butte de Saint-Andéol distante de 7 km de la retombée centralienne. Ce dénivelé implique un soulèvement différentiel du bassin miocène d'environ 70-80 m. Quand s'est-il produit ?

Si, au lieu de faire référence au niveau de colmatage miocène, on recourt au toit de la série marine pliocène, on constate qu'à la Combe Claray (Hauterives) il se trouve à 330 m (Ballesio, 1972) tandis qu'à Bren, un peu plus à l'Ouest, il s'abaisse à 295 m (Ballesio, 1972), pour atteindre seulement 230-235 m au ravin d'Enfer à 600 m du socle au SE de Beausemblant et 210-220 m dans la section épigénique de Saint-Désirat. Cela dénote un basculement E-W

dont l'ampleur mesurée à l'Ouest du méridien passant par la butte St-Andéol et Bren serait sensiblement égale (65-75 m) à celle mesurée au sommet du Miocène marin. Cela incline à penser que le mouvement de basculement serait presque totalement postérieur au toit de la série marine pliocène soit 4,2 Ma.

Peut-on préciser d'avantage ? Si l'on suit le toit de la formation conglomératique qui est connu d'Hauterives à St-Vallier, on s'aperçoit que sa dénivellation n'est que de 70 m (418-348), c'est-à-dire inférieure de 30 m à celle du toit marin sur la même distance (330-230).

Si on déduit de l'actuelle pente (4,5-5 ‰) celle nécéssaire à l'écoulement des eaux de l'ancienne Isère qui peut être estimée entre 1,5 ‰ et 3 ‰ (Mandier, 1988, Tab. 15), cela implique que l'essentiel du soulèvement s'est produit pendant l'accumulation du Pliocène supérieur continental c'est à dire entre 4,2 Ma et 3 Ma.

L'épigénie méridienne du Rhône se situe à 3 km à l'intérieur du socle centralien. Elle implique la progradation vers l'Ouest, sur cette distance, du piémont subalpin miocène. Du point de vue sédimentaire cela suppose l'existence d'une tranche de matériel continental alpin tant au-dessus du marin centralien qu'au-dessus de l'aplanissement à 350 NGF. L'épaisseur de cette tranche n'est pas connue mais on peut l'estimer à une vingtaine de mètres en moyenne (géométriquement il s'agit d'un biseau s'amincissant vers l'Ouest).

Les cailloutis pliocènes de la coupe de Combe Blanche se prolongent sur 5 kilomètres vers l'Est, sur l'échine Galaure/Valloire autour de cette cote 350. Curieusement, après l'extraordinaire oscillation du niveau de base messino-pliocène (Clauzon, 1973, 1982, Aguilar *et al.*, 1989), le piémont de substitution pliocène (à 20 ou 30 mètres près) retrouve à l'aval la cote du piémont miocène (Baulig, 1928 ; Mandier, 1969, 1988 ; Clauzon, 1973). Ce point sera repris après l'examen du méandre fossile de Saint-Désirat.

ARRET IV : Le piedmont rhodanien

par C. KLEIN

Le belvédère de Pierre Aiguille constitue un site de choix pour l'observation des lieux de contact entre la France hercynienne et la France alpine.

I. LE PIEDMONT RHODANIEN

Entre les Monts du Vivarais à l'Ouest et le Vercors à l'Est, s'interposent deux piedmonts très dissemblables : un piedmont sculpté subhercynien à l'Ouest, un piedmont construit subalpin à l'Est.

A l'Ouest du Rhône, le Piedmont rhodanien (Baulig, 1928, p. 343) se suit pour sa part, sur plus de 80 kilomètres, depuis le cours inférieur du Doux au Sud jusqu'au-delà du cours du Gier au Nord. Il s'agit d'une banquette dont l'altitude se tient le plus souvent entre 400 et 500 m, soit à 500 ou 600 mètres en contrebas de la Montagne vivaraise et des Monts du Lyonnais. Large de 10 à 15 kilomètres aux latitudes de St-Jeure-d'Ay et d'Annonay, cette banquette se rétrécit considérablement au Nord de Peaugres (2 à 3 kilomètres seulement), pour s'élargir à nouveau au Nord des gorges de Malleval. Son rebord est domine la plaine de St-Rambert-d'Albon par un talus vigoureux (250 mètres) que les affluents de droite du Rhône ont découpé en facettes trapézoïdales. De Saint-Vallier à Tain-Tournon, le fleuve s'encaisse dans la banquette et la centrale hydro-électrique de Gervans a tiré parti de l'accentuation de pente résultant de l'épigénie.

Très différents sont les aspects du paysage à l'Est du Rhône, dans le plateau de Chambaran au Sud de la Bièvre-Valloire et dans le plateau de Bonnevaux au Nord. Il s'agit là de deux plateaux issus de la dissection d'un vaste piedmont alluvial génétiquement lié au comblement du sillon molassique périalpin bas-dauphinois.

II. LES RELATIONS DU PIEDMONT RHODANIEN ET DE SA BORDURE MONTAGNEUSE

Comme H. Baulig (1928, p. 354-7), nous voyons dans le Piedmont rhodanien un compartiment tectoniquement abaissé de la Montagne vivaraise. Mais nous pensons que le passé antérieur de la Montagne a été beaucoup plus complexe que Baulig ne l'admettait. Or l'un des

éléments de cette complexité - l'étagement S1-S2 - va nous permettre de préciser le point de vue de notre illustre devancier sur la nature des relations entre la Montagne et le Piedmont.

1°) L'hypothèse d'une flexuration post-S2 de la surface mésotertiaire

Il nous a, en effet, paru nécessaire de scinder la prétendue "pénéplaine éogène" de Baulig en deux surfaces d'érosion cycliquement distinctes :
- une haute surface, S1, qui porte les reliefs culminants de la ligne de partage des eaux Méditerranée-Atlantique (Combe Noire, Felletin, Pyfara, Grand Bois, Pilat...) : nous tenons cette forme pour une surface d'érosion éotertiaire dérivée acycliquement de la pédiplaine permo-triasique S0 ;
- une basse surface, S2, qui porte les vestiges épargnés de S1 : il s'agirait d'une surface d'érosion mésotertiaire, d'une *Piedmontfläche* sculptée par la pédimentation mésonummulitique au pourtour du dôme résultant d'un bombement de S1 lors de la phase pyrénéenne de l'orogénie alpine (Klein, 1988).

Nous pensons que ce dispositif étagé S1-S2 a été ployé vers l'Est par le jeu d'une puissante flexure méridienne post-S2 qui aurait abaissé le compartiment oriental - celui du Piedmont rhodanien - de 500 mètres par rapport au compartiment occidental - celui de la Montagne -. Car on retrouve, tant dans la morphologie des buttes de la région de Savas et de Vinzieux (au Nord-Ouest de Peaugres) qu'au long de la retombée nord-est du Pilat (entre le Crêt de l'Oeillon et le Crêt de la Magdeleine), des faits d'étagement étroitement apparentés à ceux observés dans les hautes terres (Klein, 1990, fig. 3, 4 et 5).

Dans cette perspective, le talus par lequel la Montagne s'enlève au-dessus du Piedmont serait un escarpement de flexure que l'encaissement de ceux des affluents du Rhône qui sont adaptés à la structure (Ay, Cance, Déôme, Gier...) ont débité en lourdes échines d'interfluve d'orientation varisque (cf. carte géomorphologique ci-jointe).

2°) La reprise d'érosion prémolassique au Sud de Lyon

Leurs conditions de gisement indiquent que les molasses miocènes du Bas-Dauphiné et du Lyonnais ont fossilisé une topographie prémolassique très différenciée. Il y a beau temps que la remarque en a été faite par les meilleurs artisans de la géologie régionale (cf. Roman, 1926, p. 216-229 ; 1931, p. 355-367).

En indiquant que le *Cailloutis du Jardin des Plantes* - cailloutis stratigraphiquement lié aux *Sables de Saint-Fons* (Serravallien) - "tapisse le fond et les versants de presque toutes les vallées qui descendaient du Massif Central dans la mer miocène", L. David a montré ce qu'il en est du Jura méridional à la région de Vienne (David, 1958 ; 1959 a et b ; 1963 a et b). Nous le vérifierons *de visu*, en fin d'après-midi (voir aussi Demarcq, 1970, p. 103-8 ; 1973, p. 92-96).

Les recherches effectuées dans les secteurs danubiens du sillon molassique périalpin - de Regensburg à Hofkirchen en particulier - ont montré que la même disposition peut revêtir des aspects plus spectaculaires encore ailleurs. Là, en effet, les équivalents continentaux francs de *la Molasse supérieure d'eau douce* ont fossilisé des rias lacustres très bien caractérisées dans le bassin inférieur de la Naab paratéthysienne (Haunschild et Jerz, 1981, p. 80-83 ; Klein, 1987 ; 1990). En Bavière orientale comme en Bas-Dauphiné et en Lyonnais, la transgression miocène s'est donc avancée en des contrées touchées par une vigoureuse reprise d'érosion préalable ou concomitante.

3°) L'intérêt de la phase "styrienne" de l'orogénie alpine dans l'évolution géomorphologique régionale

De Lyon à Châteauneuf-sur-Isère, la constitution pétrographique des faciès de bordure des molasses témoigne, sans la moindre ambiguïté, d'une participation des hautes terres cristallines du Massif Central au remplissage du sillon molassique (Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Perriaux et *al*, 1984 ; Mandier, 1988 ; Klein, 1990). Sans doute le volume de la contribution "centralienne" ne supporte-t-il pas la comparaison avec celui, très prépondérant, de la contribution alpine. Mais l'intérêt des apports occidentaux, en tant que dépôts corrélatifs de la morphogenèse miocène, ne s'en trouve nullement diminué.

D'autant que, là encore, le témoignage des secteurs bavarois du sillon périalpin est éloquent. Dans le bassin de Straubing, par exemple, les décharges torrentielles (*Schuttkegel*) interstratifiées dans l'Helvétien régional (Ottnangien) sont riches en galets cristallins de provenance moldanubienne assurée. Il est logique de mettre cet afflux au compte de la reprise d'érosion qui a précédé ou accompagné la substitution de la *Molasse supérieure d'eau douce* à la *Molasse supérieure marine* (cf. tableau ci-joint). D'où notre proposition d'imputer à la phase styrienne de l'orogénie alpine tant l'individualisation du Bayerischer Wald vis-à-vis du Piedmont danubien que celle des Monts du Vivarais et du Lyonnais vis-à-vis du Piedmont rhodanien : là résiderait la cause principale de la reprise d'érosion constatée dans l'un et l'autre domaines à cette époque. Sauf à convenir que les flexures responsables n'ont pas acquis d'un coup leurs rejets actuels et qu'elles ont pu être réactivées à d'autres moments du Néogène.

Tout comme la *Donaurandbruch* dans le bassin de Straubing (Klein, 1987, p. 132-133 ; 1990, p. 105), il est par ailleurs probable que les accidents bordiers du bassin de Valence ont rejoué lors de la phase styrienne (Klein, 1988, p. 10-11). Et la remarque vaut pour maintes lignes de fracture d'orientation varisque de la bordure centre-orientale du Massif Central : ainsi pourraient s'expliquer divers cas d'adaptation de l'hydrographie à la structure (Cance, Déôme...).

III. L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE NÉOGÈNE DU PIEDMONT RHODANIEN

Abaissée tectoniquement par le jeu de la flexure styrienne, la surface mésotertiaire ne nous est cependant pas parvenue intacte.

1°) Le réaménagement symmolassique de la surface mésotertiaire

La présence, dans les molasses, de matériaux arrachés aux terres cristallines contiguës apporte la preuve que les équilibres géomorphologiques rompus lors de la phase styrienne ont été réaménagés en fonction du niveau de base constitué par la mer miocène d'abord (Helvétien), par le sommet du remblaiement molassique lui-même ensuite (Tortonien).

Les hautes terres de la Montagne vivaraise ont été énergiquement disséquées et ont alimenté la fraction conglomératique de la contribution centralienne. Dans le même temps, les basses terres du Piedmont n'étaient que regradées et une surface de regradation éo- et mésotortonienne, S3, s'est alors substituée à la surface mésotertiaire S2, au rythme du comblement du sillon molassique.

Il semble que, lors des stades terminaux du remplissage, le remblaiement ait empiété sur le compartiment du Piedmont et ait fossilisé les parties externes de l'unité. Grâce à quoi le Rhône, né dans le plan de la surface finimolassique, allait pouvoir surimposer son cours à la traversée des "éperons" cristallins de Vienne et de Tournon. Le lambeau tortonien des Planards, au NNE de Tain, témoigne en ce sens (Mandier, 1988, p. 118, 144 et 308 ; carte géol. n° 794). C'est pourtant dans le Piedmont danubien, entre Hofkirchen et la frontière autrichienne, que l'empiètement en question se manifeste avec le plus d'ampleur (Klein, 1990, p. 105 et 110).

2°) Les retouches pédimentaires fini-tortoniennes

La relative perfection de la surface S3 dans la région d'Annonay, la netteté de l'emboîtement de S3 dans S2 entre Annonay et St-Romain-d'Ay,la présence en contre-haut du plan de S3 de petites buttes "résiduelles" - comme celle qui porte la Chapelle d'Eclassan- sont de nature à légitimer l'hypothèse de retouches pédimentaires durant le Miocène supérieur (Pelletier, 1953 ; Mandier, 1958, p. 119-124, 299-319 et 326-7 ; Klein, 1990, p. 110).

La thèse d'une aridification du climat, à cette époque et dans ces contrées, n'y contredit pas (Méon et *al.*, 1979 ; Bessedik et *al.*, 1984 ; Mein et *al.*, 1984 ; Demarcq et *al.*, 1989 ; Suc et Bessais, 1990...). En tout état de cause, il convient de ne pas s'abuser sur le volume des ablations associées à la substitution de S3 à S2 et, à cet égard, notre interprétation répond bien à une interrogation de P. Birot sur le sujet (1958, p. 213).

D'autre part, il ne fait aucun doute que les pédiments finitortoniens ont beaucoup souffert depuis le temps de leur façonnement, notamment au Nord de Peaugres ou, dans le cas du Piedmont danubien, à l'Ouest du méridien de Hofkirchen.

3°) Le perchement et la dissection du Piedmont rhodanien : l'effet des reprises d'érosion messinienne et plio-pléistocène

a) *La reprise d'érosion messinienne*. L'accord s'est mieux fait sur les conséquences de cette reprise d'érosion remarquable que sur ses causes. Certains auteurs ont ainsi mis l'accent sur le rôle primordial de la "crise de salinité" du Miocène terminal et sur ses implications eustatiques présumées : c'est l'abaissement considérable et rapide du niveau de la Méditerranée qui aurait permis le creusement des canyons sous-marins et l'encaissement du cours inférieur et moyen du Rhône à l'aval de Lyon (Clauzon, 1972 ; 1974 ; 1975 ; 1982...). Les adversaires de cet eustatisme climatique préfèrent insister, quant à eux, sur la part prépondérante des mouvements du sol, et singulièrement de ceux associés à la phase "rhodanienne" de l'orogénie alpine (Bauer, 1974 ; Busson, 1979 ; Rouchy, 1981 ; 1982 ; 1986...).

Du moins semble-t-il admis par tous que le Rhône a fixé son cours méridien suivant l'arête du dièdre formé par le Piedmont rhodanien et le piedmont subalpin, et que sa vallée prépliocène était aussi profondément creusée que l'actuelle (Mandier, 1969 ; 1988 ; Klein, 1990, fig. 8).

b) *L'ingression pliocène* aurait permis la reconstitution d'un double système de pentes, très voisin dans sa géométrie de celui qui existait avant l'épisode de creusement messinien.

c) De sorte que, *lors de la régression fini-pliocène*, le Rhône reconstitué aurait fixé son cours, à quelques détails près - ainsi de Saint-Désirat à Andance -, à l'aplomb de son tracé prépliocène.

Dans les deux sections épigéniques du cours - de St-Symphorien d'Ozon aux Roches de Condrieu au Nord ; de Saint-Vallier à Tain-Tournon au Sud -, le fleuve, surimposé, s'est trouvé contraint d'encaisser sa vallée dans le Cristallin du Piedmont.

Dans la section intermédiaire, par contre - de Condrieu à Saint-Vallier -, l'affouillement aisé de la molasse lui a permis de dégager l'escarpement de faille bordier que les affluents de rive droite ont découpé en facettes trapézoïdales : il s'agit d'un escarpement de faille composite, puisqu'il est tout à la fois "révélé" vis-à-vis de la molasse miocène et "exhumé" vis-à-vis du Pliocène.

Il n'entrait pas dans notre propos d'évoquer les vicissitudes quaternaires de l'histoire du couloir. Mais l'excellente thèse de P. Mandier (1988) apporte sur le sujet tous les éclaircissements souhaitables.

Conclusion

L'identification des vestiges étagés de deux surfaces d'érosion distinctes, S1 et S2, nous a procuré un argument de qualité pour mettre au compte d'une flexure "styrienne" (Miocène moyen) l'individualisation du Piedmont rhodanien vis-à-vis de la Montagne vivaraise dans le Massif Central et celle du Piedmont danubien vis-à-vis du Bayerischer Wald dans le massif bohémien. D'autre part, les informations concordantes ou complémentaires fournies par une étude comparative des secteurs bas-dauphinois et bas-bavarois du sillon molassique périalpin nous ont éclairé sur le volume et sur la nature des réaménagements apportés, durant le Miocène, aux éléments tectoniquement abaissés de la surface mésotertiaire S2. Les deux piedmonts sculptés rhodanien et danubien tirent ainsi les traits majeurs de leur configuration géomorphologique de leur commune position à la charnière de l'Europe hercynienne et de l'Europe alpine.

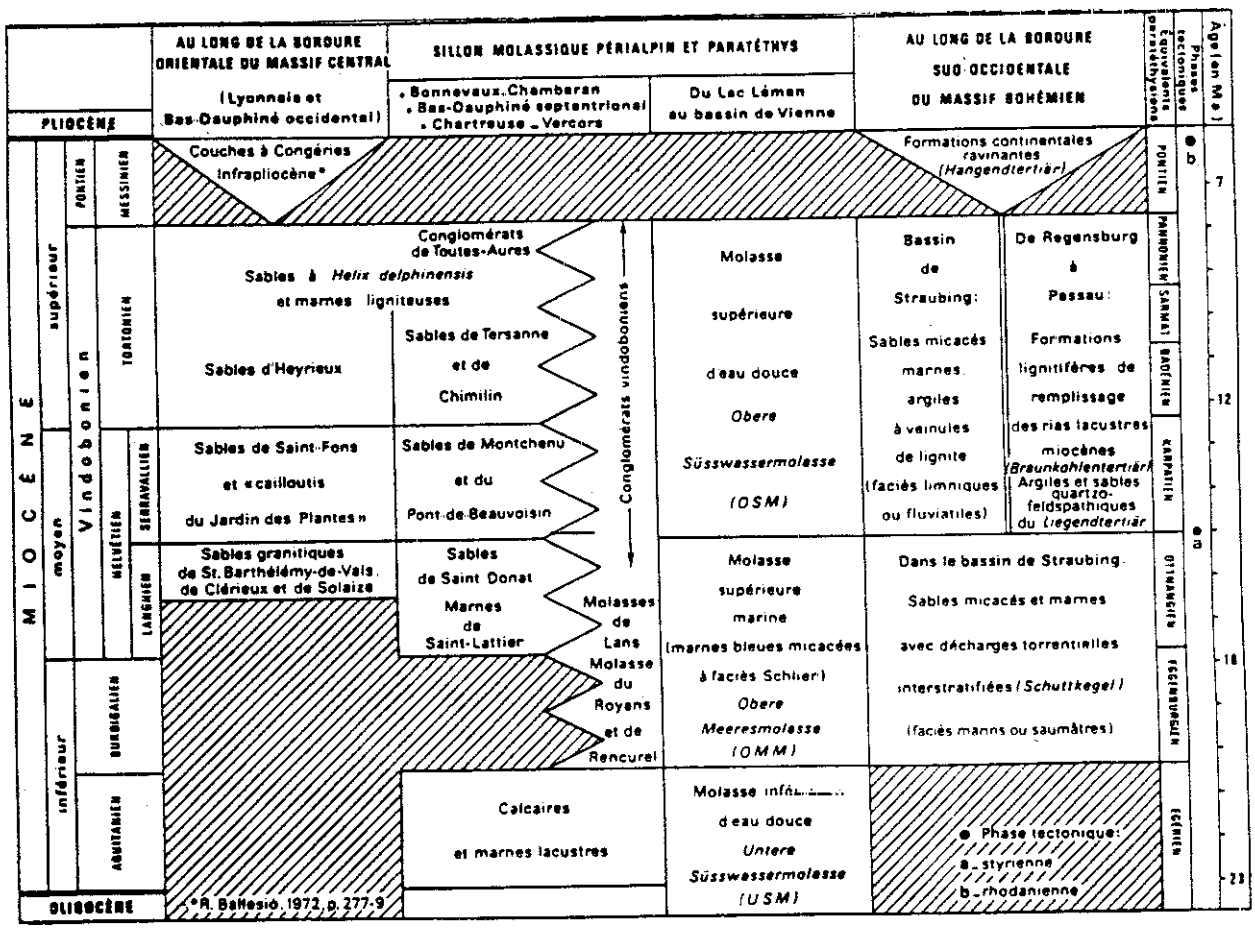


Tableau des corrélations lithostratigraphiques inter-régionales du Miocène périalpin (Bas-Dauphiné et Basse-Bavière notamment)

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BAUER J. (1974). - *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 2, 16, p. 209-234, 14 fig.

BAULIG H. (1928). - Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. *Thèse*. Colin éd., Paris, 591 p., 6 fig., 11 planches, cartes, coupes, profils, 16 pl. photogr.

BESSEDIK M., AGUILAR J.-P., CAPPETA H. & MICHAUX J. (1984). - *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, n° 2, p. 181-190, 2 tabl.

BIROT P. (1958). - Morphologie structurale, P.U.F., Paris, Coll. *Orbis*, 2 t., 464 p., 100 fig.

BUSSON G. (1979). - *Ann. Géol. Pays Hellén.*, t.h.-s., fasc. 1, p. 227-238 ; cf. aussi *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 2, 16, 1974, p. 189-208.

CLAUZON G. (1972). - *Init. Rpts, D.S.D.P.*, XIII, 2, p. 1251-1256.

CLAUZON G. (1974). - *Ann. de Géogr.*, 83, p. 129-140, 2 fig.

CLAUZON G. (1975). - *Bull. Assoc. géogr. franç.*, 52, n° 429, p. 317-333.

CLAUZON G. (1982). - *Bull. Soc. géol. France*, 7, 24, p. 597-610, 5 fig.

DAVID L. (1958). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 247, p. 1475-6.

DAVID L. (en collab. avec H. GAUTIER & G. LATREILLE) (1959a). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 248, p. 2888-2890.

DAVID L. (1959b). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 249, p. 141-142.

DAVID L. (1963a). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 256, p. 3715-7.

DAVID L. (1963b). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 256, p. 3867-9.

DEMARCQ G. (1970). - *Mém. B.R.G.M.*, n° 61, 258 p., 4 pl. photogr., 3 tabl.

DEMARCQ G. (1973). - Lyonnais, Vallée du Rhône. Masson, Guides géol. rég., 175 p., 105 fig., 4 pl. photogr., index.

DEMARCQ G., BALLESIO R., RAGE J.-C., GUÉRIN C., MEIN P., & MÉON H. (1983). - *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Amsterdam, n° 42, p. 247-272, 1 tabl.

DEMARCQ G., MEIN P., BALLESIO R., & ROMAGGI J.-P. (1989). - *Bull. Soc. géol. France*, 8, 5, p. 797-806, 3 fig., 3 tabl., 1 pl.

HAUNSCHILD H. & JERZ H. (1981). - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1/500 000, 3e éd., 168 p., 29 fig., 21 tabl., 6 dépl., 1 carte tecton. h.-t.

KLEIN Cl. (en collab. avec J. DÉSIRÉ-MARCHAND) (1987). - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl.-Bd. 65, p. 101-138, 6 fig. dont 2 cartes géomorph. h.-t. au 1/150 000.

KLEIN Cl. (en collab. avec J. DÉSIRÉ-MARCHAND) (1988). - *Méditerranée*. 63, p. 3-24, 7 fig., 1 carte h.-t. en coul. au 1/100 000.

KLEIN Cl. (1990). - L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse. *Mém. et Doc. de Géogr.*, éditions du C.N.R.S. (*à l'impression*). Cf. p. 99-113, 8 fig., 2 cartes.

LATREILLE G. (1969). - *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 33, 254 p., 78 fig., 39 tabl., 81 p. d'annexes.

MANDIER P. (1969). - *Rev. Géogr. Lyon*, 44, p. 117-168, 13 fig., 7 pl. phot.

MANDIER P. (1988). - *Doc. du B.R.G.M.*, n° 151, 3 t., 654 p., 229 fig., 18 tabl., 11 cartes, 5 pl. h.-t., index. Thèse soutenue en 1984, Univ. Lyon 2, C.R. dans *Bull. Lab. rhod. géomorph.*, 1984, n° 15-16, p. 27-36.

MEIN P., MÉON H., ROMAGGI J.-P. & SAMUEL E. (1984). - *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, 21, suppl., p. 37-44.

MÉON H., BALLESIO R., GUÉRIN C. & MEIN P. (1979). - *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, B, 27, 302 p.

PELLETIER J. (1953). - *Rev. Géogr. Lyon*, 28, p. 359-369, 3 fig.

PERRIAUX J., MONJUVENT G., USELLE J.-P. (1984). - *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 105-114.

ROMAN F. (1926). - Géologie lyonnaise, P.U.F. éd., Paris, 356 p., 56 fig.

ROMAN F. (1931). - *Etudes rhodaniennes*, 7, p. 349-401, 10 fig.

ROUCHY J.-M. (1981). - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Thèse*, Mus. natn. hist. nat. et Univ. Paris VI, 295 p.

ROUCHY J.-M. (1982). - *Bull. Soc. géol. France*, 7, 24, p. 653-7.

ROUCHY J.-M. (1986). - *Bull. Soc. géol. France*, 8, 2, p. 511-520 ; voir aussi : *ibid.*, 8, 6, p. 83-94 (1990).

SUC J.-P. & BESSAIS E. (1990). - *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 310, II, p. 1701-1707.

ARRET V : Le méandre fossile de Saint-Désirat

Thème : *Les implications géodynamiques et paléogéographiques d'un méandre fossile messinien.*

V, 1/ L'âge messinien du méandre de Saint-Désirat

Cet âge découle de trois données :

- il est postérieur au piémont dauphinois (fossilisé à - 5,6 Ma et responsable de cette section épigénique de la vallée) ;
- il est antérieur au colmatage de la ria pliocène intervenu au cours du Zancléen inférieur (entre - 5 et - 4,2 Ma) (Clauzon, 1989 ; Aguilar *et al.*, 1989) ;
- il se suit en continuité géométrique jusqu'aux plaines abyssales et aux évaporites profondes auxquelles il passe par un fan delta (Clauzon, 1982, 1988b).

V, 2/ Physiographie sub-aérienne du méandre

Son rayon de courbure mesure 1 km et sa section transverse (mesurée à la cote du plancher alluvial du Rhône, vers 140 m) est de 0,5 km, ce qui représente le tiers de la largeur actuelle de la vallée du Rhône. Ceci implique que cette dernière a été recalibrée au triple de sa largeur initiale sur toute sa partie exhumée au cours du Quaternaire.

V, 3/ Physiographie enfouie du méandre

Le méandre appartient à la section épigénique de la vallée du Rhône qui n'a pas subi de déformations différentielles depuis le Messinien comme en témoigne la préservation remarquable du piedmont rhodanien. En revanche, il ne recèle aucun sondage profond. Ceux-ci néanmoins existent : tant à l'aval (sondages de Gervans) (Mandier, 1969, 1988 ; Clauzon, 1973, 1982) qu'à l'amont (sondage Rhodiaceta de Péage de Roussillon) (Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1982 ; 1989 ; Aguilar *et al.*, 1989). Aucun d'entre eux n'atteint le substratum. Ils ont été arrêtés dans les argiles pliocènes, respectivement à la cote + 45 NGF pour ceux de Gervans (Mandier, 1969) et à la cote - 110 NGF pour le sondage Rhodiaceta (Ballesio, 1972).

Le méandre de Saint-Désirat se situe 10 km en aval de ce sondage. Par ailleurs, la pente longitudinale moyenne du paléo-Rhône dans cette section accuse une valeur minimum de 1,8 % (Clauzon, 1982). Par conséquent, à l'intérieur du méandre de Saint-Désirat le talweg messinien ne peut se trouver qu'à une profondeur égale ou supérieure à - 130 NGF.

Le piedmont rhodanien à partir duquel s'est exercée la surimposition étant à la cote + 350 NGF, la profondeur de l'incision messinienne est donc supérieure à 480 m. **Large de 500 m aux deux tiers de sa hauteur et profonde de 500 m, la paléovallée du Rhône messinien a donc typiquement une morphologie de canyon.**

V, 4/ Cote du colmatage de la ria pliocène

A l'issue de la crise de salinité, la remise en eau du bassin méditerranéen entraina la submersion des canyons et leur transformation en rias (Clauzon, 1973, 1978, 1979, 1982, 1988a, 1988b, 1989 ; Clauzon *et al.*, 1987a, 1989). Rapidement, ces rias furent colmatées (Clauzon, 1989). La cote actuelle du niveau de colmatage est fournie par l'altitude de la transition marin/continental. Elle est proche de 200 NGF tant dans le méandre fossile que dans les parties amont (Ballesio, 1972 ; Ballesio et Méon-Vilain, 1965 ; Aguilar *et al.*, 1989) et aval (Mandier, 1969 ; Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1973) de la section épigénique.

V, 5/ Quantification de la déformation post-zancléenne

L'âge de l'exondation pliocène dans cette section épigénique est fournie par le gisement de rongeurs de Péage-de-Roussillon, récolté précisément au niveau de la transition

marin/continental (Aguilar *et al.*, 1989). Il est daté de - 4,2 Ma ce qui place l'achèvement du colmatage dans le stillstand du cycle de 3° ordre TB 3.4 (Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1990), stillstand calibré à la cote NGF + 80. On en déduit, pour l'ensemble de la section épigénique du Rhône, un soulèvement uniforme de l'ordre de 120 m. Antérieurement à l'élaboration de la charte eustatique (Vail and Hardenbol, 1979) ce soulèvement avait été estimé à 200 m (Clauzon, 1973) sur la base d'un niveau eustatique pliocène supposé équivalent aux niveaux interglaciaires récents.

V, 6/ La part respective de l'eustatisme et de la tectonique dans l'ensemble du canyon messinien de Saint-Désirat

On sait qu'il s'agit d'un problème débattu depuis un siècle (Fontannes, 1882 ; Depéret, 1895) mais qui, jusqu'à présent, n'a jamais fait l'objet d'approches quantitatives. L'étroite relation de ce gigantesque ravinement avec la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1973), la calibration chronostratigraphique de cet événement désormais assurée (Vai, 1989), la fiabilité de la charte eustatique de Vail (Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1990) autorisent maintenant une approche de ce type.

Le canyon de Saint-Désirat, profond de 500 m, a été incisé au cours de la crise de salinité messinienne (- 5,6 à - 5 Ma). Aussitôt après la ria rhodanienne a été remblayée sur 350 m au cours du stillstand sea level du cycle TB 3.4 calibré à + 80 NGF. Si l'eustatisme avait été le seul facteur contrôlant un tel phénomène, on devrait retrouver - au niveau de son enregistrement stratigraphique - le même écart d'amplitude (entre le début et la fin du phénomène) que celui indiqué sur la charte. Or, la crise de salinité débute à l'issue du high stand du cycle TB 3.3 calibré en hauteur absolue à + 40 NGF tandis que la remise en eau du bassin s'est opérée en fonction du "maximum flooding" du cycle TB 3.4 référencé à + 80 NGF. Il faut cependant tenir compte du fait qu'au début de l'incision, le méandre de Saint-Désirat se trouvait éloigné du niveau de base contemporain d'une distance supérieure à 200 km (Clauzon, 1982). En octroyant au paléo-Rhône pré-évaporitique une paléo-pente minimale (0,25 ‰), le site de Saint-Désirat se trouvait donc à 50/60 m au-dessus de ce niveau de base, soit vers + 100 NGF.

A l'issue de l'oscillation messino-zancléenne (quelle qu'ait été la valeur du creux), le niveau d'exondation pliocène devrait donc se trouver à + 80 NGF soit 20 m en contre-bas de son niveau de départ (+ 100 NGF). Elle s'en trouve, en réalité, 150 m en contre-bas ce qui implique un écart de 130 m qui échappe au contrôle eustatique et qu'il faut, par conséquent, imputer au soulèvement tectonique. Toutefois, si, au lieu de la pente minimale retenue, on s'en tient à la pente actuelle du Rhône (0,5 ‰), l'altitude (exprimée en cote NGF) du départ de l'incision se trouve reportée à + 140/150 NGF soit 70 m en contre-haut par rapport au niveau d'exondation pliocène. Le "hors eustatisme" est, dans cette hypothèse de 80 m.

Dans le premier cas, la contribution tectonique (sous forme de soulèvement) au creusement correspond sensiblement au tiers de son amplitude (130 m/ 500 m), dans le second (80 m/ 500 m), elle n'en représente plus que le sixième.

ARRET VI : Le gisement de rongeurs de Péage-de-Roussillon

Thème : *Stratigraphie séquentielle du colmatage de la ria pliocène du Rhône.*

VI, 1/ Le gisement de Péage-de-Roussillon (Aguilar *et al.*, 1989)

L'intérêt de ce gisement réside moins dans sa richesse paléontologique (il s'agit d'une faunule) que dans sa position écostratigraphique (niveau d'émersion) et dans l'âge qu'il fournit.

- Position stratigraphique du gisement

Il a été découvert à la faveur de l'élargissement à 3 voies (au droit de l'église de Roussillon) de l'autoroute A7. Les pièces ont été extraites de marnes noires ligniteuses qui, dans tout ce secteur (Ballesio et Méon-Vilain, 1965 ; Ballesio, 1972 ; Aguilar *et al.*, 1989), jalonnent, sur un mètre d'épaisseur, la transition marin/continental. Du point de vue écostratigraphique, cette microfaune marque l'exondation qui achève le colmatage de cette partie proximale (35 km au sud de Lyon) de la ria rhodanienne.

- Age du gisement

L'association comporte deux taxons : *Apodemus* cf. *jeanteti* et *Micromys bendai*. Grâce au degré d'évolution de cette dernière espèce, le gisement se voit attribué un âge radiométrique de 4,3 / 4, 2 Ma (fig. 8).

VI, 2/ Physiographie de la ria du Rhône d'après les indications du sondage Rhodiaceta de Péage-de-Roussillon

Judicieusement, ce gisement positionné au toit de la séquence marine se trouve par ailleurs à proximité géographique du sondage Rhodiaceta qui a pénétré cette séquence sur une grande profondeur. Implanté sur une terrasse du Rhône à + 160 NGF, ce sondage (Ballesio, 1972) a traversé 37 m d'alluvions puis 230 m d'argiles bleuâtres à passées micacées dont il n'est d'ailleurs pas sorti. Ipso facto cela reporte le mur de la ria au-delà de - 110 NGF (fig. 17).

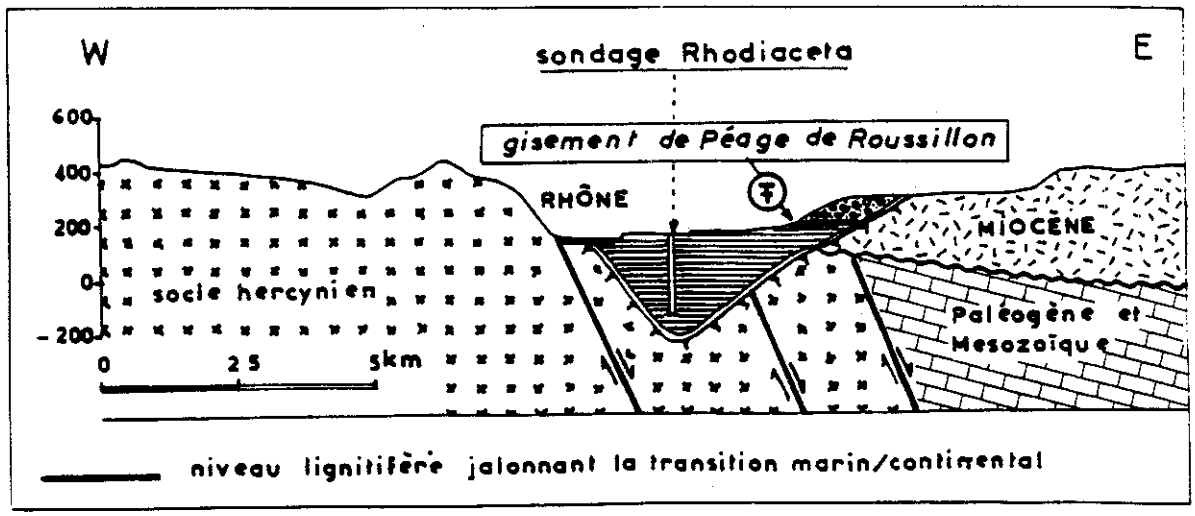


Fig. 17.- Le gisement de rongeurs de Péage-de-Roussillon dans son contexte géologique.

En domaine subaérien on retrouve, comme plus au Sud, sur le socle hercynien l'aplanissement à 350 m tandis qu'à l'Est la surface sommitale du remblaiement miocène de Bonnevaux se termine vers 380 m. L'ampleur totale du creusement messinien est donc là aussi

de l'ordre de 500 m. On sait (Clauzon, 1982) qu'à l'autre extrémité de la ria, au droit du littoral actuel, il atteint 1300 m. Grâce aux sondages intermédiaires, il est possible de restituer sur toute sa longueur le profil longitudinal du canyon messinien (fig. 18).

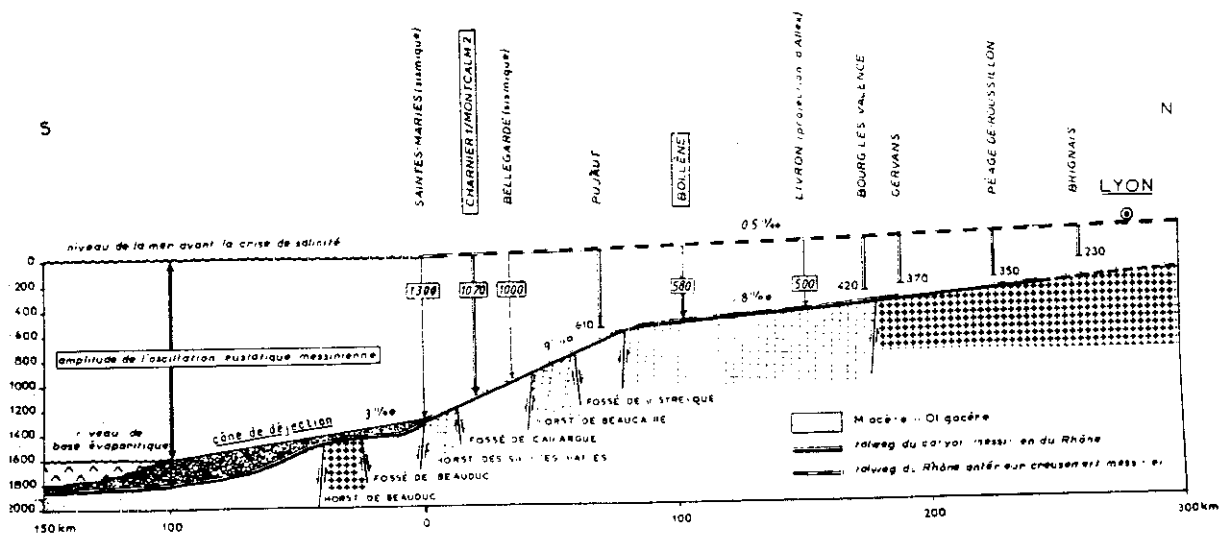


Fig. 18.- Profil longitidinal restitué du paléo-canyon du Rhône messinien d'après Clauzon, 1982.

VI, 3/ Implications séquentielles

L'âge du gisement de Péage-de-Roussillon le situe sur la charte eustatique (Haq *et al*, 1987 ; Vail *et al*., 1990) à l'issue du cycle de 3° ordre TB 3.4 (fig. 9). Conjointement les données écostratigraphiques le place en position d'émersion. Or, le colmatage de la ria, au cours de ce cycle TB 3.4, s'est effectué en fonction d'un niveau eustatique fixé vers + 80 NGF par la charte (fig. 9).

Par ailleurs, on sait que les gisements distaux stratigraphiquement similaires de Saze (Michaux, 1971) et du Mas Soulet (Barrière et Michaux, 1974 ; Chaline et Michaux, 1974) se situent à un faible écart chronologique (0,2 Ma en ce qui concerne Mas Soulet) (fig. 8) du gisement de Péage-de-Roussillon. Cela implique que le comblement de la ria rhodanienne s'est réalisé, pour l'essentiel, au cours du bref épicycle TB 3.5. Grâce à cette donnée, on dispose d'un repère spatio-temporel de 300 km d'extension méridienne qui permet d'apprécier les modifications ultérieures subies par ce dispositif morpho-sédimentaire.

VI, 4/ Implications géodynamiques

En associant les données géométriques ayant trait à la physiographie de la ria et les informations chronostratigraphiques concernant la réalisation du comblement, on constate que ce dernier occupe une durée moyenne de l'ordre du million d'années. On constate également que l'émersion par laquelle il s'achève s'est propagée très rapidement (0,2 Ma) de Péage-de-Roussillon à la Camargue (fig. 19). Ceci implique que le comblement n'a pas progressé régulièrement d'amont en aval dans la ria mais, au contraire, simultanément dans toutes ses sections, sans doute sous l'action des apports des tributaires (Isère, Drôme, Eygues, Durance), le diachronisme méridional de l'émersion étant à mettre au compte de l'accroissement aval du volume à combler.

VI, 5/ Implications tectoniques

Ce sont les mêmes que celles mises en évidence à l'arrêt précédent du méandre fossile de Saint-Désirat. Elles concernent d'une part l'appréciation de la contribution tectonique au creusement messinien et, d'autre part, la continuation de ce soulèvement après le comblement pliocène.

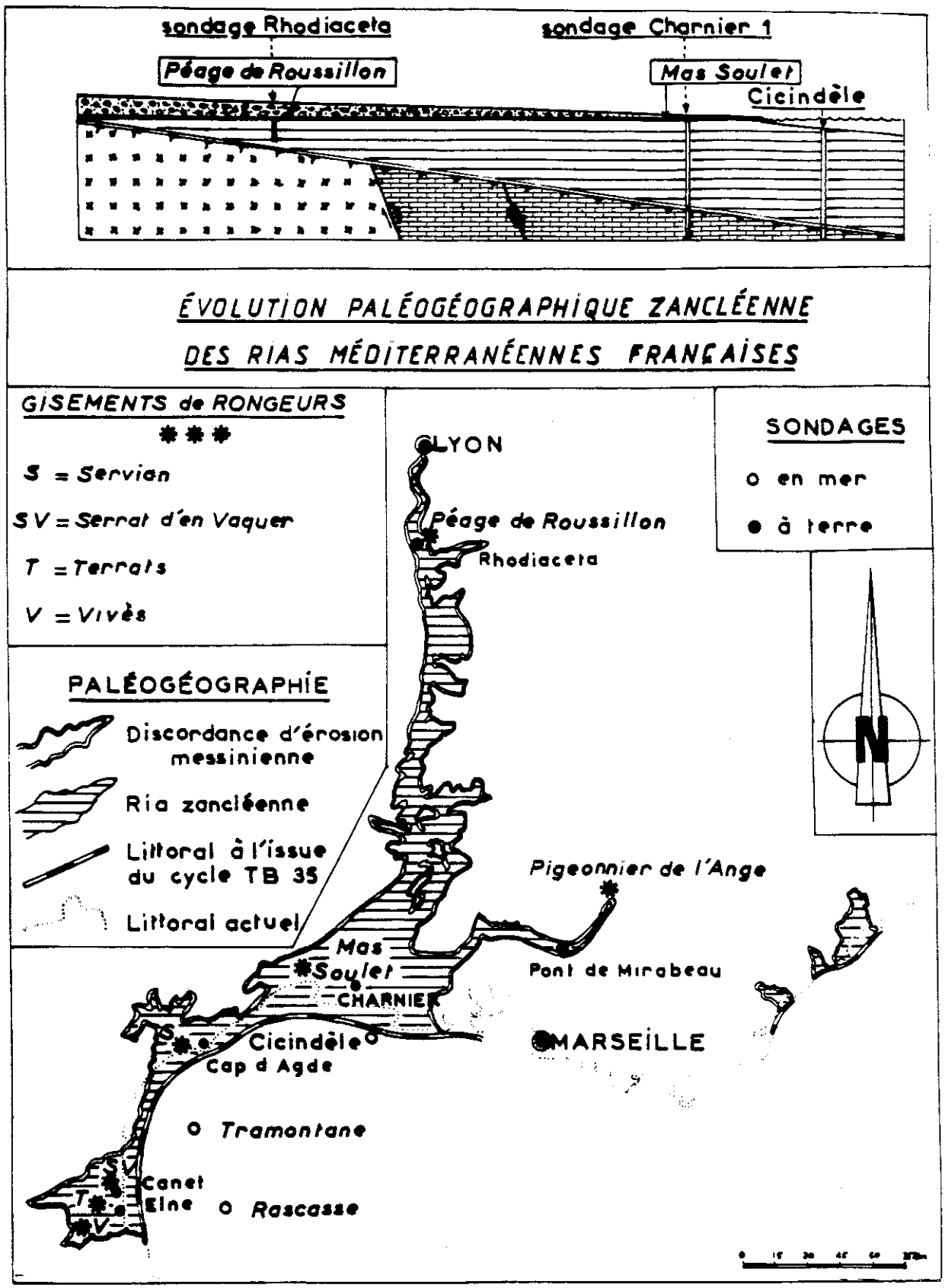


Fig. 19 .- Le gisement de rongeur de Péage-de-Roussillon et le colmatage de la ria pliocène rhodanienne.

ARRET VII : Environs de Vienne

Thème : *Le Miocène marin en recouvrement sur le seuil de Vienne*

Le seuil de Vienne constitue pour le Rhône une section épigénique comme l'est , plus au Sud, la section Andance/Tain-Tournon. On y retrouve un type d'organisation similaire mais avec des modalités spécifiques qui tiennent à une évolution paléogéographique quelque peu différente :

- l'emprise glaciaire y est omniprésente au point d'oblitérer considérablement l'observation du substratum ;
- le Pliocène y est absent en dehors de la ria rhodanienne au sein de laquelle il n'est connu que par de rares affleurements (Fontannes, 1882 ; Torcapel, 1884 ; Ballesio, 1972) et par les données de forages (Mandier, 1988) ;
- superposé au socle hercynien, le toit du piémont miocène atteint la cote 410 au Télégraphe de Vienne, à 4 km à peine à l'est du Rhône.

A la faveur de 3 affleurements de bord de route, il est possible d'examiner 3 modalités de la "transgression" serravallienne sur le socle centralien. Il s'agit, dans l'ordre stratigraphique, des sites de Cancane (paléo-falaise basale), des Guillemottes (faciès tidaux) et de Bérardier (comblement d'une paléo-ria).

VII, 1/ Le site de Bérardier : comblement d'une paléo-ria serravallienne

La coupe se situe vers 250 m d'altitude. Le matériel y est très détritique (sables grossiers et cailloutis) et son origine est centralienne (sables arkosiques et galets de socle). Son émoussé médiocre implique un transport limité vraisemblablement de dépôts de crue.

Les macrofossiles récoltés (fragments de valves) ainsi que la microfaune (Demarcq, 1970) attestent bien - ainsi que les figures sédimentaires - qu'il s'agit d'un dépôt marin. Le cadre dans lequel s'est effectué ce dépôt est celui d'une ria creusée dans le granite. On a affaire en effet à une paléo-vallée de direction NW-SE (Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Mandier, 1988), encaissée de 50/60 m dans sa partie aval. Néanmoins, cette vallée est assez courte puisqu'elle se résorbe en 2 km ce qui lui confère une pente longitudinale prononcée.

Le remplissage de sables centraliens de Bérardier ne présente qu'un moment de la transgression miocène sur le seuil de Vienne puisque, 10 km plus à l'Est, dans le bassin proprement dit et en structure horizontale, les déformations marines atteignent la cote 350, à Mordieu-Détourbe en particulier.

VII, 2/ La paléo-falaise de Cancane

Sur près de 50 m de dénivelé, entre la vallée de la Véga (180 m) et le sommet du versant qui la domine immédiatement (isohypse 230), le contact du Miocène avec le socle hercynien dessine une paléo-falaise façonnée dans le granite et fossilisée par les sables marins. On y observe en particulier (Demarcq, 1970) des balanes en position de vie, adhérentes sur le granite.

Cet escarpement est l'expression topographique d'une faille. Sa raideur enfouie sous les sables miocènes prouve le synchronisme de l'accident morphologique (donc du jeu de la faille) et de sa fossilisation. Le lien paraît ici direct entre tectonique et submersion marine. C'était déjà le dispositif observable au sud de la Galaure, à la base du contact Miocène/socle hercynien.

VII, 3/ Les faciès tidaux des Guillemottes

Entre 235 et 270 m, le substratum hercynien est fossilisé (Lesueur *et al.*, 1990) par des mégarides subtidales surmontées par des dépôts littoraux centraliens (fig. 20), le reste de la série miocène (qui devait atteindre ou approcher 400 m) ayant été enlevé par l'érosion.

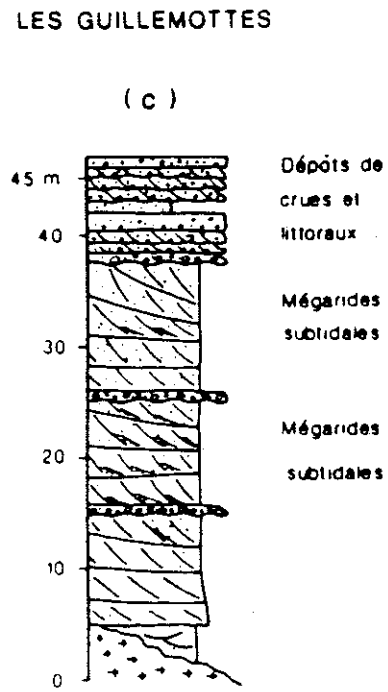


Fig. 20.- Coupe sédimentologique des Guillemottes d'après Lesueur *et al.*, 1990.

VII, 4/ Modalités de la transgression serravallienne sur le seuil de Vienne

Les 3 sites décrits peuvent être regroupés en un schéma de synthèse (fig. 21) qui supporte l'interprétation suivante :

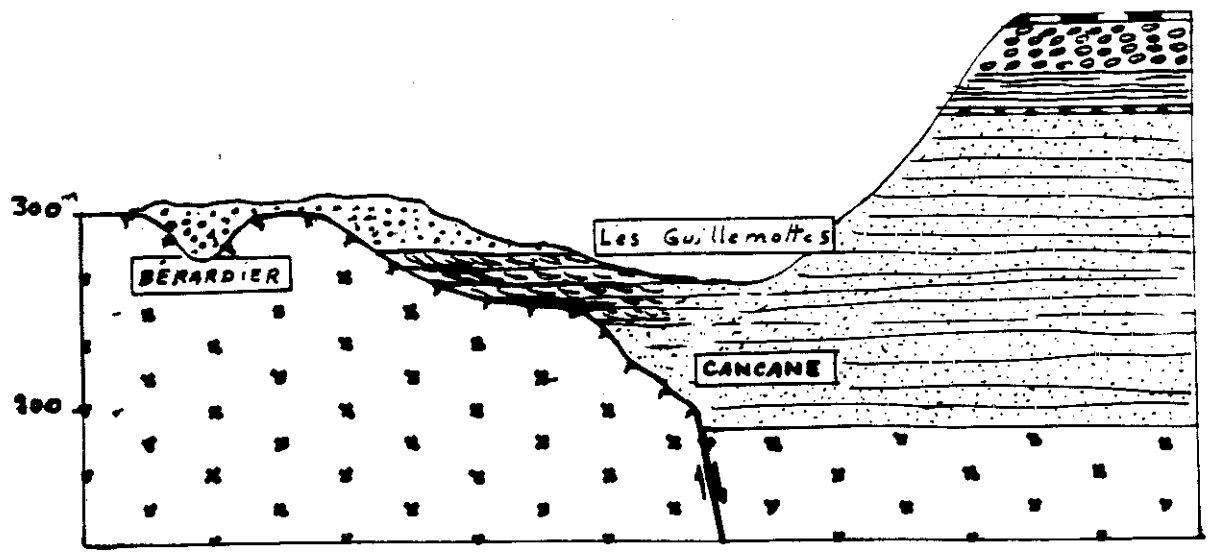


Fig. 21.- Schéma de synthèse du contact socle/Miocène à l'est de Vienne.

- Dans un premier temps, le jeu décrochant ou normal des failles bordant le seuil de Vienne provoque une transgression brutale qui submerge une côte rocheuse qu'elle n'a pas le temps d'aplanir.

- Simultanément, toute la partie exondée de cette topographie issue du jeu des failles subit une érosion. Elle est linéaire au droit des vallées, aréolaire sur les versants.

- Dans un deuxième temps, la submersion progressive de cette topographie intervient et transforme les vallées en rias. Le phénomène se produisant dans un contexte de régression eustatique (cycles de 3° ordre TB 2.5, TB 2.6) (Haq *et al.*, 1987), seule une subsidence globale ou une flexuration différentielle du seuil de Vienne est à même d'expliquer ce comportement du niveau de base.

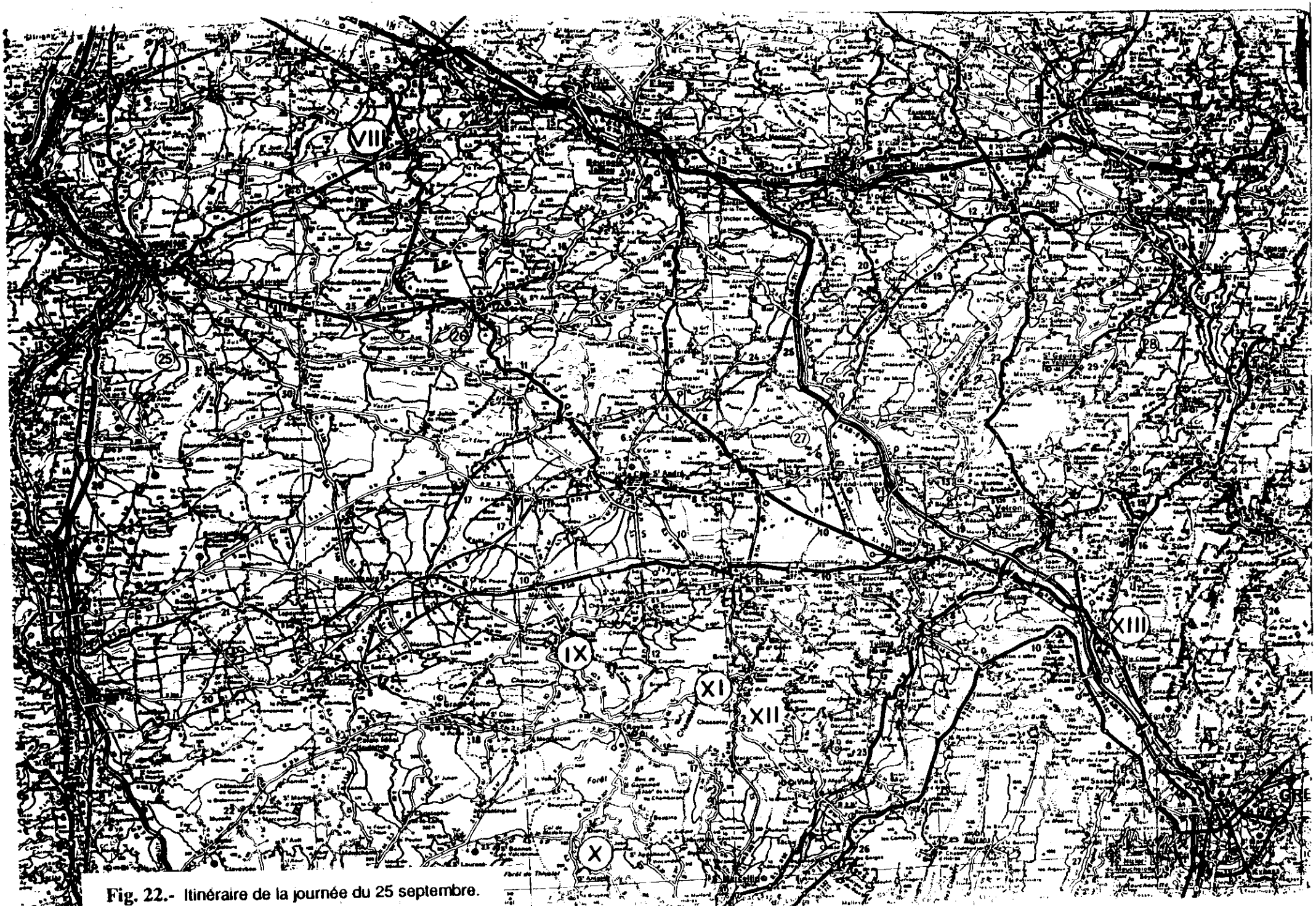


Fig. 22.- Itinéraire de la journée du 25 septembre.

2ème journée (25 Septembre 1990)

ARRET VIII : Carrefour Lafayette / La Grive-Saint-Alban

Thème : *Chronostratigraphie du biseau de Miocène marin au contact du Mésozoïque de l'île Crémieu.*

VIII, 1/ Le niveau des sables d'Heyrieu à *Nassa michaudi*

L'affleurement du carrefour Lafayette (Demarcq, 1970) constitue la nouvelle coupe de référence (Depéret et Haug, 1900) des "Sables d'Heyrieu à *Nassa michaudi*". Ils représentent le sommet - en faciès saumâtre régressif - de l'épaisse série des sables du Dauphiné (Depéret, 1893 ; Demarcq, 1970).

VIII, 1, a/ Analyse sédimentologique de la coupe

La coupe se déploie sur 10 m de haut entre 280 et 290 m. Elle se subdivise (Lesueur et *al.*, 1990) en 3 unités :

- une unité inférieure sableuse ;
- une unité médiane de milieu intertidal comportant de gros galets d'argile, avec des traces de racines conservées, intercalées dans des conglomérats ;
- une unité sommitale de mégarides subtidales.

L'amalgame systématique de faunes marines monospécifiques (nasses) et continentales (hélix) ainsi que la présence de traces de racines indiquent un milieu saumâtre voire lagunaire de fond de golfe. L'apparition de conglomérats suggère des apports du piémont embryonnaire oriental, en l'occurrence le "delta" de La Tour du Pin (Perriaux et *al.*, 1984).

VIII, 1, b/ Analyse stratigraphique de la série miocène dans le secteur Heyrieu/Saint-Georges d'Espéranche

La coupe du carrefour Lafayette appartient à la partie supérieure de la série marine. La **transition marin/continental** (pas toujours facile à observer compte tenu des formations superficielles glaciaires) se situe entre 320 et 350 m dans le secteur.

Le toit de la série continentale a été érodé par l'action des glaciers quaternaires. Néanmoins, dans la région de Saint-Georges d'Espéranche, il atteint 430 m.

Dans la région d'Heyrieu, la base de la série marine a été traversée par de nombreux sondages (Lefavrais-Raymond, 1961, 1962 ; Mandier, 1984). On la trouve, assez uniformément autour de la cote 0 NGF sauf à proximité de l'île Crémieu (Enay, 1980 ; Mandier, 1984) délimitée par des failles à l'Ouest.

L'ensemble de ces données confèrent à la série marine une épaisseur de 300-350 m et à la série miocène, dans son intégralité, 400/450 m.

VIII, 1, c/ Datation des niveaux d'émersion

Stratigraphiquement les gisements de vertébrés de Saint-Georges d'Espéranche et surtout de **Saint-Jean de Bournay** (Depéret, 1887 ; Guérin et Mein, 1971), datés à 12 Ma, sont proches des niveaux d'émersion. Ils sont par ailleurs contemporains ou légèrement postérieurs au gisement d'Ecocet (Mein, 1985) livré, plus au Nord par les derniers niveaux marins et daté à 12,5 Ma (fig. 6).

VIII, 2/ Le gisement karstique de La Grive-Saint-Alban

Ce célèbre gisement est connu de longue date (Depéret, 1887). Sa richesse macro et microfaunistique (Depéret, 1887, 1882, 1893 ; Depéret et Haug, 1900 ; Viret, 1961 ; Guérin et Mein, 1971 ; Mein, 1984, 1990) en a fait un gisement de référence pour le Miocène moyen mais, à la différence des précédents, il s'agit d'un gisement karstique.

Les pièces sont issues de trois grandes fissures désignées M, L7, L3 (fig. 23) auxquelles on peut adjoindre également le site proche de l'Isle-d'Abeau (Guérin et Mein, 1971). Ces fissures ont livré des faunes diachrones.

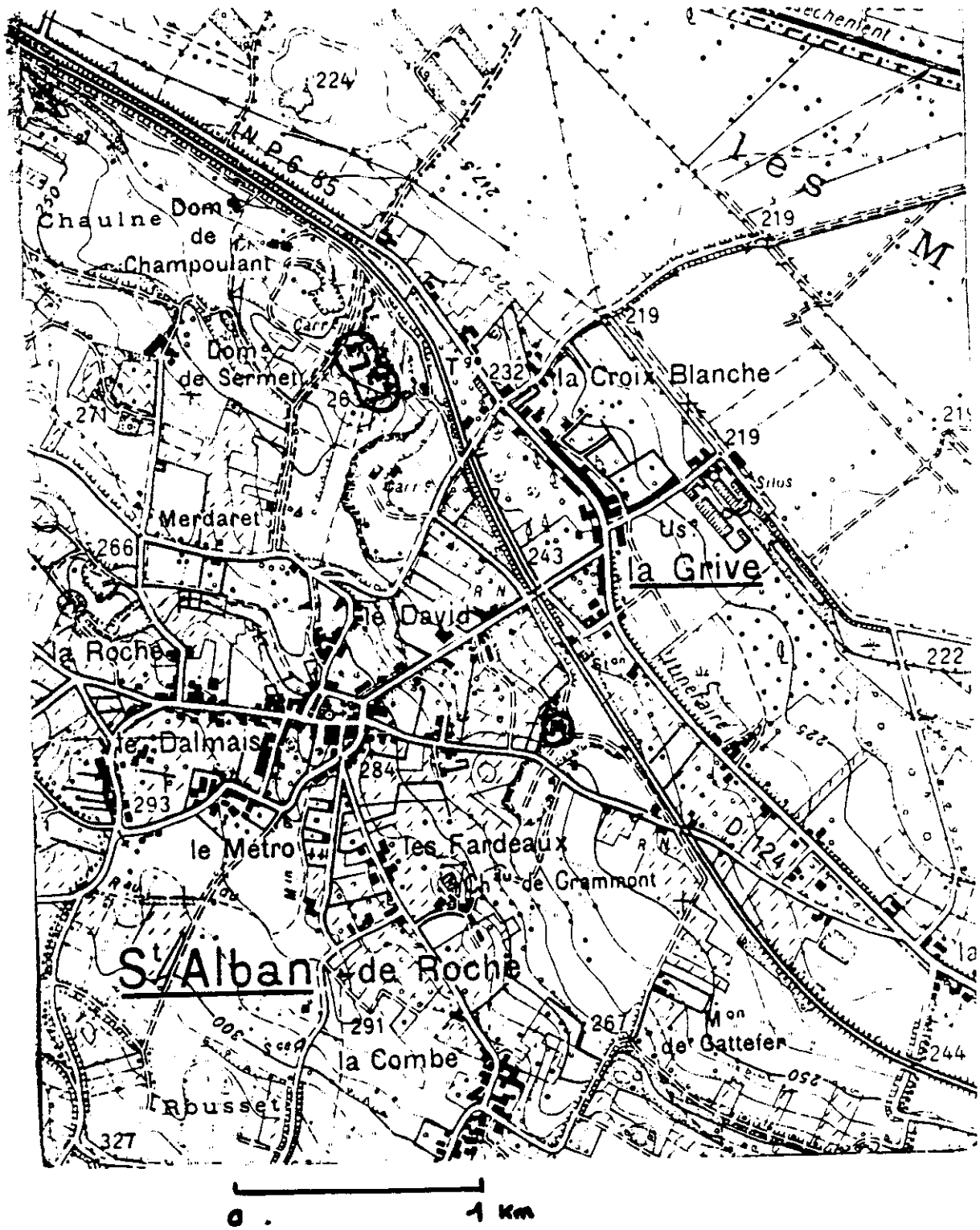


Fig. 23.- Les différents sites (M, L7, L3) du gisement karstique de la Grive/St.-Alban.

S'agissant de déterminer au plus près l'âge du mur des sables marins discordants, on retiendra seulement le témoignage de la plus récente d'entre elles (L3). Elle est datée autour de 13 Ma (fig. 5), les autres fissures étant plus anciennes.

Par ailleurs, géométriquement, la topographie du toit du mesozoïque sous-jacent à la série miocène se présente, d'après les données de sondage, comme une surface de planation inclinée vers le SE (Germain et Demaison, 1958). C'est sur cette surface - qui a subi des déformations ultérieures (Rubino et *al.*, 1990) - que s'est propagé la "transgression" serravallienne.

VIII, 3/ Durée du biseau sédimentaire serravallien et taux de subsidence afférents

Au droit de La Grive-Saint-Alban, la durée du biseau marin est d'à peine 1 Ma pour une épaisseur de sédiments difficile à apprécier, compte tenu des érosions quaternaires, mais, de toute façon très inférieur à la centaine de mètres.

Si l'on raisonne sur la partie plus épaisse du biseau (celle située dans le fossé qui sépare le seuil de Vienne de l'île Crémieu), la durée de l'épisode marin n'y excède pas 3 Ma et l'accumulation sédimentaire autour de 300 m. S'agissant de sables, pour lesquels la compaction est négligeable, on retombe sur des taux moyens de subsidence de l'ordre de 100 m/ 1 Ma. On se souvient que, pour la basse Galaure, ils entraient dans une fourchette 50 à 140 m / Ma.

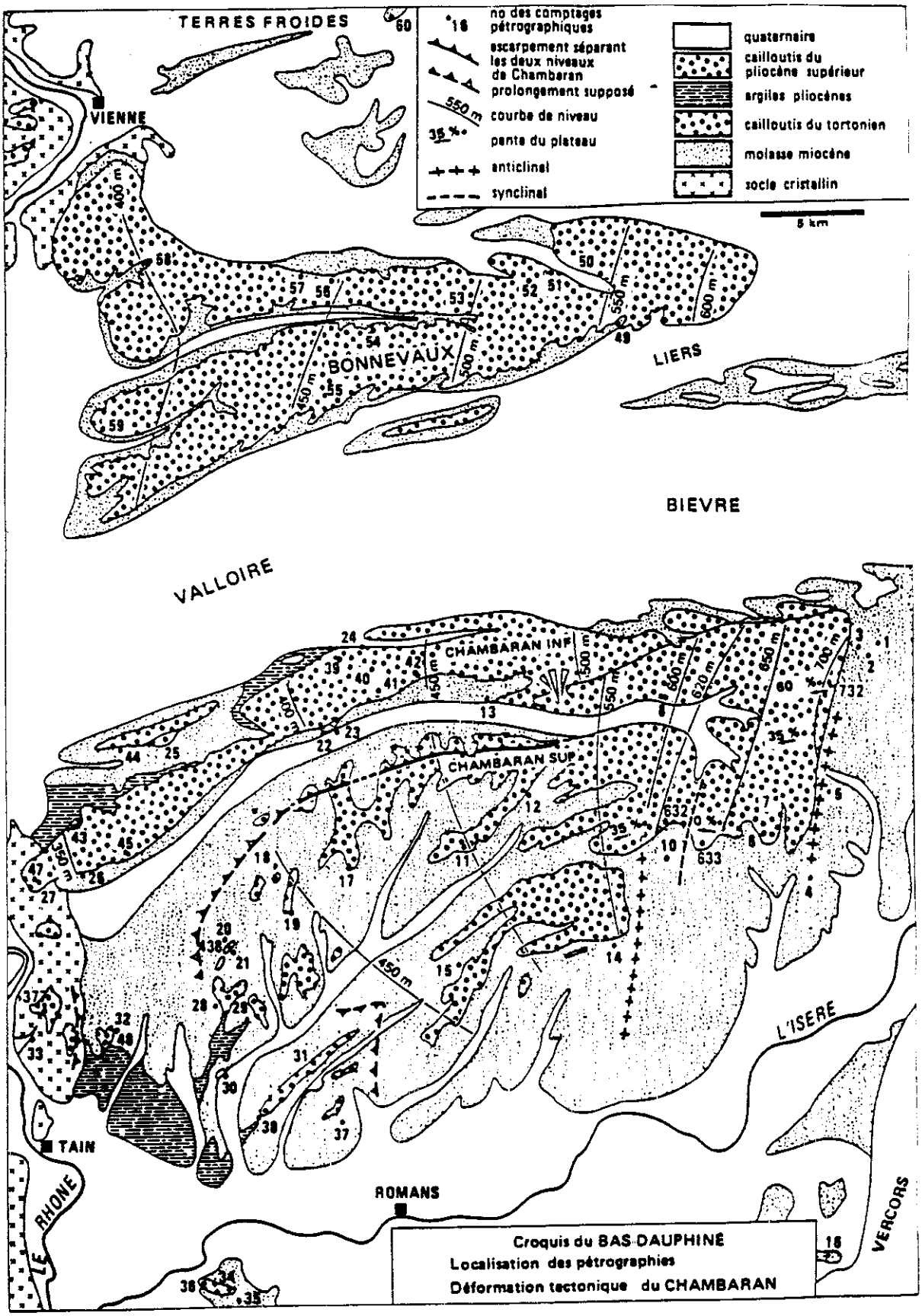


Fig. 24.- L'emboîtement du piémont pliocène dans le piémont miocène (d'après Mandier, 1988).

ARRET IX : Les Plateaux de Chambaran

Thèmes : *Emboîtement et évolutions paléopédologiques des pidémonts miocène et pliocène de Chambaran.*

A. L'individualisation des deux piémonts emboîtés

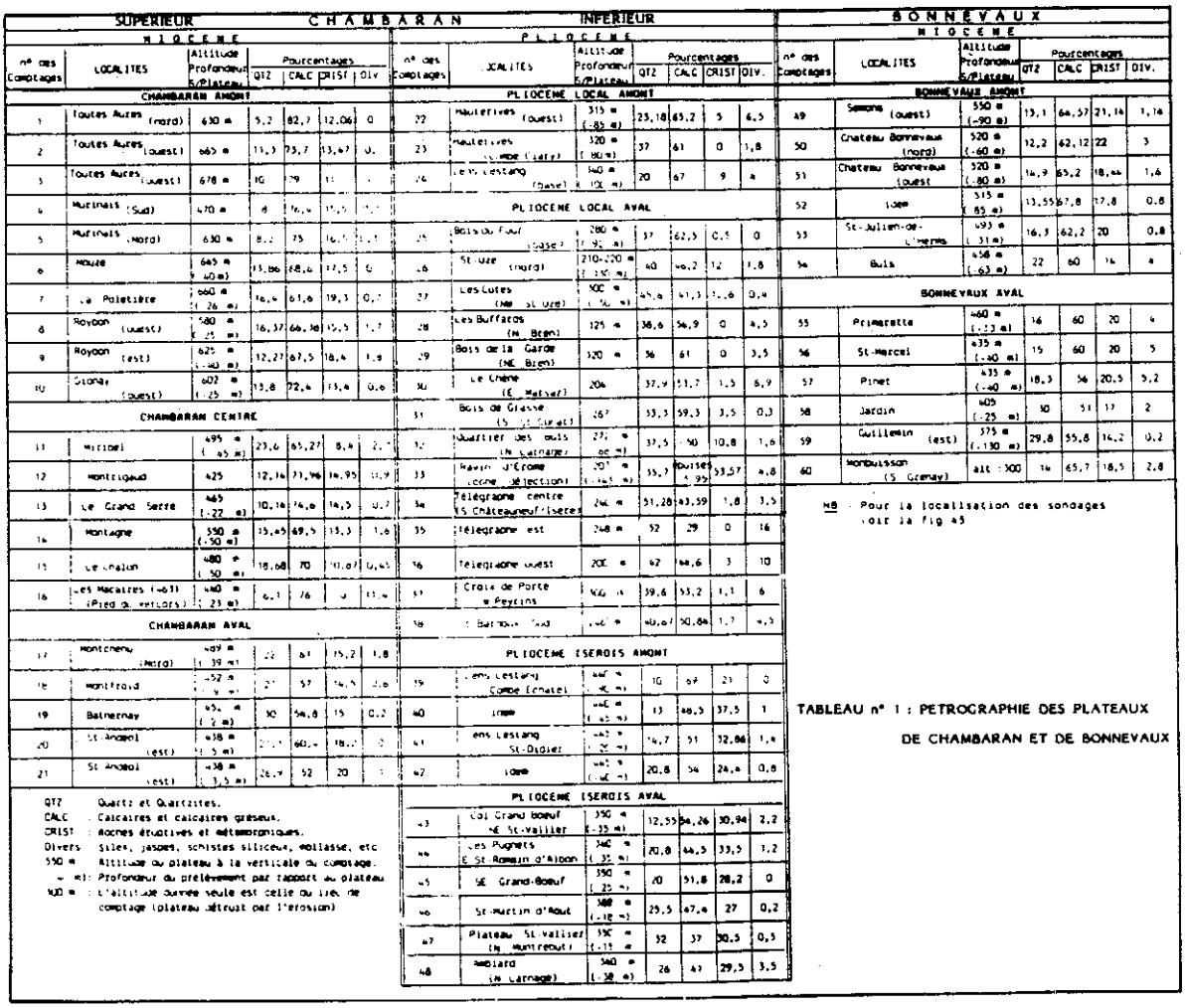
par P. MANDIER

Les cailloutis du plateau de Chambaran correspondent à deux niveaux morphologiquement distincts signalés par la plupart des auteurs depuis H. Baulig (1928) et attribués traditionnellement au Pliocène supérieur (Bourdier, 1962 ; Bravard, 1963 ; Demarcq, 1970 ; Ballesio, 1972 ; Mortaz-Djalili, 1977 ; Montjuvent, carte géol. au 1/250 000, 1980).

En revanche, l'attribution stratigraphique des niveaux supérieur et inférieur du Chambaran respectivement au Miocène et au Pliocène est une donnée récente (Mandier, 1988). Elle repose sur une série d'arguments convergents (fig. 24) :

- différence morphologique : deux niveaux séparés par un escarpement correspondant à une position plus élevée du plateau miocène de Chambaran par rapport à celui du Pliocène supérieur de Lens-Lestang, y compris à l'Ouest au niveau du socle (337 m au Méjans, 345 m à l'Est de Saint-Vallier) ;

- différence pétrographique mesurée au sommet des deux formations : 13 à 20 % de cristallins pour le Chambaran et 27 à 38 % pour le niveau de Lens-Lestang (fig. 25) ;



SUPERIEUR — CHAMBARAN — INFERIEUR — BONNEVAUX

MIOCENE

n° des Comptages	LOCALITES	Altitude Profondeur s/Plateau	Pourcentages QTZ	CALC	CRIST	DIV.
CHAMBARAN AMONT						
1	Toutes Aures (nord)	630 m	5,2	82,7	12,06	0
2	Toutes Aures (ouest)	665 m	13,3	75,7	13,67	0.
3	Toutes Aures (ouest)	678 m	10	79	11	.
4	Murinais (Sud)	470 m	8	76,4	15,5	[illegible]
5	Murinais (Nord)	630 m	8,2	75	16,7	[illegible]
6	Mouze	665 m (-40 m)	13,86	68,6	17,5	0
7	La Poletière	660 m (-26 m)	16,4	61,6	19,3	0,7
8	Royoon (ouest)	580 m (-25 m)	16,37	66,36	15,5	1,7
9	Royoon (est)	625 m (-40 m)	12,27	67,5	18,4	1,8
10	Diona (ouest)	602 m (-25 m)	13,8	72,4	13,4	0,6
CHAMBARAN CENTRE						
11	Murinais	695 m (-45 m)	23,6	65,27	8,4	2,7
12	Montrigaud	625	12,14	71,96	14,95	0,9
13	Le Grand Serre	665 (-22 m)	10,14	76,6	14,5	0,7
14	Montagne	550 m (-50 m)	15,45	69,5	13,3	1,6
15	Le Chalon	680 m (-50 m)	18,68	70	10,87	0,45
16	Les Macaires (=63) (Pied de versant)	640 m (-25 m)	6,1	76	9	11,4
CHAMBARAN AVAL						
17	Montchenu (Nord)	669 m (-39 m)	22	61	15,2	1,8
18	Montfroid	652 m (-9 m)	27	57	14,5	1,6
19	Balmernay	655 m (-2 m)	30	54,8	15	0,2
20	St-Ange01 (est)	638 m (-5 m)	[illegible]	60,4	18,2	[illegible]
21	St Ange01 (est)	638 m (-3,5 m)	26,9	52	20	[illegible]

n° des Comptages	LOCALITES	Altitude Profondeur s/Plateau	Pourcentages QTZ	CALC	CRIST	DIV.
PLIOCENE LOCAL AMONT						
22	Hauterives (ouest)	515 m (-85 m)	25,18	65,2	5	4,5
23	Hauterives (versant Sud-Est)	520 m (-80 m)	37	61	0	1,8
24	Lens Lestang (Ouest)	540 m (-10[illegible] m)	20	67	9	4
PLIOCENE LOCAL AVAL						
25	Bois du Four (Ouest)	280 m (-95 m)	37	62,5	0,5	0
26	St-Uze (nord)	210-220 m (-150 m)	40	46,2	12	1,8
27	Les Cotes (NE St Uze)	300 m (-50 m)	45,6	41,3	11,6	0,4
28	Les Buffards (N. Bren)	125 m	38,6	56,9	0	4,5
29	Bois de la Garde (NE Bren)	320 m	36	61	0	3,5
30	Le Chêne (E Malleval)	204	37,9	51,7	1,5	6,9
31	Bois de Grasse (S St Uze)	267	33,3	59,3	3,5	0,3
32	Quartier des Outs (N Larnage)	270 m (-80 m)	37,5	50	10,8	1,6
33	Ravin d'Erome (cone injection)	207 m (-145 m)	35,7	Poudingue 4,95	53,57	4,8
34	Télégraphe centre (S Châteauneuf/Isère)	246 m	51,28	43,59	1,8	3,5
35	Télégraphe est	248 m	52	29	0	16
36	Telegraphe ouest	200 m	42	44,6	3	10
37	Croix de Porte (W Peyrins)	300 m	39,6	53,2	1,1	6
38	Barbaux (=43	[illegible] m	40,67	50,84	1,7	4,5
PLIOCENE ISEROIS AMONT						
39	Lens Lestang Combe Echalet	440 m (-40 m)	10	69	21	0
40	Izeaux	440 m (-45 m)	13	46,5	37,5	1
41	Lens Lestang St-Didier	440 m (-20 m)	14,7	51	32,86	1,4
42	Izeaux	440 m (-40 m)	20,8	54	24,4	0,8
PLIOCENE ISEROIS AVAL						
43	Col Grand Boeuf NE St-Vallier	350 m (-35 m)	12,55	54,26	30,94	2,2
44	Les Pugnets E St-Romain d'Albon	340 m (-35 m)	20,8	44,5	33,5	1,2
45	SE Grand-Boeuf	350 m (-25 m)	20	51,8	28,2	0
46	St-Martin d'Aout	380 m (-18 m)	25,5	47,4	27	0,2
47	Plateau St-Vallier (N Montrecout)	350 m (-15 m)	32	37	30,5	0,5
48	Mollard (N Larnage)	360 m (-30 m)	26	43	29,5	3,5

n° des Comptages	LOCALITES	Altitude Profondeur s/Plateau	Pourcentages QTZ	CALC	CRIST	DIV.
BONNEVAUX AMONT						
49	Semons (ouest)	550 m (-90 m)	15,1	64,57	21,14	1,14
50	Chateau Bonnevaux (nord)	520 m (-60 m)	12,2	62,12	22	3
51	Chateau Bonnevaux (ouest	520 m (-80 m)	14,9	65,2	18,44	1,6
52	Izeaux	515 m (-65 m)	13,55	67,8	17,8	0,8
53	St-Julien-de-L'Herms	493 m (-31 m)	16,3	62,2	20	0,8
54	Buis	458 m (-63 m)	22	60	14	4
BONNEVAUX AVAL						
55	Primarette	460 m (-23 m)	16	60	20	4
56	St-Marcel	435 m (-40 m)	15	60	20	5
57	Pinet	435 m (-40 m)	18,3	56	20,5	5,2
58	Jardin	405 (-25 m)	10	51	17	2
59	Guillemin (est)	375 m (-130 m)	29,8	55,8	14,2	0,2
60	Monboisson (S Gemay)	alt : 300	14	65,7	18,5	2,8

QTZ : Quartz et Quartzites.
CALC : Calcaires et calcaires gréseux.
CRIST : Roches éruptives et métamorphiques.
Divers : Silex, jaspes, schistes siliceux, molasse, etc
550 m : Altitude du plateau à la verticale du comptage.
- m) : Profondeur du prélèvement par rapport au plateau
400 m : L'altitude donnée seule est celle du lieu de comptage (plateau détruit par l'érosion)

NB : Pour la localisation des sondages voir la fig 45

TABLEAU n° 1 : PETROGRAPHIE DES PLATEAUX DE CHAMBARAN ET DE BONNEVAUX

Fig. 25.- Spectres pétrographiques comparés des piémonts miocène et pliocène (Mandier, 1988)

- différence de taille du plus gros galet moyen du sommet des deux formations : la plus grande pour le niveau pliocène de Lens-Lestang que pour celui du plateau supérieur du Chambaran ;
- à l'Ouest, superposition constante des conglomérats du plateau supérieur du Chambaran ;
- avancée prouvée jusqu'au socle des cailloutis du Tortonien supérieur (quartzites alpins remaniés et présents dans les dépôts pliocènes d'Erôme dans la vallée épigénique) ;
- différence pédologique : altération plus forte pour le plateau supérieur de Chambaran que pour le niveau inférieur de Lens-Lestang ;
- déformations compressives anticlinales et synclinales du Chambaran supérieur.

B. Paléosols et altérations du Chambaran

par J. VAUDOUR

Dans ce secteur-clé du piémont rhodanien, les caractéristiques des sols et les processus pédogénétiques ont été remarquablement mis en évidence par Bornand (1978). Pourtant, si les travaux de cet auteur constituent encore la référence de base, l'interprétation proposée, en accord avec les conceptions retenues par la plupart des géologues, pédologues et géomorphologues dans les années 70, soulève quelques difficultés, notamment si on l'examine dans le cadre de l'hypothèse des piémonts néogènes dédoublés présentée au cours de cette excursion. Une révision serait nécessaire (1), mais elle s'avère délicate, compte tenu de l'épaisseur inhabituelle des profils d'altération, de l'absence de bonnes coupes (densité du couvert végétal, perturbations anthropiques) et de l'incertitude qui pèse encore sur la stratigraphie.

Après une présentation des résultats de Bornand nous nous permettrons, à la lumière des observations effectuées dans ce secteur et en fonction de la bibliographie récente (thèse de Mandier et notices des feuilles de La Côte Saint André, Beaurepaire, et Grenoble 2ème édition par Monjuvent) de poser quelques questions et de fournir les éléments d'un débat. Existe-t-il deux nappes grossières distinctes, d'âge miocène et pliocène, affectées par une seule et même altération "évidemment postérieure au Pliocène supérieur" (Mortaz-Djalili,1977)? La glaise à galets siliceux de Chambaran est-elle plus épaisse au sommet du Miocène qu'au sommet du Pliocène (Mandier, thèse)? Les sols du Chambaran sont-ils de vieux sols (ou sols relictes au sens de A. Bronger et Catt,1989) ou en partie de véritables paléosols? Dans quelle mesure les fronts d'altération quaternaire n'ont-ils pas pas rejoint ou oblitéré en profondeur d'anciens fronts intra ou pré-villafranchiens (Vaudour, 1983)?

I- La place du Chambaran dans la chronoséquence des sols fersiallitiques et ultisoliques du piémont du Bas-Dauphiné (Bornand, 1978)

a) Principaux stades évolutifs

Cinq stades croissants d'altération sur un matériau originel présentant au départ des caractéristiques comparables ("cailloutis rhodanien") sont reconnus. Chacun d'eux représente une étape de l'évolution pédologique quaternaire résumée dans le tableau suivant.

Période de dépôt	Stade d'évolution	Epaisseur du profil	Durée en années (*)
Würm	Stade 1 sol faiblement fersial-litique peu rubéfié et argilifié	0,04	30000,00
Riss	Stade 2 sol fersiallitique lessivé, fortement rubéfié, peu désaturé	2 - 3 m	130000,00
Mindel	Stade 3 sol fersiallitique lessivé fortement rubéfié, assez désaturé	3 - 5 m	600000,00
Günz	Stade 4 sol fersiallitique lessivé, fortement désaturé, en voie de dégradation	7 - 9 m	800000,00
Villafranchien	Stade 5 sol lessivé, acide dégradé, hydromorphe, dérubéfié, jaune, ("ultisol")	15 - 20 m	> 2 000 000

(*) Estimations de P. Bornand réactualisées

Les 3 premiers stades se caractérisent par une hydrolyse peu acide, en milieu aéré, une dynamique verticale, la prédominance d'argiles 2/1, la disjonction des fronts d'altération et d'illuviation.La pédogenèse qui conduit aux sols dégradés hydromorphes au cours des 2 derniers stades est marquée par une dynamique latérale, la prédominance d'argile K ou d'argile micacée, la rencontre des 2 fronts au niveau des horizons B et un appauvrissement absolu du fer en surface.

b) Interprétation

Les couvertures pédologiques de l'ensemble de la séquence sont autonomes. Pour Bornand, comme pour les auteurs qui travaillaient au même moment que lui sur d'autres piémonts (Barrière, 1970 ; Ruellan, 1970 ; Icole, 1974, etc...) la pédogenèse apparaît globalement comme un phénomène progressif et continu de soutirage et de tassement des matériaux grossiers, alluviaux ou fluvio-glaciaires des terrasses.

L'épaisseur des profils d'altération et des horizons B dépend de la durée d'évolution et non de variations climatiques. Bornand distingue 2 phases majeures.

1°) Une **première phase rubéfiante, de type fersiallitique**, s'étendant sur 500 000 ans.

Les processus rubéfiants sont déclenchés au cours des **stades 1 et 2** en fonction de la dissolution des carbonates de calcium. A ces stades les pertes en aluminium, silice et potassium sont liées à l'altération de certains feldspaths, principalement calco-sodiques.

La rubéfaction et la fersiallitisation connaissent un développement maximal au cours du **stade 3**. L'altération des feldspaths potassiques entraîne alors la désagrégation complète des galets cristallins et celle des micas noirs une exsudation importante du fer hors des réseaux.

2°)Une **seconde phase "ultisolique"**, plus lente et plus longue (>1 Ma) traduit cependant le franchissement d'un seuil. Dégradation et dérubéfaction se décomposent en 2 stades (4 et 5) :

-le **stade 4** voit l'amorce des phénomènes de dégradation. Les minéraux primaires ayant disparu, les transformations affectent maintenant les minéraux argileux. On passe d'un système ouvert et drainant à un système confiné ;

-le **stade 5** correspond à la phase majeure de dégradation et de dérubéfaction, qui s'accompagne d'une très nette augmentation des pertes en cations (y compris le fer). Leur départ provoque la déstabilisation des argiles et leur destruction.

En définitive l'épaisseur des profils d'altération et des horizons B dépend de la durée d'évolution et non de variations climatiques.

II- Implications paléopédologiques des nouvelles données chronostratigraphiques et géomorphologiques. Problèmes et hypothèses.

Les données chronostratigraphiques actuelles (emboîtement de 2 piémonts néogènes, étalement de la durée possible d'évolution des sols sur 5,6 Ma selon Clauzon, 6 à 7 Ma selon Mandier, importance de la sédimentation loessique et limoneuse) remettent en cause une partie de l'interprétation de Bornand, fondée sur l'existence d'un seul piémont avec une chronologie courte (le seul Quaternaire), l'altération débutant en effet avec la plus haute et la plus ancienne nappe alluviale d'âge plio-villafranchien.

Il s'avère que la surface culminante du plateau de Chambaran, comme celle du plateau de Bonnevaux, est constituée pour l'essentiel par un conglomérat miocène, le niveau pliocène, tout au moins sur la bordure N du Chambaran étant situé en contrebas (440 m à Lens-Lestang). Il existe une nappe alluviale grossière, avec des caractéristiques sédimentaires et pétrographiques assez proches au toit de chacun des deux piémonts néogènes (cf. le texte de Mandier).

Dès lors :

1°) La tâche majeure de la paléopédologie consiste à mettre en évidence des différences de nature ou d'intensité entre les sols et les altérites de ces différents niveaux.

2°) Le rôle cumulé du temps ne constitue pas nécessairement le paramètre unique de l'évolution des sols. Il convient peut-être de prendre en considération l'évolution climatique intervenue depuis le dépôt -à son toit- de la nappe caillouteuse miocène jusqu'à nos jours, voir l'influence de climats nettement plus chauds à rythme tropical.

3°) La complexité de l'évolution géomorphologique (deux phases de remblaiement, au Miocène supérieur et au Pliocène ; deux phases d'incision, au Messinien et au Quaternaire) constitue une clé importante de l'interprétation paléopédologique, dans la mesure où elle implique des modifications fondamentales au niveau du drainage. Rien ne s'oppose à ce que la phase d'altération du cailloutis miocène ait commencé il y a 6 à 7 Ma et que la rubéfaction et l'argilification (kaolinite) aient été favorisées par le perchement du plateau au-dessus du couloir messinien de la "Bièvre". Par contre, le remblaiement pliocène n'est sans doute pas responsable de la dégradation des conditions de drainage et des phénomènes de dérubéfaction par hydromorphie, le niveau miocène étant resté en définitive perché au-dessus du niveau pliocène. Cette dégradation est imputable au colmatage des horizons profonds par illuviation.

4°) L'importance de la sédimentation limoneuse (souvent 5 à 7 m) et éolienne du Pliocène supérieur et du Quaternaire (apports répétés au cours des phases froides) a eu une double conséquence au point de vue de la paléopédologie:

-tantôt les pédogenèses successives se sont télescopées, comme l'avait bien vu M.Bornand, et les sols superficiels du Chambaran sont bien de **vieux sols**, bariolés, hydromorphes, dérubéfiés à galets de quartzite abondants ;

-tantôt les limons sont très épais, pratiquement et on se trouve en présence de sols jaunes (10 YR 7/6 ou 6/8 Munsell) qui fossilisent des horizons profonds caillouteux, bariolés, argilifiés, à rubéfaction encore importante, et on se trouve en présence d'un profil

complexe (**vieux sol** xanthique à redistribution du fer et du manganèse sous forme d'enduits noirs brillants, **sur paléosol** rouge, tronqué et enterré?). Ce cas pourra être observé dans le bois communal de Dionay, où le sol lessivé jaune est visible sous la pinède et les taillis de châtaigniers à la cote 633, tandis que les horizons rubéfiés (avec des couleurs rouges dans la gamme des 2,5 YR ou parfois même 1O R) et bariolés apparaissent sur le rebord du plateau, aux alentours de la cote 62O m,à la faveur d'une coupe ouverte récemment en vue d'un captage d'eau).

Conclusions

Dans l'état actuel de nos connaissances, l'étude paléopédologique du Chambaran permet bien d'individualiser les très hauts niveaux conglomératiques des terrasses fluvio-glaciaires de Bièvre-Valloire, mais elle n'apporte qu'une réponse indécise aux problèmes posés par l'évolution de ce piémont au cours du Néogène. A partir des observations de surface, il est difficile de différencier les sols du sommet du Pliocène (cas de la nappe de Lens-Lestang, aux alentours de 440 m) et du sommet du Miocène (sur le rebord de la forêt de Chambaran, aux alentours de 650-700 m d'altitude). Seul un examen détaillé des données fournies par des forages récents de puits ayant traversé les sols et altérites sur des épaisseurs considérables, pourrait fournir avec plus de netteté un critère d'ordre pédologique et altérologique à la distinction des 2 piémonts telle qu'elle est établie par Mandier sur des bases morphologiques et pétrographiques (1).

(1) - Nos collègues M. Bornand, P. Mandier et G. Montjuvent disposent à cet égard d'observations en partie inédites recueillies au cours de leurs recherches et rassemblées lors d'une tournée commune de terrain en 1976. A titre indicatif, retenons le critère retenu par Mandier : une tranche d'altération de 27 m pour le piémont miocène (forage au lieu-dit Le Plâtre cote 661 au-dessus de Brion), contre 18 m pour le piémont pliocène (sondage de Lens-Lestang, niveau 440 m).

Remerciements. P.MANDIER m'a fait bénéficier de son expérience et de ses conseils au cours d'une visite préliminaire à cette excursion. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BORNAND M. (1972).- Etude pédologique de la moyenne vallée du Rhône, *Pub. SES* INRA, 250 p., 20 fig., 23 tabl., 44 photos,1 livret-guide annexe 60 p., + 1 carte pédologique à 1/100 000.

BORNAND M. (1978).- *Altération des matériaux fluvio-glaciaires. Genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône,* thèse, Sc. Montpellier, INRA, 329 p., fig.,12 pl.phot.

BRONGER A. et CATT J.A. (1989).- Paléosols : problems of definition, recognition and interpretation, *Paléopedology. nature and Application of Paleosols,* A.BRONGER et J.A.CATT Ed., *Catena* Suppl.16, Cremlingen, p.1-7.

AFES-INRA (1988).- *Référentiel pédologique français,* 2ème proposition, 251 p.

VAUDOUR J. (1983).- Vieux sols et paléosols des niveaux villafranchiens méditerranéens, Colloque intern. Le Villafranchien méditerranéen, stratigraphie, environnement bioclimatique, morphogenèse et tectonique (Lille, 9-10 déc.1982), *Bull.A.F.E.S,* 2-3, p.95-102.

Faune de Dionnay 1980-1982;2700 K 1028 dents

1 Chiroptera			
	1 Vespertilionidae	"Pipistrellus"	1
104 Insectivora			
	39 Soricidae	Anourosorex	39
	22 Talpidae	Desmana	1
		Desmanella	7
		Talpa	14
	1 Dimylidae	Plesiodimylus	1
	42 Erinaceidae	Schizogalerix	21
		Parasorex	19
191 Lagomorpha	191 Ochotonidae	Prolagus	191
721 Rodentia	105 Cricetidae	Hispanomys	67
		Kowalskia	26
		Rotundomys	11
		Allospalax	1
	542 Muridae	Valerymys	295 +93
		Prog.-Occ.	65
		Prog.-Steph.	32 + 10
		Parapodemus	48
	32 Sciuridae	Pliopetaurista	4
		Heteroxerus	3
		Spermophilinus	24
		indet	1
	17 Castoridae	Trogontherium	9
		Chalichomys	7
		Dipoides	1
	25 Gliridae	Microdyromys	2
		Vasseuromys	11
		Eliom-Graphiur	2
		Muscardinus	10
1 Perissodactyl	1 Equidae	Hipparion	1
6 Carnivora	1 lutrinae		
	5 Mustelidae indet		
5 Artiodactyla		Dorcatherium	4
	Bovidé indet 1		

Fig. 26.- Inventaire faunistique du gisement de Dionay (liste aimablement communiquée par P. Mein).

ARRET X : Dionay

Thème : *colmatage du bassin d'avant-pays, édification et évolution du piémont orogénique.*

X, 1/ La coupe de Dionay

Elle se situe au toit de la série marine miocène, entre 480 et 490 m. Sa partie basale sableuse correspond à un complexe de chenaux et de barres d'embouchure. On remarque l'abondance de galets mous, remaniés de dépôts supratidaux. Les fossiles (hélix) sont issus du domaine continental. Tous ces critères indiquent la proximité d'un littoral.

Le sommet de la coupe est constitué de niveaux argileux (lagunaires ?). L'émersion se produit au-dessus.

X, 2/ Le gisement de micromammifères de Dionay (fig. 26)

Le gisement se situe à faible distance dans le ravin qui domine le point coté 480 sur la D 27a, à quelques mètres au-dessus de la coupe précédente. Il jalonne par conséquent la transition marin/continental. Il s'agit d'un riche gisement, fouillé par P. Mein (Mein, 1984, 1990) qui a bien voulu nous communiquer la fiche d'inventaire (fig. 26).

Dans l'échelle de Mein, Dionay se place à la base de la biozone MN 11 (Demarcq et Perriaux, 1984 ; Mein, 1990) alors que le gisement de Saint-Jean de Bournay qui occupe la même position stratigraphique (immédiatement sus-jacent à la transition marin/continental) se situe dans la partie supérieure de la biozone MN 9. Dans l'échelle calibrée d'Aguilar (fig. 5), une durée de l'ordre du million d'années sépare les deux gisements qui ne sont distants, sur le même méridien, que de 35 km. C'est pourquoi on doit interposer entre eux un véritable "décrochement" du système régressif qu'on peut interpréter comme la manifestation du cycle transgressif TB 3.1 (Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1990).

X, 3/ Stratigraphie du remblaiement miocène au droit de Dionay

En associant observations de surface et données de sondages (Demarcq, 1970 ; Mandier, 1988 ; Rubino et *al.*, 1990), on peut restituer, à la verticale de Dionay, l'intégralité de la série miocène avec, en particulier, ses trois niveaux repères :

- sa **base** se situe vers 0 NGF (Rubino *et al.*, 1990) par interpolation des sondages Montmiral 1 et Varacieux 1; la présence dans ces puits des marnes de Saint Lattier (Demarcq, 1970) conduit à attribuer un âge langhien au mur de la série marine (Rubino *et al.*, 1990) ;
- la **transition marin/continental** est aux environs de la cote 500 ce qui donne également l'épaisseur de la série marine, l'âge de son toit étant fourni par le gisement de Dionay ;
- le **toit** du Miocène continental enfin correspond à la topographie fossile perchée du plateau de Chambaran ; son altitude, au droit de Dionay, est de 600 mètres, quant à son âge il correspond, comme on l'a vu, au début de la crise de salinité (5,6 Ma).

Grâce à ces différentes données, grâce au diachronisme chiffré de la transition marin/continental, il est possible de cerner le rôle des principaux paramètres qui ont déterminé l'évolution paléogéographique de ce secteur.

X, 4/ Evolution géodynamique du secteur de Dionay

X, 4, a/ Subsidence du bassin périalpin

La série marine est plus épaisse qu'elle n'est à l'Ouest mais le temps de dépôt dont elle a bénéficié fut également plus long. Finalement le taux de subsidence (500 m / 5,5 Ma) reste du même ordre : proche de 100 m / Ma en sorte que, globalement, la subsidence s'avère homogène sur l'ensemble de l'avant-pays. C'est elle qui a créé le bassin puis qui l'a entretenu.

X, 4, b/ Le renversement de la tendance

Cette subsidence, pérenne durant 5,5 Ma, cesse vers - 11 / - 10,5 ce qui entraîne aussitôt l'achèvement du colmatage du bassin, elle-même suivie par l'aggradation du piémont subalpin.

Le colmatage, au niveau sédimentaire, résulte d'une double progradation (même si elle a été perturbée par l'action antagoniste d'un cycle transgressif) : méridienne et Est-Ouest, révélée par le double diachronisme du gisement de Dionay tant vis à vis de celui de Saint-Jean de Bournay, situé plus au nord, que vis à vis de celui des Envers, situé plus à l'Est.

X, 4, c/ L'aggradation du piémont subalpin entre - 10,5 et 5,6 Ma

Au droit de Dionay, cette aggradation est d'à peine 100 m en 5 Ma (elle sera de 150 m dans la ria pliocène pour une durée 3 fois moindre). Il est possible qu'elle ait été inhibée par une tendance immédiate au soulèvement ou au plissement.

X, 4, d/ Les déformations enregistrées depuis l'émersion

Au moment de l'émersion, le niveau de base contemporain était à + 50 NGF. La transition marin/continental qui se trouve aujourd'hui à la cote 500 a donc été soulevée de 450 m au cours des 10 derniers Ma.

Cette valeur cumule en fait plusieurs types de déformations :

- une déformation épirogénique post-pliocène, estimée précédemment à 120 m ;
- un soulèvement de même type, synchrone du creusement messinien, et pour lequel on peut retenir une valeur moyenne de l'ordre de la centaine de mètres ;
- la déformation différentielle qui a permis l'emboîtement proximal du piémont pliocène dans le piémont miocène (80 m ?) ;
- reste une déformation de l'ordre de 150 m imputable au raccourcissement et qui a produit un système d'axes anticlinaux et synclinaux (Germain et Demaison, 1958 ; Bravard, 1963 ; Mandier, 1988) (fig. 24) ; une partie de cette déformation affecte la surface fossile du plateau : c'est dire qu'elle est post-messinienne ; une autre partie lui est antérieure.

ARRET XI : LE MASSIF DES COULMES (VERCORS - FRANCE)

Thème : *Evolution d'un amont calcaire alpin.*

par J.J. DELANNOY et J.L. GUENDON

Présentation.

A l'inverse de la plupart des autres secteurs du Vercors, rabotés par les glaciations quaternaires, le massif des Coulmes (Fig. 27), d'altitude moyenne modeste (800 m), n'a pas été

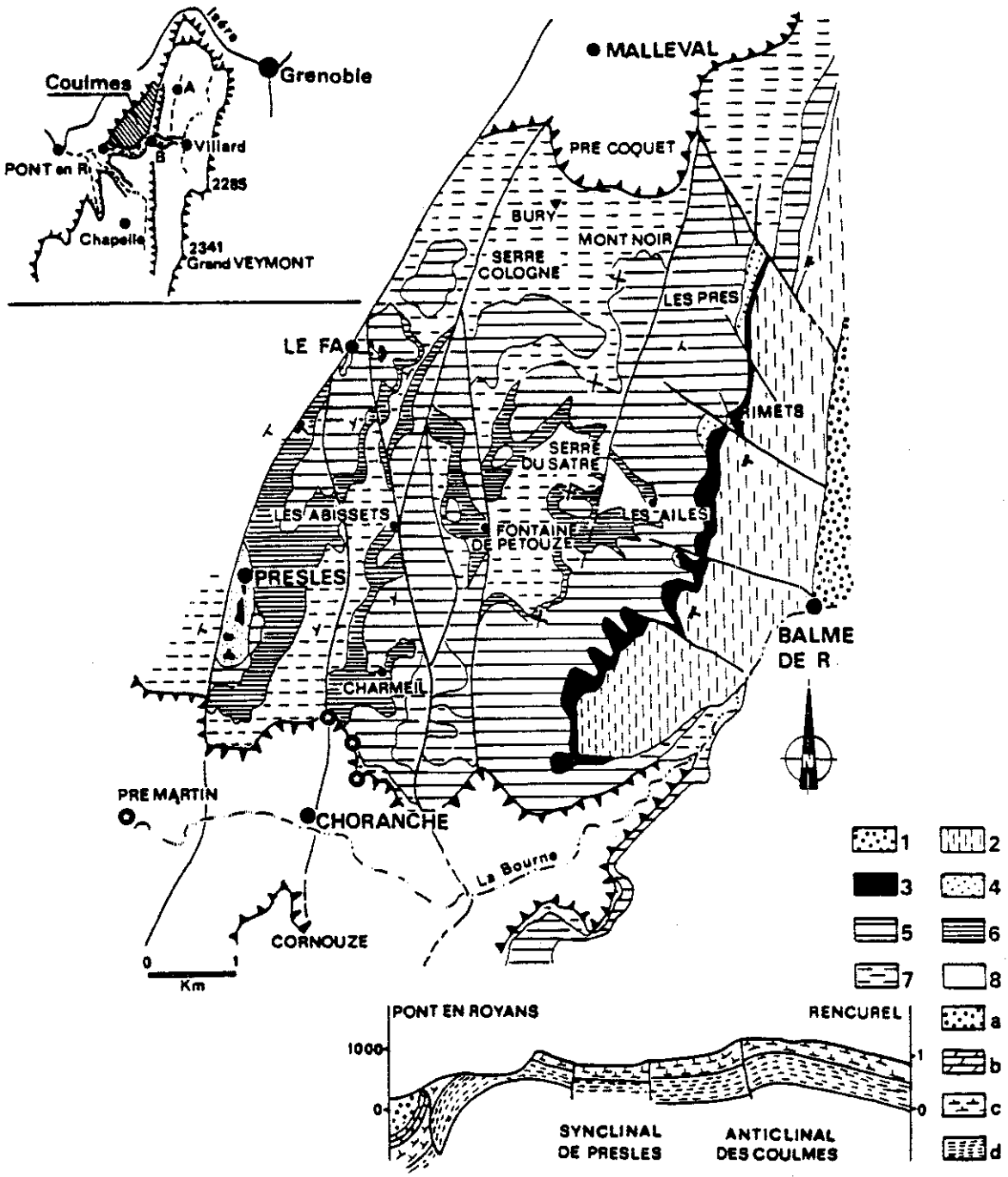


Fig.27 .- Carte et coupe géologique du massif des Coulmes-Presles (Vercors) d'aprés Arnaud-Vanneau (1980) 1.Molasses miocènes; 2.Calcaires sénoniens; 3.Lumachelle; 4.Couche à Orbitolines supérieure; 5.Calcaires bédouliens à facies urgonien; 6.Couche à Orbitolines inférieure; 7.Calcaires barrémiens à faciès urgonien; 8.Marno-calcaire hauterivien; a.Molasse miocène; b.Calcaires sénoniens; c.Calcaires à faciès urgonien (*s.l.*); d.Marno-calcaire hauterivien.

englacé. Il conserve ainsi dans son paysage de nombreux témoignages des évolutions anté-quaternaires. Surplombant directement la vallée de l'Isère et le plateau du Chambarand, ce massif constitue donc un site d'étude privilégié d'un amont d'un piémont subalpin.

Par son intense karstification, musée de formes et piége à sédiments variés, ce massif se voit doté d'une autre spécificité favorable : aux multiples éléments morphologiques et géologiques de surface, s'ajoutent des données sédimentologiques et paléohydrologiques déduites de l'étude des réseaux souterrains. Agencées en fonction d'anciens "hauts" niveaux de base, puis de l'encaissement quaternaire des vallées principales, les nombreuses cavités qui percent ce massif, cavités perchées et recoupées, galeries fossiles, actives et réseaux noyés, témoignent d'une longue évolution sans doute en relation avec l'élaboration néogène du piémont puis son démantellement au Quaternaire.

I - Les paysages karstiques du massif des Coulmes : des témoins d'une évolution néogène.

Le modelé de surface de la région sommitale des Coulmes, vers 1300 m d'altitude, se caractérise par une juxtaposition de buttes et de dépressions (Fig. 28). Les reliefs se profilent en de lourds mamelons développés dans les calcaires barrémo-bédouliens à faciès urgonien. Ces buttes résultent du défoncement du plateau par des dolines, qui peuvent atteindre une profondeur de près de 100 m (Fig. 29). Les escarpements qui limitent cette région tronquent les buttes et on retrouve au sud des gorges de la Bourne un massif au relief similaire : Cornouze et le Bois de l'Allier. Ce dernier élément tend à démontrer l'antériorité de cette morphologie par rapport aux grandes incisions, elles-mêmes postérieures au dernier soulèvement du massif et contemporaines des épisodes quaternaires.

Ce karst à buttes aurait évolué sous une couverture d'altération, dont on retrouve de nombreuses racines à la base des reliefs et au fond des dépressions, sous la forme d'un limon argileux jaunâtre à quartz corrodés et pisolithes ferrugineux.

A cette morphologie de surface s'ajoutent de nombreux restes de paléoréseaux karstiques (Fig. 28), qui sont, soit recoupés par l'enfoncement des dépressions, soit décapités (cavité filon) par le développement des versants de raccordement au val de Rencurel ou à la dépression de Presles. En régle générale, ces paléocavités se matérialisent par la présence en surface de dômes stalagmitiques. Le cas de Pot Siva (Fig. 30), plus pédagogique, fournit de précieux renseignements. Il se présente de nos jours comme un simple couloir aérien. Cependant d'anciens dépôts stalagmitiques s'observent sur ses parois. Ils fossilisent parfois des sédiments lités sablo-quartzeux. L'étude pétrographique et minéralogique montre que les éléments siliceux de ces remplissages, comme ceux des limons argileux jaunâtres de surface, proviennent des faciès gréso-calcaires du Sénonien. Bien que n'affleurant plus actuellement sur le sommet du massif, ces faciès du Crétacé supérieur subsistent, avec des racines de leur profil d'altération, sur le versant oriental du Bois de l'Allier. Les altérites du sommet des Coulmes semblent donc être essentiellement autochtones, c'est à dire s'être développées à partir des résidus de dissolutions des assises du Crétacé moyen et supérieur local.

La réalité d'anciennes phases de karstification du massif des Coulmes est, par ailleurs, confirmée par des réseaux souterrains en conduite forcée proches de la surface, qui ont été recoupées soit par des dolines (grotte de Pra Létang - Fig. 31), soit par des versants (Grotte de Marignat); ces réseaux sont les témoins d'anciens drains souterrains du massif des Coulmes, aujourd'hui perchés à plusieurs centaines de mètres au-dessus des circulations souterraines actuelles.

Il existe d'autres témoins d'évolutions anciennes, mais cette fois sur le rebord oriental du massif, en contre bas de la surface sommitale, vers 1100 m d'altitude : ce sont des lambeaux fortement altérés de conglomérats miocènes. Ces altérites argilo-siliceuses (étude en cours), qui ne sont pas sans rappeler celles du Chambarand, reposent sur une surface de corrosion aux lapiés arrondis, dont l'élaboration est vraisemblablement contemporaine de l'altération du Miocène, et qui recoupe des paléocavités. Au regard du type d'altération du matériel miocène, dont il ne subsiste que les éléments siliceux, corrodés et ferruginisés, cette évolution post-miocène se serait réalisée dans un contexte climatique chaud et humide, peut-être celui du Pliocène. Les cavités recoupées par cette surface seraient donc plus anciennes.

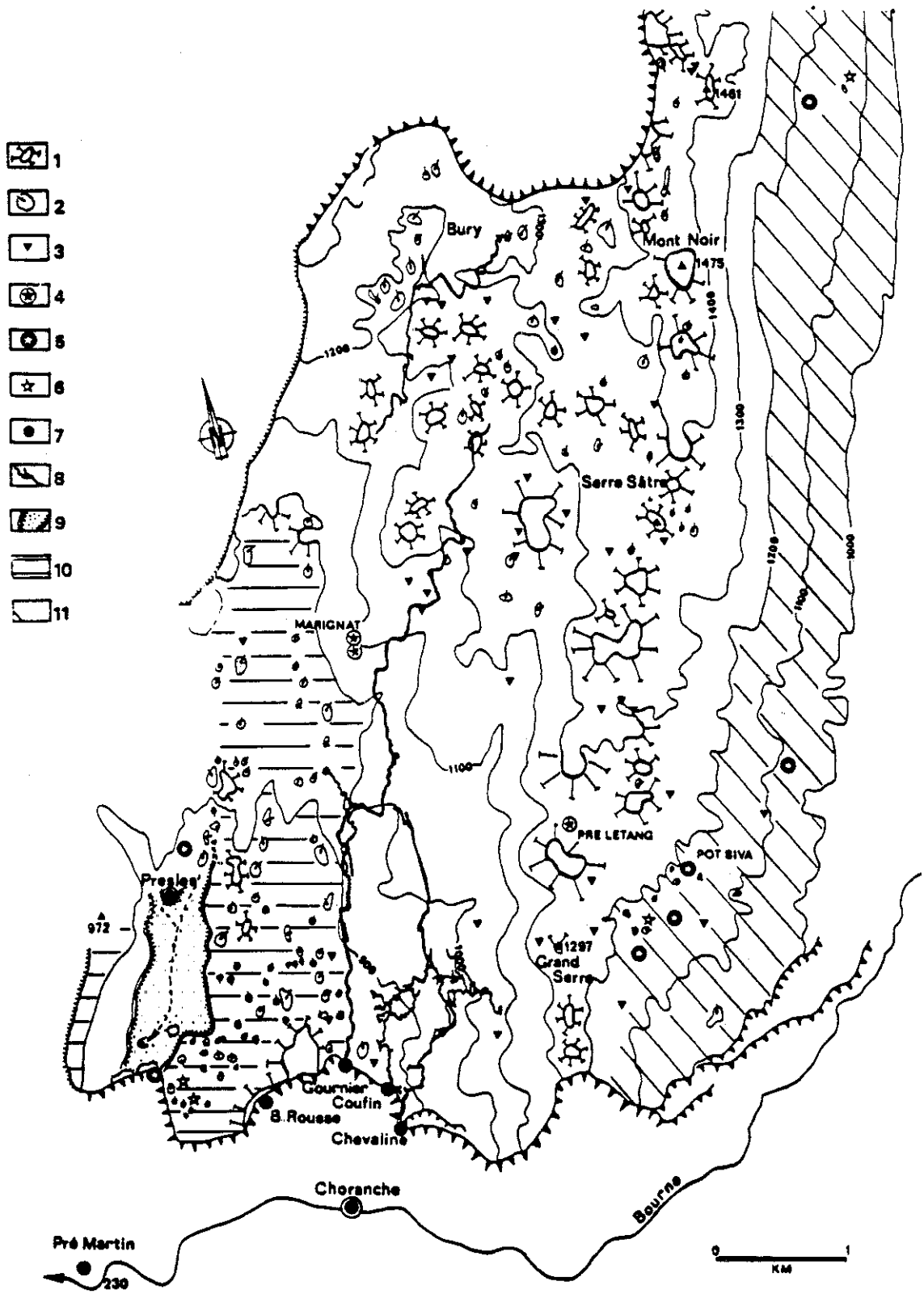


Fig. 28 : Carte géomorphologique du massif des Coulmes-Presles. 1.Relief à buttes; 2.Dépression karstique; 3.Gouffre; 4.Cavité recoupée; 5.Cavité-filon; 6.Poche (racine) d'altération; 7.Emergence karstique; 8.Réseau souterrain; 9.Poljè; 10.Plan de Presles; 11.Rebord oriental des Coulmes.

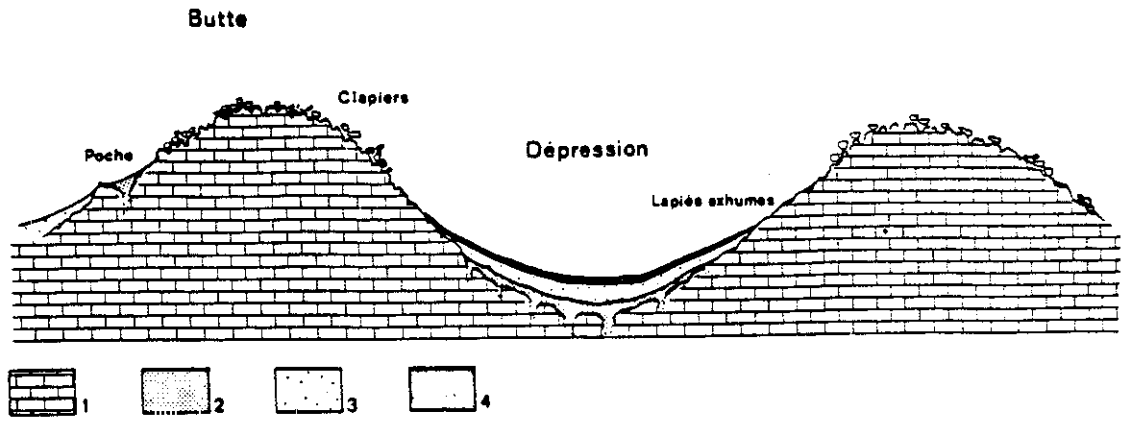


Fig. 29.- Coupe schématique du karst à buttes. 1 Calcaire à faciès urgonien; 2 Altérites argilo-limoneuses en place; 3 Colluvions; 4 Couverture pédologique récente.

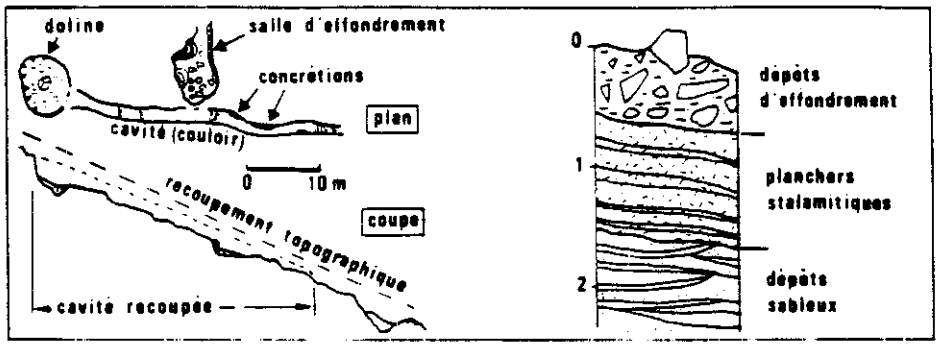


Fig. 30 .- Exemple de paléocavité (Pot Siva) décapité par la surface topographique (cavité-filon) dans le massif des Coulmes. A gauche sont représentés le plan et la coupe de Pot Siva, montrant un ancien couloir et deux anciennes salles. A droite est dessinée la coupe du remplissage sédimentaire visible dans la salle d'effondrement.

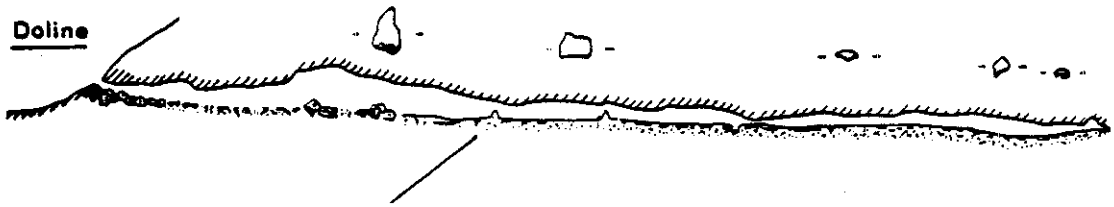


Fig. 31.- Coupe de la grotte de Pra Létang.

Toutes ces observations traduisent le caractère polygénique de l'évolution anté-quaternaire du massif des Coulmes. On peut y distinguer au moins deux grandes périodes.

- Une période post-miocène (Pliocène ?), responsable de l'altération des conglomérats miocènes et de l'élaboration de la surface de corrosion vers 1100 m d'altitude. Cette surface pourrait matérialiser le fond d'un ancien poljé développé dans la zone synclinale de Rencurel, antérieurement à son incision et son drainage superficiel par les gorges de la Bourne. Sur le versant occidental, où le drainage est resté souterrain, on retrouve plusieurs surfaces de corrosion étagées au-dessus du fond actuel du poljé de Presle (dont une bien développée vers 900 m d'altitude - cf. Fig. 28). Cependant, les altérites conservées sur ces replats ne semblent pas dériver des sédiments miocènes, elles s'apparentent plutôt aux limons argileux à quartz corrodés du sommet du massif.

- Une période antérieure ou contemporaine au Miocène, responsable des paléocavités recoupées et décapitées et du relief à buttes de la région sommitale des Coulmes. En effet, d'une part, la surface de corrosion sur laquelle repose le Miocène altéré recoupe plusieurs de ces cavités et, d'autre part, la morphologie de conduite forcée de la grande majorité de ces cavités traduit l'existence d'un trés haut niveau de base. Ce dernier point nous incite à penser que ces réseaux karstiques se sont développées avant la phase essentielle de soulèvement de la région, qui est postérieure au dépôt des molasses miocènes et attribuée au "Pontien" ou plus récente (cf. carte Géol Fr., 1/50 000, Vif, 1983). Ils se seraient développées vraisemblablement durant le Néogène, car les remplissages de ces cavités se différencient trés nettement des dépôts "sidérolithiques" paléogènes. L'existence de paléorides insulaires, de type côte dalmate actuelle, dans l'aire du futur Vercors durant le Miocène (Demarcq, 1970 ; Demarcq et Periaux, p. 488 et Fig. 9-34,1984), fournirait un cadre paléogéographique satisfaisant pour le développement de ces paléokarsts. L'analyse comparée des minéraux lourds tendrait à démontrer, qu' effectivement le secteur de l'actuel sommet des Coulmes n'aurait pas été recouvert par les conglomérats miocènes du val de Rencurel. C'est dans ce contexte que le relief à buttes pourrait avoir pris naissance. Ce genre de relief de développerait plutôt dans des régions basses intertropicales chaudes et humides, sous des couvertures d'altération, comme au Zaïre (Quinif, 1987), ou à proximité de zones littorales, comme en Indonésie (Quinif et Dupuis, 1984), mais toujours en relation avec des grottes-tunnels, morphologiquement semblables à celles de Pra Létang (Fig. 31) ou de Marignat.

Par la suite, l'évolution de ce relief s'est vraisemblablement poursuivie lors de la période post-miocène et s'est parachevée au Quaternaire, par soutirage et approfondissement des dolines, en relation avec l'enfoncement des réseaux souterrains et le creusement des gorges de la Bourne.

II - L'étagement des réseaux souterrains et le creusement des gorges de la Bourne : des témoins des périodes glaciaires quaternaires.

Si nous avons insisté sur les anciennes phases de karstification, étant donné que nous possédons dans le massif des Coulmes des preuves manifestes de leur existence, il ne faut pas négliger l'évolution quaternaire. Durant cette période les épisodes nivaux périglaciaires ont favorisé les creusements et l'agencement de nouveaux réseaux souterrains en relation avec l'encaissement de la Bourne et, par là, avec les incisions régionales et le démantellement du piémont.

A) L'étagement des réseaux souterrrains : l'exemple des grottes du cirque de Choranche.

Les grottes du cirque de Choranche (grottes de Gournier, de Coufin et de Chevaline) s'ouvrent au pied des escarpements calcaires urgoniens et à leur contact avec les marnes hauteriviennes. Ces trois grandes cavités, de plus de 15 km de développement et de plus de 450 m de dénivellation, présentent un étagement de réseaux souterrains : l'un perché, fossile et de vastes dimentions et le second plus profond, actif et méandriforme (Fig. 32). L'étude morphologique de ces deux générations de réseaux souterrains et de leurs remplissages permettent de caler leur agencement (Delannoy *et al.*, 1988).

Les tronçons du réseau fossile (salle Pommier, Chevaline-Haute....) peuvent être perchées à plus de 100 m au-dessus des drains actuels. Ces galeries appartiennent à un même système, qui débouche dans les falaises du cique de Choranche,par la grotte de Balme Etrange (Fig. 33), 60 m au-dessus de l'émergence de Coufin et 400 m au-dessus de la Bourne. Une datation sur les dômes stalagmitiques au plafond de cette cavité à donné un âge plus vieux que 350 000 ans BP (limite du géochronomètre $^{230}Th/^{234}U$), soit un âge bien antérieur pour l'agencement en régime noyé de ce paléoréseaux (peut être antérieur au Quaternaire moyen).

De nombreux entonnoirs de soutirage accidentent le plancher de ces vieux collecteurs, comme dans la galerie de Chevaline-Haute. Ils rejoignent les drains sous-jacents par l'intermédiaire de méandres de raccordement. Dans ces entonnoirs, les plus vieux dépôts stalagmitiques datés ont 153 600 ± 32 000 ans BP.

Les réseaux inférieurs actifs de Coufin et de Chevaline possèdent plusieurs générations de planchers stalagmitiques. Dans la rivière de Coufin, le plus haut de ces planchers a été daté de 209 900 (+ 62 000, - 56 000) ans BP, le plus bas de 164 900 (+ 56 000, - 34 000) ans BP. Les datations effectuées sur des concrétions plus récentes, actuellement non fonctionnelles, donnent

des âges compris entre 21 300 ± 2 500 ans BP pour Chevaline et 15 200 ± 1 800 ans BP à 9 700 ± 2 100 ans BP pour Coufin. Ces dernières dates montrent que le paysage souterrain de ces réseaux a peu évolué depuis la fin du Würm, hormis la sédimentation carbonatée.

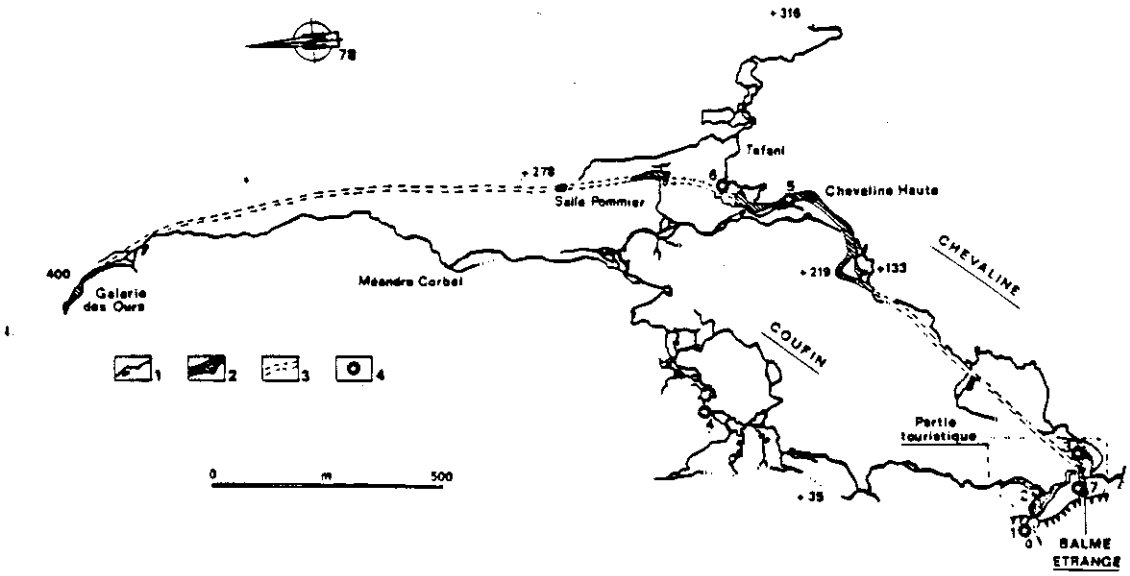
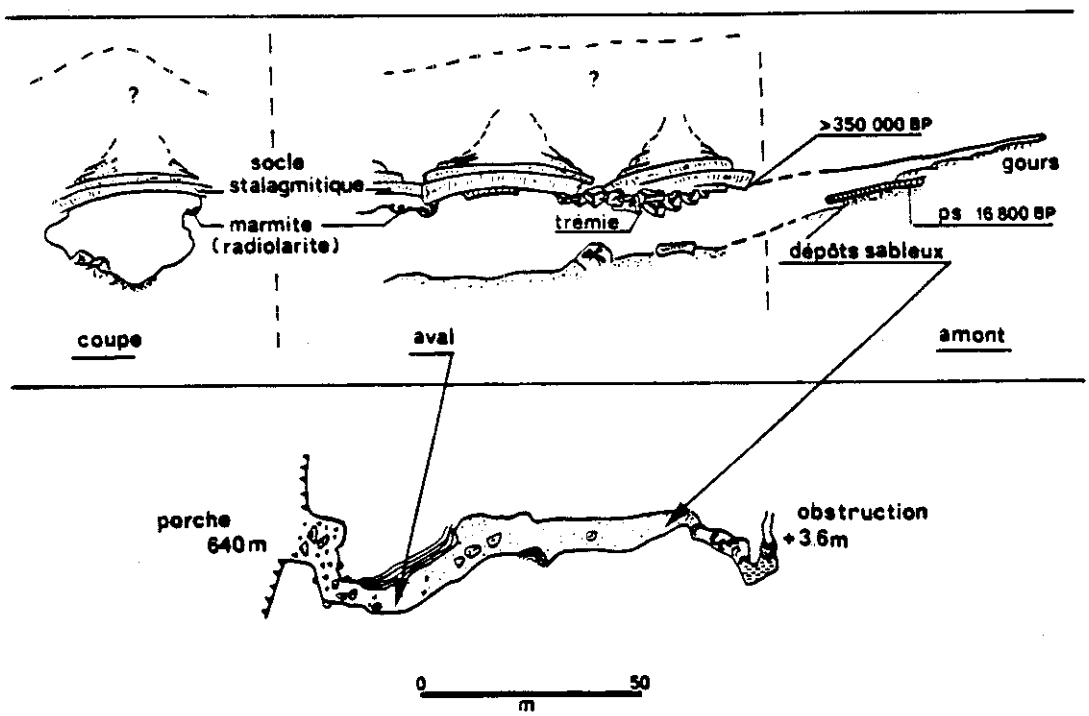


Fig. 32 .- Les réseaux étagés du système souterrain de Coufin-Chevaline. 1 Réseaux inférieurs actif; 2.Tronçons de galeries fossiles et perchées; 3.Galeries supposées; 4.Sites de prélèvement pour datations radiométriques.



BALME ETRANGE

Fig. 33 .- Coupe et plan de Balme Etrange (Cirque de Choranche): situation des dépôts datés.

B) Le creusement des gorges de la Bourne.

Les seules formations alluviales, qui témoignent dans cette partie du Vercors des incisions quaternaires, se situent dans la partie aval des basses gorges de la Bourne et ne

correspondent qu'aux épisodes récents du Quaternaire (Fig. 34). Par leur altitude relative et le degré de leur altération, ces lambeaux alluviaux étagés se raccordent aux terrasses Riss I et Würm du Royan définies par Mandier (1984).

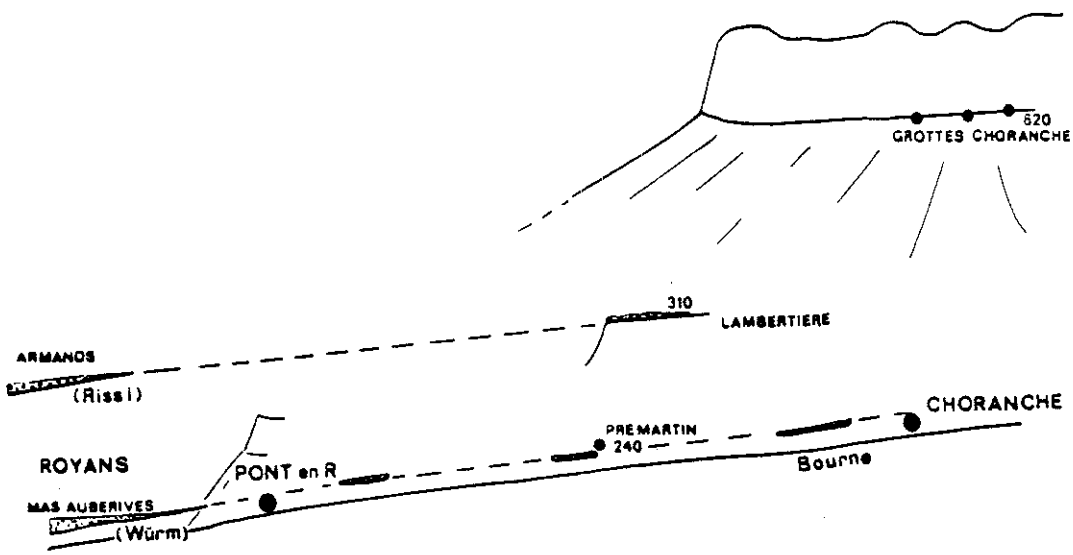


Fig. 34 - Situation de la grotte de Pré Martin (Gorges de la Bourne) par rapport aux terrasses quaternaires de la Bourne.

Tandis que les circulations souterraines récentes des systèmes de Gournier et Coufin-Chevaline se bloquent sur l'Hauterivien marno-calcaire, le système souterrain de Bury (Fig. 28) s'adapte directement à l'enfoncement du talweg de la Bourne. L'émergence temporaire de Pré Martin se situe en effet au niveau de la plus basse de ces terrasses alluviales (Fig. 34). La traversée des assises hauteriviennes, qui permet cette adaptation directe, se ferait à la faveur d'accidents méridiens comme celui du Fa (Fig. 27).

Malgré ces diverses contraintes litho-structurales, l'enfoncement des réseaux spéléologiques reste toujours plus ou moins tributaire du creusement des gorges. Les témoins des réseaux perchés peuvent alors prendre le relais des formations alluviales pour suivre, au delà des périodes récentes, la genèse des gorges.

Dans les hautes gorges de la Bourne, à l'est de la Balme de Rencurel, la grotte Favot (Fig. 35) représente les restes d'un paléoexutoire de type vauclusien. Fossile depuis au moins 310 000 ans BP (datation U/Th de stalagmites) et perchée 200 m au dessus du talweg actuel, elle témoigne de l'enfoncement des gorges depuis l'abandon de cette émergence.

Dans les basses gorges de la Bourne, la grotte de Balme Etrange (Fig. 33), fossilisée également par des dépôts de plus de 350 000 ans BP et perchée 400 m au-dessus du fond de la gorge, fournit des éléments complémentaires pour l'histoire de ce secteur. Les vieux édifices stalagmitiques de cette grotte fossilisent des dépôts détritiques quartzeux contenant quelques petits galets de radiolarites, dont l'origine est à rechercher dans les conglomérats miocènes. Or, nous avons vu que cette formation n'aurait pas recouvert le sommet des Coulmes. Un apport latéral semble donc envisageable depuis les aires de sédimentation miocènes proches, comme le val de Rencurel. Cette grotte témoignerait ainsi de l'existence probable d'un drainage souterrain de ce val, antérieur a son drainage aérien et donc antérieur au creusement de la partie amont des gorges. Ce drain souterrain pouvait alors déboucher au niveau du fond d'une reculée karstique. Plus à l'aval, au pied du rocher de Cornouze (Fig. 27), 600 m au-dessus de la Bourne, la grotte Pabro représente les traces d'un autre paléoexutoire de type vauclusien, permettant de remonter plus loin dans le temps : plusieurs générations de ses dépôts stalagmitiques ayant plus de 350 000 ans BP.

L'incision de la Bourne définit donc, à l'intérieur des massifs voisins, de nouvelles organisations hydrogéologiques plus ou moins directement adaptées aux drains aériens, suivant les conditions lithostructurales locales. Conjointement à ces réorganisations hydrogéologiques, les réseaux souterrains se profilent durant le quaternaire moyen et récent en des réseaux méandriformes. Cette morphologie souligne l'existence de forts potentiels érosifs qui résulteraient de plusieurs facteurs tels que la libération d'importants stocks d'eaux lors des fusions nivales, la

prise en charge de matériaux quartzeux issues des couvertures sédimentaires et d'altération et le potentiel corrosif des écoulements froids.

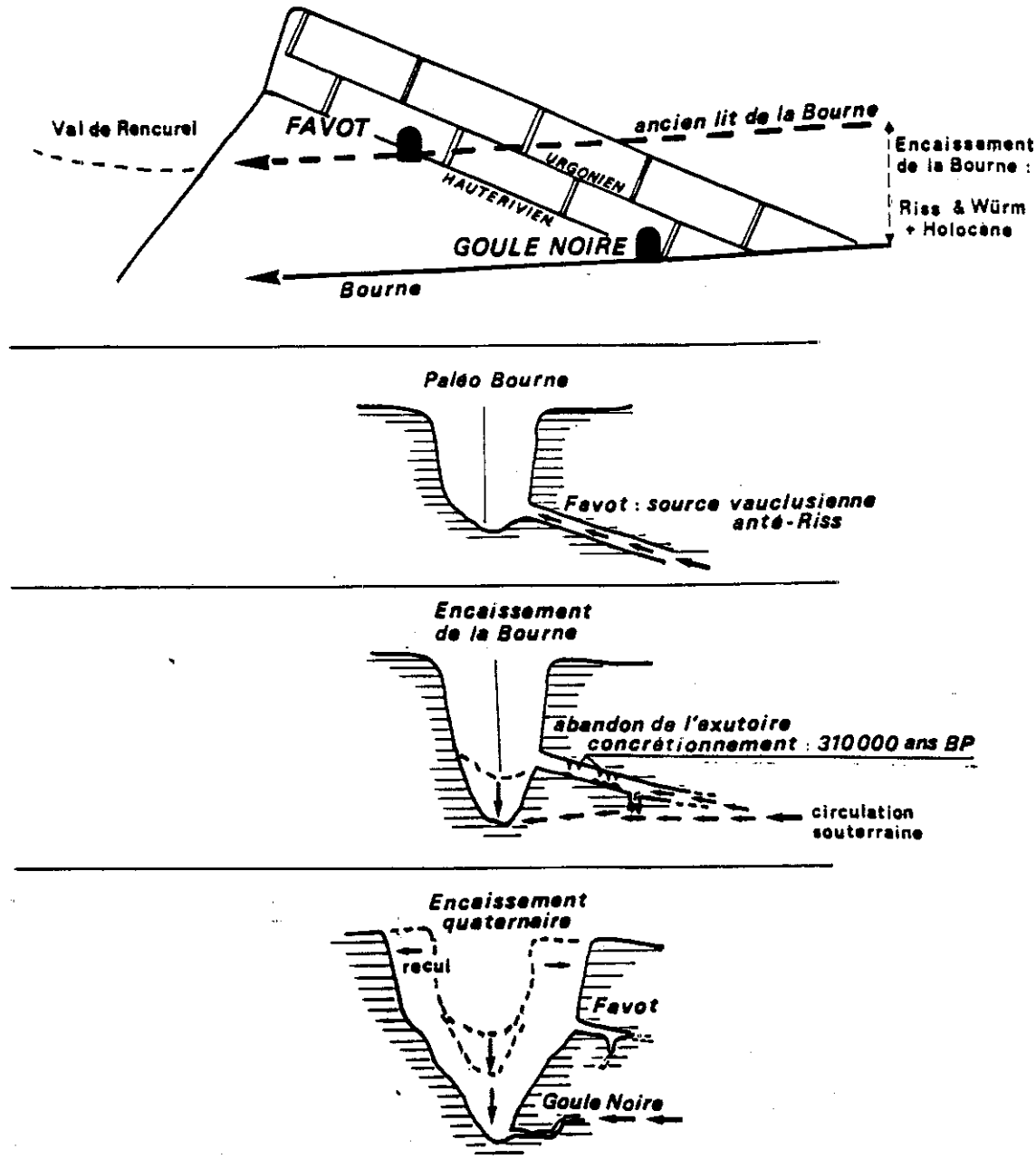


Fig. 35 .- A - Coupe schématique de la rive droite des hautes gorges de la Bourne à leur débouché dans le val de Rencurel : situation de la grotte Favot par rapport aux drains superficiel et karstique actuels (la Bourne et Goule Noire). B, C et D - Reconstitution schématique de l'évolution des systèmes karstiques Favot-Goule Noire en relation avec le creusement des gorges de la Bourne.

Conclusions.

Une bonne connaissance spéléologique et morphologique de ce massif du Vercors, associée à une étude sédimentologique des dépôts et des remplissages karstiques ainsi qu'à des datations isotopiques, nous a donc permis d'entrevoir le fonctionnement et l'agencement du karst durant le Quaternaire moyen et récent mais également de mettre en évidence des événements karstiques plus anciens, que l'on pourrait paralléliser avec l'histoire néogène du Chambarand. Ces phases anciennes (Quaternaire ancien, Néogène) sont plus délicates à observer dans les autres régions du Vercors où les glaciations ont laissé de puissantes empreintes. En cela, l'étude du

massif des Coulmes est capitale pour la connaissance de l'évolution anté-quaternaire de cette région des Alpes.

Remerciements : les auteurs tiennent à remercier G. Mantovani qui leur a permis de mener à bien leurs traveaux dans la grotte de Coufin, M. Chevalier pour ses analyses spécifiques de plusieurs minéraux lourds des formations résiduelles des Coulmes et Y. Quinif du CREAK (Faculté Polytechnique de Mons, Belgique) pour les datations isotopiques qu'il a effectué sur les dépôts stalagmitiques.

Bibliographie :

ARNAUD-VANNEAU A., 1980.- Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse.- Thèse d'état, *Géologie Alpine*, Mém. n° 11, 873p.

DELANNOY J.J., GUENDON J.L. et QUINIF Y. 1988.- Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de la karstogenèse du massif des coulmes (Vercors, Alpes).- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 111, p. 21-38.

DEMARCQ G., 1970.- Etude stratigraphique du Miocène rhodanien.- *Mém. BRGM*, n° 61, 257p.

DEMARCQ G. et PERRIAUX J., 1984.- Néogène.- In "Synthése géologique du SE de la France", *Mém. BRGM*, n° 125, p. 503-506.

MANDIER P., 1984.- Relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. Thèse d'Etat, Lyon, 1021p.

QUINIF Y., 1987.- Genèse des karsts à tours en pays intertropicaux : l'exemple du Bas-Zaïr.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 109, p. 515-527.

QUINIF Y. et DUPUIS C., 1984.- Morphologie souterraine du Gunung Sewu, Central Java, Indonésie.- *Spélunca*, n° 14, p. 18-33.

ARRET XII : Sables du col du Cognet et gisement de rongeurs des Envers

Thèmes : Ultime récurrence marine et édification par progradation du piémont miocène.

A la différence des arrêts précédents qui appartenaient tous à des structures horizontales, celui du col du Cognet est implanté dans l'axe anticlinal sub-méridien de Varacieux. On entre désormais en domaine proximal à une dizaine de km à peine du front subalpin.

XI, 1/ La coupe du col du Cognet

Il s'agit de sables marins comme l'attestent :
- la microfaune de foraminifères benthiques (Latreille, 1969),
- les structures sédimentaires de milieu subtidal.

XI, 2/ Position séquentielle

Ces sables marins et épais s'interposent entre deux formations continentales conglomératiques :

- en position sous-jacente, les conglomérats de N.D. de l'Osier (Demarcq, 1970), marins à la leur base et continentaux à leur sommet,
- en position sus-jacente, les conglomérats de Toutes Aures (Perriaux et *al.*, 1984) intégralement continentaux et qui constituent le socle du plateau de Chambaran.

Différents aussi bien par leur faciès que par leur milieu de dépôt, les sables du Cognet indiquent une récurrence marine et un approfondissement temporaire de l'aire de dépôt. A ce titre, ils seront corrélés avec les grands fore set beds du Gilbert delta de Pommiers.

XI, 3/ Chronostratigraphie des conglomérats de Toutes Aures

Ces sables du Cognet réputés tortoniens supérieurs (parce que subordonnés à des conglomérats "pontiens") sont en fait serravalliens. En effet, les conglomérats sus-jacents de Toutes Aures ont livré dans leur masse (fig. 6) une microfaune de rongeurs :

Progonomys sp. : 1 M1/ (1,60 X 1,08) ; 1 M2/ (1,36 X 1,17) et 1 M/2 (1,33 X 1,12) ;
Occitanomys sp. ou *Progonomys clauzoni* : 1 M/2 (1,147 X 1,28) ;
Rotundomys sp. : fragment ;
Cricetulodon sp. : 1 M/1 (1,75 X 1,18) ; 1 M/2 (1,58 X 1,30) ; 1 M/3 (1,53 X 1,23) ; 1 M3/ (1,33 X 1,24) ;
Pliopetaurista bressana : 1 M/3 (2,34 X 2,08) ;

Cette association peut être rencontrée des niveaux de Can Llobateres à celui de Lo Fournas 6 ; dans le cadre de la vallée du Rhône et des régions adjacentes, ce site pourrait se placer dans un intervalle compris entre Priay et Soblay, voire Ambérieu ce qui lui confère donc un âge voisin de 11 Ma (fig. 5).

Compte tenu de la tranche de conglomérats intermédiaire entre le gisement et les sables, on peut estimer vers 12 Ma la limite sable/conglomérat laquelle correspond approximativement à l'exondation.

XI, 4/ Dynamique sédimentaire

En position proximale, l'émersion et le début de la progradation conglomératique qui édifie le piémont se manifestent vers - 12 Ma. A partir de là, ce front conglomératique va recouvrir, sur toute sa largeur, le bassin périalpin au fur et à mesure que son colmatage se trouve réalisé (vers - 10,5 Ma). Ultérieurement, la progradation conglomératique continentale

alpine atteint ainsi le Massif Central avant l'incision messinienne (vers - 7/8 Ma) dont il contribue à fixer la position épigénique.

On peut estimer à 4 à 5 Ma la durée d'élaboration du piémont subalpin miocène. Sa pente initiale (sur la base d'une épaisseur proximale du cailloutis de l'ordre de 200 m) devait être proche de 3 ‰.

ARRET XIII : La série miocène en domaine proximal : le synclinal de Voreppe-Pommiers et le gisement de rongeurs de Pommiers

Thème : *Sédimentation proximale en contexte de "piggy back basin"*

XIII,1/ Contexte structural

Alors que tous les arrêts précédents ressortissaient à l'avant-pays molassique, celui-ci se localise à l'intérieur du domaine alpin proprement dit.Le synclinal chevauchant/chevauché de Pommiers appartient en effet aux écailles du front subalpin délimitées par des systèmes de rampes (Ménard et Thouvenot, 1987 ; Mugnier et *al.*, 1987, 1989 ; Gidon et Mugnier, 1988 ; Arpin et *al.*, 1988) à la faveur desquelles s'opère le raccourcissement pluridécakilométrique enregistré par les unités de couverture du Vercors et de Grande-Chartreuse (ibidem).

En rive nord de l'Isère et d'Ouest en Est, on distingue classiquement 3 écailles superposées :

- le synclinal autochtone de Voiron chevauché à l'Est (chevauchement aveugle) par le chaînon du Ratz ;
- l'écaille synclinale de Voreppe-Pommiers ;
- l'écaille synclinale de la Monta.

XIII, 2/ Le remplissage sédimentaire du synclinal de Pommiers

Il débute par une "molasse" caillouteuse, fossilifère et peu épaisse (le conglomérat de transgression) surmontée par des sables sub-tidaux (50 m). L'essentiel du remplissage susjacent est constitué par une masse de 800 à 1000 m (Bocquet, 1966 ; Demarcq, 1970) de conglomérats, d'abord marins puis continentaux, désignés globalement sous le terme "conglomérats de Voreppe" (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969 ; Demarcq, 1970 ; Perriaux et *al.*, 1984). Il s'agit de la même séquence que les conglomérats de ND de l'Osier (Demarcq, 1970) et de Toutes Aures (Perriaux et *al.*, 1984) évoqués lors de l'arrêt précédent. Les spectres pétrographiques et les directions de courants (Bocquet, 1966 ; Latreille, 1969) indiquent qu'il s'agit d'atterrissements de l'Isère miocène dans le bassin périalpin.

Dans le synclinal de Pommiers, cette masse conglomératique comporte une double originalité :

- elle intègre au toit de l'unité marine sous-jacente un Gilbert delta dont la hauteur des couches frontales atteint 60/70 m ;
- en position sous-jacente à cet appareil des déblais de mines (Charrin, 1927) nous ont livré des dents de rongeurs :

Megacricetodon cf. *germanicus* : 1M1/ (2,05 x 1,39) ;
Democricetodon cf *mutilus*: 1M/2 (1,49 x 1,33) ;
Eumyarion cf *latior*: 1 M2/ (1,38 x 1,27) ;
Bransatoglis astaracensis: 1 M/3 (1,94 x 1,81) ;

Cette association et les dimensions du *M.* cf *germanicus* indiquent un âge voisin des niveaux de Beaumont, de Pertuis, Collet Redon et Anwil.

XIII, 3/ Stratigraphie de la série miocène de Pommiers

La base de cette série est stratigraphiquement plus ancienne que la base des sondages occidentaux dans la mesure où elle faisait partie du sillon périalpin initial (fig. 2). Par grades datations (Wallez et *al.*, 1985 ; Demarcq et *al.* 1989 a), l'âge de cette transgression est fixé vers - 17,5 Ma (Rubino et *al.*, 1990).

Le gisement de Pommiers - daté à 13/14 Ma (fig. 5) et situé 300/400 m au-dessus - fournit un précieux repère chronostratigraphique dans cette épaisse série conglomératique. Il se positionne en effet 60/70 m au-dessous du toit de l'unité conglomératique inférieure (équivalente aux conglomérats de N.D. de l'Osier) et dans un contexte d'émersion évident (gastéropodes continentaux, vertébrés, lignites).

Cet épisode d'émersion est brutalement substitué par une submersion sous une tranche d'eau considérable (enregistrement bathymétrique opéré par la taille des fore set beds). Cette séquence de récurrence marine entre deux corps conglomératiques continentaux est équivalente à celle des sables du Cognet visitée précédemment. Elle se trouve ici datée au mur par le gisement de Pommiers (13,5 Ma). Elle était indirectement datée au toit par le gisement des Envers (11 Ma) et - de manière plus étroite - par la faune de Saint-Jean de Bournay (12 Ma). On est donc conduit à fixer l'opportunité de cet épisode "transgressif" entre -13, 5 et -12 Ma ce qui est en bonne concordance avec les témoignages couplés des faunes de La Grive-Saint-Alban/Ecotet/Saint-Jean de Bournay. On est conduit à admettre que la base du corps conglomératique supérieur ainsi que le début de sa progradation vers l'Ouest se placent peu après 12 Ma.

La partie supérieure de cette unité conglomératique de Pommiers étant prise sous le chevauchement de Voreppe - et l'âge de ce dernier restant indéterminé - il n'est pas possible de conférer un âge au toit du remblaiement miocène dans ce synclinal.

XIII, 4/ Evolution géodynamique du bassin d'avant-pays au piémont tectonisé

XIII, 4, a/ L'individualisation du bassin périalpin

Dans ce secteur dauphinois du bassin périalpin initial (fig. 2), la "transgression " intervient vers - 17,5 Ma (Rubino et *al.*, 1990). Ni cette submersion initiale, ni la "transgression" qui - entre - 15 et - 12 Ma - élargit vers le NW le sillon subalpin, ni l'approfondissement bathymétrique qui vient d'être signalé sur cette bordure orientale au cours du même laps de temps ne sont concomitants de mouvements eustatiques positifs (Haq et *al.*, 1987; Vail et *al.*, 1990). La nature du phénomène est donc d'origine tectonique . son synchronisme à l'échelle de tout ce bassin d'avant-pays conduit à y voir l'effet d'un phénomène de flexuration lithosphérique.

XIII, 4, b/ L'épisode du Gilbert delta de Pommiers

Le cas est particulièrement intéressant pour cette structure sédimentaire, unique , semble-t-il, dans le bassin molassique dauphinois. Son élaboration paraît se placer au cours des cycles régressifs de 3° ordre TB 2.4 / 2.5. L'unité structurale de Pommiers étant comprise entre deux rampes tectoniques (chevauchement aveugle du Ratz d'une part et chevauchement de la Grande Surre, d'autre part), on est conduit à la considérer comme un "piggy back basin" approfondi par raccourcissement horizontal.

Cette interprétation trouve confirmation dans la troncature sommitale qui affecte l'anticlinal du Ratz et qui porte témoignage de paléotopographies (et d'altérations ?) karstiques. Une telle troncature est postérieure à - 17,5, âge de la semelle de la série marine recoupée par la troncature. Elle est par ailleurs antérieure à la fossilisation de cette troncature par les conglomérats continentaux, fossilisation qui débute vers - 12 Ma. A priori, elle entre dans la même fourchette chronologique que le Gilbert delta de Pommiers si l'on tient compte de la durée de dépôt de la séquence marine (2/4 Ma ?).

XIII, 4,c/ Concomitance de l'évolution géodynamique de l'avant-pays

Où que l'on soit dans l'avant-pays, la création d'un potentiel d'accomodation (Vail et *al.*, 1988) y apparaît concomitante. A l'Ouest, elle résulte de la flexuration cassante (failles normales ou décrochantes de la bordure centralienne) du socle hercynien. A l'Est, au droit du Front subalpin, elle procède au contraire de l'empilement d'écailles par le jeu de rampes superposées. La translation de ces écailles implique la troncature des secteurs proximaux du piémont initial (à ce titre, on ignore l'âge du toit des séquences continentales des synclinaux de Voreppe et de La Monta).

Affectant l'intégralité de l'avant-pays, la flexuration lithosphérique de l'avant-pays intervient assez uniformément dans un laps de temps compris entre - 15 et - 12 Ma. Elle est à

l'origine de l'élargissement considérable (sans approfondissement) du sillon périalpin qui prend la forme d'une transgression vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

Dès l'achèvement de son colmatage (vers - 10,5 Ma sur la transversale de Dionay), la continuation du raccourcissement intraplaque (et sans doute le blocage au contact du Massif Central) donne lieu à un soulèvement de l'avant-pays, à la déformation du piémont messinien, à l'emboîtement du piémont pliocène ainsi qu'à la surrection post-zancléennene déjà évoquée.

BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J-P (1981)._ Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale. Thèse Sci., Montpellier II, 203 p.

AGUILAR J-P. (1982)._ Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. C.R. Acad. Sci., Paris, **294**, (II), p. 49-54.

AGUILAR J-P et CLAUZON G. (1979)._ Un gisement à Mammifères dans la formation lacustre d'âge miocène moyen de Collet Redon près de Saint-Cannat (Bouches-du-Rhône). Implications stratigraphiques. Paleovertebrata, Montpellier, **8**, 5, p. 327-341.

AGUILAR J-P. et CLAUZON G. (1981)._ Découverte de trois nouveaux gisements à rongeurs d'âge miocène en Provence nord-orientale. Implications géodynamiques et paléogéographiques. C.R. Acad. Sci., Paris, **292**, (II), p. 909-912.

AGUILAR J-P et CLAUZON G. (1982)._ Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs, C.R. Acad. Sci., Paris, **293**, (II), p. 309-314).

AGUILAR J-P. et MICHAUX J. (1987)._ Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. Bull. Soc. géol. France, (8), **III**, 6, p. 1113-1124.

AGUILAR J-P., CLAUZON G. et MICHAUX J. (1989)._ La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs ; état de la question et remarques sur les datations à l'aide de rongeurs. Bull. Soc. Paleontol. Ital., Bologna, **28**, 2-3, p. 137-145.

ARPIN R., GRATTIER J-P. et THOUVENOT F. (1988)._ Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. C.R. Acad. Sci., Paris, **307**, II, p. 1779-1786.

BALLESIO R. (1972)._ Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **53**, 333 p.

BALLESIO R. et MEON-VILAIN H. (1965)._ Quelques observations sur le Pliocène de la région de Roussillon (Isère). Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **9**, p. 13-17.

BANDET Y., DONVILLE B. et GOURINARD Y. (1974)._ Premières datations potassium-argon du Coiron (Ardèche, France). C.R. Acad. Sci., Paris, **278**, D, p. 2869-2872.

BAULIG H. (1953)._ Les hauts niveaux de base du Pliocène. Rev. Géogr. Lyon, **XXVIII**, 3, p. 205-221.

BARRIERE J. et MICHAUX J. (1974)._ Données nouvelles sur les formations d'âge plio-pléistocène inférieur du Languedoc et du Roussillon (France). Mém. BRGM, Orléans, **78**, 1, p. 69-80.

BEAUFORT L., BRUNEAU J., GREPIN A. et JULLIAN Y. (1954)._ Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. Bull. Soc. géol. France, (6), **XIII**, p. 175-184.

BLOW W.H. (1969)._ Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In : Brönnimann P. and Renz H., Eds, Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Leiden, Netherlands, E.J. Brill, p. 199-421.

BOCQUET J. (1966)._ Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. Trav. Lab. Géol. Grenoble, **42**, p. 53-75.

BORNAND M. (1978)._ Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse Sci., Université Montpellier II, 329 p.

BORNAND M. (1979)._ Application de la méthode des bilans à l'étude de l'évolution pédologique des terrasses alluviales. Cas des cailloutis fluvioglaciaires de la moyenne vallée du Rhône. Science du sol, Versailles, 2-3, p. 281-300.

BOURDIER F. (1961)._ Le bassin du Rhône au Quaternaire. CNRS éd., Paris, I, 364 p., t. II, 293 p.

BRAVARD Y. (1963)._ Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Imprimerie Allier, Grenoble, 504 p.

BRIQUET A. (1911)._ Sur la morphologie de la partie médiane et orientale du Massif Central. Ann. Géogr., Paris, **20**, p. 30-43 et 122-142.

CHALINE J. et MICHAUX J. (1974)._ Les rongeurs du Pléistocène inférieur de France. Mém. BRGM, **78**, p. 89-97.

CHARRIN M.V. (1927-1928)._ Gisement de lignite de Pommiers (Isère)> Rev. franç. des Industries du Sous-sol, VI-VII, p. 9-12.

CITA M.B. and RYAN W.B.F. (edit.) (1978)._ Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. Mar. Geol., **27**, 3/4, p. 193-365.

CLAUZON G. (1973)._ The eustatic hypothesis and the pre-Pliocène cutting of the Rhone Valley. Init. Repts DSDP, Washington, **XIII**, 2, p. 1251-1256.

CLAUZON G. (1975)._ Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du Midi méditerranéen français. Bull. Ass. Géogr. fr., Paris, **429-430**, p. 317-333.

CLAUZON G. (1978)._ The messinian Var canyon (Provence, Southern France) - Paleogeographic implications. Mar. Geol., **27**, 3/4, p. 231-246.

CLAUZON G. (1979)._ Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam, **29**, 1-2, p. 15-40

CLAUZON G. (1981)._ Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur. C.R. Acad. Sci., Paris, **293**, (II), p. 309-314.

CLAUZON G. (1982)._ Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessiccated deep-bassin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bull. Soc. géol. France, (7), **XXIV**, 3, p. 597-610.

CLAUZON G. (1988 a)._ Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron / Basse Durance (Provence, France) : une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Géol. Alpine, Grenoble, Mém. h.s., **14**, p. 215-226.

CLAUZON G. (1988 b)._ L'eustatisme endoréique messinien de Méditerranée : un eustatisme teratologique. Ampleur, modalités, conséquences. In : colloque A.S.F. "Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts", Marseille, p. 37.

CLAUZON G. (1989)._ Un exemple de régularisation accélérée d'une côte à rias : le littoral méditerranéen français au Pliocène inférieur. In : colloque G.F.G. "Les littoraux", Bull. Centre Géomorphologie, Caen, 36, p. 239-242.

CLAUZON G. et CRAVATTE J. (1985)._ Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées- Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. C.R. Acad. Sci., Paris, **301**, (II), 19, p. 1351-1354.

CLAUZON G., AGUILAR J-P. et MICHAUX J. (1987 a)._ Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditérranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. C.R. Acad. Sci., Paris, **304**, (II), 11, p. 585-590.

CLAUZON G., AGUILAR J-P et MICHAUX J. (1987b).– Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. C.R. Acad. Sci., Paris, **305**,(II), 2, p. 133-137.

CLAUZON G., AGUILAR J-P et MICHAUX J. (1989).– Relation temps sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. Bull. Soc. géol. France,(8), **V**, 2, p. 361-372.

CLAUZON G., SUC J-P et ali. (1990).– Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French mediterranean region. IXth Intern. RCMNS Congress, Barcelona (in press).

COMBEMOREL R. (1972) – Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes-Jura (Ain). Bull. BRGM, (2), **I**, 3, p. 45-55.

DELANNOY J-J., GUENDON J-L. et QUINIF Y (1988).– Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de la karstogenèse du massif des Coulmes (Vercors, Alpes). Ann. Soc. géol. Belgique, **111**, p. 21-38.

DEMARCQ G. (1970).– Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mém. BRGM, **61**, 257 p.

DEMARCQ G et PERRIAUX J. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Néogène. Mém. BRGM, Orléans, **125**, p. 469-519.

DEMARCQ G., GOURINARD Y et MAGNE J. (1989).– Grade datation dans le Burdigalien du bassin de Crest (Drôme, moyenne vallée du Rhône) : Comparaison avec le stratotype rhodanien. Géobios, Lyon, **22**, 3, p. 383-386.

DEMARCQ G., MEIN P., BALLESIO R. et ROMAGGI J-P. (1989).– Le gisement d'Andance (Coiron, Ardèche, France) dans le Miocène supérieur de la vallée du Rhône : un essai de corrélations marin-continental. Bull. Soc. géol. France,(8), **V**, 4, p. 797-806.

DENIZOT G. (1952).– Le Pliocène dans la vallée du Rhône. Rev. Géogr. Lyon, **XXVII**, 4, p. 327-357.

DEPERET C. (1887).– Recherches sur la succession des faunes de Vertébrés miocènes de la Vallée du Rhône. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, **IV**, 269 p.

DEPERET C. (1892).– La faune de Mammifères miocènes de la Grive-Saint-Alban et de quelques autres localités du bassin du Rhône. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, **V**, p. 1-93.

DEPERET C. (1893).– Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. France,(3), **XXI**, p. 17O-266.

DEPERET C. (1895).– Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône. Ann. Géogr., **IV**, p. 432-452.

DEPERET C. et HAUG E. (1900).– Bassins tertiaires du Rhône. 8° Congr. géol. intern., Paris, Livret-guide n° 12, 31 p.

DUBOIS P. et CLAUZON G. (1974).– Interventions contradictoires après la communication de M.B. CITA "Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins de la Méditerranée" Mém. BRGM, **78**, 1, p. 396-397.

ENAY R. (1980).– L'île Crémieu : évolution morphologique et structurale. Bull. Soc. linn. Lyon, **49**, 8, p. 482-5O5.

FALSAN A. (1880).– Note sur la position stratigraphique des terrains tertiaires supérieurs et quaternaires à Hauterives (Drôme). Bull. Soc. géol. France,(3), **VII**, p. 285-3O6.(3), VII, p. 285-3O6.

FAUCHER D. (1927).– Plaines et bassins du Rhône moyen entre Bas-Dauphiné et Provence. Etudes géographiques. Thèse, Grenoble, 671 p.

FERAUD G. (1979).– Age et mise en place du volcanisme du Coiron (Ardèche, France). C.R. Acad. Sci., Paris, **289**,(D), p. 1005-1008.

FONTANNES F. (1880).– Note sur la position stratigraphique du groupe pliocène de Saint-Ariès dans le Bas-Dauphiné septentrional et particulièrement aux environs d'Hauterives (Drôme). Rev. Sci. nat. Montpellier,(2), **2**, p. 317-348.

FONTANNES F. (1882).– Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. géol. France,(3), **XI**, p. 103-141.

GERMAIN C. et DEMAISON G. (1958).– Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, **XXXIV**, p. 49-82.

GIDON M. et MUGNIER J-L. (1988).– Relations entre chevauchements et plissement : l'exemple du massif de la Chartreuse (chaînes subalpines, Alpes occidentales françaises). C.R. Acad. Sci., Paris, **307**, II, p. 185-190.

GILLCRIST R., COWARD M. et MUGNIER J-L. (1987).– Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps. Geodinamica Acta (Paris), **1**, 1, p. 5-34.

GUERIN C. et MEIN P. (1971).– Les principaux gisements de mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, H.S., p. 131-170.

HAQ B.V., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987).– Chronology of fluctuating sea levels since the Triasic. Science, Washington, **235**, p. 1136-1167.

HOMEWOOD P. (1986).– Geodynamics and palaeogeography of the Western Molasse Basin : a review. Giornale di Geol., Bologne, **48**, 1-2, p. 275-284.

HOMEWOOD P., ALLEN P.A. and WILLIAMS G.D. (1986).– Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. Spec. Publs int. Ass. Sediment., Blackwell, Oxford, 8, p. 199-217.

HSU K.J., CITA M.B. et RYAN W.B.F. (1973).– The origin of the Mediterranean Evaporites. Init. Repts DSDP, Washington, v. **XIII**, 2, p. 1203-1231.

HSU K.J., MONTADERT L. et all., (1978).– Init. Repts DSDP, Washington, v. **XLII A**, 1249 p.

KLEIN C. (1985).– La notion de cycle en géomorphologie. Rev. Géol. dynam. Géogr. Phys.,(2), **26**, p. 95-107.

KLEIN C. et DESIRE-MARCHAND J. (1988).– Contribution à l'étude géomorphologique des Monts du Vivarais. Méditerranée, Aix-en-Provence, **63**, 1, p. 3-21.

KLEIN C. et DESIRE-MARCHAND J. (1990).– Piedmont rhodanien et piedmont danubien. Etude géomorphologique comparée de deux piedmonts subhercyniens. Mém. et Docum. CNRS (à paraître).

LATREILLE G. (1969).– La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **33**, 254 p.

LATREILLE G et DEMARCQ G. (1971).– Formes et figures de sédimentation dans la "molasse" miocène de la vallée du Rhône. Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, H.S., p. 171-190.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961).– La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire. Bull. Soc. géol. France,(7), **III**, p. 82-89.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962).– Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Mém. BRGM, **16**, 170 p.

LESUEUR J-L., RUBINO J-L. et GIRAUDMAILLET M. (1990).– Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. Bull. Soc. géol. France,(8), **VI**, 1, p. 49-65.

LORY C. (1860).– Description géologique du Dauphiné pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Savy éd., Paris, 747 p.

LORY C. (1863)._ Sur les dépôts tertiaires et quaternaires du Bas-Dauphiné. Bull. Soc. géol. France,(2), **XX**, p. 363-391.

MANDIER P. (1969)._ La vallée épigénique du Rhône d'Andance à Tournon et le contact du socle avec l'avant-pays molassique. Essai de mise au point morphologique. Rev. Géogr. Lyon, **XLIV**, 2, p. 117-168.

MANDIER P. (1988)._ Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. Docum. BRGM, **151**, I, 654 p., t. II, 231 p., t. III, 11 cartes h.t., 5 pl. h.t.

MARTINI E. (1971)._ Standard Tertiry and Quaternary calcareaous nannoplankton zonation. In : Farinacci A. ed., Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma, Ed. Technosienza, p. 739-785.

MEIN P. (1984)._ Composition quantitative des faunes de mammifères du Miocène moyen et supérieur de la région lyonnaise. Paléobiologie continent., Montpellier, **XIV**, 2, p. 339-346.

MEIN P. (1985)._ A new direct correlation between marine and continental scales in Rhodanian Miocene. VIII th RCMNS Congress, Budapest, Abstracts book, p. 377-379.

MEIN P. (1990)._ Updating of MN zones. In : E.H. Lindsay et al., editors European Neogene Mammal Chronology, Plenum Press, New York, p. 73-90.

MEIN P. et TRUC G. (1966)._ Faciès et association faunique dans le Miocène supérieur continental du haut Comtat-Venaissin. Trav. Lab. Géol. Lyon N.S., **13**, p. 273-276.

MEIN P., TRUC G. et BALLESIO R. (1972)._ Age des formations de la Côtière de Dombes à la lumière d'éléments paléontologiques nouveaux. C.R. Acad. Sci., Paris, **274**, (D), p. 2016-2018.

MENARD G. et THOUVENOT F. (1987)._ Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. Geodinamica Acta, Paris, **1**, 1, p. 35-45.

MICHAUX J. (1971)._ Muridés (Rodentia) néogènes d'Europe sud-occidentale. Evolution et rapports avec les formes actuelles. Paléobiol. continentale, Montpellier, **2**, 1, p. 1-67.

MONTJUVENT G. (1973)._ Observations nouvelles sur le Plio-Quaternaire des Dombes. Bull. BRGM, (2), I, 2, p. 75-98.

MORTAZ-DJALILI D. et PERRIAUX J. (1979)._ Le Néogène du plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). Géol. Alpine, Grenoble, **55**, p. 133-152.

MUGNIER J-L et MENARD G. (1986)._ Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **10**, 1, p. 167-180.

MUGNIER J-L, ARPIN R. et THOUVENOT F. (1987)._ Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. Geodinamica Acta, Paris, **1**, 2, p. 125-134.

MUGNIER J-L., GUELLEC S., MENARD G. et ROURE F. (1989)._ Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils Ecors-Crop Alpes 1 et Ecors Alpes 2. C.R. Acad. Sci. Paris, **309**, II, p. 733-739.

PELLETIER J. (1954)._ La bordure orientale du Massif Central de Vienne à Tournon. Etude morphologique. Rev. Géogr. Lyon, **XXVIII**, p. 359-369.

PENCK W. (1924)._ Die morphologische analyse. J. Engelhorns Nachf. Stuttgart, 283 p.

PERRIAUX J., MONTJUVENT G. et USELLE J-P (1984)._ Sédimentologie du Néogène du Bas-Dauphiné. Géologie de la France, 1-2, p. 105-114.

RANGHEARD Y, DEMARCQ G. , MULLER C., POIGNANT A. et PHARISAT A. (1990)._ Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne : Paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. Bull. Soc. géol. France,(8), **VI**, 3, p. 479-486.

REHAULT J-P., BOILLOT G. et MAUFFRET A. (1984)._ The Western Mediterranean Basin geological evolution. Mar. Geol., Amsterdam, **55**, 3/4, p. 447-479.

ROURE F., POLINO R. et NICOLICH R. (1989).- Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. C.R. Acad. Sci. Paris, **309**, II, p. 283-290.

RUBINO J-L., LESUEUR J-L., GUY L.et CLAUZON G.(1990)._ Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. Stratigraphie séquentielle - sédimentologie. Livret-guide de l'excursion A S F.,79 p.

RYAN W.B.F. (1976)._ Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. Sedimentology, Amsterdam,**23**, p. 791-813.

RYAN W.B.F., CITA M.B., DREYFUS RAWSON M., BURCKLE L.H. and SAITO T. (1974)._ A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean "Salinity Crisis". Riv. Ital. Paleont., Milano, **80**, 4, p. 631-688.

RYAN W.B.F., HSU K.J. et ali., (1973)._ Init. Repts DSDP, Washington, **XIII**, 1- 2, 1447 p.

SAVOYE B. and PIPER D. (1990) _ The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France. Mar. Geol. (in press).

TORCAPEL A. (1884) _ Géologie de la rive droite du Rhône. Etude des terrains traversés par la ligne de Givors à Nîmes. Rev. Sc. Nat., (3), **3**, Montpellier, p. 157-186 et 463-481.

TRIAT J-M et TRUC G. (1974) _ Evaporites paléogènes du domaine rhodanien. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.,(2), **16**, p. 235-262.

VAI G.B. (1989)._ A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley. Boll. Soc. Paleontol. Ital., Bologna, **28**, 2-3, p. 343-367.

VAIL P.R. and HARDENBOL J. (1979) _ Sea-level changes during the Tertiary. Oceanus , San Diego (California), **22**, 3, p. 71-79.

VAIL P.R. and MITCHUM R.M. (1979)._ Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy. A.A.P.G. Memoir, Tulsa, **29**, p. 469-472.

VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF V. (1987)._ La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France,(8), **III**, 8, p. 13O1-1321.

VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. and PREZ-CRUZ G. (1990)._ The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. An overview. Department of Geology and Geophysics, Rice University, Houston, Texas, 23 p.

VIRET J (1954)._ Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, **IV**, 2OO p.

VIRET J. (1961)._ Catalogue critique de la faune des mammifères fossiles de La Grive-Saint-Alban (Isère). Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, **VI**, p. 55-91.

WALLEZ M.J., MAGNE J., GOURINARD Y. et DEMARCQ G. (1985-1986)._ Nouvelles grade-datations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. Géol. méditer , Marseille, **21**, p. 59-63.