



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

LA JAVIE

LA JAVIE

par

D. HACCARD

avec la collaboration de

B. BEAUDOIN, P. GIGOT, M. JORDA

La carte géologique à 1/50 000
LA JAVIE est recouverte par la coupure DIGNE (N° 212)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Laragne- Montéglin	Seyne	Barcelonnette
Sisteron	LA JAVIE	Allos
Forcalquier	Digne	Entrevaux

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LA JAVIE A 1/50 000**

par

Daniel HACCARD

**avec la collaboration de Bernard BEAUDOIN,
Patrick GIGOT, Maurice JORDA**

1989

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques : Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

— *pour la carte* : HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. *et al.* (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. (1989), 152 p.

— *pour la notice* : HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille LA JAVIE (918) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 152 p. Carte géologique par HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. *et al.* (1989).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN10 : 2-7159-1918-2
ISBN13 : 978-2-7159-1918-1

SOMMAIRE

	Pages
PRÉSENTATION MORPHOLOGIQUE, STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE	5
DONNÉES UTILISÉES POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>PRIMAIRE</i>	11
<i>SECONDAIRE</i>	11
Trias	12
Séquence Hettangien—Bajocien	13
Séquence Bathonien—Barrémien	28
Séquence Aptien—Sénonien	36
<i>TERTIAIRE</i>	37
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS RÉCENTES</i>	52
DESCRIPTION TECTONIQUE	56
<i>AUTOCHTONE</i>	59
<i>UNITÉS INFÉRIEURES</i>	68
<i>UNITÉS INTERMÉDIAIRES</i>	83
<i>UNITÉ SUPÉRIEURE</i>	90
PRÉSENTATION DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE	112
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE	113
<i>ÉVOLUTION DU BASSIN SÉDIMENTAIRE SUBALPIN DU JURASSIQUE AU CRÉTACÉ</i>	116
<i>ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE L'ÉOCÈNE AU QUATERNAIRE ANCIEN</i>	117
ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE QUATERNAIRE	125
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION	134
<i>HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE</i>	134
<i>MINES ET CARRIÈRES</i>	136
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	138
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	138
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	138
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	138
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	145
AUTEURS	146
ANNEXES	147
<i>CARTE D'ANOMALIE DE BOUGUEUR</i>	147
<i>CARTE D'ANALYSE STRUCTURALE</i>	148
<i>LISTE DES AMMONITES JURASSIQUES</i>	149

PRÉSENTATION MORPHOLOGIQUE, STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le territoire figuré sur la feuille à 1/50 000 La Javie appartient aux *chaînes subalpines méridionales* (Préalpes de Digne) connues pour former dans ce secteur l'*arc de Digne*.

Les chaînes subalpines méridionales sont issues du plissement du bassin de sédimentation sud-alpin qui a fonctionné du Trias au Crétacé supérieur. Pendant cette période, ce bassin a subi des déformations plus ou moins importantes qui ont déterminé des aires de sédimentation caractérisées par des variations de faciès des séries sédimentaires : *séries dauphinoises* ou *vocontiennes* formant des successions puissantes de calcaires et de marnes, *séries provençales* plus réduites et plus carbonatées.

Si l'on ajoute enfin que ce domaine, dont les dépôts sont eux-mêmes affectés de variations de faciès notables, a été l'objet de déformations tectoniques superposées qui s'échelonnent de l'Éocène au Quaternaire, on comprend que ce secteur des Alpes constitue un domaine privilégié de l'étude des relations entre la tectonique et la sédimentation.

MORPHOLOGIE

Le relief structural de la carte La Javie est la résultante d'une longue évolution morpho-tectonique qui s'achève tardivement après la mise en place de l'unité chevauchante de Digne.

Trois ensembles de facteurs ont guidé l'évolution morpho-structurale et influé sur le façonnement des modelés préalpins :

- le canevas structural caractérisé par l'interférence et la superposition de structures d'âges et de styles différents ;
- la présence dans les séries stratigraphiques allochtones ou autochtones d'ensembles marneux puissants et homogènes favorables à l'érosion différentielle (marnes noires du Lias supérieur, du Jurassique moyen et supérieur, du Crétacé moyen) ;
- l'antécédence du réseau hydrographique inadapté aux lignes directrices de cette structure complexe. Ce dispositif a ralenti l'action de l'érosion régressive et gêné le développement latéral des bassins-versants.

La zone subalpine est fermement limitée à l'Ouest, au-dessus du bassin néogène de Digne—Valensole, par le front de chevauchement du lobe de La Robine et au Nord-Ouest par l'escarpement rectiligne de Mélan—Auribeau. L'évolution originale quaternaire de ces escarpements résulte de la structure de ces marges subalpines frontales (semelle triasique des chevauchements ; lambeaux exotiques ; replis...) et de l'intervention de mouvements tectoniques tardifs dont témoignent les déformations des terrasses quaternaires de la Bléone dans la région de Digne.

A l'intérieur de la zone subalpine montagnarde, les paysages morpho-structuraux mettent en évidence deux domaines dont l'évolution a été sen-

siblement différente : l'unité allochtone de Digne d'une part, les montagnes nord-occidentales de Barles et d'Authon d'autre part.

Dans l'unité de la nappe de Digne, affectée globalement par des pendages Est prédominants, l'érosion différentielle a dégagé une succession de crêtes calcaires ou marno-calcaires monoclinales, séparées par des dépressions marneuses orthoclinales. Ainsi se succèdent de Digne au Cheval-Blanc, les « crêts » du Lias inférieur calcaire, du Dogger marno-calcaire, du Tithonique, du Crétacé supérieur calcaire. A l'Est de La Javie, le dispositif monoclinale est localement perturbé par les plis NW-SE clairement exprimés dans la morphologie et dont l'exemple le plus significatif est celui de la région de Blégiers. Notons enfin qu'au Nord de Digne, la vaste cuvette de La Robine, ployée en synclinal au Quaternaire, constitue une unité morpho-structurale tout à fait originale dans l'ensemble subalpin allochtone.

La variété des lithofaciès influence directement l'aspect et le modelé de ces unités de relief. Le paysage le plus classique des Préalpes de Digne est celui des dépressions marneuses ciselées par les ravinements (paysage des « roubines ») et dominées par de grands versants éventrés par les bassins torrentiels (région de Archail-Draix à l'Est de Digne ; bassin de Marcoux au Nord de la ville ; bassin du Vernet ou de Barles dans la vallée du Bès). A ce « modelé en creux » s'opposent les lourdes croupes monoclinales façonnées dans les calcaires marneux ou les crêtes plus élancées coiffées par les vigoureux escarpements des calcaires tithoniques. A l'Est de la feuille, les montagnes du Carton et du Cheval-Blanc, constituées par la puissante série des calcaires du Crétacé supérieur, offrent un paysage plus monotone qui évoque les montagnes voisines du haut Verdon.

Dans le secteur nord-ouest de la feuille, dont les reliefs sont beaucoup plus cloisonnés et morcelés et où prédominent les directions structurales E-W à NW-SE, les paysages morpho-structuraux associent étroitement des unités de relief conformes à la structure tectonique et des ensembles beaucoup plus évolués à l'Ouest sur les feuilles Sisteron et Laragne-Montéglin (Préalpes des Baronnies et de Bochaine). C'est ainsi qu'au Nord d'Authon, l'anticlinal E-W tithonique des Monges est éventré en combe à la faveur des marnes noires jurassiques. Mais le flanc méridional de l'anticlinal domine encore la vaste cuvette synclinale crétacée du haut Vançon (synclinal de Feissal) que l'érosion régressive n'a pas réussi à défoncer. Plus à l'Est, dans la vallée du Bès et au pied du chevauchement du Blayeul, un dispositif comparable associe la dépression de Barles ouverte en « combe » dans les marnes noires jurassiques, et les reliefs structuraux conformes, profondément incisés par le Bès, qui lui succèdent à l'aval (flanc sud de l'anticlinal du Barri ; dépression synclinale du Pas-de-Terre-Rouge ; lourde voûte anticlinale tithonique de la Maurière). L'érosion quaternaire s'est bornée ici à révéler des morpho-structures déjà clairement exprimées avant la mise en place de l'unité chevauchante de Digne qui les recouvre à l'Est.

Ainsi, sur toute l'étendue de la carte, l'érosion différentielle très sélective a su mettre en évidence les moindres variations de la lithologie. Mais cette vigueur apparente de l'érosion a abouti en fait à un éparpillement paralysant des effets de creusement, qui est bien mis en évidence par la médiocre hié-

rarchisation du réseau hydrographique, l'inégale évolution des formes structurales, la faible aération du relief. A l'échelle des temps quaternaires l'efficacité de l'outil d'érosion apparaît en définitive très relative.

SCHÉMA STRUCTURAL

Aux grands ensembles morphologiques que nous avons essayé de dégager correspondent des unités structurales bien individualisées. On observe d'Ouest en Est (fig. 1, p. 76-77) :

L'autochtone

L'autochtone de Sisteron—La Motte-du-Caire est constitué par une série mésozoïque plissée et recouverte en discordance par les sédiments tertiaires oligo-mio-pliocènes de Digne—Valensole.

Les unités inférieures

● **L'unité de Mélan—Clamensane** qui se subdivise en deux sous-unités séparées par le décrochement Nord-Sud des Monges :

— l'unité d'Esparron—les Monges. Il s'agit d'un panneau détaché de l'autochtone, cisailé selon un décrochement-chevauchement dextre Nord-Ouest (Le Caire—Chateaufort) et qui chevauche ensuite la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne selon un contact sensiblement Est-Ouest entre Saint-Geniez et Lambert. A hauteur de ce hameau, le contact semble s'enraciner dans des plis déversés vers le Sud de la bordure du bassin tertiaire ;

— l'unité d'Esclangon—Grande-Cloche qui s'individualise à l'Est du décrochement polyphasé des Monges.

Les unités intermédiaires

● **L'unité du plateau de Chine** est constituée par une série mésozoïque renversée et replissée qui chevauche l'élément d'Esclangon—Grande-Cloche.

● **Les écailles de Clapouse** sont constituées par du matériel mésozoïque et tertiaire (Éocène à nummulites) qui surmontent l'unité du plateau de Chine. Ces deux ensembles, qui viennent buter contre l'élément d'Esparron—les Monges selon le décrochement des Monges, se développent plus au Nord où ils se rattachent à la **nappe de Turriers**.

L'unité supérieure

● **La nappe de Digne** occupe toute la partie est de la feuille. Elle se distingue des unités précédentes par une série liasique beaucoup plus dilatée et par la présence d'un Tertiaire comportant un Éocène marin très développé. Elle repose indifféremment sur toutes les unités précédentes selon un contact plat et sa mise en place définitive, de type épiglyptique, est tardive. Cette nappe s'enracine progressivement au Sud dans l'anticlinal de Norante (feuille Digne) et au Nord dans les décrochements qui affectent le massif de

Pelvoux ; le lambeau avancé de La Robine appartient à la nappe. Plus au Nord et à l'Est (feuilles Seyne et Barcelonnette), la nappe de Digne comporte des duplicatures chevauchantes (Dormillouse ...) et supporte les nappes de l'Ubaye et de l'Embrunais (unités subbriançonnaises et nappe des flyschs à Helminthoïdes de Parpaillon et de l'Autapie).

Toutes ces unités ont subi plusieurs phases de plissements et de mise en place qui s'étalent du Crétacé supérieur—Éocène au Quaternaire ancien.

STRATIGRAPHIE—PALÉOGÉOGRAPHIE

Les séries sédimentaires enregistrent, du Trias au Pliocène, l'histoire de deux bassins sédimentaires successifs dont les traits architecturaux majeurs resteront communs et gouverneront l'évolution structurale.

Les séries mésozoïques

Au-dessus de la discordance qui les sépare du Houiller (Barles—Verdaches), les sédiments triasiques témoignent de l'installation progressive, après un épisode fluvial issu du Nord-Ouest, d'un environnement marin très peu profond où se déposaient gypses et calcaires dolomitiques. Ce n'est qu'au passage au Jurassique, soit environ 200 Ma, que s'est affirmé le caractère marin franc des dépôts, qu'ils soient marneux, marno-calcaires ou franchement calcaires.

A partir de ce moment vont se dessiner, dans cette partie du bassin subalpin, des structures actives qui vont gouverner la distribution des épaisseurs et des faciès au travers de trois grandes séquences sédimentaires :

- de l'Hettangien au Bajocien ;
- du Bathonien au Barrémien ;
- de l'Aptien au Campanien.

● *La première séquence est marquée par le développement de faciès de plate-forme*, qui, tout en restant de profondeur de dépôt modeste comme l'atteste la nature de la faune (lamellibranches, brachiopodes, échinides ...), présentent des contrastes d'épaisseur considérables entre zones de subsidences très différentes : cette *subsidence différentielle* est liée au jeu d'accidents majeurs qui individualisent des blocs dont la partie affaissée recevait le dépôt de puissantes séries marneuses, tandis que les parties élevées ne conservaient que des séries très lacunaires. L'opposition entre ces deux faciès, dauphinois et provençal, est donc liée à cette fragmentation du domaine en compartiments à jeu différencié. La richesse et la variabilité de la faune d'ammonites permet alors de reconstituer cette histoire avec une précision chronologique satisfaisante.

Les deux séquences suivantes correspondent, dans cette partie du bassin, à des environnements tout autres : en effet, le passage aux Terres noires marque un approfondissement très rapide et l'apparition de pentes, de morphologies qui vont déterminer la nature et la distribution des sédiments.

- *La deuxième séquence traduit une augmentation de la subsidence*, le développement d'un réceptacle sédimentaire accueillant notamment de nombreux dépôts, resédimentés, glissant sur les pentes ; les perturbations qui se dessinent dans les divers termes de cet intervalle sont autant de témoins de cette activité gravitaire qui permettent en fait de reconstituer l'image du fond marin : tant dans les dépôts calcaires (Tithonique, Barrémien) que marneux ou marno-calcaires (Oxfordien, Valanginien, Berriasien ou Hauterivien), on retrouve ces traces qui indiquent des pentes dirigées d'Est en Ouest, correspondant à une (paléo) morphologie générale dirigée vers une zone basse liée au jeu du faisceau durancien. La pérennité de ces pentes signifie une déformation du substrat, le jeu de structures profondes dont certaines se révèlent à l'affleurement. Le contrôle chronologique s'appuie tout à la fois sur les récoltes d'ammonites et sur l'étude de la microfaune, dont la résolution est particulièrement fine au Tithonique—Berriasien.

- *La troisième séquence débute avec les marnes bleues aptiennes puis albiennes*, et est surtout représentée dans l'Est de la feuille ce qui n'autorise pas, à cette échelle, l'analyse spatiale. Néanmoins, se plaçant dans le contexte régional, on reconnaît encore l'influence des pentes (de même orientation) tandis que s'amorce puis se développe la *fermeture du bassin* avec l'émergence de structures Est-Ouest ; l'absence de témoins campano-maestrichtiens (érosion anté-nummulitique) ne permet pas d'analyser la fin de cette première histoire sédimentaire. Tant dans les marnes que dans les marno-calcaires (Cénomanien) ou calcaires (Turonien à Campanien), le suivi chronologique est assuré au mieux par l'évolution de la microfaune planctonique.

Les séries tertiaires

Autant les séries mésozoïques sont développées sur l'ensemble de la feuille, autant les sédiments tertiaires sont pratiquement confinés à sa partie occidentale : c'est qu'en effet l'on se trouve là à la marge orientale (et septentrionale) du bassin cénozoïque. Outre un témoin très localisé de Nummulitique marin, on observe la succession verticale (et dans certains cas les passages latéraux) de quatre formations détritiques enregistrant l'histoire de cet avant-pays pendant 40 Ma.

- *La molasse rouge continentale*, est constituée de trois termes : le premier correspond au remplissage de morphologies héritées, dans une ambiance de dépôt torrentielle mobilisant un matériel de provenance locale ; une inversion du réseau hydrographique (d'Ouest vers Est à Est vers Ouest) caractérise le second ensemble qui représente des dépôts fluviaux à matériel terrigène quartzeux ; le troisième ensemble se marque par le développement de tendances lacustres, autorisé par la diminution des apports gréseux : sa partie sommitale est datée, au long du Bès, du Stampien supérieur.

- *La molasse marine*, dont la base est datée de l'Aquitanién supérieur, ferait donc suite à un hiatus d'environ 7 Ma. Les faciès tidaux sont caractérisés par la redistribution, par les courants, du matériel détritique argilo-sableux deltaïque ainsi que des sables remaniés issus de biseaux et troncatures internes ; la subsidence est très contrastée jusqu'au Serravalien inférieur.

- *Les conglomérats de Valensole*, continentaux, surmontent et passent latéralement à leur base aux faciès marins. Les apports proviennent essentiellement du fleuve paléo-durancien auxquels s'adjoignent des cônes alluviaux issus de chaînons en cours de déformation : là encore, troncatures et biseaux soulignent la déformation synsédimentaire. Cette série puissante est datée du Serravalien à la base, du Pliocène supérieur dans ses termes sommitaux.

- *Les sédiments du bassin résiduel* constituent l'ultime formation, d'extension localisée, qui couronne cet édifice détritique. Elle est plus grossière encore, car constituée de lambeaux hétéroclites resédimentés en olistolithes dans des morphologies profondément ravinantes.

Il est net que cet enchaînement des trois derniers termes reflète l'évolution de la déformation de l'avant-pays, dans des contextes sédimentaires de plus en plus proximaux, avant la mise en place des éléments chevauchants majeurs (nappe de Digne).

DONNÉES UTILISÉES POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'établissement de la carte La Javie a été pour l'essentiel réalisé lors des stages de formation à la géologie de terrain des élèves de l'Ecole nationale supérieure des mines de Paris, qui se sont déroulés à Barles, à Thoard et à Digne de 1960 à 1976 sous la direction de Jean Goguel, Marcel Lemoine et Marcel Lanteaume puis de Bernard Beaudoin et Daniel Haccard. Les levés ont été réalisés sur les cartes topographiques à 1/20 000 puis à 1/25 000 ; les rapports correspondants à ces études, généralement inédits, sont disponibles au Centre de géologie de l'École des mines.

Ont participé à ces explorations :

Bernard Beaudoin, Pierre Fontana, Jean-Louis Viora, Michel Lafon, Michel Perrin, Felix Perrin, 1964 ; Ahmed Ben Abdelkader, Alain Dreyfus, Jacques Grugeaud, Dominique Perreau, 1965 ; Maurice Bourbon, Michel Demange, Patrick Gigot, Jean-Jacques Smedts, 1967 ; Jean-Marie Bourdaire, Lucien Lebeaux, Pierre Guellec, Jean-Paul Molette, 1968 ; Jean-Bernard Minster, Alexis Hautefeuille, 1969 ; Pierre Humbert, Alain Coadou, Marc Daignières, Jean-Marc Debats, Richard Lagabrielle ; Emmanuel Ledoux, Paul Taponnier, 1970. René Chappaz, Philippe Chevalier, Vincent Courtillot, Michel Dagbert, Philippe Elsass, Bernard Favre, 1971 ; Emmanuel de Severac, Alain Dieulin, 1976.

Parallèlement à cet enseignement, se sont réalisés ou développés :

- des recherches effectuées dans le cadre de mission de cartographie du BRGM de 1964 à 1970, par Yves Kerrien, Jean Labourguine et Jacques Manivit, ingénieurs géologues au BRGM en collaboration avec René Mouterde (professeur à la Faculté catholique de Lyon), sur le Lias des alentours de La Javie ;

- les thèses de B. Beaudoin (1977) et de P. Gigot (en cours) qui ont permis de préciser la stratigraphie et la sédimentologie du Mésozoïque et du Tertiaire ;

- le travail de recherche inédit de A. Coadou, chef géologue à TOTAL-CFP, sur le Lias ;
- des analyses structurales menées en collaboration avec Claude Grandjacquet, maître de conférence à Paris VI, qui ont conduit à proposer une évolution tectogénétique nouvelle (Gigot *et al.*, 1974) fondée sur une évolution structurale polyphasée enregistrée par la sédimentation dans le bassin miocène de Digne—Valensole ;
- la réalisation par B. Beaudoin d'une carte gravimétrique à 1/250 000 lors de stage de formation des élèves de l'École des mines de Paris.

La coordination avec la feuille Digne a été réalisée en collaboration avec P.C. de Graciansky ; elle n'a pas été possible pour ce qui concerne la feuille Seyne.

Les schémas structuraux ont été établis en utilisant les contours inédits à 1/25 000 de P. Gigot sur la feuille Sisteron, de B. Beaudoin et D. Haccard sur les feuilles Seyne, Laragne, et enfin les feuilles Seyne et Allo à 1/50 000.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRIMAIRE

h5. **Carbonifère. Stéphanién moyen.** La feuille La Javie comprend l'un des rares témoins, à l'affleurement, de la sédimentation houillère dans le bassin subalpin. Le pointement de Verdaches montre en effet, sous les grès discordants du Trias (t₁₋₂), plus de 370 m (sondage BRGM, 1952) de grès et argilites-siltites noirs à nombreuses veines et veinicules charbonneuses, à flore du Stéphanién moyen (*site n° 1 de la Réserve géologique*).

SECONDAIRE

Les formations mésozoïques sont représentées largement sur la feuille, depuis les grès triasiques jusqu'aux calcaires blancs sénoniens ; les termes marins jurassiques et crétacés y occupent une place prépondérante et feront l'objet d'une présentation attentive. Une vingtaine d'unités ont été cartographiées ; cependant, un regroupement en trois grandes séquences s'impose dans le Jurassique—Crétacé, définies par deux discontinuités majeures, la première au passage Bajocien/Bathonien, la seconde au Barrémien/Aptien. C'est ce découpage naturel qui sera adopté dans la présentation des terrains.

On s'efforcera, pour chacune des unités cartographiques, de s'appuyer sur quelques coupes de référence, de préciser la nature de leurs limites et de définir les ordres de grandeur des variations d'épaisseur, d'indiquer les caractéristiques lithologiques et les types de faune, les traits sédimentologiques et d'approcher les environnements de dépôts, d'indiquer les attributions chronologiques.

A la fin de la présentation des termes constituant chacune des grandes séquences, on rassemblera les indications de tectonique synsédimentaire,

les reconstitutions de faciès et de paléomorphologie.

Trias

La région située entre Verdaches et Barles permet l'observation, unique sur la feuille et exceptionnelle dans la région, de la succession triasique quasi complète bien que discontinue. On y relève quatre termes successifs représentant les faciès habituels (dôme de Barrot...).

t1-2. **Scytien. Quartzites, grès, conglomérats** (Verdaches, fig. 2). Discordants sur le Houiller, et passant continûment mais rapidement aux calcaires dolomitiques sus-jacents, les «grès triasiques» ont une puissance d'une centaine de mètres. Ils sont constitués de quartzites fins, moyens ou grossiers, à éléments localement centimétriques de quartz blanc, organisés en séquences plurimétriques grano- et strato-décroissantes témoignant du remplissage de chenaux sans doute hectométriques. Les sens d'alimentation relevés (stratifications en auges) sont, comme dans le dôme de Barrot,

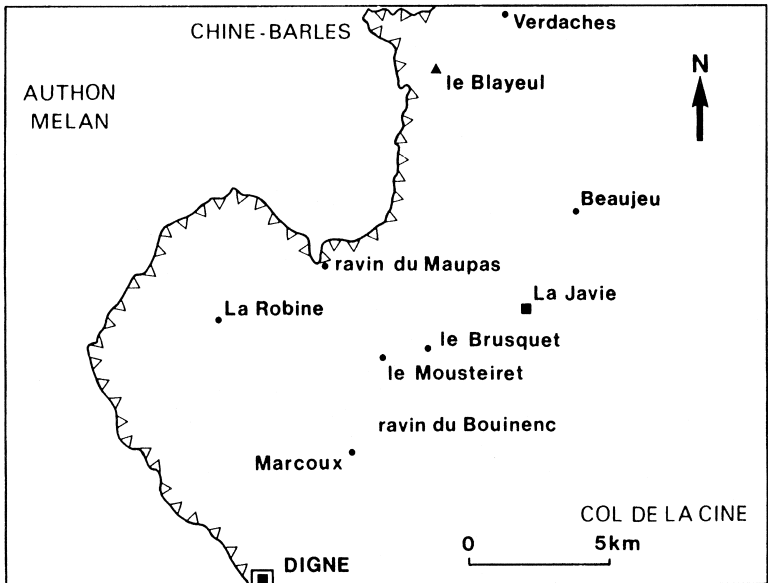


Fig. 2

dirigés vers le Sud-Est (Durand, Avril et Meyer, 1988), et suggèrent une alimentation depuis un relief situé à l'Ouest de l'accident durancien, alimentant ces faciès fluviaux. L'attribution chronologique reste conforme aux données régionales.

t3-6. **Anisien—Ladinien. Dolomies et calcaires dolomitiques** (Verdaches, fig. 2). Le passage aux grès inférieurs peut être observé, mais les relations avec la série gypseuse supérieure sont totalement oblitérées par les déformations : on ne peut qu'estimer une épaisseur pluridécamétrique. On observe, au-dessus de flaqes d'argilites localisées, l'apparition d'un ciment carbonaté dans la partie supérieure des grès (plus fins, en bancs centimétriques à rides de courant) puis le développement de niveaux calcaires (dolomitiques) en minces niveaux à rides également : ceci traduit le passage des faciès fluviaux à l'environnement marin, qui restera peu profond (faune de lamellibranches, fousseurs, structures...). Calcaires plus ou moins dolomitiques (noirs) et dolomie (rousses) alternent dans ces ensembles qui, par analogie, sont attribués au Muschelkalk. Des récoltes palynologiques dans les argilites grises sous-jacentes ont fourni un âge Bundsandstein supérieur—Muschelkalk inférieur (M. Guimar, communication orale).

t7-8. **Carnien—Norien. Gypses, dolomies, argilites versicolores**. Il est évidemment impossible, vu l'implication tectonique de cet ensemble, d'en définir épaisseur et succession lithologique. On y rencontre des gypses blanchâtres, jaunâtres, rougeâtres, plus ou moins finement cristallisés, comprenant des blocs-lambeaux de calcaires dolomitiques fort voisins du faciès précédent, et des argilites versicolores. L'attribution chronologique se fait, là encore, par analogie.

t9. **Rhétien. Dolomies et argilites jaunes, grès calcaires** (Barles, le Maupas, fig. 2). Cet ensemble un peu hétéroclite constitue en fait le premier élément régulièrement cartographiable sur l'ensemble de la feuille. Il repose sur les argilites « versicolores » traditionnellement rapportées au « Keuper », et supporte les faciès calcaires liasiques. Les épaisseurs relevées sont de l'ordre de 60 à 80 m dans les divers points. Les faciès restent voisins, montrant dans la partie inférieure une alternance décimétrique de bancs dolomitiques et niveaux argilitiques jaunes, verts, à spectaculaires fentes de dessiccation (Barles, Lambert—La Robine, le Maupas), puis, par passage progressif, un ensemble de dolomies à patine ôcre, calcaires (lumachelliques) gris, argilites noires et grès, en bancs pluridécimétriques, qui témoignent encore d'un environnement marin très peu profond, soumis à des apports terrigènes localement grossiers (sableux), à terriers abondants. L'attribution au Rhétien se fait par analogie ; présences d'avicules, et recouvrement par un Hettangien caractérisé.

Séquence Hettangien—Bajocien

Depuis fort longtemps (Haug, 1891) l'opposition est soulignée entre des séries dites *dauphinoises* (à l'Est) et des séries *provençales* (à l'Ouest). Les études tant stratigraphiques que structurales montrent qu'il est pertinent de distinguer quatre zones d'affleurement (fig. 2) :

- *Digne—La Robine—La Javie—le Blayeur—Verdaches* où se développent des ensembles puissants et marneux ;
- *Barles—Chine* ;
- *Authon—Mélan*, toutes deux aux séries lacunaires et affectées de spectaculaires déformations synsédimentaires ;

— le col de la Cine qui, au Sud-Est de la feuille et bien que proche des séries très développées de la première zone, présente des caractères voisins de ceux des deuxième et troisième.

Digne—La Robine—La Javie—le Blayeul—Verdaches

De nombreuses coupes permettent d'analyser les séries de l'intervalle Hettangien—Bajocien dans ce domaine. On retiendra particulièrement les sites de Digne, Draix/Bouinenc, Marcoux, Mousteiret, Le Brusquet, La Javie, Beaujeu, Verdaches, La Robine (fig. 2).

11. **Hettangien p.p. Calcaires en gros bancs** (Digne, La Robine—Ravin du Maupas, le Blayeul—Ravin des Mélèzes, fig. 2). Lorsque le passage peut être observé, les calcaires sombres apparaissent brusquement au toit d'une passée argilitique plurimétrique (le plus souvent masquée) ; par contre le passage à l'ensemble des calcaires à gryphées sus-jacent est progressif. Les épaisseurs observées vont de plus de 100 m au ravin des Mélèzes, 80 m au Maupas à une cinquantaine de mètres à Digne. Dans l'ensemble des points observés, on note la superposition : (1) calcaires sombres en bancs décimétriques, parfois ondulés, localement oolithiques, à stratifications entrecroisées en auges, à minces interlits plus argileux ; (2) quelques bancs de calcaire métriques, formant barre ; et (3) calcaires à surfaces ondulées difficilement discernables des termes sus-jacents (Sinémurien).

La faune de lamellibranches (*Aequipecten*, *Cardinia*, *Mytilus*), les polyptères isolés et les caractères des dépôts suggèrent un environnement de vasière où se dessinaient localement et temporairement des zones d'agitation plus importante. Les récoltes d'ammonites (Mouterde et Coadou, 1971) permettent d'identifier l'ensemble des zones de l'Hettangien (dont une partie dans les niveaux cartographiés 12-3)*.

12-3. **Hettangien p.p.—Sinémurien. Calcaires en petits bancs ondulés** (Digne, La Robine, fig. 2). Les passages avec les ensembles inférieur et supérieur sont progressifs et ne facilitent pas les comparaisons. Les épaisseurs estimées vont de 150 m à Digne à 250 m à La Robine. Il s'agit d'un empilement de bancs calcaires gris sombre à surfaces ondulées, d'épaisseur décimétrique, séparés par des interlits plus argileux. Sans organisation décelable, les bancs montrent aussi bien des faciès fins, micritiques, à fossiles bien conservés, que des faciès plus grossiers, bioclastiques parfois lumachelliques. L'ensemble présente une faune diversifiée de lamellibranches (gryphées, *G. arcuata*), échinodermes (pentacrines), brachiopodes, ammonites (cf. le célèbre gisement à *Coroniceras* exposé quelques kilomètres au Nord de Digne, au long de la route vers Barles ; site n° 8 de la Réserve géologique). L'association des caractères écologiques et des faciès suggère un dépôt dans des vasières de plate-forme ouverte. Le contrôle chronologique est assuré grâce aux ammonites (*Arnioceras*, *Arietites*...) indiquant les zones à Rotiforme Bucklandi et Semicostatum.

* La liste des faunes d'ammonites est donnée en annexe.

14. **Lotharingien. Calcaires marneux-siliceux** (Digne, La Robine, fig. 2). Les puissances observées vont d'une centaine de mètres à Digne à 160 m à La Robine. Ces calcaires marneux et siliceux se différencient des termes sous-jacents par tout à la fois une augmentation de l'épaisseur des bancs (30-50 cm), la présence de silicifications incomplètes (en « auréoles »), le développement relatif des faciès grenus. Cette évolution témoigne de conditions de dépôt plus agitées, que module un gradient Sud-Nord vers des termes plus vaseux. La faune à *Arnioceras*, *Echioceras* permet d'identifier les zones à Obtusum, Oxynotum et Raricostatum.

15. **Carixien. Calcaires et calcarénites à silex** (Digne, La Robine, fig. 2). Si la transition avec les calcaires marneux-siliceux (14) est progressive, le passage aux marnes supérieures (16a-b) est brutal : la surface de contact, souvent bien exposée (vers le Sud) est rubéfiée, taradée, perforée et supporte localement de petits nodules ; elle témoigne d'une discontinuité dans la sédimentation accompagnée d'une lithification précoce (fond durci). L'épaisseur varie de 60 m (Digne) à 140 m (La Robine). Vers le Sud (Digne), il s'agit d'un ensemble massif de calcarénites (encrinites) en bancs jointifs inframétriques, à silex en cordons et lits décimétriques ; vers le Nord (La Robine) les silex sont absents tandis que l'on note un empilement de bancs décimétriques finement sableux séparés par de minces lits marneux. Les faciès grenus, à ciment sparitique, correspondent à des milieux plus agités qui prolongent l'évolution précédente. La zone à Jamesoni a été identifiée à la partie inférieure tandis que le sommet est attribué au Carixien (Domérien basal) par encadrement et comparaison.

16a-b. **Domérien inférieur et moyen. Marnes et calcaires marneux** (Digne, Marcoux, Le Brusquet, La Javie, Beaujeu, Verdaches, La Robine, fig. 2). Au-dessus des ensembles précédents (classique « Lias calcaire ») et surmontant la discontinuité qui les sépare, apparaît le premier ensemble marneux conséquent : il est surmonté brutalement par la barre sus-jacente. L'évolution des épaisseurs peut être bien suivie : 50 m à Digne, 220 m à La Robine, 80 m à Marcoux, 200 m au Moustéret, 500 m à La Javie, 30 m à Beaujeu. Il s'agit de marnes sombres, riches en micas, intercalées irrégulièrement de bancs et miches alignées de calcaire finement grenu à patine jaunâtre ; la faune y est rare. Par opposition aux faciès précédents, ces marnes se sont déposées dans des environnements durablement calmes. Elles peuvent être attribuées au Domérien inférieur *p.p.* et moyen par encadrement/comparaison et récoltes dispersées (zones à Stockesi et Margaritatus).

16c. **Domérien supérieur. Calcaires roux** (Digne, Marcoux, Le Brusquet, La Javie, Verdaches, La Robine, fig. 2). Cette barre constitue, entre deux discontinuités accusées qui la séparent des marnes encadrantes, un élément morphologique qui, bien que d'épaisseur modeste, est bien repérable ; on enregistre néanmoins de sensibles variations d'épaisseur : de 10 m à Digne ou La Javie à 25 m à La Robine ou au Moustéret. Il s'agit d'un empilement de bancs pluridécimétriques de calcaire sombre plus ou moins sparitique, à patine roussâtre, séparés par des discontinuités franches, donnant à l'ensemble un aspect massif ; ces surfaces irrégulières supportent localement de nombreux rostres de bélemnites, notamment les plus élevées qui présentent également des traces d'abrasion. Les plus spectaculaires sont observables à La Robine, avec notamment des morphologies en marches d'escalier

et la présence de restes d'ichtyosaures et plésiosaures (Coadou et Beaudoin, 1975 ; Lemoine *in* Beaudoin *et al.*, 1975). Ces faciès témoignent d'un accroissement de l'agitation des eaux et de lithification-induration précoces. Leur âge est, au moins *p.p.*, Domérien supérieur (zone à Spinatum).

17a. **Toarcien inférieur. Marnes noires** (La Robine, le Mousteiret, La Javie, fig. 2). Même si elles n'ont pu être partout individualisées cartographiquement, ces marnes sombres ont été reconnues le plus souvent entre les calcaires roux domériens et les termes calcaires roux qui les surmontent le plus souvent brutalement ; les épaisseurs varient en effet de 0 à 4 m (La Robine) à 40 m, (le Mousteiret), voire 100 m (La Javie). Le faciès de marnes noires est homogène, souvent en plaquettes, comportant des ammonites très comprimées (compactées) ; très localement (à Beaujeu) on y note la présence de quartz bipyramidés ; le milieu était mal oxygéné. La découverte de nombreuses ammonites a permis de caractériser le Toarcien inférieur.

17b. **Toarcien moyen. Calcaires et calcaires roussâtres** (La Robine, le Mousteiret, La Javie, fig. 2). Lorsqu'il est observable, le passage aux marnes noires du Toarcien supérieur est brutal, enregistrant une discontinuité de sédimentation soulignée par une accumulation locale de nodules et ammonites phosphatés. L'épaisseur varie de 0-1 m (Digne — La Robine ; ichtyosaurien, *site n° 7 de la Réserve géologique*), 15 m (le Mousteiret) à 40 m (La Javie). Le faciès est très varié, depuis un calcaire clair conglomératique à nodules et nombreuses ammonites (Digne—La Robine) jusqu'à des calcaires marneux roussâtres. La zone à Bifrons est partout reconnue.

18. **Toarcien supérieur. Marnes noires à nodules phosphatés** (Digne, La Robine, Marcoux, le Mousteiret, La Javie, fig. 2). Ces marnes noires qui surmontent brutalement les assises sous-jacentes (16c, 17b suivant les points) passent très rapidement au terme supérieur (19). Les épaisseurs sont comprises entre 70 m (la Pinée, Beaujeu), 150 m (La Javie), 300 m (Marcoux) et 500 m (le Mousteiret). Ce sont des marnes très sombres comportant, notamment près de la base, des nodules phosphatés concrétionnés disséminés ou en cordons et, au sommet, des intercalations lenticulaires de calcaire sombre à patine orangée. Ces dépôts calmes, mal oxygénés, comportent une faune attestant, à la base, la présence des zones à Insigne, Pseudoradiosa et Aalensis.

j0a. **Aalénien. Marno-calcaires** (Digne, Marcoux, ravin du Bouinenc, La Javie, fig. 2). La corniche cartographiée j0a est bien définie entre les ensembles marneux (18) ou marno-calcaires (j0b) qui l'encadrent : les passages inférieur et supérieur sont rapides. Son épaisseur varie d'une vingtaine de mètres (la Bâtie) à 100 (Digne, La Javie) - 200 m (le Bouinenc). Le faciès, assez homogène, est constitué d'une alternance de bancs pluridécimétriques de calcaires micritiques s'espacant vers le haut, et de marnes grises. Les récoltes effectuées permettent d'identifier les zones à Opalinum, Murchisonae et Concavum.

j0b. **Aalénien supérieur *p.p.* (à Bajocien, basal). Marnes et calcaires marneux** (Digne, Marcoux, La Javie, fig. 2). Intercalés sans rupture avec les termes encadrants, ces niveaux varient sensiblement d'épaisseur : 50 m à

Digne, 65 à Marcoux, 100 m à La Javie. Il s'agit de marnes grises assez claires, à intercalations calcaires (micritiques). Les ammonites permettent une attribution à l'Aalénien sommital—Bajocien basal (sous-zone à Discites).

Les ensembles non différenciés ou non cartographiables sont identifiés en l7-8, ensemble de marnes sombres toarciennes ; et j0, calcaires et marnes aaléniens.

j1. **Bajocien. Marno-calcaires** (ravin de Bouinenc, La Javie, fig. 2). Les marno-calcaires bajociens passent aux marnes sus-jacentes j2-4. Leur épaisseur évolue sensiblement : 100 m à La Javie, 170 m au Bouinenc. Il s'agit d'une alternance bien réglée (10-30 cm) de bancs calcaires micritiques gris et de marnes, portant fréquemment des *Cancellophycus*. L'environnement calme de ces dépôts était sujet, de façon exceptionnelle, à des glissements (slumping). L'abondante et riche faune d'ammonites permet l'identification de l'ensemble des zones du Bajocien.

L'absence de ces marno-calcaires très caractéristiques est singulière entre Saint-Pierre et le col de Mal-Hiver (soit environ 5 km). Plus à l'Ouest, les seuls témoins de sédiments bajociens sont des niveaux discontinus, nodules et miches calcaires, calcarénites rousses (col du Labouret) : il s'agit sans doute d'une large morphologie érosive (cf. ci-après).

Barles—Chine

On oppose habituellement la « coupe de Barles », peu épaisse, lacunaire, représentant les *faciès provençaux*, à l'ensemble du domaine précédent (nappe de Digne aux *faciès dauphinois*). Or, la classique coupe au long du Bès n'est qu'un exemple, et sans doute pas le plus significatif, pris dans une série où Jurassique inférieur et moyen sont particulièrement variables (Coadou *et al.*, 1971).

l1. **Hettangien. Calcaires en gros bancs** (ravin du Descoure, fig. 3). Surmontant une passée argilitique au toit du Rhétien t9, et passant ensuite continûment aux calcaires à gryphées (l3-4), l'ensemble des calcaires sombres de l'Hettangien mesure une quarantaine de mètres. On y observe, de bas en haut, des calcaires grenus (localement oolitiques) à stratification en auges, des calcaires micritiques en bancs irréguliers et, formant la seconde moitié, trois barres épaisses comportant de petites silicifications et de rares poly-piers ; la faune, rare, est constituée de lamellibranches et d'ammonites ; ces dernières indiquent la zone à Liasicus sous la barre, et déjà celle à Rotiforme (Sinémurien inférieur) juste quelques mètres au-dessus.

l3-4. **Sinémurien—Lotharingien. Calcaires à gryphées et calcaires sili-ceux** (au long du Bès et du Descoure, fig. 3). Passant sans rupture aux ensembles encadrants, cet ensemble se divise en deux. Le terme inférieur mesure une soixantaine de mètres : il se différencie de son homologue précédent (Digne par exemple) par une faune plus abondante et plus diversifiée, dominée par les lamellibranches (dont *G. arcuata*, des pectinidés, fousseurs en position de vie...), brachiopodes, crinoïdes ; les ammonites sont subordonnées, mais caractérisent le Sinémurien. Le terme supérieur,

calcaires siliceux, présente une épaisseur d'une vingtaine de mètres. Ce sont ici encore des calcaires finement grenus en bancs plus épais et silex « en auréoles », à gryphées silicifiées, représentant le Lotharingien.

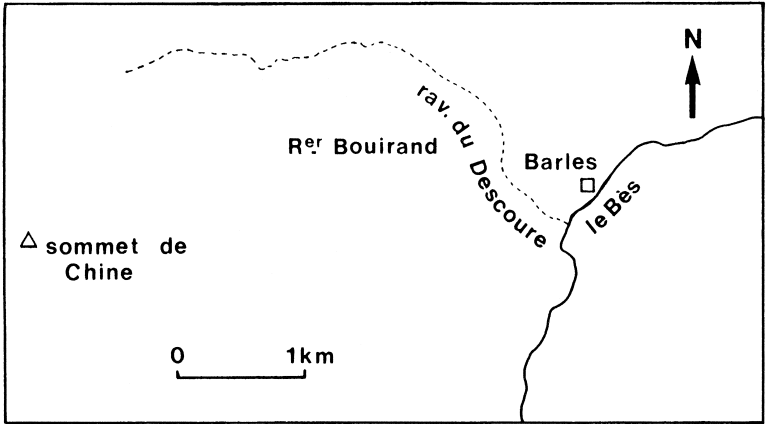


Fig. 3

15. **Carixien. Calcaires à silex, encrinites** (au long du Bès et du Descoure, fig. 3). Limité supérieurement par une surface de discontinuité accusée, à enduit ferrugineux, riche en bélemnites et portant des ammonites (phosphatées), cet ensemble mesure ici une cinquantaine de mètres. Il est constitué de deux parties : la première (deux tiers) correspond à des bancs (40-50 cm) de calcaires gris clairs (encrinites moyennes) à lits continus de silex gris-brun (10 cm) ; le tiers supérieur est constitué d'encrinites grossières à granules dolomitiques dans lesquelles se dessinent des géométries de chenaux plurimétriques. L'agitation du milieu était élevée, interdisant le dépôt de vase. L'attribution au Carixien est confirmée par la récolte de faune de la zone à Ibex et le recouvrement par le Domérien inférieur.

16a-b. **Domérien inférieur et moyen. Marnes, calcaires et encrinites** (au long du Bès, rocher Bouirand, sommet de Chine, fig. 3). Cet intervalle est d'une variabilité extrême en raison, et des évolutions latérales, et des discontinuités télescopées (Coadou *et al.*, 1971) : son épaisseur varie de 0 à 40 m. Les termes extrêmes sont représentées par quelques cm d'une accumulation d'ammonites phosphatées (zone à *Margaritatus*), quelques dizaines de cm d'encrinites grossières (id.) ; une série plus complète, dont tous les termes peuvent varier. Ainsi au bord du Bès, au-dessus de la discontinuité couronnant les calcaires à silex (15), on relève : (1) marnes et calcaires gréseux, calcaires gréseux roux, marnes sombres, riches en bélemnites, lamellibranches, articles de crinoïdes sur 25 m, ravinés par une surface à nombreux pectens, rostrés de bélemnites orientés, et ammonites phosphatées.

tées ; la surface inférieure est datée des zones à Stockesi et Margaritatus, la surface supérieure de la zone à Margaritatus ; (2) une barre (15 m) de calcaires bruns à silex puis de calcarénites rousses (entre les deux, on suit un niveau riche en pectens daté de la zone à Spinatum) ; la surface supérieure de cette barre marque une discontinuité accusée et scelle des failles antérieures.

Aux discontinuités internes près, l'ensemble l6a-b enregistre une augmentation de l'énergie du milieu de dépôt.

l8-j0. **Toarcien supérieur—Aalénien. Encrinites, calcaires à silex, marno-calcaires** (au long du Bès, sommet de Chine, fig. 3). D'épaisseur très réduite (5 m au plus), ce terme est constitué de témoins complexes de la sédimentation lacunaire au long du Toarcien—Aalénien (Coadou *et al.*, 1971). Au gré des coupes, on datera les encrinites (grossières), calcaires à silex ou alternances marno-calcaires entrecoupés d'accumulation d'ammonites phosphatées, du Toarcien supérieur (zone à Aalensis) et des zones à Opalinum, Murchisonae et Concavum (Aalénien).

j1. **Bajocien. Marno-calcaires** (au long du Bès, du Descoure, sommet de Chine, fig. 3). On retrouve ici, sur une épaisseur maximale de 80 m, les mêmes marno-calcaires à *Cancellophycus* (site n° 2 de la Réserve géologique). Ils sont cette fois surmontés brutalement (fin de la première séquence) par les Terres noires. Suivant les points leur base peut être datée de la zone à Concavum ou de la zone à Sauzei (la zone à Discites n'a pu être individualisée) ; les zones postérieures ont été reconnues.

Authon—Mélan

Appartenant à l'unité de Mélan—Clamensane, les affleurements concernés (fig. 4) présentent des caractères généraux très proches de ceux de Barles—Chine. Ils s'en différencient par une variabilité encore plus accusée liée à une tectonique synsédimentaire spectaculaire et par la présence de faciès inhabituels.

l1. **Hettangien. Calcaires en gros bancs** (Piouret, fig. 4). Cet ensemble est très semblable à ses équivalents des autres secteurs, sur une puissance d'une quarantaine de mètres (Piouret) voire plus (montagne de Mélan).

l2-3. **Sinémurien. Calcaires à gryphées** (combe de Braye, Piouret, fig. 4). Là aussi, les relations avec les ensembles encadrants et les faciès sont analogues à ceux du secteur de Barles—Chine. Les épaisseurs sont de l'ordre de 60 à 80 m, représentant chronologiquement l'ensemble de l'étage.

l4. **Lotharingien. Calcaires siliceux** (combe de Braye, fig. 4). Lorsque cet ensemble est analysable, il présente les mêmes traits qu'à Barles—Chine, avec une épaisseur de 30 à 40 m. On note une richesse singulière en gryphées.

l5. **Carixien. Calcaires à silex, encrinites** (Cluchette, combe de Braye, fig. 4). Le passage aux calcaires siliceux sous-jacent est continu, tandis que le

toit des calcaires à silex (Carixien) est marqué par une discontinuité accusée : l'expression de celle-ci est variée (Dieulin, 1976) depuis des encroûtements (l'Aqueduc à l'Ouest de Lagnes, combe de Braye) jusqu'à des ravinements et troncatures et le recouvrement par une brèche discordante (Lieuron, combe de Braye, et plus à l'Ouest Bonnet et ravin des Fayards). Les épaisseurs vont donc varier de 0 à 60 m (combe de Braye) et 100 m (montagne de Mélan). Quand il est observable, le faciès correspond, comme à Barles, à des calcaires à silex et encrinites parfois grossières. L'âge de cette formation est difficile à préciser en raison des ablations, de la rareté des ammonites et des variations latérales ; il ne dépasse pas ici, semble-t-il, la zone à Stockesi, voire, au moins localement, celle à Davoei (on notera, par endroit, que l'intervalle Lotharingien supérieur—Carixien moyen est télescopé dans des surfaces durcies à encroûtements ; Ouest de l'Aqueduc).

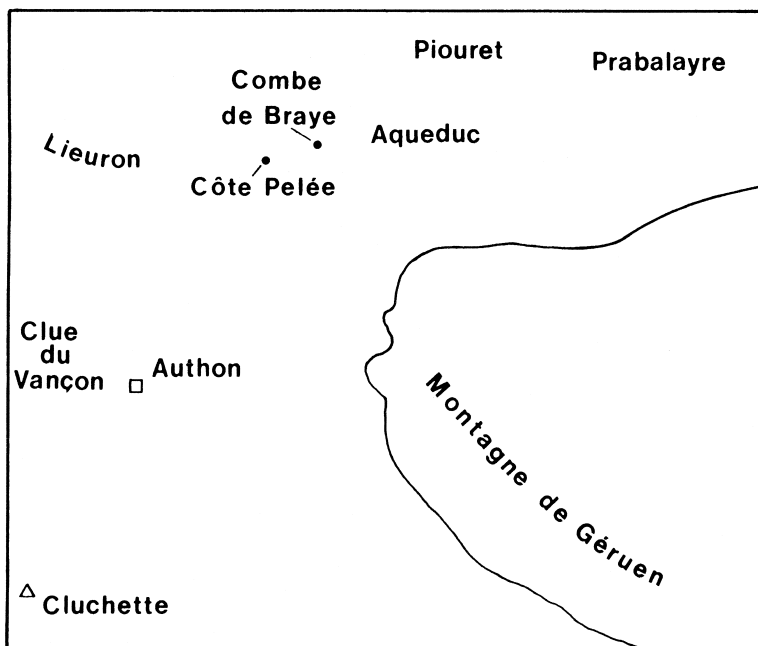


Fig. 4

Une *brèche* singulière s'intercale entre les calcaires à silex l5 (ou des termes plus anciens) et les marnes et bancs calcaires domériens (partie inférieure de l6a-b). Elle a été mise en évidence plus à l'Ouest (Bonnet, ravin des Fayards ; Dieulin, 1976), mais aussi à la combe de Braye et au flanc sud du Lieuron. Sur une épaisseur de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres, elle repose sur des termes allant de l'Hettangien (l1) au Carixien (l5),

et comporte des éléments centimétriques à décamétriques d'âge et faciès variés : les plus jeunes correspondent à la zone à Stockesi. Cette brèche est localement perforée, éléments et matrice, par des lithophages ; elle supporte des termes d'âge varié (Domérien moyen à Bajocien) : son origine est à rechercher dans l'écroulement d'escarpements de faille.

l6a-b ; l6c. **Domérien. Marnes, calcaires, calcaires à silex** (combe de Braye, Aqueduc, Lieuron, Côte-Pelée, clue du Vançon, fig. 4). L'ensemble, complexe, est compris entre une discontinuité inférieure accusée (*cf.* ci-dessus) et une autre, supérieure, qui ne l'est pas moins. L'onlap inférieur et les troncatures supérieures auxquelles s'ajoutent les variations et discontinuités internes, font varier son épaisseur de 0 à 100 m. Là où l'intervalle est le plus complet, on reconnaît une succession habituelle constituée par : (1) un ensemble de marnes micacées et bancs calcaires roussâtres (l6a-b) reposant par endroit (Lieuron, combe de Braye) en onlap accusé sur son substrat ; et (2), ravinante, discordante, débutant par un conglomérat à nodules phosphatés, une barre de calcaires à silex et encrinites (l6c). Les perturbations sédimentaires sont nombreuses (conglomérats, olistolithes, onlaps, biseaux,...) témoignant de l'instabilité qui accompagne une intense tectonique (clue du Vançon, combe de Braye, Aqueduc...). Les datations elles aussi soulignent cette complexité : les marnes peuvent débuter par endroit au Carixien supérieur (zone à Davoei), tandis que la base de la barre (l6c) porte ici des faunes des zones à Margaritatus et Spinatus (l'Aqueduc, clue du Vançon).

l7-8. **Toarcien. Marnes noires encrinétiques, conglomérats, nodules, encroûtements** (montagne de Mélan, clue du Vançon, Côte-Pelée, Prabalayre, fig. 4). Cet ensemble un peu hétéroclite enregistre une série de discontinuités télescopées préservant par place jusqu'à 40 m de sédiments. Les surfaces sont ravinantes, scellent des déformations, pénètrent parfois profondément leur substrat (filons et poches dans la montagne de Mélan, clue du Vançon), et portent des encroûtements et nodules phosphatés ; les témoins de sédiments sont le plus souvent des encrinites, parfois localement à silex, grossières, des marnes noires encrinétiques, un faciès conglomératique à matrice calcaire : les variations latérales sont extrêmement rapides. De nombreuses récoltes permettent d'identifier, suivant les points, toutes les zones du Toarcien. L'Aalénien n'a pas été reconnu (sauf très localement dans la montagne de Mélan : Aalénien supérieur).

j1. **Bajocien. Calcaires et marno-calcaires** (clue du Vançon, l'Aqueduc, fig. 4). Compris entre deux discontinuités accusées, cet ensemble composite présente des épaisseurs très variables, de 0 à 100 m. Dans son expression la plus complète il montre : (1) un faisceau métrique de calcaires micritiques en petits bancs, jaunâtres, déposés par flaques (clue du Vançon) ; et (2), reposant brusquement sur les précédents, des marno-calcaires habituels (j1), affectés de discordances internes ; ces derniers sont tronqués en marches d'escalier par la discontinuité qui termine la première séquence mésozoïque : une des meilleures expressions (Bodelle, 1964 ; Beaudoin *et al.*, 1975) est visible à la clue du Vançon, avec discordance, ravinements, bioturbations, nodules et encroûtement... Les premiers calcaires (jaunâtres) représentent le Bajocien moyen, et les marno-calcaires, le Bajocien supérieur dont toutes les zones sont identifiées : les bancs les plus élevés (clue du

Vançon) correspondent au Bajocien terminal.

Col de la Cine

A 6-7 km à l'Est des faciès méridionaux de la zone de Digne—La Javie—Verdaches, et appartenant structuralement à la nappe de Digne, les séries du col de la Cine (au Sud-Est d'Archail-Draix) présentent des caractères proches de ceux des séries lacunaires (Barles—Chine et Authon—Mélan) et les contrastes sont accusés entre les deux compartiments ouest et est d'un accident synsédimentaire méridien majeur.

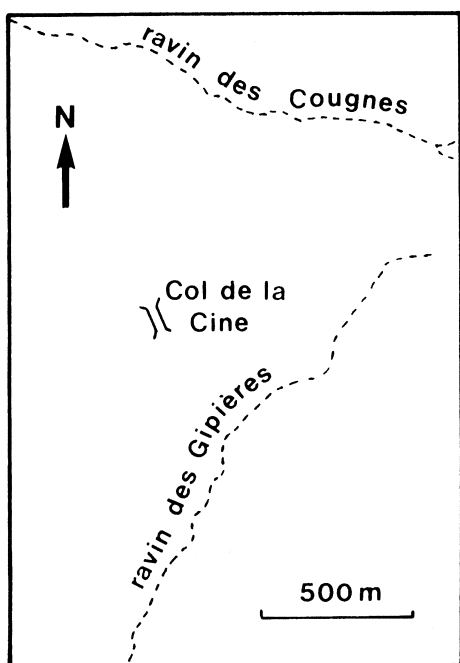


Fig. 5

11. **Hettangien. Calcaires en gros bancs** (ravin des Cougnes, ravin des Gypières, fig. 5). Cet ensemble présente dans les deux coupes des faciès et épaisseurs habituels.

13-5. **Lias inférieur (Sinémurien—Carixien) indifférencié. Calcaires à gryphées et calcaires siliceux** (ravin des Cougnes, ravin des Gypières, fig. 5). Des calcaires à surfaces ondulées, riches en lamellibranches (gryphées), ammonites, bélemnites, crinoïdes... constituent le faciès majeur. Dans les deux coupes de référence, ils sont surmontés par un banc épais de 50 cm à

faune d'ammonites du Carixien, zone à Ibex, tronqué par une surface érosive, en marches d'escalier. Les calcaires à gryphées sont eux-mêmes datés du Sinémurien : les trois zones y sont présentes, la supérieure (*Semicostatum*) bien documentée mais pelliculaire. Les épaisseurs sont de 20 m à l'Ouest et 2 m à l'Est.

l6a-b ; l6c. **Domérien. Marnes et calcaires roux.** Ces marnes sont comprises entre deux discontinuités accusées : à la base celle, en marches d'escalier, qui tronque l'ensemble sous-jacent (d'où un onlap), et au sommet la semelle de la barre encrinétique toarcienne. Le faciès de ces marnes est habituel, malgré quelques déformations synsédimentaires (slumping, chenal à blocs) ; l'épaisseur est de 120 m au ravin des Cougnes, tandis qu'on observe quelques mètres de calcaires au ravin des Gypières. La datation est faite par comparaison et encadrement.

l7-8 ; j0. **Toarcien–Aalénien. Encrinites, marnes, calcaires marneux** (ravin des Cougnes, fig. 5). Les faibles épaisseurs obligent à regrouper : (1) une barre d'encrinites (ép. maximale 5 m), datée du Toarcien inférieur et moyen ; (2) quelques bancs de calcaires siliceux et marneux (5 m) datés du Toarcien supérieur, déformés par des failles scellées – les termes (1) et (2) sont recoupés par une surface érosive (conduisant à leur disparition latérale) couverte d'une brèche décimétrique ; et (3) plus de 30 m de marnes noires datées du Toarcien supérieur, dont les relations avec les marno-calcaires (Aalénien, Bajocien) sus-jacents sont indistinctes.

Les Terres noires j2 surmontent ces marnos-calcaires.

Variabilité, tectonique synsédimentaire, architecture

Au terme de l'examen des caractères des différents ensembles constituant cette première grande séquence (Hettangien–Bajocien), il apparaît une très grande variabilité à toutes les échelles. Les contrastes d'épaisseur sont très accusés, comme l'indique le tableau 1.

Les faciès eux-mêmes varient considérablement, dans un même contexte de sédimentation de plate-forme peu profonde. De tels contrastes impliquent des subsidences différentielles accusées que soulignent les nombreux accidents synsédimentaires observés sur le terrain même.

On donnera ici deux exemples, à des échelles différentes : à l'Ouest, les affleurements de la clue du Vançon et de la combe de Braye, à l'Est celui du col de la Cine et son prolongement vers Beaujeu et le Labouret.

● La clue du Vançon

En rive droite du Vançon, au Sud-Ouest de la route Authon–Saint-Geniez, la série allant des marnes et calcaires domériens (l6a-b ; l6c) aux Terres noires (j2-4) est bien exposée (fig. 6). Le premier trait est l'interruption de la barre calcaire domérienne (l6c) dans la partie centrale de l'affleurement, correspondant à un horst où le Bajocien (j1) repose directement sur les marnes domériennes (l6a-b). L'analyse détaillée et les datations ont permis de

reconnaître le jeu de failles synsédimentaires :

- avant le dépôt de la barre l6c (Domérien supérieur) ;
- pendant celui-ci ;
- avant/pendant le Toarcien (Aalénien ?), avec une influence (au moins morphologique) au cours du Bajocien moyen, avant une régularisation, à cette échelle, au Bajocien supérieur. Soit une activité répétée au long de 15 Ma (au moins).

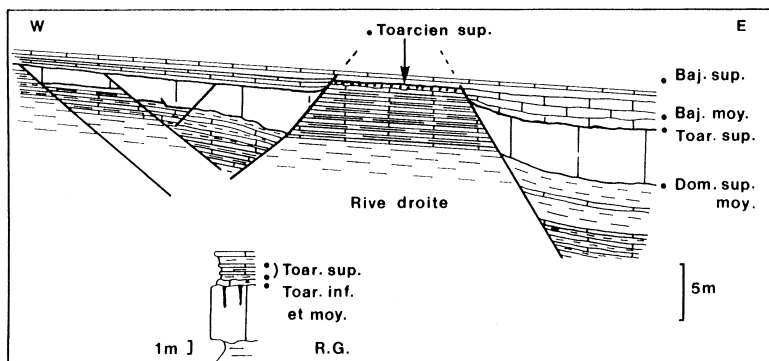


Fig. 6 - Coupe du Lias de la Clue du Vançon

● La combe de Braye

Au flanc sud de l'anticlinal d'Authon, la combe de Braye montre, sous un autre aspect, des témoins d'une activité tout aussi vigoureuse (fig. 7) :

- au Domérien inférieur, jeu de faille, érosion (jusqu'à, localement, l'Hettangien), suivant des morphologies très irrégulières ;
- dépôt d'une brèche sur cette morphologie, alimentée par le démantèlement des reliefs précédemment créés ;
- comblement en onlap (Domérien moyen), avec mise en place d'olistolithes de calcaires à silex (l5) ;
- déformation, érosion, avant le dépôt, discontinu, de la barre de calcaire roux (Domérien supérieur l6c).

Cette activité tectonique s'observe de façon analogue dans les secteurs d'Authon-Mélan (y compris plus vers l'Ouest ; Bodelle 1964), Barles-Chine (Coadou *et al.*, 1971). Dans le domaine de la nappe de Digne, les manifestations en sont moins directement perceptibles (sauf dans le secteur du col de la Cine), mais l'importance des déformations y est beaucoup plus grande.

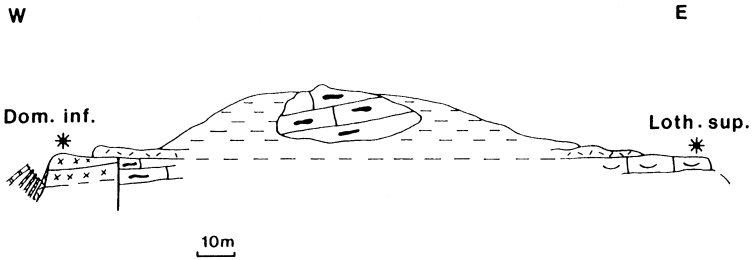


Fig. 7 - Brèche et olistolite domérien de la Combe de Bray

● Dans la nappe de Digne, l'accident du col de la Cine-Beaujeu

L'analyse peut se faire à deux échelles, celle de la comparaison entre coupes des deux compartiments (Beaudoin *et al.*, 1986, ; Renaud, 1986), et celle, plus large, de la bande d'affleurement allant de Beaujeu à la Cine et, vers l'Ouest, jusqu'à Digne et La Robine (fig. 8). R. Mousterde *et al.* (1966) avaient

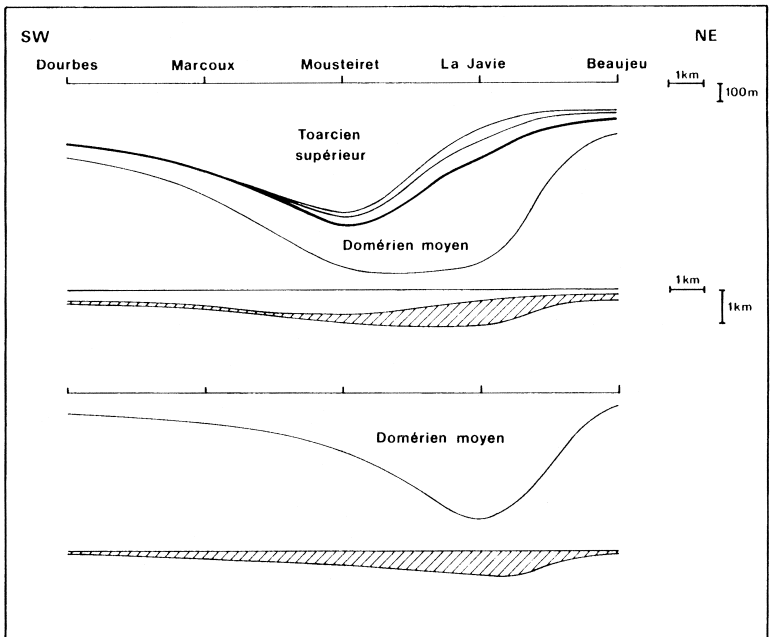


Fig. 8 - Variations d'épaisseurs (décompactées) entre les Dourbes et Beaujeu

TABLEAU 1 : Séquences Hettangien–Bajocien ; épaisseur des formations

	Authon– Mélan	Barles– Chine	Dignes–LaRobine–La Javie Le Blayeul–Verdaches						Col de la Cine	
			Digne	La Robine	Marcoux	Mousteyret	La Javie	Beaujeu	W	E
j1	0-100 m	80 m			170 m		100 m	40 m		
j0b	?	ε	50 m		70	80 m	100			
j0a	?	ε	100		150		100	50		
l8	ε	ε	200	100 m	300	500	150	70	60 m	10 m
l7b	ε	ε	ε	ε	ε	15	40	5	ε	ε
l7a	ε	ε	ε	ε	ε	40	100	30	ε	ε
l6-c	0-10	0-40	10	15	15	25	10	30	5	ε
l6a-b	0-100		50	220	80	200	500	70	100	ε
l5	0-100	50	60	140						
l4	30-40	20	100	160					20	2
l2-3	60-80	60	150	250						
l1	≅ 40	≅ 40	50	80					40	40

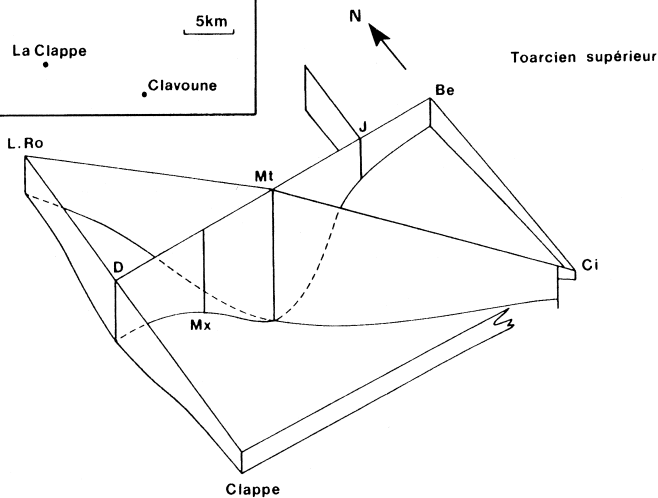
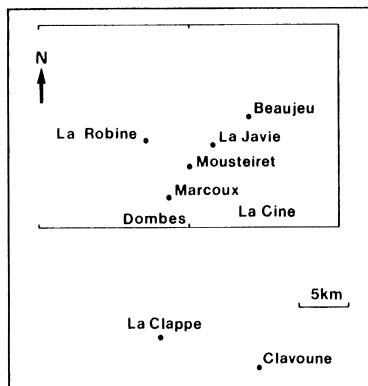
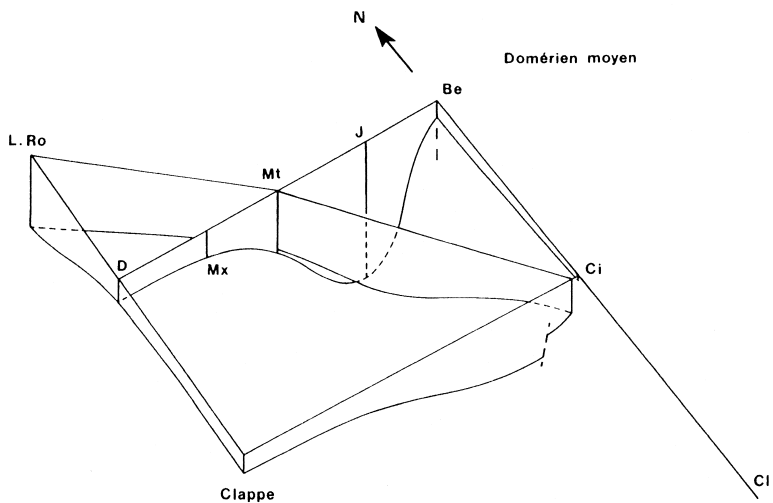


Fig. 9 - Variations d'épaisseurs (décompactées)
au Domérien moyen et au Toarcien supérieur

souligné l'importance des variations d'épaisseur du Lias moyen et supérieur entre La Javie et Digne. La prise en compte des *épaisseurs décompactées* (Beaudoin *et al.*, 1988) souligne encore cette observation :

	Digne	Marcoux	le Mousteyret	La Javie	Beaujeu
l8	350 m	500 m	750 m	270 m	160 m
l6a-b	120	180	350	750	070

On apprécie alors l'ampleur des contrastes, et la migration du dépôt-centre (fig. 8) au long d'un profil sensiblement NE-SW.

La même analyse étendue à la bande d'affleurement liasique orientale montre toute l'importance des failles et flexures sub-méridiennes du faisceau Gevaudan—Clavoune*—col de la Cine—Beaujeu—le Labouret (fig. 9) : à l'Ouest de cet alignement, les épaisseurs augmentent brusquement, tandis que les faciès s'enrichissent en marnes. Au long de l'intervalle correspondant à cette première séquence (soit environ 25 Ma), ce faisceau méridien a correspondu à une zone haute pérenne, tectoniquement active : c'est dans cette même zone, au col du Labouret, qu'a été relevée la présence de quartz bipyramidés dans le Toarcien (l7a), sans doute d'origine triasique, (alors en relation avec les pointements gypseux), que se localisent les profondes érosions des faciès bajociens (j1) et les faciès singuliers des Terres noires Oxfordiennes de Beaujeu. On doit donc considérer ce faisceau comme un accident synsédimentaire majeur à l'échelle bassin.

Séquence Bathonien—Barrémien

La description de cette seconde grande séquence comprise entre deux surfaces majeures (Bathonien—Oxfordien puis Aptien—Albien) sera plus aisée que celle de la précédente : en effet, s'il existe des variations, voire des différences entre points répartis sur la carte, les caractéristiques majeures demeurent stables.

j2-4. **Bathonien, Callovien et Oxfordien inférieur. «Terres noires»** (Archail, Blégiers, Le Vernet, cluë de Barles, Authon, fig. 10). Si le contraste de faciès est accusé à leur base, les Terres noires passent progressivement à l'ensemble suivant. Selon les points, leur épaisseur varie de 1 000 m à Archail ou Authon à 300 m à la crête de Pompe.

Ce sont des marnes grises, sombres, à rares niveaux indurés, à nodules centimétriques. Localement s'observent de minces passées gréseuses, turbiditiques comme à Barles et surtout à Saint-Pierre où la répétition des venues gréseuses est associée à une profonde érosion du substrat bajocien, suggérant le jeu d'une vallée sous-marine. Faciès et microfaune soulignent un net approfondissement assorti du développement d'une sédimentation détritique fine dans laquelle on peut identifier les premières influences

(* sur la feuille à 1/50 000 Digne)

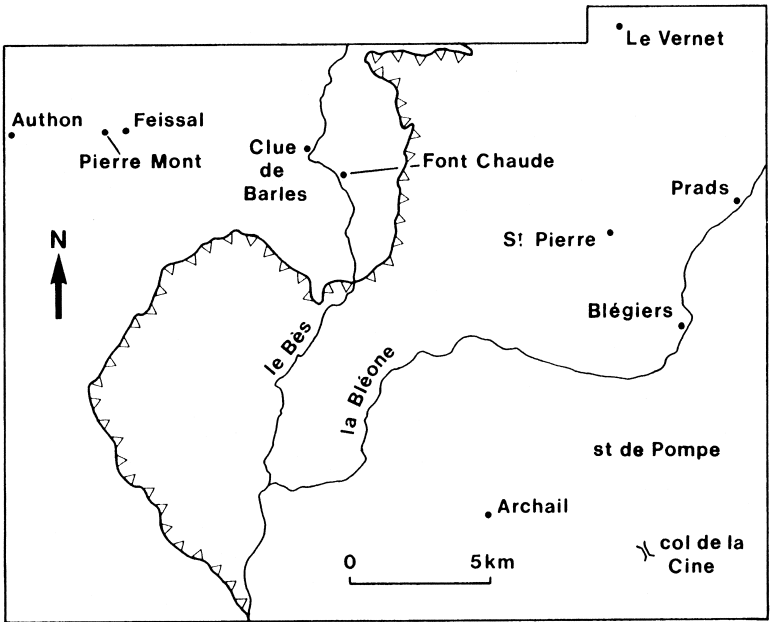


Fig. 10

notables de pentes. Les Terres noires correspondent à l'intervalle Bathonien—Callovien—Oxfordien *p.p.*, et seules les récoltes d'ammonites (rares) permettent d'affirmer l'existence de hiatus dans ces faciès d'aspect très homogène.

j5-6. **Oxfordien moyen et supérieur. Alternance de marnes et calcaires** (Archail, Le Vernet, clue de Barles, Authon, fig. 10). Les marnes et calcaires alternants, intercalés entre les Terres noires et la barre calcaire (Tithonique), constituent un intermédiaire entre ces deux faciès caractéristiques du Malm subalpin : leur épaisseur passe de 30 m au Vernet, une cinquantaine à Authon, la clue de Barles, Pompe, à 100 m à Archail. Il s'agit d'une alternance pluridécimétrique de bancs calcaires à patine jaunâtre et marnes grises s'enrichissant en calcaires vers le haut : les bancs deviennent plus épais et plus serrés. Ces marno-calcaires représentent l'Oxfordien moyen et supérieur.

j7-9. **Kimméridgien, Tithonique et Berriasien *p.p.* Barre calcaire à silex** (Archail, Blégiers, Le Vernet, clue de Barles, Pierre-Mont, fig. 10). Cette barre, élément morphologique majeur sur la feuille et plus généralement dans l'ensemble du bassin subalpin, est (continûment) encadrée par des termes marno-calcaires, sans ruptures accusées. Son épaisseur varie considéra-

blement, de 25 m au Vernet, 100 m à Archail, 150 m à Pierre-Mont, 300 m à la clue de Barles. Bien que d'aspect général massif, homogène, la barre est constituée (en proportions variées) de : (1) calcaires fins, micritiques, en bancs centimétriques à décimétriques ; (2) bancs micritiques resédimentés par glissement sous-marin (slumping) ; (3) brèches, granoclassées ; et (4) calcarénites granoclassées. Les trois derniers faciès, *resédiments*, s'organisent souvent en séquences de pentes qui peuvent être corrélées sur des distances importantes. Sens de glissement et de courant peuvent être reconstitués autorisant des restitutions paléomorphologiques détaillées (Beaudoin, 1977). Les silex, d'origine diagénétique précoce, apparaissent au Tithonique inférieur et disparaissent avec le retour des marnes, au Berriasien. Les attributions chronologiques s'appuient sur le contenu microfaunistique : les globigérinidés, saccocomidés, les calpionelles, permettent d'identifier la base du Kimméridgien puis le passage Tithonique inférieur-supérieur et le Berriasien basal (zones de calpionelles de Remane, 1963, 1967). La taille de ces organismes permet de dater les éléments remaniés des resédiments, calcarénites, brèches et faisceaux contournés. Leur fréquence permet de mettre en évidence des lacunes.

n1. Berriasien. Marno-calcaires, conglomérats et faisceaux contournés (Archail, Blégiers, Le Vernet, clue de Barles, Pierre-Mont, fig. 10). L'ensemble est bien identifiable, les passages sont rapides mais progressifs (sauf hiatus à la base) avec les termes encadrants. Les épaisseurs varient de 25 m au Vernet et à Blégiers, 80 m à Archail, 120 m à Pierre-Mont et 150 m à la clue de Barles. Ces variations sont en partie dues à la distribution des resédiments. Outre des marno-calcaires alternants (décimétriques), on note : (1) des faisceaux contournés (slumping) ; (2) des conglomérats ; et (3) des calcarénites granoclassées portant des figures de courants (chenaux, flute casts...), formant de très belles *séquences de pente* (clue de Barles ; Beaudoin, 1968, 1977 ; fig. 10 et *site n° 3 de la Réserve géologique*). Les sens de glissement et courants peuvent être mesurés, sensiblement d'Est en Ouest sur l'ensemble de la feuille. La microfaune de calpionelles permet d'identifier chacune des zones du Berriasien (Le Hégarat et Remane, 1968).

n2. Valanginien. Marnes jaunes (Blégiers, Feissal, Pierre-Mont, fig. 10). Le plus souvent les marnes valanginiennes sont en continuité avec les ensembles voisins ; localement (Font-Chaude dans la vallée du Bès), elles peuvent être séparées des marno-calcaires hauteriviens par un faisceau grésoglaucconieux métrique. Les épaisseurs sont comprises entre 60 m au Vernet, 100 m à Blégiers, 150 m à Feissal (Le Dœuff, 1977). Les marnes à patine jaunâtre sont intercalées de minces bancs calcaires espacés et présentent de rares niveaux glissés (slumping). Elles sont souvent riches en ammonites (dont des moules internes pyriteux abondants dans la partie basse) qui permettent la reconnaissance de l'ensemble des zones (Otepetia, Pertrausiens, Campylotoxus, Verrucosum, Trinodosum, Callidiscus).

n3. Hauterivien. Marno-calcaires (Blégiers, Feissal, fig. 10). Ces marno-calcaires beige jaunâtre alternants, en bancs pluridécimétriques intercalés de marnes plus minces, s'inscrivent continûment dans l'évolution marnes → calcaires conduisant du Valanginien au Barrémien. Leur épaisseur varie de 80 m au Vernet à 200 m à Blégiers ou Feissal. Les faisceaux con-

tournés (slumping) soulignent le rôle des pentes dans la redistribution des sédiments ; celles-ci demeurent dans l'ensemble orientées d'Est en Ouest. Par datation et comparaison, ces marno-calcaires sont rapportés à l'ensemble de l'Hauterivien (zones à Radiatus, Loryi, Jeannoti, Nodosoplicatus, Sayni, Ligatus, Angulicostata).

n4-5a. **Barrémien—Bédoulien. Calcaires lités gris** (Blégiers, Feissal, fig. 10). Terminant la seconde grande séquence, ce niveau calcaire dessine un repère caractéristique avant le puissant ensemble marneux qui le surmonte brutalement. Son épaisseur reste modeste, de 40 à 80 m. Il s'agit de calcaires sombres à patine gris-bleu, en bancs épais (jusqu'à 80 cm) séparés par de minces lits marneux, et qui comportent de rares intercalations resédimentées (slumping). Si le Barrémien a été caractérisé, le sommet de cet ensemble peut-être rapporté au Bédoulien (?).

Faciès de pente et resédimentation, architecture

La partie carbonatée (j1-2 à n4-5a) de cette seconde séquence montre à tous niveaux, et sous diverses formes, l'importance des processus de **resédimentation** au long de plus de 30 Ma.

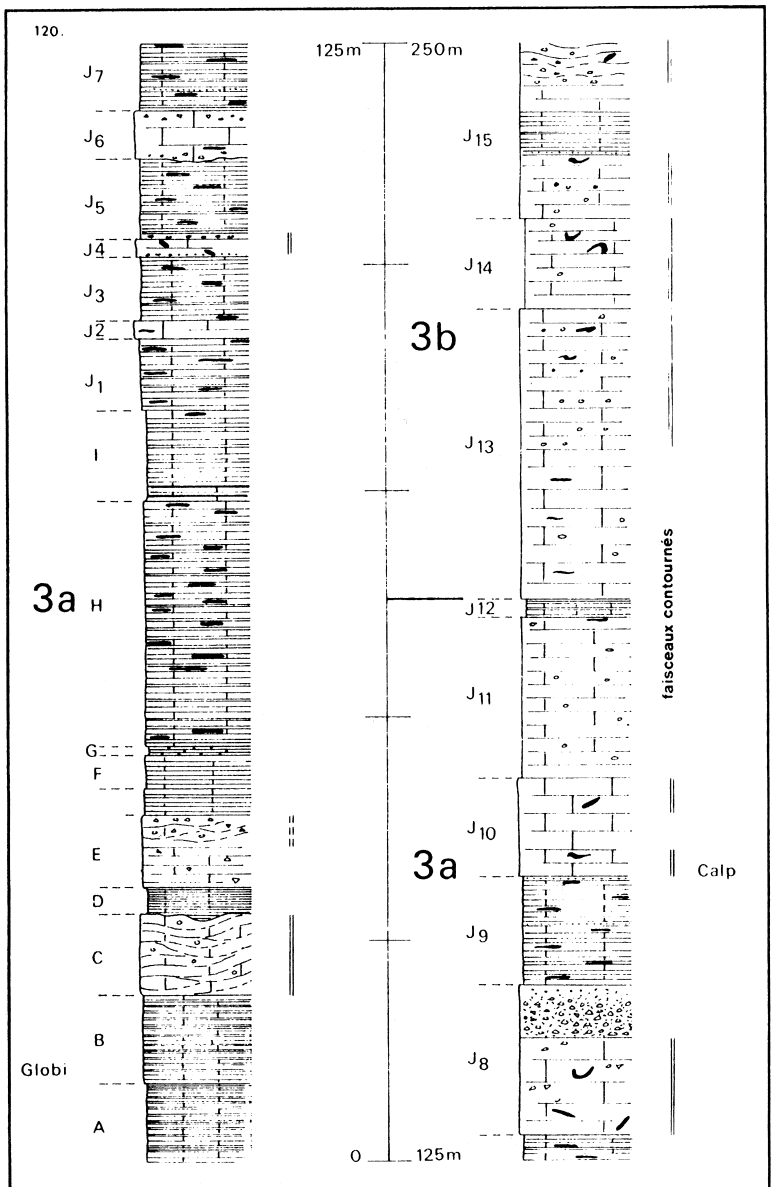
Les *faisceaux contournés* (slumping), qui correspondent aux glissements sous-aquatiques, sont les expressions les plus fréquentes de ces manifestations gravitaires : ils peuvent atteindre des épaisseurs de 20 à 30 m et sont corrélables sur des distances décakilométriques. Certaines coupes (clue de Barles, fig. 11) montrent une forte répétitivité du phénomène.

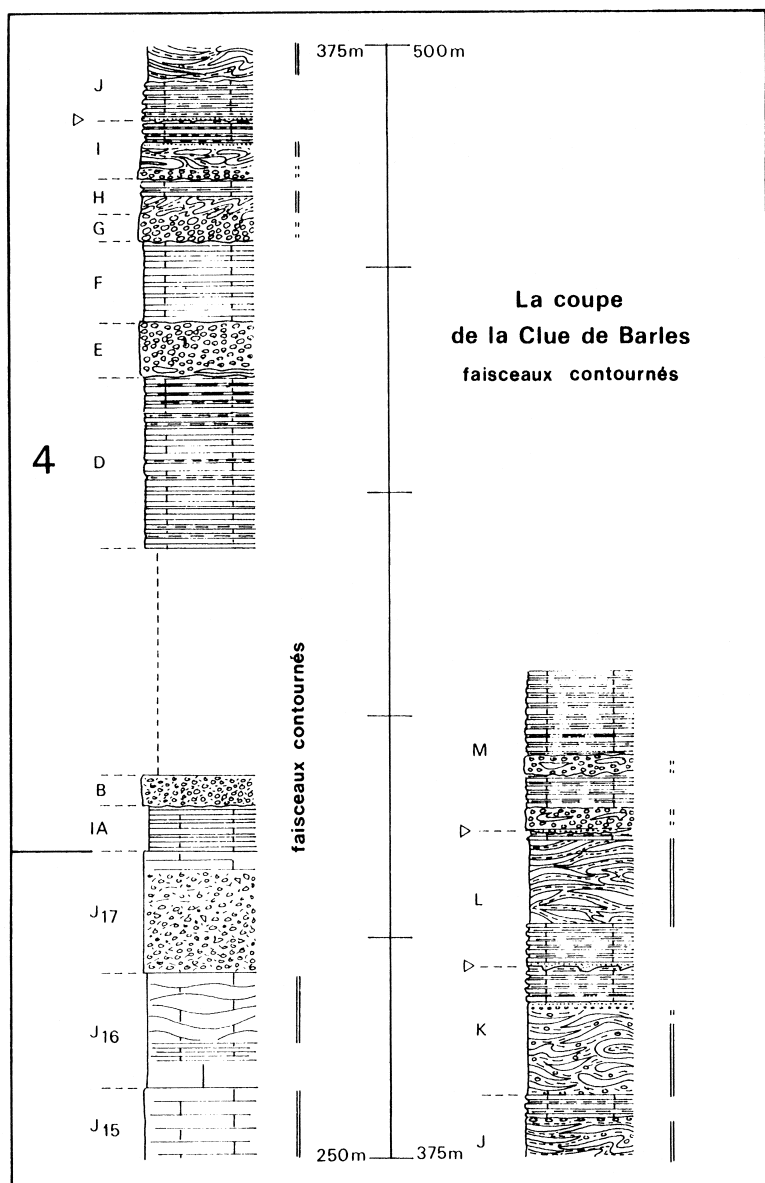
Les *brèches et conglomérats* sont, sur la feuille, essentiellement localisés au Tithonique et Berriasien : les éléments sont de taille, âge et faciès variés dans un même niveau, soulignant un remaniement dans le temps et l'espace (sur quelques dizaines de km).

Les calcarénites granoclassées (*turbidites*) sont assez fréquentes dans ces mêmes étages, mais présentes occasionnellement tout au long de l'intervalle. Là aussi les déplacements peuvent être très importants.

Ces trois faciès s'associent dans des **séquences de pente** dont la coupe de la clue de Barles montre au Berriasien de remarquables exemples (fig. 11) : conglomérat passant continûment à la masse déformée, conglomérat et calcarénite granoclassés. Ces séquences évoluent longitudinalement avec un démantèlement croissant, et bien qu'à faciès différent, sont aisément corrélables (Beaudoin, 1977).

La dynamique des dépôts est enregistrée dans le sédiment : le sens de courant dans les figures de bases de banc (sole marks), le sens de glissement dans la géométrie des rouleaux ; on peut alors restituer l'architecture du bassin, dans la configuration actuelle, et mieux encore en tenant compte des déformations (fig. 12). Au long de l'intervalle, et notamment au Tithonique—Berriasien comme illustré, on relève le rôle d'une pente générale vers l'Ouest : dans le secteur sud-est, la pente est vers le Nord-Ouest, dans le sec-





**Fig. 11 - Distribution des faciès dans le Tithonique-Berriasien
de la Clue de Barles (Beaudoin, 1977)**

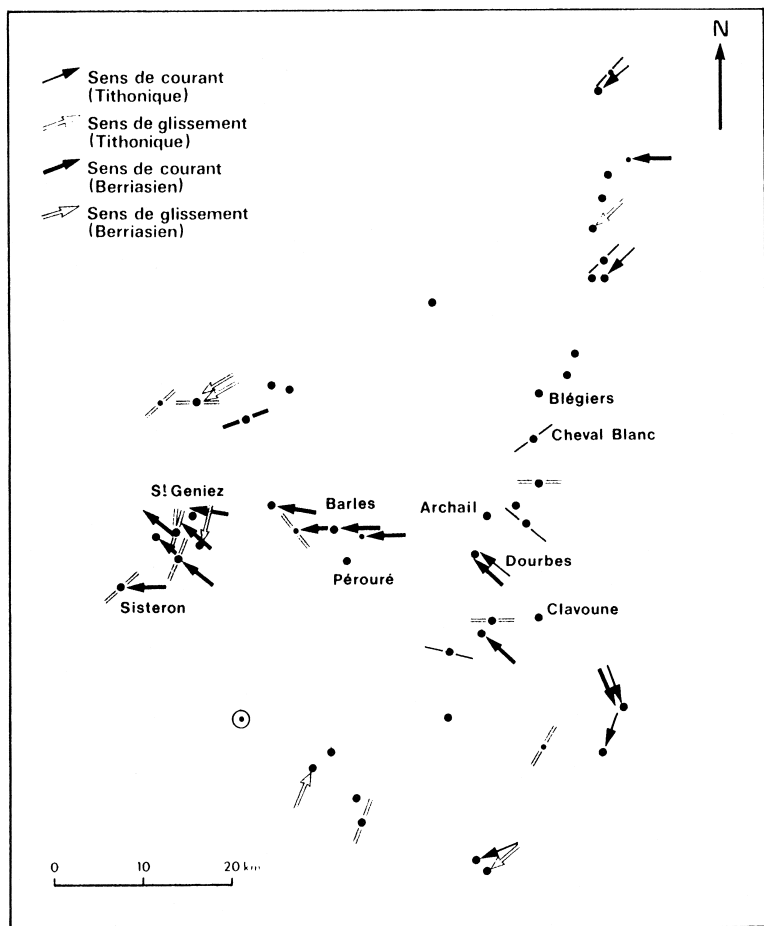
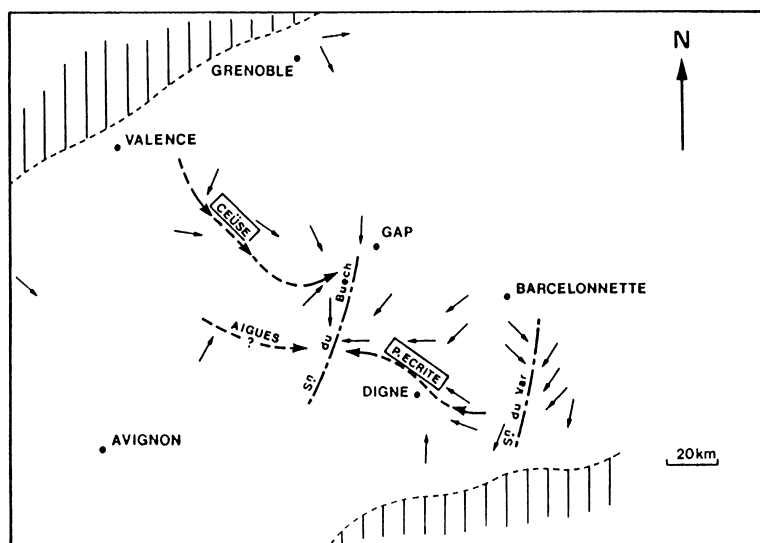


Fig. 12 - Sens des courants et des glissements dans le bassin au Tithonique et au Berriasien

teur nord-est, vers le Sud-Ouest, avec convergence dans la zone occidentale (clue de Barles) où s'accumulent les résédiments. Notre zone s'inscrit dans un ensemble plus vaste (fig. 13) qui, du Tithonique au Barrémien, montre une pente générale vers l'Ouest depuis le Var (zone haute) jusqu'au Buech (sillon), suivant des directions subméridiennes (accident durancien...).

Une telle pérennité implique une subsidence différentielle ; elle s'accompagne du (re)jeu des accidents qui structurent profondément le bassin. C'est notamment le cas de l'accident du col de la Cine, dont les compartiments ouest et est présentent des épaisseurs respectives : Terres noires : 1200-300 m, Tithonique—Berriasien : 120-60 m ; Valanginien—Barrémien : 500-160 m.



- En hachuré les sédiments de plate-forme
- Les flèches indiquent le sens des courants
- En pointillé l'axe du canyon de Ceüse
- En tireté mixte l'axe des sillons sous-marins

Fig. 13 - Le bassin subalpin au Tithonique-Berriasien

Sur ce bâti s'inscrivent des morphologies transverses : c'est la vallée érosive de Saint-Pierre à la base des Terres noires, qui entame profondément les marno-calcaires bajociens et enregistre le dépôt de turbidites gréseuses, c'est l'amont du canyon de Pierre-Écrite (fig. 13) au Tithonique—Berriasien : les érosions maximales paraissent dues à la proximité de l'accident majeur Gevaudan—col de la Cine—Labouret.

Séquence Aptien—Sénonien

Cette troisième séquence mésozoïque est marquée, en grand, par une évolution régulière depuis un pôle marneux (Aptien—Albien) vers un pôle carbonaté (Turonien—Campanien). Si la partie inférieure, marneuse, a été reconnue à l'Ouest (synclinal de Feissal), seul le domaine oriental (dans la nappe de Digne) présente une série complète jusqu'au Nummulitique discordant.

n5b-6a. **Bédoulien—Gargasien. Marnes grises** (Blégiers, fig. 10). Ce premier terme apparaît brutalement au-dessus des calcaires qui couronnent la séquence inférieure ; il est surmonté de façon tranchée par le faisceau clansayésien n6b. L'épaisseur mesurée à Blégiers est de 60 m. Ces marnes gris sombre comportent à leur base un niveau resédimenté (slumping) à matériel barrémien. Macro- et microfaune (Fries, 1987) permettent de caractériser Bédoulien et Gargasien.

n6b. **Clansayésien. Marno-calcaires** (Blégiers, fig. 10). Remarquablement ubiquiste, ce mince faisceau (15 m) présente ici son faciès classique d'alternance de bancs calcaires décimétriques et de lits marneux plus épais. Macro- et microfaune assurent un âge clansayésien (Fries, 1987).

n7. **Albien. Marnes noires à nodules** (Chanolles, Blégiers, fig. 10). Les marnes noires reposent de façon nette sur le faisceau clansayésien, et passent régulièrement aux marno-calcaires sus-jacents. Néanmoins, un niveau gréseux s'intercale par place traduisant une discontinuité dont l'importance sera, régionalement, plus grande. L'épaisseur observée varie d'une centaine de mètres (la Cine-Est) à plus de 300 mètres (Chanolles). Les marnes noires comportent, suivant les points, des nodules centimétriques à décimétriques, à *septaria*, barytiques, calcitiques, lisses ou verruqueux, qui témoignent d'une évolution diagénétique précoce. S'y intercalent quelques niveaux contournés (slumping) qui traduisent l'influence persistante des pentes, toujours dirigées, globalement, vers l'Ouest (Fries, 1987). La microfaune montre (Blégiers) un grand développement relatif de l'Albien inférieur, les séquences de l'Albien moyen et supérieur (et du Vraconien) étant néanmoins représentées.

c1-3. **Cénomano-Turonien. Marnes et calcaires marneux.** La rareté et l'état des affleurements n'autorisent pas une description précise de cet ensemble, dont l'épaisseur va de 200 à plus de 350 m (la Cine, Chanolles, Prads) entre les grès (vraconiens) et les calcaires coniaciens (base de c4) dont les sépare, visible par place, un niveau noir, argileux, riche en matière organique. Il s'agit dans l'ensemble d'une alternance marne-calcaire organisée en faisceaux plus ou moins en relief (plus ou moins carbonatés), dans laquelle s'intercalent quelques faisceaux contournés (slumping). La microfaune est celle, habituelle, du Cénomaniens—Turonien.

c3-C4-C5. **Turonien—Coniacien—Santonien. Calcaires blancs** (Carton, Cheval-Blanc, fig. 10). Cet ensemble carbonaté apparaît nettement au-dessus des marno-calcaires cénomaniens. Son épaisseur (minimisée par l'érosion nummulitique) atteint 500 m (El Kholi, 1972). C'est une succession,

d'apparence monotone, de bancs calcaires (micritiques) blancs, décimétriques à pluridécimétriques, à minces interlits marneux (partie inf.). L'ensemble est rapporté (El Kholi, 1972) au « faciès pélagique », dans lequel l'analyse de la microfaune a permis d'identifier, sur une série de coupes décalées : Turonien (100 m), Coniacien (200 m), Santonien (150 m), et par place une partie du Campanien (50 m dans la montagne du Carton).

Paléomorphologie et architecture

Même s'ils sont beaucoup moins abondants que dans la séquence précédente, les témoins du rôle des pentes permettent la restitution de celles-ci : à l'échelle régionale, les auteurs (Fries, 1987 ; El Kholi, 1972) ont montré le rôle d'une zone haute dessinée quelques kilomètres plus au Nord et qui marquait la fermeture progressive du bassin. Les traits méridionaux demeurent néanmoins, avec une pente générale d'Est en Ouest au long de l'Aptien—Albien, sur laquelle s'inscrit encore le jeu de l'accident du col de la Cine : on enregistre ainsi, à l'Ouest et à l'Est, respectivement : Aptien—Albien 300 et 100 m, Cénomanien 350 et 200 m.

TERTIAIRE

Le Tertiaire est largement représenté sur la feuille La Javie par des formations variées d'âge éocène supérieur à pliocène : le Nummulitique marin (Éocène supérieur), la molasse rouge continentale (Éocène supérieur—Oligocène), la molasse marine (Miocène), les conglomérats de Valensole (Mio-Pliocène) et une formation olistolithique continentale terminale (bassin résiduel, Pliocène probable) liée à la mise en place épiglyptique de la nappe de Digne. Toutes ces formations constituent le remplissage de bassins sédimentaires dont l'évolution est caractéristique de bassins d'avant-pays (« foreland basins »). On notera en particulier le déplacement des dépôt-centres au cours du temps vers l'extérieur de la chaîne alpine, ce déplacement étant pour une part essentielle à l'origine de la répartition géographique actuelle des différentes formations à l'affleurement.

Le Nummulitique marin, bien développé à l'Est (feuilles Allos et Seyne) où il est caractérisé par la succession classique calcaires—marnes bleues—grès d'Annot—schistes à blocs, forme le sommet de la couverture sédimentaire de la nappe de Digne. Il n'est représenté sur la feuille La Javie que par un petit affleurement situé en extrémité sud-est de la feuille. Deux affleurements d'un Nummulitique réduit associé à de la molasse rouge appartiennent à des éléments charriés d'unités intermédiaires (écailles de la Clapouse, lambeau de Sibille).

La molasse rouge continentale est largement conservée dans les synclinaux des unités inférieures d'Esparron—les Monges et d'Esclangon—Grande Cloche. Son épaisseur se réduit notablement jusqu'à lacune complète dans l'autochtone de Sisteron. A l'emplacement actuel du bassin mio-pliocène de Digne—Valensole se trouve en effet une aire dépourvue de dépôts continentaux, qui constituait à cette époque un demi-horst limité à l'Ouest par la faille durancienne. Les formations continentales situées à l'Ouest de cette

faille, soit à l'Ouest d'une ligne Volonne—Authon (schéma structural, fig. 1), appartiennent à la prolongation vers le Nord du bassin de Manosque—Forcalquier.

L'Oligo-Miocène indifférencié est représenté par des lambeaux de formations marno-gréseuses et gréséo-conglomératiques continentales charriées sous la nappe de Digne, que l'on peut considérer comme des équivalents latéraux tantôt de la molasse rouge, tantôt de la molasse marine.

La molasse marine constitue une épaisse série « transgressive » (Aquitainien) puis « régressive » (Serravallien) dont l'aire de sédimentation se trouve repoussée au Sud des unités de Esparron—les Monges et d'Esclançon—Grande Cloche et constitue le bassin de Digne—Valensole. La feuille La Javie montre la partie nord de ce bassin partiellement recouverte par la nappe de Digne. La forme du bassin, directement induite par les déformations synsédimentaires de ses marges, est peu différente de ce que suggèrent les limites actuelles des affleurements : elle est celle d'un golfe (« golfe de Digne ») dont l'extrémité nord-est se situe vers Esclançon et qui constitue un rentrant du golfe rhodano-provençal miocène dans les chaînes subalpines.

Les conglomérats de Valensole continentaux envahissent le bassin à la suite de la régression serravallienne : ces conglomérats sont alimentés dans cette partie nord du bassin par le réseau fluvial paléodurancien (du Nord-Ouest) et par des cônes alluviaux de piémont subalpin (de l'Est). Les conglomérats de Valensole montrent, dans la partie méridionale du bassin, des dépôts dont l'âge monte jusqu'au Pliocène supérieur (feuilles Digne et Moustiers-Sainte-Marie).

Le bassin résiduel se localise sous la surface de chevauchement de la nappe de Digne entre Esclançon et Courbons. Il est constitué par un chapelet d'éléments allochtones d'origine diverse, allant du Lias au Miocène, qui correspondent soit à de véritables écailles tectoniques (écaille de molasse rouge d'Esclançon), soit à des lambeaux resédimentés en olistolithes qui représentent les derniers éléments mis en place gravitairement à la surface du bassin de Digne—Valensole au front de la nappe de Digne. Ce dispositif souligne le caractère épiglyptique de la mise en place finale de la nappe de Digne, probablement au Pliocène terminal.

Nummulitique marin

e7. **Priabonien. Calcaires, grès, brèches à nummulites.** Le Nummulitique qui constitue le sommet de la série stratigraphique de la nappe de Digne n'est représenté que par un affleurement situé à l'extrême limite sud-est de la feuille, sous la forme de calcaires gréseux à Nummulites (feuille Allos) reposant en discordance sur le Santonien. Il faut enfin citer deux affleurements de Nummulitique appartenant à des éléments allochtones charriés sous la nappe de Digne.

Au col de Clapouse, à l'Ouest de Barles, des brèches et des microbrèches

d'une épaisseur comprise entre 0 et 3 mètres reposent en discordance sur le Crétacé supérieur et supportent les brèches et marnes rouges de la molasse rouge. Ces brèches appartiennent à l'une des écailles de Clapouse faisant partie du dispositif d'écailles surmontant le synclinal d'Esparron plus au Nord-Ouest (feuille Seyne) et dans lesquelles les nummulites ont permis de reconnaître le Priabonien.

Près du rocher de Sibille, au Nord-Est de Thoard, un petit lambeau situé sous le chevauchement de la nappe de Digne montre un mètre de microbrèches à miliolidés et à nummulites, dont *Nummulites chavanesi* et *Nummulites fabianii* du Priabonien (détermination A. Blondeau). Ces microbrèches remanient du Jurassique supérieur et sont associées à un banc de calcaire lacustre à characées ainsi qu'à des marnes et des grès rouges de la molasse rouge. Leur substratum n'est pas observable.

Molasse rouge s.l. (Éocène supérieur—Stampien)

La molasse rouge continentale (*s.l.*) peut être subdivisée en trois formations facilement distinguables par le faciès.

A la base *la molasse rouge bréchique*, de teinte rouge vermillon, est caractérisée par ses apports exclusivement locaux, dirigés vers l'Est. Au-dessus *la molasse rouge gréseuse*, de teinte rouge lie-de-vin, est caractérisée par des apports exotiques alpins et provençaux dirigés vers l'Ouest. *La molasse grise d'Esclunon*, enfin, résulte de l'évolution des faciès de la molasse rouge gréseuse vers des conditions de dépôt moins oxydantes.

e7-gBr. **Éocène supérieur—Oligocène basal. Molasse rouge bréchique** (fig. 42). Cette formation comporte plusieurs faciès organisés en une séquence, globalement grano-décroissante, de comblement des paléomorphologies héritées de la phase de déformation fini-crétacée—éocène. L'épaisseur varie de 0 à 120 mètres en fonction des paléomorphologies, souvent accusées (paléofalaises des clues du Pérouré (fig. 20), paléofalaise des Bastides près de Feissal... etc.). Le matériel constituant les brèches, faciès dominant de la formation, est d'origine exclusivement locale, emprunté à un substratum qui suivant les endroits va du Lias (molasse rouge des Prés, au Nord d'Auribeau) au Crétacé supérieur (lambeau de Pié-Gros).

On observe localement, à la base, des termes mégabréchiques. Au Nord d'Auribeau (Pré, Garreau), une coulée boueuse (« mud flow ») à blocs de Jurassique supérieur métriques, épaisseur d'une vingtaine de mètres, repose en discordance sur les Terres noires. Au Nord d'Esclunon (cabane du Château), la molasse rouge contient des olistolithes de Jurassique supérieur de 10 mètres environ. Les mégabrèches et olistolithes les plus spectaculaires appartiennent aux lambeaux de molasse rouge charriée sous la nappe de Digne près de Tanaron et de Courbons. A Tanaron, les lambeaux du Casset montrent des mégabrèches de la molasse rouge enveloppant complètement des olistolithes de Jurassique supérieur d'une taille dépassant 50 mètres. De même, près de Courbons, des olistolithes atteignant 30 mètres sont complètement emballés dans les mégabrèches. Les gros lam-

beaux du Jurassique supérieur situé au Sud-Est de Courbons (Najon) correspondraient pour certains à des olistolithes hectométriques de la molasse rouge (Gigot et Haccard, 1972).

Les brèches et marnes rouges, de teinte vermillon, constituent le faciès le plus fréquent de la formation. Les brèches, très hétérométriques, contiennent des éléments anguleux atteignant 1 mètre, empruntés au Secondaire du substratum direct, profonds et larges de plusieurs mètres (« cut-and-fill channels ») ou constituent des épandages plus étalés, l'ensemble indiquant un environnement de plaines torrentielles à crues épisodiques. Les chenaux indiquent des sens d'apports d'Ouest en Est (fig. 42).

Les brèches renferment parfois, dans la partie inférieure, des colonies de *Microcodium* (ravín du Rousset au Nord d'Esclangon, la Harpie près d'Ainac, lambeaux de Courbons). Elles ont enfin tendance à s'affiner et à se raréfier vers le haut et passent à des marnes rouges à paléosols hypercalcimorphes à poupées calcaires.

Le sommet de la formation est constitué, au Nord d'Esclangon, par des calcaires lacustres siliceux et organiques à characées, pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Ces calcaires lacustres forment, près d'Esclangon et de Tanaron, quelques petits lambeaux charriés trop petits pour être cartographiés.

En l'absence d'éléments de datation directs, la molasse rouge bréchique peut être rapportée, par comparaison avec ses équivalents latéraux datés (Saint-Geniez) et par sa position subordonnée aux premières arrivées du matériel alpin (molasse rouge gréseuse), du Ludien à Stampien basal. Elle est donc, au moins pour partie, synchrone de la série nummulitique.

g1-2R. **Stampien. Molasse rouge gréseuse** (fig. 43). La molasse rouge gréseuse repose soit sur la molasse rouge bréchique, soit directement sur les dépôts mésozoïques. Elle participe dans une moindre mesure au comblement des paléomorphologies anté-molasse rouge (fig. 21).

Cette formation atteint vers Esclangon son épaisseur maximale, de l'ordre de 350 mètres. Elle est constituée par des alternances marno-gréseuses rouge lie-de-vin dans lesquelles s'intercalent des chenaux de grès grossiers.

Les alternances marno-gréseuses rouges représentent des épandages de crues de débordement de chenaux dans la plaine fluviale. Les grès fins y alternent avec des marnes sableuses à paléosols calcimorphes. Ces faciès enregistrent bien les déformations tectoniques et notamment la schistosité. Le débit tectonique et l'altération créent dans les grès fins un débit en boules caractéristique.

Les chenaux sont en général de taille moyenne (plusieurs mètres de profondeur et plusieurs dizaines de mètres de largeur). Ils sont remplis par des grès grossiers à passées microconglomératiques qui passent horizontalement et verticalement aux faciès fins de débordement. Ils montrent une

base érosive fréquemment ornée de figures de courants (notamment des « flute casts ») et un remplissage à stratification entrecroisée en auges. Les figures d'échappement d'eau (volcans de sable), liées à la compaction, sont fréquemment observables.

Le matériel remanié dans les grès grossiers montre essentiellement du quartz, des fragments de radiolarites et de roches vertes, indiquant une alimentation alpine interne qui caractérise la formation à l'échelle du bassin (fig. 43). De nombreux fragments de calcaires à orbitolines montrent la contribution, dans cette partie du bassin, d'apports méridionaux. On note enfin l'abondance de fragments d'encroûtements calcaires d'algues d'eau douce (oncolithes).

Les paléocourants reconstitués à l'aide des chenaux montrent des sens dirigés vers l'WNW.

La molasse rouge gréseuse n'a livré jusqu'à présent que de rares *Helix* indéterminables. La présence de *Ronzontherium velaunum*, du Stampien inférieur, dans des conglomérats appartenant à la partie basale de la formation au Nord de la feuille, à Esparron (Gigot *et al.*, 1974), permettrait d'en rapporter la base au Stampien inférieur.

g1-2G. **Stampien. Molasse grise.** La molasse grise a été distinguée cartographiquement dans la région d'Esclançon où elle atteint 100 mètres d'épaisseur. Elle se différencie de la molasse rouge par sa teinte qui indique des conditions de dépôts moins oxydantes et par une diminution progressive des apports gréseux grossiers au profit de faciès fins dans un environnement à tendance lacustre.

La molasse grise montre des alternances marno-gréseuses de plaine d'inondation et de grès remplissant des chenaux. L'accumulation de débris organiques moins oxydés, notamment des oncolithes, donne à la cassure une odeur fétide. La partie inférieure de la formation présente des passées noires ligniteuses et des calcaires lacustres. Une passée a livré une microflore (spores et pollens) : *Pinus diploxylon*, *Pinus haploxylon*, *Tricolporopollenites ventosus*, *Aglaoreidia cyclops*, *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Carpinus*, *Hulmus*, *Gramineae*, spores de *Schizeaceae*, *Ligodium*, *Bryophytes*, *Platycarya*, *Carya*, *Juglandaceae*. La flore reconnue ne comporte pas le marqueur spécifique du Stampien *Boehlenipollis hohli*. Par ailleurs, cette flore reste spécifique de climat chaud et humide et ne permet pas de déceler l'influence de climat sec et froid caractéristique du Chattien du Sud-Est de la France.

Pour ces raisons, ces niveaux sont présentement datés du Stampien supérieur—Chattien inférieur (déterminations J.J. Châteauneuf, 1976, 1989).

Oligo-Miocène non différencié

Parmi les lambeaux charriés au front de la nappe de Digne, on trouve des témoins de formations continentales tertiaires non datées à ce jour, dont les faciès, ne permettant pas une attribution certaine aux formations connues,

ont été rapportés à l'Oligo-Miocène non différencié. Les témoins principaux se trouvent au Nord de Thoard entre les Tourniaires et la Bouse, et dans les environs d'Ainac.

g-m. **Formation continentale des Tourniaires.** Cette formation est constituée par une centaine de mètres de marnes de teinte variable, grisâtre, jaunâtre ou rougeâtre, contenant des grès grossiers et des microconglomérats lenticulaires à litages entrecroisés, remplissant des chenaux, ainsi que de quelques bancs de calcaires lacustres à hydrobies. Le substratum de cette formation n'est pas visible. Elle passe au sommet aux conglomérats polygéniques g-mC.

g-mC. **Conglomérats polygéniques des Tourniaires et d'Ainac.** Des conglomérats polygéniques couronnent les formations continentales des Tourniaires au Nord de Thoard, et constituent une multitude de lambeaux souvent pincés dans les Terres noires près de la Chapelle-d'Ainac. Ces conglomérats présentent des galets arrondis empruntés au domaine subalpin (du Jurassique au Nummulitique) et une forte proportion de galets provenant des zones alpines internes : flysch à Helminthoïdes, roches vertes, radiolarites, Permien à faciès Verrucano, quartz, etc. Ces conglomérats se présentent en barres d'épaisseur plurimétrique, séparées par des passées de sables grossiers ou fins généralement peu consolidés et des marnes bariolées.

En l'absence de fossiles, l'âge de ces conglomérats polygéniques ainsi que de la formation associée des Tourniaires peut être discuté.

Les conglomérats polygéniques ont un faciès assez comparable aux conglomérats constituant la base de la molasse rouge de l'unité de Turriers au Nord de la feuille (éléments charriés au-dessus du synclinal d'Esparron à Nummulitique et molasse rouge). Les termes marno-gréseux associés n'ont toutefois pas le faciès caractéristique, intensément rubéfié, de la molasse rouge. Par ailleurs, les conglomérats polygéniques de la molasse rouge de l'unité de Turriers sont présents exclusivement à la base de la formation contrairement à ce que l'on observe aux Tourniaires.

Il est difficile d'attribuer les conglomérats polygéniques des Tourniaires et d'Ainac au complexe des conglomérats de Valensole : dans cette hypothèse, ils représenteraient en effet un témoin charrié des conglomérats paléoduranciens m5-p (2) dont l'extension vers le Nord-Est n'a certainement pas dépassé une ligne Thoard-Mélan.

Il est vraisemblable que la formation des Tourniaires et les conglomérats polygéniques des Tourniaires et d'Ainac représentent un faciès continental, équivalent latéral de la molasse marine miocène, déposé dans une aire située originellement au Nord du golfe de Digne. Les conglomérats polygéniques seraient dans ce cas les témoins des distributeurs issus des Alpes internes qui ont participé à l'alimentation de la molasse marine en galets exotiques (notamment des cordons de galets de la molasse gréso-conglomératique à pattes d'oiseaux de la région d'Esclangon).

Molasse marine (Miocène)

La molasse marine est une formation, essentiellement marno-gréseuse, d'une puissance qui atteint 1 600 mètres dans le ravin de Bramefan, entre Mélan et Auribeau. Cette épaisseur varie en fonction des déformations tectoniques synchrones de la sédimentation, particulièrement importantes à la bordure du bassin. La dynamique sédimentaire du bassin marin miocène est dominée par l'influence des courants de houle et des courants de marée qui redistribuent, dans le golfe de Digne, un matériel détritique argilo-sableux pourvu pour l'essentiel par un distributeur deltaïque paléodurancien débouchant à l'Ouest du golfe et, plus accessoirement, par des petits distributeurs (« fan deltas ») localisés le long des marges du bassin (fig. 44 et 45).

Fortement déterminés par l'évolution structurale, les dépôts du bassin mio-pliocènes sont affectés par de nombreuses et rapides variations de faciès (fig. 14). Des couches saumâtres (m₁) de transition, d'âge miocène, ont été distinguées à la base de la série marine. Localement, la molasse marine repose directement en discordance sur le Mésozoïque. La molasse marine présente, dans sa coupe la plus complète du ravin de Bramefan, 4 membres bien distincts par le faciès et s'organise en une macroséquence transgressive (1^{er} membre : m₁-2) puis régressive (4^e membre m₃₋₅ [2]). Les 2^e et 3^e membres ont été regroupés cartographiquement.

m₁. Aquitanien. Couche saumâtre de Lambert. Près de Lambert, la base de la molasse marine renversée comporte quelques mètres de marnes grises et de calcaires à oncolithes à fragments d'*Unio*. Ces couches ont fourni de nombreux restes de micromammifères de la base de l'Aquitanien supérieur parmi lesquels *Rittenaria manca*, *Eucricetodon* cf. *aquitanicus*, *Pseudotheridomys parvulus*, etc. (Gigot et Mein, 1973).

A l'Ouest de Roche-Rousse, près de la vallée du Bès, la molasse grise est surmontée par 10 mètres de marnes grises, de calcaires graveleux à oncolithes et de calcaires fins à limnées, planorbes et cériches qui passent en continuité aux premiers niveaux marins miocènes.

Des convergences de faciès entre ces couches saumâtres m₁ (Aquitanien supérieur) et la molasse grise d'Esclangon (Stampien supérieur), associées à une apparente continuité des sédiments à Roche-Rousse, suggèrent une continuité des dépôts oligocènes et miocènes. Cette continuité n'est pas confirmée par les déterminations stratigraphiques qui feraient au contraire apparaître une lacune du Chattien et de l'Aquitanien inférieur.

m₁-2. Aquitanien—Burdigalien. Molasse grés-conglomératique à traces de pattes d'oiseaux. Cet ensemble, de 200 à 300 mètres d'épaisseur, commence la plupart du temps au-dessus des termes continentaux par quelques mètres de couches grés-silteuses finement laminées à faciès de tangues, riches en traces de pattes d'oiseaux, pistes de crabes, empreintes de gouttes de pluie, etc. Il débute localement, directement en discordance au-dessus du Jurassique, par quelques mètres de brèches à matrice gréseuse (Auribeau). Il se poursuit par une succession de grosses barres de grès, de calcarénites, de lumachelles et de conglomérats qui marquent la morpholo-

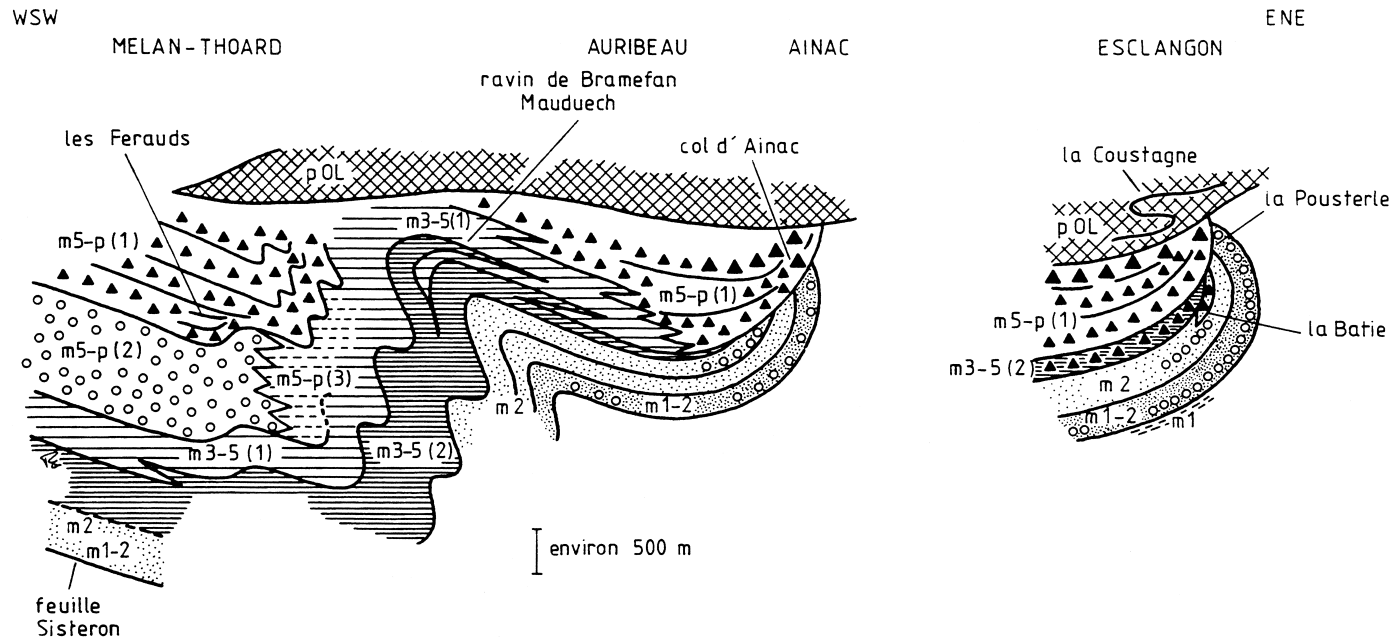


Fig. 14 - Relations entre les différentes formations mio-pliocènes

gie par leur aspect massif. Ces faciès s'organisent en séquences décamétriques à pluridécamétriques grano-croissantes puis grano-décroissantes de construction de barres littorales.

Les conglomérats dessinent des cordons de galets littoraux plus abondants vers l'Est près d'Esclangon, alimentés par des distributaires fluviatiles issus des massifs alpins internes comme en témoigne la nature des galets (flysch à Helminthoïdes, roches vertes, radiolarites, etc.). Les grès montrent des structures sédimentaires variées, liées majoritairement à l'action des vagues et des tempêtes (litages de rides de vagues, structures en mamelons), à un moindre degré à l'action des courants de marées. Cette formation est affectée par de nombreux et importants biseaux sédimentaires, particulièrement développés dans le haut du ravin de l'Adrech et dans les bancs sous Esclangon. Ces biseaux sont occasionnés par la déformation progressive du rivage.

L'abondance des empreintes de pattes d'oiseaux (fig. 15), observables notamment sur les surfaces à rides de vagues, indique clairement un environnement de dépôt intertidal. La bioturbation est peu marquée, permettant une bonne préservation des structures sédimentaires dans la partie inférieure de l'ensemble et se développe progressivement dans la partie supérieure, en particulier dans les passées plus marneuses récurrentes qui annoncent le faciès du 2^e membre.

La faune est constituée essentiellement de lamellibranches et de débris de balanes. On reconnaît notamment la présence de *Pecten subbenedictus* et *Chlamys praescabriusculus* qui caractérisent le Burdigalien dans la vallée du Rhône. Près d'Esclangon la coupe du Bès montre, à respectivement 20 mètres et 40 mètres au-dessus de la base de la molasse marine, deux fines intercalations lacustres. La plus élevée, épaisse de 0,5 mètre, est caractérisée par un banc de calcaires à planorbes et hydrobies, encadré par des marnes brunes ligniteuses qui ont livré de nombreux restes de micromammifères dont *Rittenaria manca*, *Pseudotheridomys parvulus*, *Peridyromys occitanus* de l'Aquitaniens supérieur (Gigot et Mein, 1973).

m2. **Burdigalien. Molasse marine marno-sableuse.** Le 2^e membre de la molasse marine, épais de 250 à 350 mètres, est constitué principalement de grès marneux très bioturbés à intercalations bioclastiques. Du fait de la forte bioturbation omniprésente, les structures sédimentaires mécaniques de dépôt ne sont pas préservées. De nombreux organismes sont conservés, souvent en position de vie, notamment les *Pholadomya* très abondantes. Les intercalations bioclastiques se présentent sous forme de bancs décimétriques à métriques riches en débris, notamment de balanes et de lamellibranches, dont la base, toujours nette, est parfois érosive. Ces intercalations renferment un matériel sableux plus grossier, parfois conglomératique, le plus souvent enrichi en glauconie. Des litages obliques y sont plus rarement observables. Le 2^e membre présente ainsi une alternance de biocénoses et de thanatocénoses qui reflètent probablement l'alternance des dépôts lents bioturbés en milieu subtidal et de dépôts rapides de remaniement, probablement liés à l'action des tempêtes, de type « shell lags ».

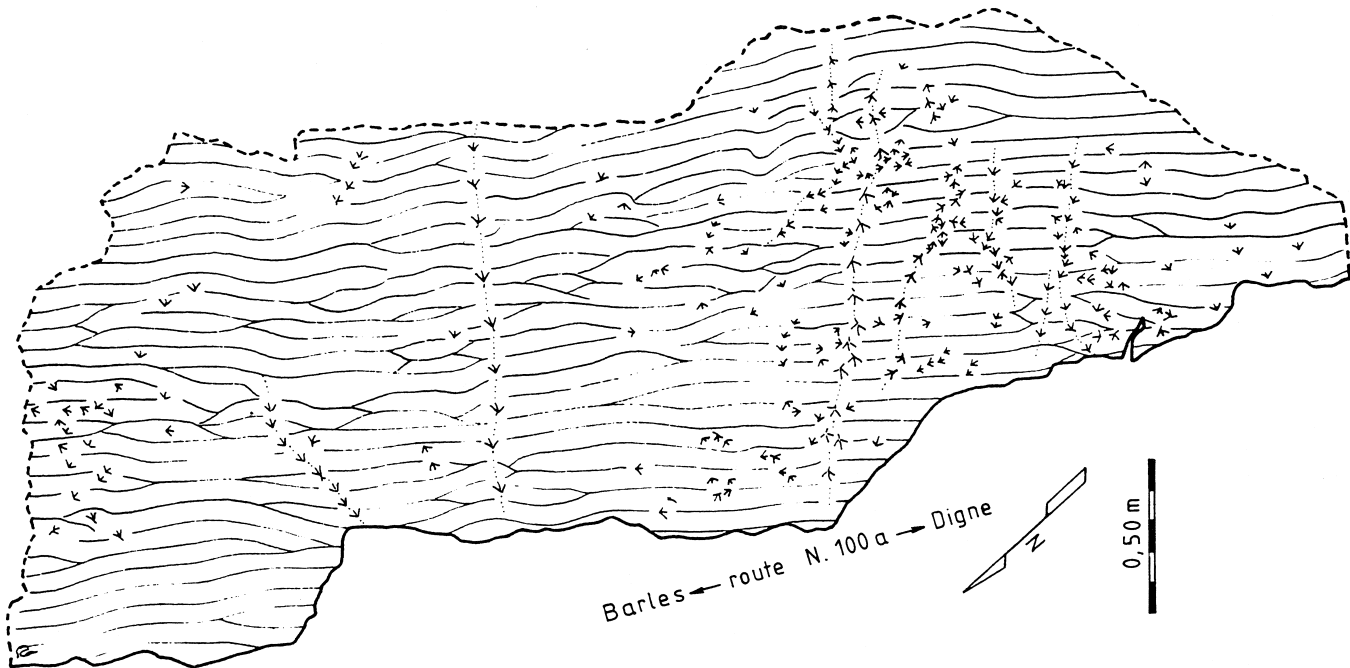


Fig. 15 - Surface à rides de vagues et empreintes de pattes d'oiseaux (site n° 5 de la Réserve géologique)

Cette surface appartient à la molasse grésoconglomératique très caractéristique, elle montre à la fois l'activité des vagues et la faible profondeur des dépôts, indiquée par les empreintes isolées ou organisées en pistes, des pattes d'oiseaux. Ces derniers devaient être proches des bécasses observables actuellement dans les zones littorales.

Le 2^e membre livre une faune variée de lamellibranches dont *Pecten sub-benedictus*, *Pholadomya alpina*, de gastéropodes, de polypiers, de bryozoaires, de balanes, de foraminifères et d'ostracodes, l'ensemble de la faune indiquant un âge burdigalien.

Dans le fond du golfe de Digne, près de Tanaron, la partie sommitale du 2^e membre montre des intercalations de brèches à galets d'origine locale qui représentent la partie frontale de « fan deltas » annonçant, dès le Burdigalien marin, l'arrivée des conglomérats continentaux subalpins mio-pliocènes.

Dans la région de Mélan à Auribeau on observe un 3^e membre, épais de 250 à 300 mètres, constitué essentiellement par des alternances grés-silteuses à litage de rides de courant (« flaser, wavy, lenticular bedding »), peu bioturbés, dans lesquelles s'intercalent des faciès plus grossiers, gréseux et calcairenitiques, organisés en mégarides. On reconnaît partout l'influence dominante des courants de marées qui se traduisent par des sens de courants alternés. Une analyse fine de ces dépôts (Tessier *et al.*, 1989) a permis de reconnaître, près d'Auribeau, les différentes cyclicités tidales (cycles de marée, diurne, semi-lunaire, lunaire équinoxial) et d'identifier les courants de flot (dirigés vers l'Est) et de jusant (dirigés vers l'Ouest). L'environnement de dépôt du 3^e membre est celui de « tidal flats » à la limite du subtidal et de l'intertidal. Quelques intercalations bioturbées fournissent une faune abondante dans laquelle on reconnaît notamment *Amphiope bioculata* et *Ostrea lamellosa* (site n° 6 de la Réserve géologique).

A l'Est d'Auribeau, le 3^e membre subit une importante diminution d'épaisseur due aux déformations de bordure du bassin, synchrones de la sédimentation. Il disparaît complètement au col d'Ainac par biseautage et discordances internes. On ne l'identifie pas à l'Est près de Tanaron où le 2^e membre est directement surmonté par les faciès régressifs à cérithes. Un passage latéral entre le 3^e membre d'Auribeau et les couches à cérithes de Tanaron pourrait être envisagé dans la logique d'une régression plus précoce dans le fond du golfe de Digne.

m3-5 (2). **Langhien—Tortonien. Molasse marine à cérithes.** Le 4^e membre de la molasse marine, d'une épaisseur atteignant 650 mètres dans le ravin de Bramefan, est caractérisé par un affinement très net du matériel détritique qui devient essentiellement argileux. On y reconnaît ainsi une série monotone de marnes à fines laminations sableuses millimétriques de type tange déposées par des courants de marées et enregistrant les cyclicités tidales. Il s'y intercale des barres gréseuses à litage de rides de courants dans lesquelles on reconnaît des courants alternés de flot (vers l'Est) et de jusant (vers l'Ouest). L'ensemble indique un milieu de dépôt du type « tidal flats » argileux dans la zone intertidale à supradidale. Le caractère régressif du 4^e membre est souligné par l'intercalation de faciès margino-littoraux : marnes marmorisées, paléosols à traces de racines, lits de gypse, calcaires organiques, passées charbonneuses, ainsi que par la faune dominée par la présence de cérithes (*Terebralia bidentata*, *Terebralia bidentata* var. *margaritacea*) et d'huîtres groupées en nids (*Ostrea crassissima*). Dans la partie supérieure, les faciès marins disparaissent progressivement en se réduisant à des récurrences isolées attribuables à des deltas de flot (ravin de Mauduech),

transgressant sur la partie frontale des cônes alluviaux continentaux subalpins en cours de progradation vers l'intérieur du bassin.

L'épaisseur du 4^e membre se réduit rapidement vers l'Est en fonction des déformations tectoniques synchrones de la sédimentation. De 650 mètres dans le ravin de Bramefan, l'épaisseur se réduit à moins de 200 mètres vers Auribeau. Le 4^e membre disparaît complètement au col d'Ainac (fig. 14).

Dans la région de Tanaron, les faciès régressifs surmontant directement le 2^e membre de la molasse marine sont représentés par des grès à terriers marmorisés par une pédogenèse épisodique et par des conglomérats à éléments locaux (barre verticale de Facibelle, au milieu du « pli du Vélodrome »), représentant des dépôts marins de « fan deltas ». Cet ensemble renferme, près du ravin de l'Ubac, une intercalation argileuse qui a fourni une faune de cérithes (*Terebralia bidentata*, *Terebralia bidentata*, var. *margaritacea*, *Terebralia lignitarum*, et *Potamides papaveraceus*). Cette faune a été dans le passé à l'origine de mises au point de l'interprétation structurale du « pli du Vélodrome » (Haug, 1891 ; de Lapparent, 1938 ; Beaudouin *et al.*, 1966).

Sur la base des faunes de cérithes, les faciès régressifs de la molasse marine ont été attribués classiquement à l'Helvétien-Tortonien de la vallée du Rhône (Beaudouin *et al.*, 1966). La découverte récente de micromammifères dans des intercalations continentales du 4^e membre (Reynier) ou immédiatement au toit de la formation (Préforan) permet aujourd'hui d'attribuer la partie supérieure de la formation au Serravallien inférieur (Clauzon *et al.*, 1987), tout au moins dans la région d'Auribeau-ravin de Bramefan. L'âge de la molasse à cérithes de Tanaron pourrait être plus ancien dans la logique sédimentaire du bassin.

Formations continentales mio-pliocènes (« Conglomérats de Valensole ») (fig. 45)

Les faciès régressifs de la molasse marine sont surmontés par des formations continentales dont les faciès et les épaisseurs présentent une variabilité extrême en fonction d'une part de la diversité des sources d'apports qui participent à l'alimentation du bassin, et d'autre part des déformations tectoniques synchrones de la sédimentation. Les apports proviennent essentiellement de deux sources. L'une correspond au stade final fluvial de la séquence deltaïque paléo-durancienne ; elle fournit par le Nord-Ouest un matériel conglomératique, gréseux et argileux, issu notamment des zones alpines en cours de déformation (nappe de Digne notamment) au Nord et à l'Est. Le caractère très grossier des éléments transportés, l'observation de biseaux sédimentaires et de discordances internes montrent le caractère syntectonique de ces formations.

m3-5 (1). **Langhien-Tortonien. Marnes et grès continentaux.** Présents en intercalations dans la partie supérieure de la molasse marine dans la région du ravin de Bramefan, puis superposés aux derniers niveaux marins, les marnes et grès continentaux se développent sur une épaisseur qui peut atteindre 500 mètres environ. Il s'agit de marnes sableuses jaunâtres ou rou-

geâtres à lit gréseux, représentant les faciès fins frontaux des cônes alluviaux subalpins ou de la plaine fluviatile durancienne. En direction du col d'Ainac, ces marnes et grès se chargent latéralement en microconglomérats et en conglomérats chenalisants et passent latéralement aux conglomérats d'origine subalpine. En direction de Mélan il est difficile de distinguer cette formation des marnes fluviatiles duranciennes m5-p (3). La découverte des micromammifères à Préforan (Clauzon *et al.*, 1987) a permis de dater la base de cette formation du Serravallien inférieur.

m5-p (1). **Miocène supérieur à Pliocène terminal. Conglomérats continentaux d'origine subalpine.** Cette formation conglomératique est représentée par des marnes jaunes et rouges et des conglomérats la plupart du temps chenalisants, l'ensemble pouvant atteindre plus de 600 mètres d'épaisseur. Cette formation indique la progradation, dans le bassin miocène en voie de comblement, de cônes alluviaux de piémont des chaînes subalpines en cours de déformation.

Le matériel est grossier, anguleux, hétérométrique, ces caractères étant d'autant plus accusés dans les faciès les plus proximaux (à Tanaron par exemple la taille des blocs dépasse fréquemment le mètre au sommet de la formation). On y rencontre presque exclusivement des galets d'origine locale subalpine : des calcaires du Lias au Crétacé supérieur, du Nummulitique, de la molasse rouge, de la molasse marine miocène. L'origine des galets varie suivant les endroits, traduisant la contribution des différents cônes alluviaux adjacents ou superposés au remplissage du bassin. Au Nord de Thoard, près des Férauds, les galets proviennent surtout du Lias. Au col d'Ainac les conglomérats sont presque exclusivement constitués de blocs de molasse marine remaniée et contiennent même des *olistolithes* décamétriques (*kl*) de molasse marine, soulignant le caractère syntectonique de la sédimentation. Les directions de transports, indiquées par les nombreux chenaux observables, sont orientées vers l'Ouest à Sud-Ouest.

L'ensemble est compréhensif vers l'Est : près de Tanaron les conglomérats d'origine subalpine annoncés par les « delta fans » progradant au sein de la molasse marine, font suite directement à celle-ci. Vers le Sud-Ouest les conglomérats d'origine subalpine passent pour partie latéralement aux conglomérats et marnes fluviatiles duranciens (Villard, à l'Ouest de Courbons) où viennent en recouvrement de ces derniers (région de Thoard), marquant la progradation des cônes de piémont alimentés par la marge subalpine en cours de déformation vers le cœur du bassin, aux dépens des apports fluviatiles duranciens progressivement repoussés vers l'Ouest.

Localement, la formation repose en discordance sur les différents membres de la molasse marine (col d'Ainac, la Pousterle à la terminaison ouest du pli du Vélodrome). Des biseaux sédimentaires soulignent également le caractère syntectonique de la formation (colline de Ribbes au Nord de Thoard).

La base de la formation peut être rapportée au Serravallien dans la région d'Auribeau (voir m3-5 [2]). Le sommet de la formation peut monter jusqu'au Pliocène supérieur, âge des derniers dépôts conglomératiques plus au Sud

(Dubar, 1984 ; feuilles Digne et Moustiers-Sainte-Marie). Le marqueur messinien n'a pas pu être reconnu sur la feuille La Javie ; il semble que l'érosion régressive messinienne, dont les cicatrices sont bien observables dans la partie supérieure des conglomérats de Valensole au Sud-Ouest de la feuille (région de Puimichel, feuille Forcalquier), ne soit pas remonté jusqu'à cette partie amont du bassin.

m5-p (2). **Miocène supérieur à Pliocène terminal. Conglomérat fluviatiles duranciens.** Sur la feuille La Javie, seule la partie supérieure de la formation est représentée et plonge faiblement vers l'Est. L'épaisseur totale, entre la base observable à l'Ouest (feuille Sisteron) et le sommet (Thoard, Campanelle), peut être estimée à plus de 1 000 mètres.

La formation est constituée par un empilement de séquences fluviatiles décamétriques conglomératiques, gréseuses et argileuses. Les conglomérats forment de grands épandages de plusieurs mètres d'épaisseur et de plusieurs centaines ou milliers de mètres d'extension latérale et représentent des dépôts des lits majeurs fluviatiles. Ils donnent à la formation sa morphologie caractéristique. Les conglomérats montrent, au sein d'une matrice sableuse, des galets généralement bien usés et relativement calibrés dont la taille n'excède pas 20 centimètres. La nature des galets est caractéristique de l'alimentation paléo-durancienne : on reconnaît, parmi les roches sédimentaires d'origine diverse du Carbonifère au Tertiaire, quelques faciès caractéristiques : le flysch à Helminthoïdes qui peut représenter 50 % des galets, des radiolarites, des schistes carbonifères briançonnais, du Permien à faciès Verrucano, du marbre de Guillemestre, du grès d'Annot, des roches vertes piémontaises, des spilites de l'Infralias du dôme de Remollon... etc. Les sens des paléocourants, observés grâce notamment aux semelles érosives à la base des barres conglomératiques, sont orientés vers le Sud à Sud-Est, confirmant l'origine paléodurancienne des conglomérats.

Les conglomérats fluviatiles duranciens disparaissent rapidement vers le Nord-Est, à l'Est d'une ligne Mélan—Thoard. Cette disparition est liée d'une part à une diminution de l'épaisseur des dépôts en relation avec les déformations synchrones de la sédimentation, d'autre part au passage latéral de faciès avec les marnes fluviatiles duranciennes m5-p (3) et les conglomérats subalpins m5-p (1).

La base de la formation, datée plus à l'Ouest grâce aux micromammifères (Cauzon, 1987), est serravallienne.

m5-p (3). **Miocène supérieur à Pliocène terminal. Marnes fluviatiles.** A l'Est d'une ligne Mélan—Thoard—col de Peipin, les conglomérats fluviatiles duranciens passent latéralement, par disparition des barres conglomératiques, à un ensemble monotone de marnes grisâtres et jaunâtres à intercalations sableuses. Des passées organiques, des horizons à poupées calcaires, des traces de racines, sont les témoins de l'installation fréquente de paléosols. Les niveaux fins renferment des débris d'*Helix* et d'*Unio*. Ces marnes fluviatiles représentent des dépôts de crues dans les plaines d'inondation flanquant latéralement la zone des chenaux conglomératiques paléoduranciens. Le passage latéral est observable notamment près du Villard à l'Ouest de Courbons.

Bassin résiduel

p. **Pliocène terminal. Formation olistolithique terminale de Tanaron.** La nappe de Digne surmonte le bassin mio-pliocène par l'intermédiaire d'un ensemble de lambeaux composites qui jalonnent le contact depuis la région du Château, au Nord d'Esclangon, à Digne au Sud. Près de Tanaron ces lambeaux s'organisent dans un ensemble olistolithique dont la nature tectono-sédimentaire est évidente.

Au Nord et au Nord-Ouest de Tanaron, les conglomérats de Valensole sont en effet ravinés profondément suivant une surface très irrégulière présentant la morphologie d'un vaste chenal scellé par des mégabrèches. Au-dessus de cette surface, des lambeaux de Secondaire et de Tertiaire s'empilent sur une épaisseur de l'ordre de 500 m et s'organisent, notamment à l'Ouest de la Bâtie, en un ensemble grossièrement stratifié. On reconnaît des lambeaux de molasse rouge gréseuse, souvent très disloquée, qui passe pour partie latéralement à de la molasse rouge de l'échelle tectonique d'Esclangon. La molasse rouge bréchique est la plupart du temps associée à son substratum de Jurassique supérieur et elle renferme elle-même des blocs et des olistolithes de Jurassique supérieur. Quelques petits lambeaux de calcaires lacustres fétides et siliceux sont présents çà et là. Le Jurassique supérieur et le Néocomien forment quelques lambeaux bien reconnaissables dans le paysage ; ils sont généralement associés à de la molasse rouge dont ils constituent le substratum initial. Des têtes de plis, tronquées, sont souvent identifiables (tour de Tanaron et la Coustagne). Les Terres noires très disloquées forment généralement la partie supérieure de l'édifice et supportent directement la semelle triasique de la nappe de Digne.

Dans la région de Thoard, parmi ces lambeaux, il faut citer en particulier le rocher de Sibille (Jurassique supérieur et Nummulitique), la klippe de Pié-Gros (Crétacé supérieur et molasse rouge) et le rocher de la Madelaine (Lias dont le faciès est plus à rapprocher du Lias de Mélan que de celui de la nappe de Digne dont il est pourtant tout proche).

BrK. **Brèches polygéniques de type cargneule, d'âge indéterminé.** Il s'agit de roches tectono-sédimentaires dont l'origine est controversée. Elles sont classiquement considérées comme dérivant de brèches dolomitiques à matériel triasique d'origine tectonique, transformées en roches vacuolaires en présence de gypse. Leur âge est généralement considéré comme triasique et leur présence révélatrice de gypse en profondeur.

Cette hypothèse rend généralement compte de la genèse des cargneules monogéniques dont on connaît des affleurements au sein des gypses au-dessus de Barles et sur le Muchelkalk dans le dôme de Verdaches au contact avec la nappe de Digne, mais s'applique mal à celle des cargneules polygéniques (Grandjacquet et Haccard, 1975).

Les cargneules polygéniques sont des roches sédimentaires constituées par des brèches polygéniques interstratifiées avec des sédiments fins.

Les brèches sont formées par des éléments anguleux de dimensions variant du millimètre à la dizaine de mètres et constitués de dolomies du

Muschelkalk, d'argilites du Keuper ou du Werfenien, du Rhétien et localement de termes paléozoïques (gneiss albitiques, métaquartzites...).

Les sédiments fins sont des arénites ou des arénolutes stratifiées, de couleur ocre à brun, souvent varvées, psammitiques, à stratifications entrecroisées et micro-ravinements qui montrent que ces roches se sont déposées dans une eau animée par des courants ainsi que l'attestent le tri et l'organisation des particules.

Ces roches, souvent clairement discordantes sur des couches plissées voire renversées du Trias ou du Lias, n'ont subi aucun broyage tectonique même si elles sont éventuellement recouvertes par des unités allochtones (nappe de Digne) et si elles sont affectées par des déformations à grand rayon de courbure.

Pour toutes raisons, les cargneules polygéniques ont été assimilées à des sédiments d'âge tertiaire récent.

Sur la feuille La Javie, elles sont connues sous le Pas-du-Blayeul et les pâturages de Chine où elles sont discordantes sur la série liasique plissée, renversée et érodée des barres de Proussier et de Chine. Ces cargneules polygéniques sont essentiellement constituées par des argilites du Trias supérieur mais comportent également les éléments métamorphiques empruntés au socle et dissimulés dans toute la série depuis la base. L'un de ces éléments, au Pas-du-Blayeul même, a un volume de plusieurs mètres cubes et doit être considéré comme une klippe sédimentaire enrobée de cargneules polygéniques et non comme un copeau tectonique entraîné à la base de la nappe. Certaines plaquettes d'arénites et de microbrèches sont tapissées de nombreux cristaux de quartz bipyramidés « enfumés » et de cristaux de feldspaths de néoformation.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS RÉCENTES

Formations alluviales

Fzb. **Alluvions récentes ou actuelles.** Elles occupent essentiellement les vastes lits majeurs à chenaux anastomosés des vallées de la Bléone, du Bès et du torrent des Duyes. Le faciès caillouteux et hétérométrique de ces alluvions souligne la forte torrentialité actuelle des rivières. Latéralement les nappes caillouteuses passent à des épandages de limons de crues ou à des colmatages colluviaux.

Fza. **Holocène ancien ou Tardiglaciaire.** Formations alluviales et colluviales dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres et qui constituent dans les vallées du bassin néogène (vallée des Duyes) une basse terrasse emboîtée dans les nappes alluviales wurmiennes. Sur la carte voisine Digne, la base de ces dépôts est datée de la fin du Tardiglaciaire et le sommet de la période atlantique ou du Subboréal (datations 14 C sur débris végétaux ou charbons de bois ; Gif-sur-Yvette). La présence, dans la partie supérieure du remblaiement, de sols « enterrés » à caractères vertiques ou de sols bruns forestiers peu évolués, datés sur la feuille Digne de la période atlantique,

souligne l'importance de « l'optimum climatique » holocène dans le domaine préalpin. Le remblaiement s'achève fréquemment par des récurrences caillouteuses qui dénoncent une intervention croissante de l'homme sur le milieu montagnard (défrichements protohistoriques en particulier).

Fy. **Pléistocène supérieur.** Nappes alluviales caillouteuses de faciès périglaciaire rapportées au Würm et dont l'altitude relative atteint une vingtaine de mètres. Dans la vallée de la Bléone la terrasse wurmienne, très développée dans le bassin de Marcoux, est constituée par la superposition de deux nappes alluviales séparées par un paléosol interstadaire et datées sur débris charbonneux de la fin de Würm (Würm III des chronologies classiques ou post 30 000 BP). La nappe inférieure, dont le faciès fluvioglaciaire (FG_y) s'affirme à l'amont de La Javie, correspond semble-t-il au maximum glaciaire wurmien récent de la haute Bléone (moraines de la région de Prads).

Dans la vallée du Bès la terrasse wurmienne se développe à l'amont des clues de Verdaches où elle acquiert progressivement un faciès fluvioglaciaire lié à la diffuence wurmienne du glacier durancien au col de Maure (haute vallée du Bès ; feuille Seyne-les-Alpes).

F_{xb}. **Pléistocène moyen.** Nappe alluviale bien développée dans la vallée de la Bléone mais réduite à l'état de lambeaux isolés dans les vallées du Bès et du torrent des Duyes (altitude relative de 50 à 80 m). Dans la haute vallée de la Bléone cette nappe alluviale a un faciès *fluvioglaciaire* (FG_{xb}) qui témoigne d'une importante extension glaciaire antérieure au Würm (région de Blégiers et de Prads). A l'aval de La Javie, dans le bassin de Marcoux, la nappe alluviale F_{xb} consolidée en poudingue se dédouble progressivement à l'approche de la confluence du Bès, en même temps que s'accroît son altitude relative (témoignage le plus récent de la tectogenèse quaternaire locale).

F_{xa}. **Pléistocène moyen.** Cette puissante nappe alluviale, dont le matériel hétérométrique est fréquemment consolidé en poudingue, n'a été conservée que dans la vallée de la Bléone. Son altitude relative (160 à 220 m), l'altération du matériel et des analogies de faciès avec la nappe précédente, conduisent à lui attribuer un âge pléistocène moyen (« Mindel »). La formation alluviale se caractérise par l'épaisseur surprenante du matériel, qui atteint près de 80 m dans le massif de la Grande-Colle au Sud de la confluence du Bès, et par une importante déformation tectonique (plongement des niveaux conglomératiques vers l'ENE, déformations synsédimentaires, présence de galets tectonisés).

F_{wa} ; F_{wb}. **Quaternaire ancien.** Dans le bassin de Marcoux (vallée de la Bléone) s'individualisent les vestiges de trois nappes alluviales du Quaternaire ancien, fortement étagées au-dessus des terrasses précédentes. Le lambeau alluvial le plus ancien est isolé sur la crête du Liman qui sépare les vallées du Bès et de la Bléone (conglomérat F_{wa} du col des Escuichières - altitude relative 500 m). Les deux nappes plus récentes F_{wb} sont bien conservées dans le massif de la Grande-Colle (altitudes relatives 360 m et 260 m). Le matériel fluviatile très épais est consolidé en profondeur et très altéré dans sa partie superficielle. Il a enregistré des déformations tectoniques du

même style que celles de la nappe F_{xa} . Cette observation met clairement en évidence l'ampleur de la tectogenèse quaternaire qui a affecté la zone subalpine frontale jusqu'à l'orée du Quaternaire supérieur.

Formations torrentielles

Jzb. **Cônes historiques actifs.** Ils sont bien développés dans la vallée du torrent des Duyes où leur matériel est constitué par les cailloutis remaniés du complexe détritique néogène. Dans le bassin de la Bléone, les cônes de déjections récents sont en relation avec les vastes bassins torrentiels qui éventrent les formations de pente des grands versants (cône d'Archail dans la haute vallée du Bouinenc). Dans la vallée du Bès, les cônes les plus importants sont associés aux affleurements instables de Trias qui accompagnent la base des unités chevauchantes (cône du torrent de la Boulette en amont de Barles ; vaste cône de Sivan en rive droite du Bès, à l'aval de Tanaron).

Jza. **Cônes fixés holocènes ou tardiglaciaires.** Ces appareils sont associés aux formations alluviales du remblaiement holocène (bassin des Duyes). Les plus récents, réentailés par les lits actuels, semblent correspondre aux grands défrichements de la période protohistorique.

Formes et formations d'épandage des gradins et interfluves

C. **Colluvions.** Épandages généralement limono-argileux qui drapent le pied des versants, les gradins latéraux ou le fond des vallons façonnés dans les roches marneuses (marnes noires mésozoïques ou formations détritiques néogènes). Le matériel, d'origine locale, est fourni par le lavage des terrains marneux ou des couvertures d'altération (ruissellement diffus).

Pc. **Glacis colluviaux.** Ce figuré à signification essentiellement morphologique désigne les topographies régularisées et peu inclinées, développées au pied des versants dans les dépressions marneuses et façonnées par l'érosion aréolaire et le ruissellement (glacis d'érosion ou de dénudation attribués généralement aux périodes froides du Quaternaire). Ces glacis étagés appartiennent à plusieurs générations et correspondent aux principales étapes du creusement des vallées voisines. Ils portent le plus souvent une mince couverture colluviale.

P. **Glacis d'accumulation détritique torrentielle.** Épandages caillouteux hétérométriques d'origine torrentielle, mis en inversion de relief par l'érosion et qui constituent au pied des versants des lanières détritiques étagées. Les plus étendues appartiennent au Quaternaire moyen et sont associées à des formations de pente ou à des éboulis cryoclastiques de cet âge (haut bassin de Bouinenc dans la région d'Archail ; bassin des Duyes ; vallée du Bès en amont des clues de Barles dans la région du Vernet...). Ces épandages détritiques ont été affectés après leur dépôt par des phénomènes de solifluxion responsables en partie de leur topographie chaotique. Localement, le déchaussement superficiel du matériel grossier par le ruissellement leur confère l'aspect de lanières caillouteuses parsemées de blocs calcaires isolés.

SC. **Couverture polygénique des gradins et replats.** Épandage de matériel hétérométrique très souvent consolidé en brèche et dont la mise en place progressive résulte de processus morphologiques variés (colluvionnement ; ruissellement ; apports torrentiels localisés ; solifluxion).

Rc **Couverture alluviale ou d'altération sur substrat néogène.** Produits m-p d'érosion et d'altération élaborés aux dépens des formations néogènes mal consolidées (complexe des conglomérats de Valensole en particulier). Ils recouvrent les topographies d'érosion anciennes ou les surfaces structurales du bassin des Duyes et s'associent à de « vieux sols » de surface très évolués, parfois de type fersiallitique.

Formations de pentes

E. **Éboulis actifs, réactivés ou entretenus.** Ils ont une extension réduite et sont localisés généralement au pied des grands escarpements calcaires ou dans le domaine asilvatique supérieur des plus hauts massifs (massif des Monges au Nord-Ouest ; montagnes du Carton et du Cheval-Blanc à l'Est de la feuille).

E. **Éboulis anciens ou fixés.** Éboulis cryoclastiques fréquemment consolidés en brèches de pentes et associés localement à des formations d'éboulement à gros blocs calcaires. Ces éboulis ont été parfois affectés par des phénomènes de glissement ou de tassement des versants (grands éboulis de la Rencure en rive gauche de la Bléone, à l'aval de Prads). A l'échelle de la carte, aucune distinction chronologique n'a pu être établie de manière satisfaisante. On peut noter cependant que les éboulis anciens les mieux conservés semblent appartenir au Quaternaire moyen (« Riss » probable). Ils correspondent à des lambeaux de versants périglaciaires parfaitement régularisés (versant nord-ouest de la montagne de l'Ubac au Sud du Vernet). Les éboulis wurmiens emboîtés dans les précédents ont été en grande partie détruits à moyenne altitude par l'extension des bassins torrentiels au cours du Postglaciaire.

EP ; EBr. **Formations de pentes polygéniques ; brèches de pentes.** Ces figurés désignent des formations de pente dont le matériel hétérométrique et la topographie confuse ou chaotique résultent de phénomènes d'éboulement ou de tassements rocheux assistés par des processus de glissement ou des mouvements de masse impliquant localement le substratum (glissements profonds ; affaissements de panneaux calcaires). Ces types de formations sont bien développés sur le front des unités chevauchantes, dans la région de Lambert au Nord de La Robine ou dans le bassin de marnes noires de Barles. Ils correspondent à des versants fragilisés par la tectonique et façonnés à leur base dans les roches marneuses mésozoïques ou néogènes ou dans les terrains argilo-gypseux triasiques. La plupart de ces formations de pentes sont antérieures au Pléistocène moyen mais elles ont connu, au cours du Quaternaire et localement jusqu'à la période actuelle, une évolution polygénique et des remaniements successifs en relation avec le creusement des vallées ou l'incision progressive des bassins torrentiels.

Formations glaciaires et cryonivales

Gy. **Glaciaire wurmien.** Le glacier wurmien de la haute vallée de la Bléone a abandonné à l'amont de Blégiers des moraines très fraîches qui se raccordent progressivement, au niveau de Prads, à la terrasse fluvioglaciaire principale de la rivière. Le front glaciaire du maximum wurmien devait se situer dans ce secteur. Le glacier de la Bléone recevait alors en rive gauche le renfort des langues de glace du Riou de la Favière et du Riou de l'Aune. Un stade glaciaire plus tardif est mis en évidence par un bouchon morainique à gros blocs de grès d'Annot, situé en amont de Prads au lieu-dit les Eaux-Chaudes.

De petits appareils glaciaires d'altitude ont occupé, au Würm, le versant nord du massif des Monges et les hauts vallons du versant oriental de la montagne du Cheval-Blanc. Les dispositifs morainiques latéraux et frontaux sont parfaitement conservés.

Gx. **Glaciaire anté-wurmien.** Dans la vallée de la Bléone, à l'amont de Prads, des placages morainiques partiellement altérés dominent les moraines wurmiennes. Ils correspondent vraisemblablement à la terrasse fluvioglaciaire inférieure du Quaternaire moyen (« Riss » probable) qui apparaît à l'aval de Prads au lieu-dit les Hautes-Combes et se développe ensuite plus à l'aval dans le bassin de Marcous. Le front glaciaire de cette période ne semble pas avoir atteint la combe de Blégiers.

Gc. **Formations cryonivales d'altitude.** Dans les massifs les plus élevés, les formations de pentes sont caractérisées, à la base de versants, par des modelés hérités qui évoquent les glaciers rocheux, les guirlandes détritiques ou les « éboulis fluants » des hauts massifs intra-alpins. L'origine cryonivale de ces formes est admise aujourd'hui par la plupart des spécialistes (fluage du matériel provoqué par l'enfouissement progressif des névés sous les éboulis ; formation de glace interstitielle et présence d'un pergélisol discontinu...). Sur la feuille La Javie ces modelés bien conservés doivent être attribués au Würm.

Couloirs et cônes d'avalanches. Ils sont localisés uniquement dans les massifs orientaux les plus élevés et sont associés aux éboulis périglaciaires actifs.

DESCRIPTION TECTONIQUE

INTRODUCTION

Les premiers travaux réalisés dans ce domaine évoquent les noms de Eymard (carte rudimentaire, 1830), Pareto (1834), Bertrand-Geslin (1834), Dufrenoy et Elie de Beaumont (carte géol. Fr. 1/500 000, 1840), Scipion-Gras (carte géologique des Basses-Alpes, 1840), Dieulafait (1871), Vasseur et Carez (carte géol. Fr., 1888), Jos et Ed. F. Honnorat-Bastide (1890-1891), mais surtout ceux de W. Kilian, E. Haug et L. Bertrand avec la publication de la 1^{re} édition de la feuille à 1/80 000 Digne.

Ces derniers auteurs individualisent bien le contact anormal entre des séries liasiques et le Tertiaire de Norante à Barles, mais ce contact était interprété de plusieurs façons :

- comme une succession de faille redressées (faille du Blayeul, de Barles à Tanaron) ;
- par des failles périphériques considérées comme limitant des champs d'affaissement (bassin tertiaire d'Esclalongon, Thoars, Champtercier) ;
- par des plis-failles (plis-failles d'Astoin—Barles ou d'Astoin—Entraix—Mélan déversés vers le Sud, pli-faille de Lambert—Tanaron déversé vers le Nord).

La notion de chevauchement est limitée à la rupture d'un flanc du pli-faille qui conduit à la formation de *lambeaux de recouvrement*, (le lambeau de Chine s'est réalisé à partir du flanc inverse du pli-faille d'Astoin—Barles).

Ils insistent enfin sur la superposition des phases tectoniques suivantes :

- dislocations post-Crétacé (définition des limites des bassins flysch et molasse) ;
- dislocations anté-Aquitainien (synclinaux d'Esparron et de Feissal, plis de Digne) ;
- dislocations anté-Helvétien (faille du Blayeul) ;
- dislocations anté-Tortonien (plis-failles et grands chevauchements, effondrement du bassin de Thoard—Champtercier).

J. Goguel (1939) et J. Goguel, Y. Gubler et A.F. de Lapparent (1943), dans la 2^e édition de la carte à 1/80 000 Digne, tracent les grands traits à peu près définitifs de ce domaine.

Ils distinguent *deux zones tectoniques* correspondant à des domaines paléogéographiques différents rapprochés par un chevauchement dirigé du Nord-Est vers le Sud-Ouest, dont l'amplitude serait de l'ordre de 15 km :
— à l'Ouest de la vallée du Bès, un avant-pays autochtone à affinité paléogéographique provençale ;
— à l'Est du Bès, le chevauchement de Digne—Barles qui limite une série chevauchante à affinité vocontienne ou dauphinoise.

Selon ces auteurs cet ensemble chevauchant s'enracine au Sud dans l'anticlinal de Norante (feuille Digne à 1/50 000) et au Nord dans la boutonnière de Verdaches qui laisserait affleurer le substratum carbonifère de la couverture décollée.

L'unité du plateau de Chine était toujours considéré comme le flanc inverse d'un pli couché dont le flanc normal constituait l'ensemble chevauchant (Goguel, 1964). Le chevauchement reprenait ensuite à partir de la Petite-Cloche en direction d'Astoin.

Ce dispositif structural général était déterminé pour J. Goguel par l'existence d'un pli de fond joignant les Maures au Pelvoux et passant par Digne et Gap.

Cet auteur reconnaît également *deux phases tectoniques principales* séparées par une période d'érosion puis de sédimentation :

- la *première phase de déformation* serait antérieure au dépôt de la molasse rouge oligocène et caractérisée par des plis droits d'orientation Est-Ouest (phase pyrénéo-provençale datée du Crétacé supérieur—Éocène) ;

— la seconde phase tectonique, aurait provoqué la mise en place de la série chevauchante de Digne et serait responsable, lors de son avancée, du resserrement des structures antérieures provoquant plis, renversements, écaillage, chevauchements de toute la marge septentrionale et orientale du bassin tertiaire de Digne. La série chevauchante jouant le rôle de « poussoir » et les conglomérats de Valensole celui d'un « mole résistant ».

M. Lemoine (1972) à son tour met l'accent sur les déformations tectoniques superposées qui alternent avec des périodes d'érosion et de sédimentation. Il considère que l'on a soit un rythme « stilien » de phases tectoniques courtes séparées par de longues périodes de rémission, soit des phases tectoniques longues comportant des époques de paroxysme localisées dans l'espace.

Les données actuelles (Gigot *et al.*, 1974) mettent en valeur le caractère exemplaire des déformations tectoniques superposées qui affectent ce domaine en montrant en particulier que les déformations paléogènes, néogènes et quaternaires qui se succèdent, conditionnent l'existence, la forme et l'évolution des bassins sédimentaires successifs. Sédimentation et déformation sont ainsi indissociables et l'analyse de l'évolution tectogénétique de ce secteur des chaînes subalpines implique une cohérence étroite entre les résultats des observations faites dans chacune des disciplines.

Cette exigence conditionne le plan choisi pour présenter la description tectonique. Il doit tout à la fois prendre en considération les grands ensembles structuraux, avec, au sein de ceux-ci, les formes tectoniques spécifiques de telle ou telle déformation tout en conservant les descriptions géographiques et géologiques nécessaires à l'explication de la carte. Les paysages sont respectés, mais démontés en éléments qui permettent d'appréhender leur histoire.

Les grands ensembles cités dans l'introduction et figurés sur le schéma structural (fig. 1) sont les suivants :

- l'autochtone et le bassin mio-pliocène de Digne—Valensole ;
- les unités inférieures de Mélan—Clamensane (Esparron—les Monges et Esclançon—Grande-Cloche) ;
- les unités intermédiaires de Chine et de Clapouse ;
- l'unité supérieure de la nappe de Digne.

Ces ensembles sont affectés par des phases tectoniques superposées au nombre de 5 (fig. 41) qui s'échelonnent de l'Éocène au Quaternaire mais qui ne sont pas partout présentes, identifiables ou datables avec précision. L'identification de ces déformations servira donc le fil directeur à la description des ensembles structuraux en même temps que les observations présentées viendront progressivement étayer les hypothèses tectogénétiques.

Les déformations mésozoïques qui affectent le bassin de sédimentation subalpin sont présentées à part, soit dans le cadre de la description des terrains, soit dans le chapitre consacré à l'évolution de ce bassin du Jurassique au Crétacé supérieur.

AUTOCHTONE

L'autochtone n'est représenté sur la feuille Digne que par une partie du *bassin tertiaire de Digne—Valensole*. Sur la bordure occidentale du bassin, au long de la vallée du Vançon (feuille Sisteron) (fig. 1), les sédiments tertiaires reposent en discordance sur des plis d'orientations Est-Ouest ; successivement, du Sud au Nord, *l'anticlinal de la montagne de Lure*, le *synclinal de Sisteron*, *l'anticlinal des Naux* et le *synclinal de Pierre-Ecrite*. Bien que polyphasés, ces plis Est-Ouest ont pour l'essentiel été élaborés avant l'Éocène supérieur et l'ensemble, certes dilacéré, parfois décollé de son substratum, peut néanmoins être considéré comme autochtone.

Les bassins oligocènes

Le bassin tertiaire de Digne—Valensole ne caractérise que l'aire de sédimentation des dépôts mio-pliocènes. Cependant, comme la base de la série tertiaire est très généralement constituée par de la molasse rouge d'âge Éocène supérieur—Oligocène, on pourrait penser que les dépôts oligocènes constitueraient l'amorce du bassin mio-pliocène. En fait, la discontinuité des affleurements, la variabilité des faciès, l'extension modérée des zones de sédimentation militent en faveur de plusieurs bassins de sédimentation, distincts les uns des autres et qui ne préfigurent pas le grand bassin mio-pliocène.

Les replis de la molasse rouge dans la région d'Esclançon

Sous la crête du village ruiné d'Esclançon on peut observer un système de plis en cascade dont les directions axiales ne sont pas homogènes et oscillent entre 140 et 100. Certains de ces plis, à fort prolongement axial SSE sont affectés par une très belle schistosité de fracture.

Cette schistosité, qui affecte la molasse rouge et la molasse grise g1-2R et g1-2G (Stampien), est absente des couches saumâtres à base de la molasse marine (Aquitaniens supérieur). On pourrait en conclure que la *molasse marine est ainsi discordante sur des structures 140 syn- ou tardi-oligocène* (Gigot *et al.*, 1974). Cette hypothèse se rapprocherait alors de celle émise par P.C. de Graciansky, concernant le synclinal de Barrême (feuille Digne), qui date ce système de plis de l'Oligocène supérieur. *Une telle hypothèse devrait être corrélée avec la lacune stratigraphique éventuelle du Chattien et de l'Aquitaniens inférieur.*

Parallèlement, l'analyse de corps sédimentaire de la molasse rouge dans le ravin du Rousset (Maillard *et al.*, 1989), montre, après décompaction des sédiments, *une inflexion continue du fond du bassin qui implique une déformation d'origine tectonique*. On reconnaît ainsi un relèvement de la bordure NNE du bassin qui contribue à l'entretien d'une gouttière de sédimentation et conduit à la fermeture du bassin.

Le bassin mio-pliocène de Digne—Valensole

Le bassin mio-pliocène de Digne—Valensole est l'objet de déformations (phase III) qui se développent en continu pendant toute cette période de

20 millions d'années, et qui sont enregistrées banc par banc, faciès par faciès, par les dépôts sédimentaires.

Sur la feuille La Javie, le bassin peut être divisé en deux sous-ensembles situés de part et d'autre de la zone d'Ainac :

- à l'Est, le pli du Vélodrome et la zone d'Esclangon ;
- à l'Ouest, la zone Auribeau—Mélan—Thoard.

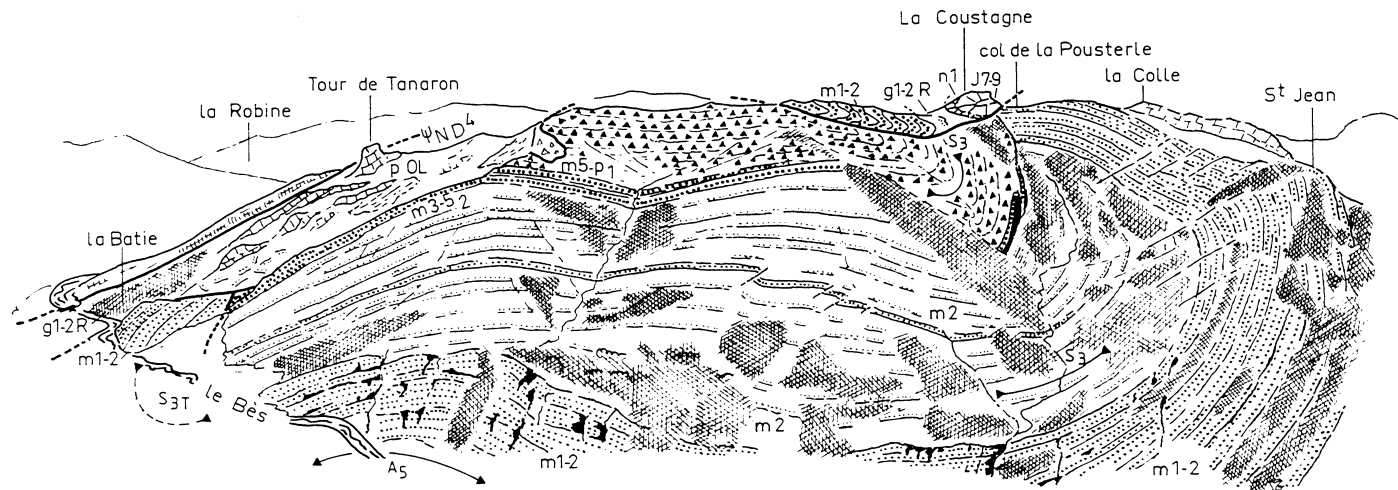
Le pli du Vélodrome et la zone d'Esclangon

● **La structure du pli du Vélodrome** (fig. 16) est très représentative du style et de l'histoire du bassin mio-pliocène. Elle est constituée par un synclinal couché synsédimentaire d'axe Ouest-Est (pli de phase III) présentant une virgation Nord-Sud dans sa terminaison orientale près d'Esclangon, l'ensemble étant redéformé par la retombée sud de l'antiforme de Barles (pli de phase V), (fig. 39).

Le Vélodrome présente en rive droite du Bès une forme relativement simple. D'axe N 100 souligné en son cœur par une schistosité au niveau des couches marneuses des conglomérats de Valensole, le synclinal présente un flanc normal bien développé au Sud du ravin de l'Adrech, et un flanc nord complètement renversé sous la molasse rouge et le Jurassique de la Colle et de Roche-Rousse. Le caractère synsédimentaire de la déformation est souligné par des biseaux et des discordances internes dans la molasse marine, visibles dans le haut ravin de l'Adrech et par la discordance de 90° des conglomérats de Valensole directement sur les bancs du premier membre de la molasse marine, observable sous le col de la Pousterle. Les conglomérats de Valensole renferment d'ailleurs un grand nombre de blocs de molasse marine miocène qui prouvent que la déformation s'est poursuivie pendant le dépôt des conglomérats. L'ensemble olistolithique du bassin résiduel, auquel appartiennent les gros lambeaux de la Coustagne et de la Fubi (lambeaux arrachés à la bordure NNE du bassin), repose en discordance sur tous les termes impliqués dans la structure synclinale déjà achevée.

La structure synclinale est très clairement redéformée par l'antiforme post-nappe de Digne (fig. 39), d'axe approximativement Ouest-Est, marquée par une retombée sud plongeant à 60° vers le Sud aux environs de Tanaron et de la Bâtie. Cette antiforme est responsable de la courbure de la surface axiale du synclinal de phase III, bien visible au niveau des conglomérats de Valensole sous la Coustagne et de la forme anticlinale de la molasse marine normale au Sud du ravin de l'Adrech, déformation qui s'accompagne d'ailleurs de petites structures d'entraînement mineures, failles inverses vers le Nord et crochons bien exprimés dans la molasse marine en rive droite du Bès.

Dans sa partie est, lorsque l'on remet à plat la déformation en antiforme post-nappe (fig. 39) on peut reconstituer l'état originel de la déformation mio-pliocène de phase III. La terminaison du Vélodrome présente alors une virgation axiale progressive de N 100 en rive droite à N 170 en rive gauche, le plongement axial n'excédant pas 10°. *La barre de molasse marine tourne en antiforme en série complètement renversée et se trouve, près de la Bâtie, en pro-*



- S3 : Synclinal synsédimentaire (phase 3 mio-pliocène) du Vélodrome
 S3T : Terminaison périnclinale en rive gauche du Bès
 ND4 : Contact anormal basal de la nappe de Digne
 A5 : Antiforme (phase 5 plio-quaternaire) postnappe de Digne

Fig. 16 - Panorama du "Vélodrome" d'Esclagon en rive droite du Bès (vue du point coté 1151 vers l'Ouest)

longation apparente avec le sommet de la série. Le mouvement s'accompagne de biseaux sédimentaires à l'intérieur de la molasse marine qui soulignent le caractère synsédimentaire de la déformation.

On peut avancer l'hypothèse que cette virgation originelle du pli Est-Ouest mio-pliocène de phase III du Vélodrome est en liaison avec une structure décrochante dextre située à l'Est d'Esclangon et actuellement masquée par la nappe de Digne.

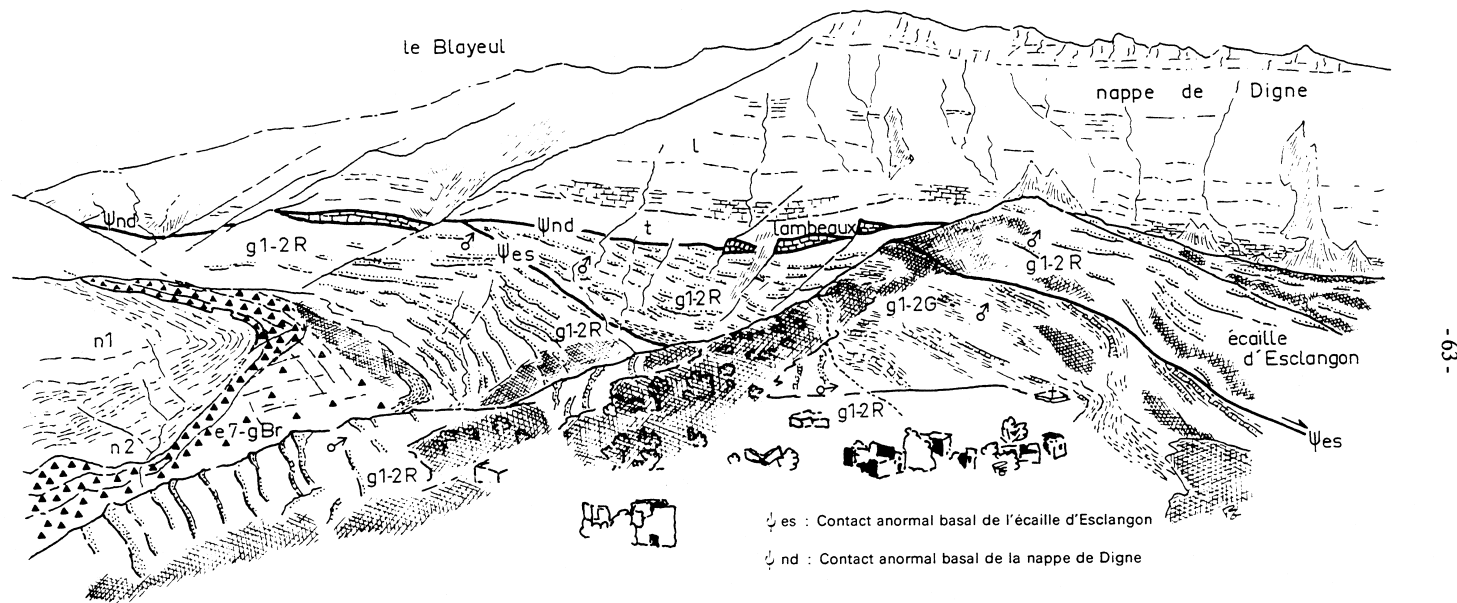
● **A l'Est du village d'Esclangon** se développe l'écaille de molasse rouge d'Esclangon. Cette écaille (fig. 17), qui comporte des olistolithes de Jurassique supérieur et des calcaires lacustres interstratifiés dans les argilites et les grès rouges, surmonte en contact anormal soit la molasse rouge et la molasse grise enveloppant en série normale la terminaison périanticlinale de la Maurière, soit la molasse grise et la molasse marine renversées de la terminaison est du Vélodrome. L'écaille supporte directement la nappe de Digne. Le contact anormal basal, difficile à reconnaître quand il met en contact molasse rouge sur molasse rouge, est bien exprimé entre molasse rouge écaillée et molasse grise autochtone près du cimetière d'Esclangon. Des stries et des déformations mineures indiquent un déplacement de N 40 à N 220. Au sein de l'écaille elle-même, la molasse rouge est affectée de replis d'axe NW-SE à N-S. Vers le Sud, la molasse rouge de l'écaille apparaît de plus en plus dilacérée et passe en continuité à une masse chaotique qui s'intercale dans le complexe d'olistolithes du bassin résiduel. Ce passage latéral, bien visible en rive droite du Bès, souligne le caractère tectono-sédimentaire de la mise en place de l'écaille d'Esclangon.

● **Vers l'Ouest de la crête de la Coustagne à Lambert**, la bordure du bassin mio-pliocène montre essentiellement la molasse marine complètement renversée sous la molasse rouge et le Jurassique plissé.

Près de Lambert, les plis anté-molasse rouge de phase I sont particulièrement bien exposés en série complètement renversée dans le versant des Chanes Basses (fig. 18). Au-dessous, le renversement complet de la molasse marine miocène vers le Sud, qui va jusqu'à des pendages plongeant de 30° vers le Sud, est dû à la déformation de la bordure en deux temps, la première au cours du Mio-Pliocène (phase III), la seconde après la mise en place de la nappe de Digne (retombée sud de l'antiforme de Barles post-nappe de Digne). Cette déformation post-nappe s'accompagne d'une multitude de petites failles normales à regard principalement Sud qui accentue le renversement complet de la molasse marine (déformation posthume liée à la charge de la nappe probablement).

● **Dans la région de Lambert**, la molasse marine se ferme en une antiforme complètement renversée dont le style rappelle celui d'Esclangon. Au-delà, vers l'Ouest, se développe une zone de déformations complexes affectant les Terres noires oxfordiennes et de la molasse rouge oligocène discordante. On reconnaît des plis Est-Ouest de phase I et des plis N 140 à schistosité de fracture, tronqués par des cisaillements plats chevauchant vers le Sud.

Plus à l'Ouest, sous le col d'Ainac, la zone d'Auribeau-Mélan-Thoard vient elle aussi se fermer en une antiforme renversée, similaire à celle de



Le panorama montre la superposition, au-dessus de la molasse rouge autochtone, de l'écaille d'Esclanton, des olistolites dans la molasse rouge écaillée, de la nappe de Digne. Les flèches indiquent la polarité des couches.

Fig. 17 - Panorama d'Esclanton (vue du point coté 1151 vers l'Est)

Lambert, mais décalée de cette dernière d'un km vers le Sud. Ainsi ces deux antiformes se tournent-elles le dos, plongeant l'une et l'autre vers la zone de hiatus de molasse marine, d'une trentaine de degrés.

On est conduit à établir une relation génétique, sans doute polyphasée, entre ces structures et le décrochement des Monges qui sépare en deux l'unité de Mélan—Clamensane et dont la prolongation passe par la région de Lambert. Cette structure a fonctionné une première fois en dextre à l'Oligocène (fig. 22) et pourrait alors être responsable des plis schistosés à N 140 dans l'Oxfordien et la molasse marine, et une seconde fois en senestre créant alors les deux antiformes renversées de molasse marine. Le décalage entre ces deux structures peut être lié au décrochement et synchrone du déplacement relatif vers le Sud de l'unité d'Esparron—les Monges par rapport à l'unité d'Esclangon—Grande-Cloche.

Ce décalage pourrait également être pour partie originel et alors initié par un paléorelief né de la phase oligocène, qui créerait une virgation de la molasse marine au moment de son dépôt (hypothèse à rapprocher de celle émise à propos des formations indifférenciées des Tourniaires).

La zone d'Auribeau—Mélan—Thoard

Tout comme pour le pli du Vélodrome, la bordure septentrionale de la zone d'Auribeau—Mélan—Thoard, de l'antiforme d'Ainac jusqu'à l'Ouest de Mélan, est caractérisée par l'existence d'un flanc inverse pratiquement continu montrant la série marine miocène renversée sous son substratum de molasse rouge ou directement de Jurassique (Roche-des-Brigands, Roche-du-Villard).

La retombée sud de ce flanc inverse est constituée par une série de plis (plis de phase III), affectant l'ensemble du Mio-Pliocène, dont une caractéristique majeure est leur nature synsédimentaire attestée par les variations d'épaisseurs et de faciès des différents membres de la série mio-pliocène, par les biseaux sédimentaires et les discordances internes (fig. 14). Ces plis ont un axe Ouest-Est de Mélan à Reynier et s'incurvent de Reynier aux Férauds, au Nord de Thoard, où une direction axiale N 160 s'exprime dans une série de replis serrés affectant la partie haute des conglomérats de Valensole. Cette torsion de l'axe des plis, scellée par les conglomérats eux-mêmes, est pour l'essentiel congénère du plissement. Elle peut jalonner un hypothétique prolongement dans le bassin de l'accident décrochant des Monges. La mise en place de la nappe de Digne ne semble s'être accompagnée, à ce niveau, que de structures mineures, cisaillements plats et décrochements (région des Tourniaires).

La bordure nord renversée constitue la retombée de l'ensemble de plis pincés et d'écaillés formant le front sud de l'unité de Mélan—Clamensane. L'anticlinal de la Roche-du-Villard montre un cœur de Jurassique supérieur enveloppé par la molasse rouge. A son flanc nord, la molasse rouge se prolonge vers l'Est, en direction des Prés et de la Harpie, en une bande étroite pincée entre des contacts cisailants, en position tantôt normale, tantôt inverse, plus ou moins désolidarisée de son substratum de Terres noires.

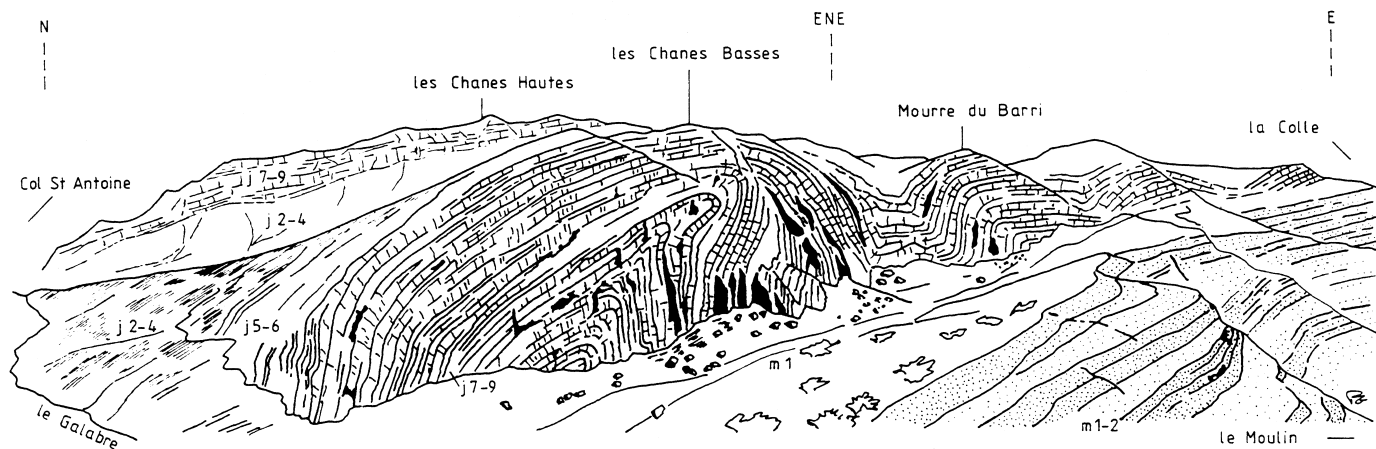


Fig. 18 - Panorama des Chanes Basses, au nord de Lambert, montrant les plis (phase 1) anté-molasse rouge et la molasse miocène complètement renversée.

Noter le style coffré des structures 1 et leur position apparente en synforme et antiforme, due au renversement général de la formation.

Une petite structure synclinale pincée de molasse marine basale, chevauchant la molasse marine sommitale et les conglomérats de Valensole renversés du col de Mounis, constitue le prolongement vers l'Ouest de l'écaille des Prés. On trouve au-dessus le chevauchement proprement dit de la montagne de Mélan, ennoyé vers l'Est dans l'ensemble de plis et de cisaillements plats affectant les Terres noires et la molasse rouge de la région d'Ainac. Il faut rappeler la composition des brèches de molasse rouge des Prés, dont les abondants blocs de Lias indiquent que le chevauchement de l'unité de Mélan—Clamensane se superpose, dans ce secteur, à une ancienne structure anticlinale érodée jusqu'au Lias dès l'Éocène (pli de phase I).

Vers l'Ouest, cette zone intensément plissée passe à un ensemble monoclinal qui s'étend de Mélan à Courbons ; les bancs de poudingues de Valensole, en surface structurale, sont pentés de 8 à 20° vers l'Est puis vers le Nord-Est. Cette déformation, un peu en cuvette, est en grande partie liée au pli post-nappe de Digne à grand rayon de courbure. Au voisinage de la bordure nord et de la nappe de Digne, les conglomérats enregistrent, sous la forme d'impression stylolithiques des galets, les directions de raccourcissement Nord-Sud près de Mélan à NE-SW de Thoard à Courbons, ces directions étant conformes aux orientations des plis qui limitent le monoclinal dans ces domaines respectifs.

Plus à l'Ouest encore, (feuille Sisteron) dans la vallée du Vançon, la série oligo-mio-pliocène est affectée par des plis en échelons *dont on attribue la formation au fonctionnement de l'accident durancien*. Dans la haute vallée du Vançon, cet ensemble tertiaire tourne progressivement et se renverse sous le Lias chevauchant de Cluchette—Roche-Rousse, en continuité donc avec la bordure nord renversée de la zone d'Auribeau—Mélan—Thoard.

Le « bassin résiduel » : la zone des lambeaux au front de la nappe de Digne

Le terme « bassin résiduel », proposé par P. Gigot *et al.* (1974), désigne l'ensemble des lambeaux qui affleurent au front de la nappe de Digne et qui soulignent le caractère fondamentalement épiglyptique de sa mise en place dans ce domaine. Il est frappant de constater en effet que l'accumulation de lambeaux correspond essentiellement à la zone de recouvrement du bassin mio-pliocène par la nappe, ce qui conduit à la considérer comme un dernier stade tectono-sédimentaire de remplissage du bassin. C'est dans le secteur de Tanaron que le bassin résiduel présente, de la façon la plus flagrante, les caractères d'un remplissage de nature olistolithique de morphologies d'érosion par des glissements à l'air libre de masses rocheuses au front d'unités tectoniques en mouvement (voir description des terrains). Ces caractères sont moins nets ailleurs, les contacts entre lambeaux ou avec le substratum étant généralement tectonisés.

Au Nord d'Esclançon, vers le Château, les lambeaux sont constitués de calcaires du Jurassique supérieur et de molasse rouge replissés ensemble en structures pincées, de calcaires fétides, appartenant à la molasse rouge, intensément replissés, l'ensemble supportant une large bande de Terres noires en position généralement renversée.

Les petits lambeaux isolés qui jalonnent le contact basal de la nappe de Digne à l'Est d'Esclangon (fig. 17) sont constitués de calcaires du Jurassique supérieur auxquels adhèrent par places des brèches de la molasse rouge : tout cet ensemble constitue l'écaille de molasse rouge d'Esclangon.

Dans la région de Tanaron les lambeaux s'accumulent sur une grande épaisseur, de l'ordre de 500 m et montrent des terrains divers, de la molasse rouge qui passe latéralement à l'écaille d'Esclangon, aux Terres noires qui couronnent le dispositif, en passant par le Jurassique supérieur et le Néocomien généralement associés à de la molasse rouge mégabréchique. Les lambeaux montrent souvent d'anciennes structures plicatives tronquées impliquant le Secondaire et la molasse rouge. Ils s'accumulent en dessinant un ensemble très grossièrement stratifié au-dessus d'une surface d'érosion qui entaille profondément les conglomérats de Valensole préalablement déformés (phase III).

La terminaison ouest du Vélodrome est surmontée par les gros lambeaux spectaculaires de la Coustagne. On reconnaît une tête de pli anticlinale couchée à cœur de Terres noires (représentées dans le versant ouest) et à enveloppes de calcaires du Jurassique supérieur, de Néocomien, de molasse rouge. Au-dessous, en continuité stratigraphique, la molasse marine dessine la structure synclinale couchée de la Fubi. L'ensemble des deux plis présente une belle troncature basale et repose sur la surface d'érosion qui recoupe les différents termes de la série mio-pliocène du Vélodrome.

Au niveau d'Ainac on observe un grand développement de lambeaux de Terres noires fréquemment injectées de filons de gypses triasiques. Des lambeaux de Néocomien et des lambeaux de conglomérats polygéniques miocènes s'intercalent au sein des Terres noires. Les impressions stylolithiques des galets montrent une contrainte orientée. N 20 qui appuie l'hypothèse d'un déplacement N 20 vers N 200 de la nappe de Digne.

D'Ainac à Thoard on observe des lambeaux d'origine diverse, du Jurassique supérieur (rocher de Sibile), du Néocomien, du Nummulitique réduit, de la molasse rouge. Le grand lambeau d'Oligo-Miocène continental indifférencié des Tourniaires est surmonté par les conglomérats polygéniques. Les lambeaux et les conglomérats de Valensole qu'il surmontent sont affectés ensemble par des décrochements dextres orientés 050 qui indiquent la tendance du lobe de La Robine à poinçonner vers l'Ouest au cours de la mise en place de la nappe de Digne.

Il faut mentionner spécialement la présence, à l'Est de Thoard, du gros lambeau de Crétacé supérieur de Pié-Gros. Des termes du Cénomanien au Coniacien sont plissés en un synclinal en genou flanqué à l'Est d'un anticlinal droit pincé. La molasse rouge renversée est en contact stratigraphique avec le Cénomanien du flanc est de l'anticlinal. Le lambeau de Pié-Gros est surmonté par de petites écaillés de dolomies triasiques et par une bande de Terres noires oxfordiennes.

Les lambeaux réapparaissent au Sud-Est du ravin de la Bègue, aux environs de Courbons, après le hiatus d'observation dû aux recouvrements de

formations superficielles du ravin de Saint-Pierre. En contact plus ou moins fortement tectonisé sur les conglomérats de Valensole, on distingue, dessinant une succession grossière, de bas en haut, des lambeaux de molasse marine miocène (Suillet), de molasse rouge (Courbons), de Jurassique supérieur et de Néocomien, de Terres noires couronnant l'ensemble. Ces dernières supportent en contact anormal le Lias replissé et complètement tronqué de la nappe de Digne. Il faut faire une mention spéciale aux lambeaux de Jurassique supérieur de Courbons, bien exprimés dans le paysage et qui ont une origine complexe : certains représentent le substratum initial de la molasse rouge, d'autres (Gigot et Haccard, 1972) sont à l'origine des olistolithes anciens sédimentés au cours du dépôt de la molasse rouge.

Globalement, considérant l'ensemble des lambeaux représentés au front de la nappe de Digne, on peut observer que les lambeaux constitués des termes les plus récents (Tertiaire) sont situés à la base et, inversement, les plus anciens (Terres Noires) sont situés au sommet de l'empilement. La relation génétique avec des structures strictement tectoniques (écaille d'Esclangon), la mise en place sur une surface d'érosion localement préservée malgré la tectonisation ultérieure des contacts, la postériorité de cette surface par rapport aux déformations synsédimentaires affectant le substratum mio-pliocène (phase III), la nature du matériel des lambeaux, conduisent à attribuer leur origine à des glissements, probablement pour une grande partie gravitaires, au front d'unités tectoniques déjà plissées en mouvement tangentiel au front de la nappe de Digne. Il est frappant de constater, par l'absence de lambeaux de Lias, que la nappe de Digne elle-même n'a pas alimenté directement l'accumulation de lambeaux du bassin résiduel.

UNITÉS INFÉRIEURES : UNITÉ DE MÉLAN-CLAMENSANE (ESPARRON-LES MONGES ; ESCLANGON-GRANDE-CLOCHE)

Cet ensemble occupe la fraction nord-occidentale de la feuille La Javie ; il se prolonge au Nord sur la feuille Seyne, à l'Est et au Nord sur Sisteron et Laragne-Montéglin.

Il s'agit d'une diverticulation de l'autochtone de Sisteron-La Motte-du-Caire dans laquelle on distingue deux sous-ensembles structuraux qui reflètent une discontinuité des structures de part et d'autre d'une zone Nord-Sud qui va des Monges à Ainac : à l'Ouest le panneau d'*Esparron-les Monges*, à l'Est le panneau d'*Esclangon-Grande-Cloche*. On ne connaît pas de distinctions stratigraphiques importantes entre ces unités et l'autochtone et tout laisse à penser qu'elles se raccordent plus au moins avec ce dernier dans la bordure nord renversée du bassin tertiaire de Digne-Valensole.

Les structures de ces unités sont complexes et polyphasées mais les dépôts tertiaires, oligocènes d'une part et mio-pliocènes d'autre part, permettent de séparer les déformations les unes des autres et de reconstituer, étape par étape, l'évolution de ces tectogénèses.

Nous examinerons en premier les *déformations internes* en distinguant trois épisodes principaux de déformation, des plis anté-oligocènes, des plis

et des décrochements d'âge miocène inférieur, des déformations mio-pliocènes et, en second, *le contact anormal de base de l'unité*.

Structuration interne des unités inférieures

Les plis anté-oligocènes

La structuration de l'unité de Mélan—Clamensane est largement influencée par des plis Est-Ouest d'âge anté-oligocène. Ce dispositif structural est attesté par la discordance de la molasse rouge sur ce système de plis érodés.

Une reconstitution palinspatique schématique fondée sur l'élimination des déformations mio-pliocènes (Goguel, 1939) permet de rétablir, avant le dépôt de la molasse rouge oligocène, une succession d'anticlinaux et de synclinaux de dimension plurikilométrique, de type jurassien, très largement érodés. Du Nord au Sud on reconnaît (fig. 19 a) :

- **Le synclinal d'Esparron.** Il s'agit d'une vaste structure faiblement représentée sur la feuille et qui est limitée au Nord par l'anticlinal à cœur de Terres noires de Bayon (feuille Seyne) et au Sud par l'anticlinal des Monges. Il présente une très belle terminaison périclinale à l'Ouest et devait constituer, lors du dépôt de la molasse rouge, un synclinal perché en forme de gouttière s'ouvrant vers l'Est. On ne connaît rien de son extension dans cette direction car il est recouvert par les chevauchements de l'unité de Chine et de la nappe de Digne.

- **L'anticlinal des Monges** à cœur liasique (Lias d'Authon), dont la terminaison périclinale orientale est enrobée par la molasse rouge discordante sur le Jurassique supérieur—Crétacé inférieur. Rien n'indique que l'érosion ait atteint le cœur liasique de la structure à l'Oligocène.

- **Le synclinal de Feissal**, qui succède au Sud, était érodé jusqu'au Crétacé moyen et devait, comme le synclinal d'Esparron, former une gouttière perchée ouverte vers l'Est. Il se divise vers l'Est en deux synclinaux, *de Pas-de-Terre-Rouge* et *du Défens*, qui encadrent l'anticlinal de la Grande-Cloche. Vers l'Ouest, le synclinal de Feissal devait initialement se raccorder à celui de Saint-Geniez—Pierre-Écrite.

- **L'anticlinal du Pérouré et des Chanes.** Au Sud du synclinal de Pas-de-Terre-Rouge se développe l'anticlinal du Pérouré dont la terminaison périclinale (Est de la Maurière) est ennoyée sous la molasse rouge d'Esclangon. Cette structure apporte des précisions concernant le style des plis anté-oligocènes. En effet, l'analyse de la très belle discordance de la molasse rouge sur le flanc sud renversé de la structure, à la clue du Pérouré (fig. 20), montre, après rabattement et remise en position de dépôt de la molasse, que les couches du Portlandien et du Berriasien étaient déjà verticales, voire déversées vers le Sud, au moment du dépôt de la molasse rouge.

L'annulation de la déformation mio-pliocène fait en outre apparaître que la surface d'érosion Jurassique—Crétacé est irrégulière et présente un brus-

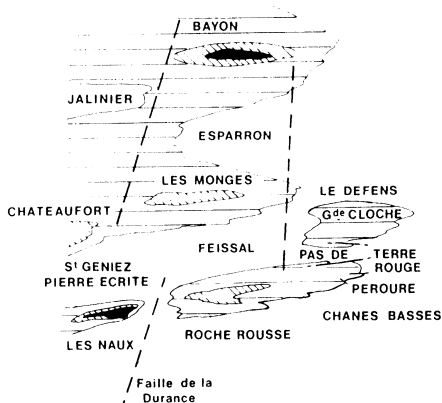


Fig. 19a - Schéma palinspastique au début du dépôt de la molasse rouge oligocène

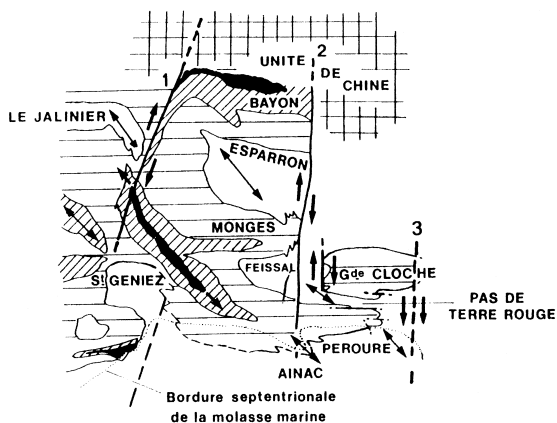


Fig. 19b - Schéma palinspastique montrant l'individualisation de l'unité de Mélan-Clamensane au Miocène inférieur par un système de décrochements dextres.

1 - Mélan-Clamensane; 2 - Monges; 3 - Esclangon.

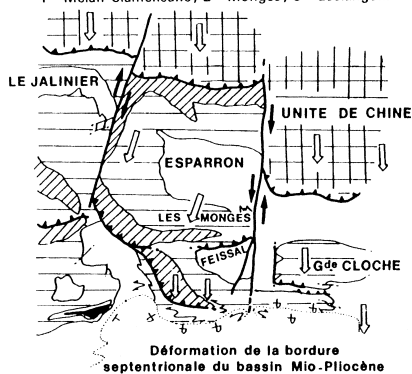


Fig. 19c - Schéma palinspastique montrant le déplacement des unités de Mélan-Clamensane et de Chine pendant le Miocène

que ressaut correspondant à une paléofalaise tithonique. Les bancs chenalisants bréchiques ou gréseux remplissent cette dépression et présentent un large dispositif en éventail s'ouvrant vers l'ESE (fig. 21 a). Après décompaction (fig. 21 b et 21 c) on montre que ce dispositif en éventail relève de la compaction progressive des sédiments et non de la déformation plicative (Maillard, 1989).

La série renversée des Chanes (fig. 18) montre bien le style jurassien, en anticlinaux et synclinaux coffrés. Deux failles anté-oligocènes peuvent enfin être reconnues, l'une sous la Maurière, observable du chemin d'Esclangon, est scellée par la molasse rouge, l'autre, sur le flanc nord de l'anticlinal, sert de drain actuel à la source de Font-Chaude.

Dans la reconstitution palinspatique que nous proposons, nous avons considéré que l'anticlinal du Pérouré et des Chanes se prolongeait à l'Ouest de la zone de Lambert ; ainsi le flanc sud se suit-il dans les affleurements discontinus et très érodés de Tithonique de la barre des Brigands à Auribeau. Dans ce domaine, l'érosion est descendue plus profondément puisque la molasse rouge est discordante sur l'Oxfordien ; à signaler enfin le petit repli de Tithonique du col de l'Hysope qui accentue le morcellement de la barre tithonique.

Dans le cadre de cette hypothèse, le Dogger et le Lias de Roche-Rousse devaient constituer le cœur de cette structure anticlinale Est-Ouest, en une position analogue à celle du Lias d'Authon dans l'anticlinal des Monges. La présence de nombreux blocs de Lias remaniés dans la molasse rouge des Près (Auribeau) montre que l'anticlinal était érodé jusqu'au Lias. On peut ainsi envisager que cette structure se trouvait dans la prolongation de l'anticlinal des Naux où l'érosion anté-oligocène a atteint le cœur d'un pli diapirique de Trias (Gigot et Haccard, 1970).

● **L'anticlinal de la Grande-Cloche** s'insère dans la prolongation du synclinal de Feissal qu'il divise en deux branches, l'une septentrionale le *synclinal du Défens*, l'autre méridionale le *synclinal de Pas-de-Terre-Rouge* (fig. 19 a). Ce sont les dernières structures connues au Nord avant le recouvrement par les unités de Chine et de Clapouse et la nappe de Digne, qui masquent la forme de ces structures et leur état d'érosion anté-oligocène. Très largement affectée par les déformations post-oligocènes, elles ont subi des déplacements successifs vers le SSW. On reconnaît cependant deux terminaisons péri-anticlinales, à la Grande-Cloche, où se développe un très beau repli hectométrique et au Barri, en rive gauche du Bès, où existe une faille anté-oligocène. Cette dernière terminaison du Barri comme celle de la Maurière ou celle des Monges préexistaient à l'Oligocène, ayant été fossilisées par ces dépôts.

Les déformations post-molasse rouge des unités inférieures

En dehors des déformations mio-pliocènes bien connues sur la bordure septentrionale du bassin de Digne-Valensole et décrites au chapitre précédent, on peut mettre en évidence des structures apparemment plus précoces qui se reconnaissent en fonction de leur orientation et de leur style.

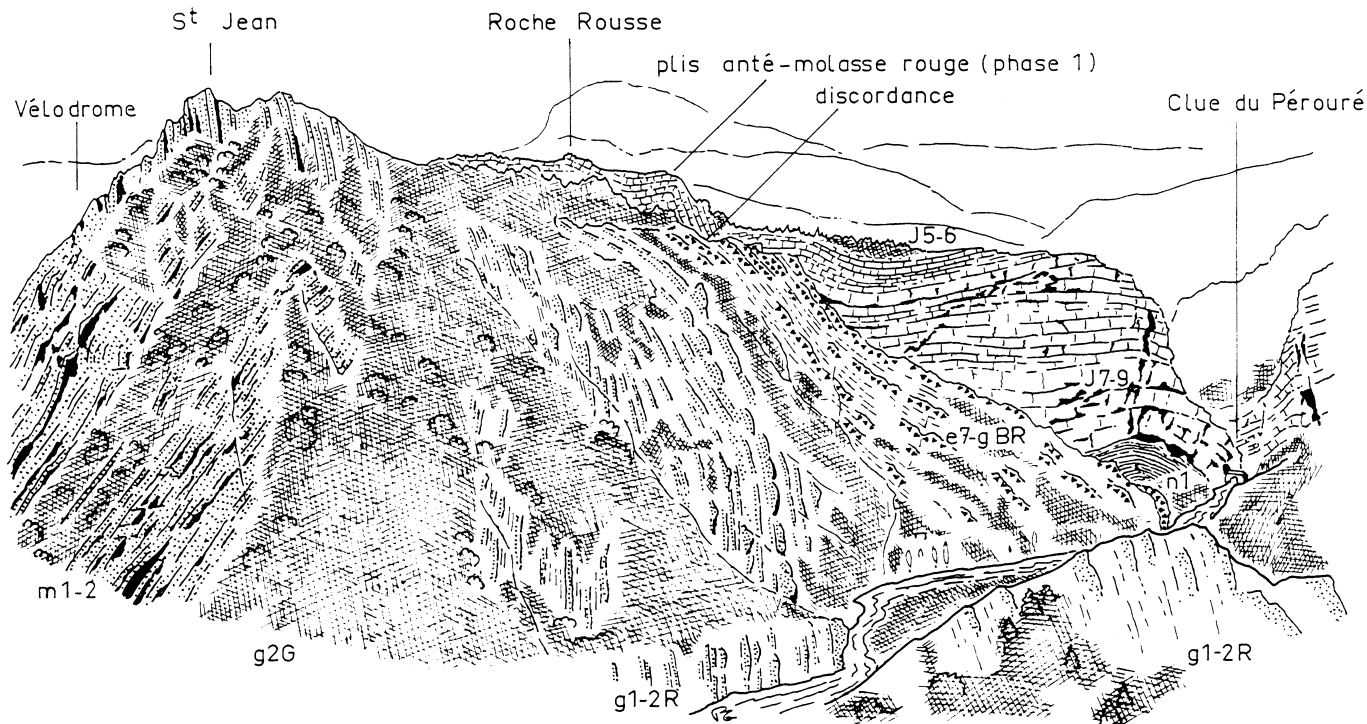
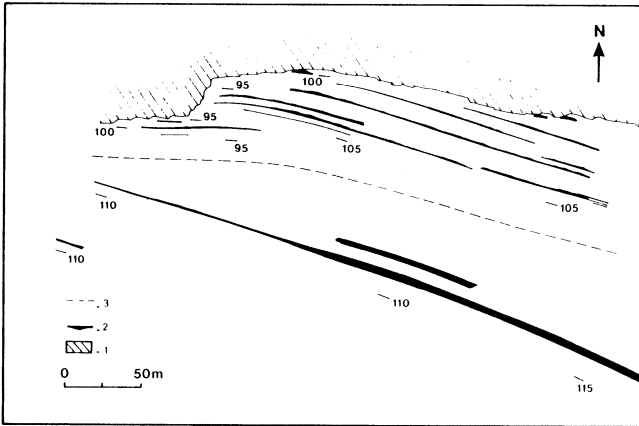
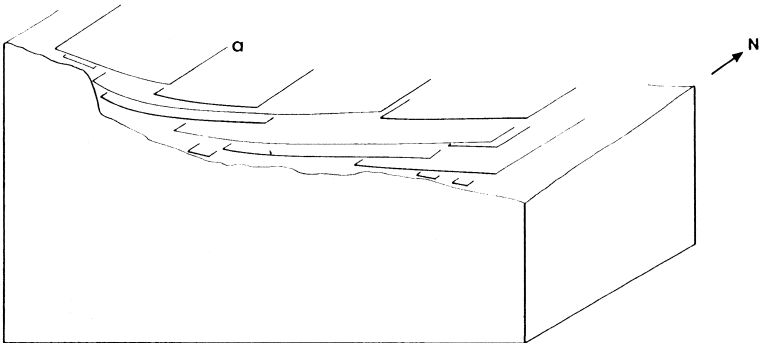


Fig. 20 - Vue vers l'Ouest de la discordance de la Clue du Pérouré en rive droite du Bès. Noter l'existence d'un paléorelief.

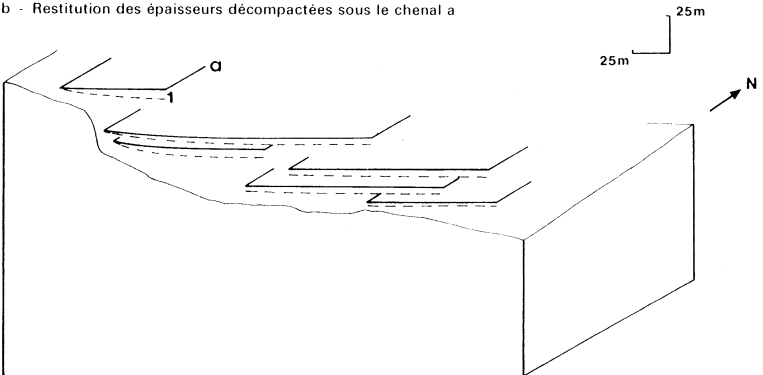


Evolution des azimuts des niveaux gréseux dans la molasse rouge

1 - Substratum jurassique et crétacé ; 2 - Cheneaux bréchiques ou gréseux ; 3 - Limite entre les ensembles bréchiques et gréseux



b - Restitution des épaisseurs décompactées sous le chenal a



a - Disposition des cheneaux avec des épaisseurs actuelles

Fig. 21 - Essai de décomposition de la molasse rouge du Pérouré mettant en évidence l'existence d'un paléorelief; a = chenal de référence

On peut individualiser ces structures dans :

● **Les replis de molasse rouge du revers est de l'anticlinal des Monges et du synclinal de Feissal.** Ces déformations sont localisées dans une bande Nord-Sud étroite qui s'étend depuis le col de Clapouse au Nord jusqu'au col de l'Aiguille dans la falaise de Gérueu au Sud. La molasse rouge et son substratum sont impliqués dans des plis serrés, souvent coniques, de fort plongement axial, d'orientation N 140, déversés vers le Sud-Ouest et associés à une schistosité de fracture surtout développée dans la molasse rouge (fig. 22) :

- plis de la Toue à l'Est de l'anticlinal des Monges, tronqués par une surface de cisaillement à stries horizontales ;
- plis du Vançon, associés à une fracture, qui affectent le Crétacé moyen du cœur du synclinal de Feissal ;
- plis du Pas-de-l'Aiguille dans le flanc sud du synclinal, là encore associés à une fracture.

Plis, fractures schistosités et stries appartiennent à un système en décrochement dextre, d'orientation générale N 10 (fig. 22), le *décrochement des Monges*, qui tronçonne le synclinal d'Esparron, l'anticlinal des Monges et le synclinal de Feissal.

Au décrochement principal est associé une fracture secondaire Nord-Sud située en rive gauche du Galèbre, qui se perd au Sud dans les Terres noires oxfordiennes et se trouve relayée au Nord par un lambeau dilacéré d'un synclinal couché d'Hauterivien et d'Aptien—Albien, d'axe sub-parallèle à la direction du décrochement et qui témoigne du caractère compressif de cette fracture dextre.

A cet ensemble de déformations, nous pouvons rattacher les plis du ravin de l'Étoile et des Gardettes sous les écailles de Clapouse, (fig. 28), la direction N 140 du synclinal d'Esparron (feuille Seyne) qui se surimpose à la première structure Est-Ouest et le petit chevauchement à vergence Nord des Monges.

● **La Grande-Cloche et la terminaison occidentale du synclinal de Pas-de-Terre-Rouge.** La tête anticlinale de la Grande-Cloche est cisailée à l'Ouest et vient buter contre le Valanginien du synclinal anté-oligocène de Feissal—Pas-de-Terre-Rouge ; stries, microstructures et géométrie générale suggèrent un déplacement dextre de la Grande-Cloche, selon un décrochement sensiblement Nord-Sud.

La molasse rouge discordante sur le Valanginien dans le synclinal de Pas-de-Terre-Rouge est elle-même plissée en un synclinal emboîté oblique par rapport à la structure anté-oligocène. Les axes des microplis, la schistosité dans la molasse rouge, donnent à ces nouvelles structures des orientations N 130-140 avec un plongement axial net vers le Sud-Est.

En conclusion, âge de ces déformations

Nous avons vu que la seule possibilité de fournir un âge à ces déforma-

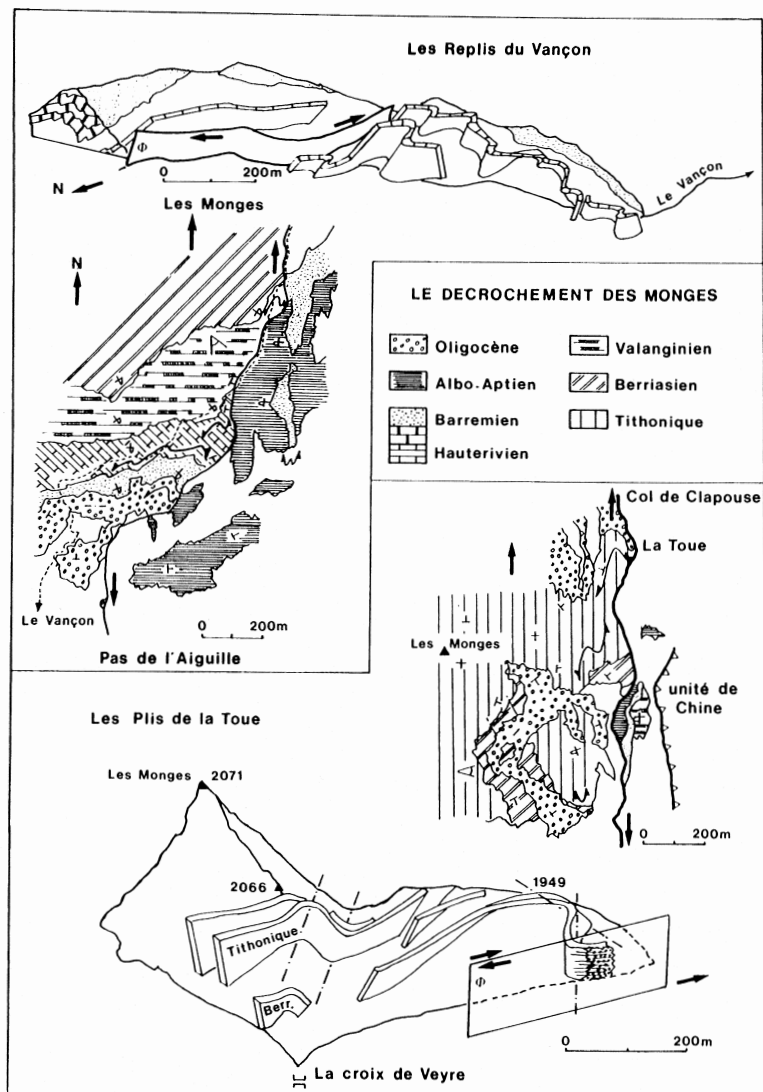


Fig. 22 - Le décrochement des Monges

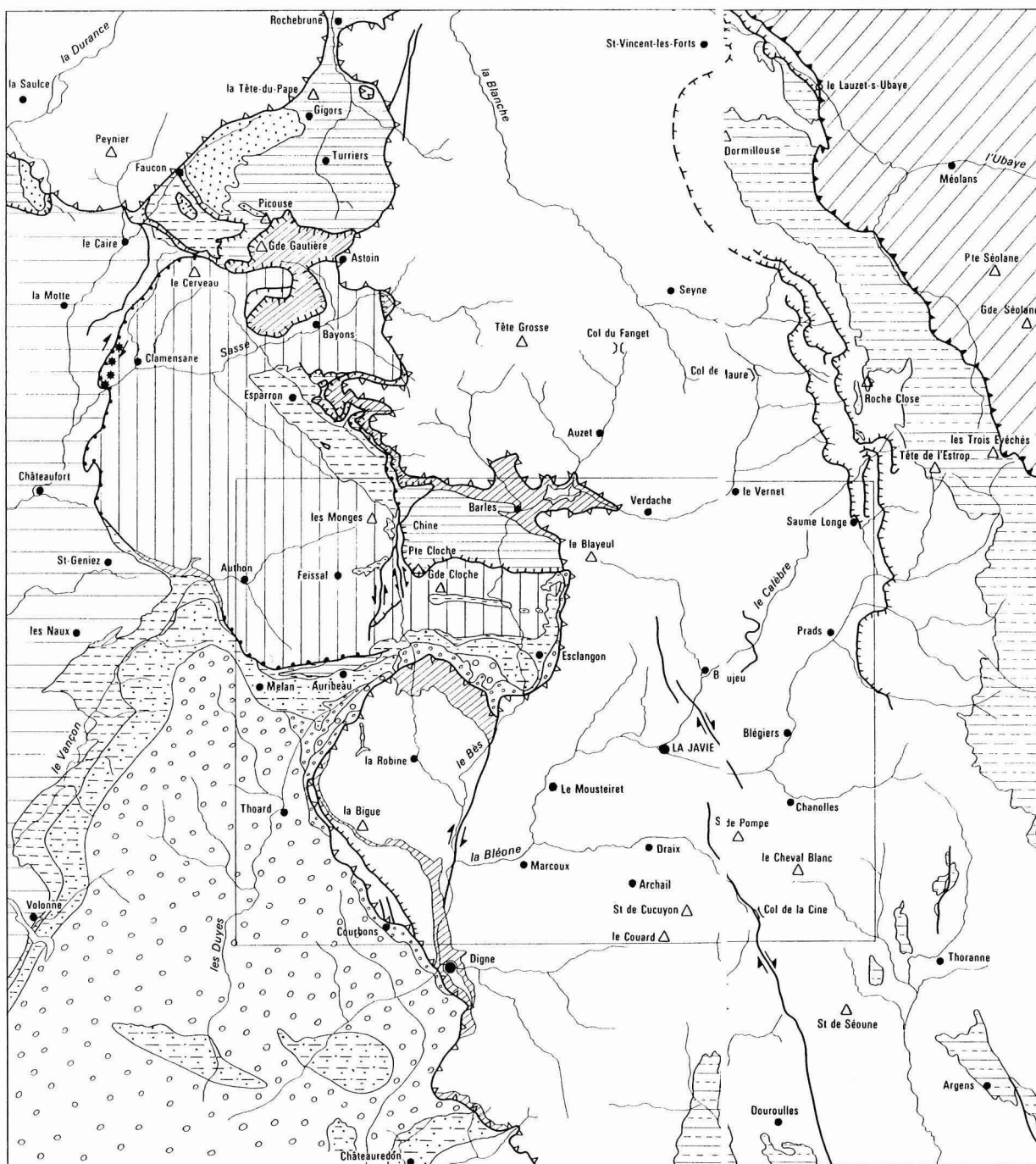


Fig. 1 - Schéma structural

LEGENDE

- Nappe de l'Ubaye-Embrunais
- Nappe de Digne - Jurassique et Crétacé
- Nummulitique marin (faciès "Flysch Annot")
- Trias moyen-supérieur
- Nappe de Turriers - Plateau de Chine - Jurassique et Crétacé
- Nummulitique marin, molasse rouge continentale oligocène
- Trias moyen-supérieur
- Trias inférieur - Carbonifère de Verdaches
- Lobe de Mélan - Clamensane - Jurassique et Crétacé
- Molasse rouge continentale oligocène
- Olistolites de Carbonifère dans le Dogger
- Autochtone, Jurassique et Crétacé
- Molasse rouge continentale oligocène
- Molasse marine miocène
- Conglomerats de Valensole continental Mio-Pliocène
- Conglomerats de Valensole, formation terminale continentale à olistolites (bassin résiduel)
- Trias moyen-supérieur
- Contacts anormaux intra-unités
- Décrochements

0 10 km

tions se situe dans la région d'Esclangon où la molasse marine pourrait être discordante sur de la molasse grise schistosée du Stampien supérieur.

Cette hypothèse est controversée. Ces déformations étant aussi considérées comme synchrones des déformations Est-Ouest mio-pliocènes et n'être alors que l'expression locale de contraintes générales. Dans ce cas, les plis de la molasse rouge d'Esclangon correspondraient à un bourrage par disharmonie, lors de la formation du Vélodrome, voire même lors de son bombement.

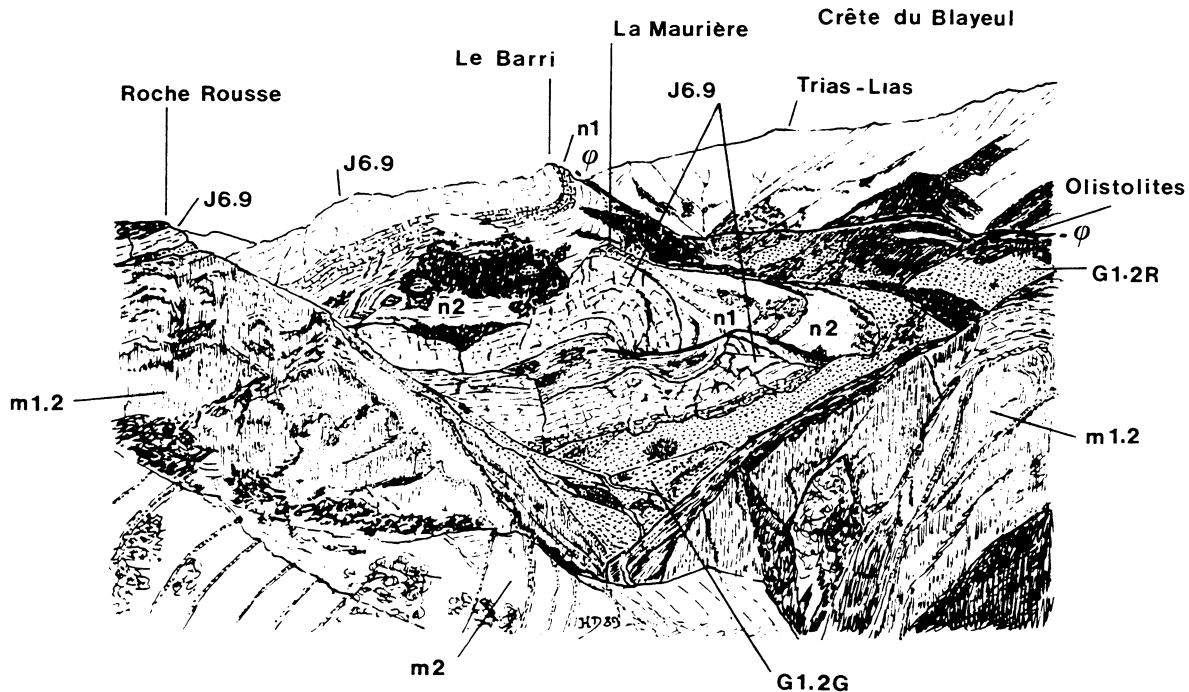
Dans le contexte actuel, la discussion reste ouverte sachant cependant que ces déformations paraissent bien antérieures aux déformations Est-Ouest mio-pliocènes (plis, cisaillements, chevauchements).

En tout état de cause, à ce point de la discussion, nous reportant à un schéma palinspatique au Miocène inférieur, nous envisagerons que la déformation des structures anté-oligocènes est engagée selon trois grands couloirs de décrochement dextres (fig. 19 b) qui conduisent à l'individualisation du panneau de Mélan—Clamensane et à son morcellement en unités dites d'Esparron—les Monges et Esclangon—Grande-Cloche selon des structures décrochantes dextres Nord-Sud à N 10. Dans ce contexte, il paraît vraisemblable que la bande liasique de Roche-Rousse—sommet de Cluchette correspondait à une structure N 140 qui a déformé les plis anté-oligocènes du Pérouré et des Monges. A ces déformations, on peut rattacher les plis de *Sigoyer* (feuille Sisteron) du *Jalinier* et du *synclinal d'Esparron* (feuille Laragne-Montéglin).

Les déformations mio-pliocènes

Ces déformations sont caractérisées par des structures Est-Ouest déversées vers le Sud associées à des virgations Nord-Sud et par des déplacements ou chevauchements vers le Sud d'unités déjà structurées. Ces déformations se surimposent aux deux déformations précédentes. Elles sont aisées à distinguer sur la bordure du bassin mio-pliocène car on peut les lire dans les déformations même des molasses mio-pliocènes ; elles sont plus difficiles à décrypter au Nord, en particulier pour les dissocier des déformations anté-oligocènes homo-axiales.

● **L'anticlinal du Pérouré.** Cet anticlinal Est-Ouest dont on a reconnu (fig. 23) que le flanc sud était vertical à déversé vers le Sud lors des déformations anté-oligocènes, va au cours du Mio-Pliocène se renverser presque totalement vers le Sud. Cette déformation bien visible au portail sud des clues du Pérouré, s'accompagne de glissements, bancs sur bancs, dans le Tithonique et d'une schistosité de fracture visible dans l'Oxfordien du flanc inverse. La faille anté-oligocène verticale est déformée et devient chevauchement. Molasse marine et molasse rouge accompagnent ce mouvement de façon très plastique. Notons que cette déformation n'est pas homogène tout au long de la structure. Elle est minimum à la terminaison de la Maurière, maximum dans les Chanes où la structure jurassique, complètement renversée (fig. 19), surmonte la série molassique miocène elle aussi renversée.



Sous le chevauchement de la nappe de Digne apparaissent le Barri, le synclinal de Pas de Terre Rouge et l'anticlinal du Pérouré-La Maurière enrobés par la Molasse Rouge d'Esclangon puis par la molasse marine. A noter la faille anté-molasse rouge qui fracture le flanc inverse de l'anticlinal du Pérouré sous la Maurière

Fig. 23 - Vue depuis le point coté 1103 au Nord de Tanaron

● **Le synclinal de Pas-de-Terre-Rouge.** Cette structure est affectée sur ses deux flancs par les déformations mio-pliocènes. Sur son flanc sud, la faille anté-oligocène de Font-Chaude rejoue en inversion ce qui se traduit par un laminage de la barre tithonique, caractérisé par de petites failles plates superposées qui cisailent la barre et la déplacent par éléments vers le Sud et par un chevauchement du Valanginien sur le Portlandien. Ce type de fracturation se retrouve dans les Chanes-Hautes sous le Pas-de-Terre-Rouge.

Sur son flanc nord, au niveau de Pas-de-Terre-Rouge, les structures synclinales Est-Ouest et N 140 emboîtées sont cisailées et chevauchées par la Grande-Cloche. Progressivement vers l'Est, comme pour l'anticlinal du Pérouré, l'intensité du renversement s'atténue, la structure est subverticale à la clue de Barles et disparaît totalement au niveau du Barri. Le mécanisme du chevauchement de la Grande-Cloche semble être du même type que celui décrit à Font-Chaude, par petits cisaillements plats superposés, manifestement post-schistosité N 140.

● **L'anticlinal des Monges et le synclinal de Feissal.** Tout le flanc sud de l'anticlinal des Monges est affecté par une succession de cisaillements plats superposés qui provoquent un écaillage et conduisent au renversement du synclinal puis au chevauchement du Crétacé sur la molasse rouge (fig. 24). Ces mouvements, non datés, traduisent une compression Nord-Sud qui déforme les structures antérieures y compris celles liées au décrochement.

● **Le rejeu du décrochement des Monges.** Le tracé contourné, légèrement sinueux du décrochement des Monges est associé à des petits coulisages senestres métriques, à des stries d'orientation N 200, à de petits plis en crochons et à des chevauchements à vergence Sud au Pas-d'Aiguille. Ces structures s'expliquent de façon satisfaisante par une compression Nord-Sud qui détermine un rejeu senestre généralisé de l'ensemble. C'est dans ce contexte, que doivent se mettre en place les écailles de Clapouse et certaines des déformations de l'unité de Chine dont la verticalisation du contact occidental dans le secteur de la Croix-de-Veyre.

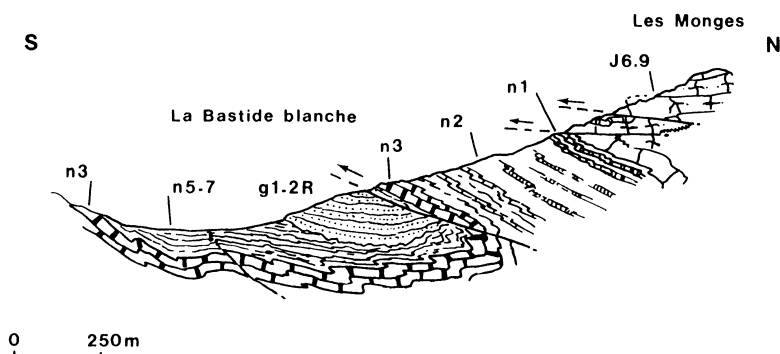


Fig. 24 - Coupe des déformations de phase III du synclinal de Feissal

En conclusion

Après que se soient réalisés des décrochements dextres N 10 associés à des plis N 140, s'instaure une compression Nord-Sud qui conduit à un raccourcissement généralisé de 30 à 36 % de l'ensemble du massif (Est de Seve-rac); renversement des structures, écaillage, chevauchement-décroche-ment senestre (décrochement des Monges) participent à ce raccourcisse-ment.

Aucun élément direct de datation de cette déformation n'existe à l'inté-rieur du massif et celle-ci n'est attribuée au Mio-Pliocène qu'en référence aux déformations concomitantes du bassin mio-pliocène.

Accidents bordiers de l'unité de Mélan—Clamensane

Le chevauchement frontal

Sur la feuille La Javie, le chevauchement s'individualise au sein des Ter-res noires oxfordiennes au Nord d'Auribeau, qui chevauchent la pincée syn-clinale à cœur de molasse rouge de la Roche-du-Villard—les Près—la Harpie. Progressivement, dans le ravin de Bramefan, se dégage vers l'Ouest une écaille de Dogger puis, séparée de cette dernière par un petit contact anor-mal, toute la série monoclinale qui forme les falaises de Roche-Rousse, de l'Aiguille et du sommet de Cluchette. Ces écailles s'amortissent à l'Est dans les replis des Terres noires d'Ainac. La flèche minimum du chevauchement peut être estimée à 6 ou 7 km en ne prenant en considération que le recou-vrement du Tertiaire par le Lias, de Châteaufort à Mélan (fig. 1).

Dans ce domaine on n'enregistre donc que des mouvements et des défor-mations essentiellement dirigés du Nord vers le Sud et qui se traduisent par des plis Est-Ouest, des cisaillements et des écaillages internes. Ces défor-mations sont directement corrélables et synchrones de celles apparaissant à la bordure du bassin mio-pliocène. Le chevauchement apparaît directement moteur des déformations du bassin.

Les limites est de l'unité

L'une des limites connues est marquée par le décrochement des Monges au long duquel les deux sous-unités d'Esparron—les Monges et Esclangon—Grande-Cloche se déplacent de façon senestre l'une par rapport à l'autre. L'expression structurale de ce déplacement étant différente.

Rappelons que ce décrochement senestre a été évoqué dans la description des déformations de la molasse marine au niveau de Lambert où l'on observe une discontinuité entre les zones molassiques d'Esclangon et d'Au-ribeau—Mélan—Thoard. Ce hiatus étant de plus marqué par des structures plicatives coniques. L'influence de ce décrochement est encore évoqué pour expliquer la torsion des plis miocènes de la molasse d'Auribeau. La seconde limite n'est pas connue. Si elle existe, elle se localise, plus à l'Est sous la nappe de Digne, au-delà des anticlinaux du Pérouré et du Barri. Là encore on a tendance, pour expliquer les structures connues, à envisager une déformation en décrochement (ici dextre).

La limite ouest de l'unité

L'importance et la signification du chevauchement de l'unité de Mélan—Clamensane sur le bassin tertiaire ne peuvent s'apprécier qu'en prenant en considération l'ensemble du contact. A partir du Vançon le contact anormal, penté vers l'Est, assez sinueux en raison des variations de pendage, se poursuit en continuité sur les feuilles Sisteron et Laragne-Montéglin jusque dans la région du Caire où il disparaît sous le chevauchement de l'unité de Turriers (fig. 1).

Le caractère chevauchant se perd progressivement à hauteur de Château-fort pour devenir très redressé et prendre l'allure d'un décrochement dont le coulissage serait dextre. En bordure de ce décrochement se forme en particulier le synclinal complexe du Jalinier, synclinal Est-Ouest clairement repris par une structure N 140.

Pour remettre l'unité de Mélan—Clamensane dans sa position théorique, avant le chevauchement mio-pliocène, on est conduit à la déplacer vers le Nord selon un angle N30° et d'une valeur telle que le synclinal N 140 du Jalinier reste dégagé. Une telle reconstitution permet de remettre à leur place à la fois les plis anté-molasse rouge et les structures induites par les décrochements dextres de la phase oligocène (fig. 19 b et c).

Un dernier point mérite d'être souligné : on trouve en écailles associées au Trias dans le contact anormal de la région du Vançon, des fragments de Carbonifère parfaitement déterminables, qui signifient que le tégument a été intéressé par la déformation. Par ailleurs, comme on connaît des débris de Houiller dans le Jurassique de Clamensane, on peut faire l'hypothèse que des fractures affectant le socle et le tégument on dû jouer pendant la sédimentation du Mésozoïque (blocs basculés) et se sont remises en mouvement lors des déformations ultérieures.

En conclusion

L'unité de Mélan—Clamensane se serait individualisée à l'Oligocène lors de déformations comportant les décrochements dextres de Mélan—Clamensane, des Monges, de la Grande-Cloche et d'Esclangon associés à des plis N 140 (plis du Jalinier, de Cluchette—Roche-Rousse, d'Esparron, du Vançon, des Monges, et de Pas-de-Terre-Rouge...).

Au Mio-Pliocène l'ensemble ainsi constitué se déplacerait vers le Sud-Ouest avec des vitesses et des déformations différentes selon les panneaux, plus ample et moins replissé pour celui d'Esparron—les Monges, plus réduit mais plus intensément déformé pour celui d'Esclangon—Grande-Cloche.

Le front de l'unité acquiert un déplacement Nord-Sud qui induit toutes les déformations Est-Ouest de la bordure septentrionale du bassin mio-pliocène de Digne—Valensole.

UNITÉS INTERMÉDIAIRES

Unité du plateau de Chine

Cette unité affleure dans la demi-fenêtre de Barles. Elle est limitée à l'Ouest par l'accident du col de la Croix-de-Veyre, des Monges et de Chine qui la sépare des structures des Monges et de Feissal. Cet accident se prolonge vers le Sud sous la forme d'un chevauchement plat qui se suit de la Petite-Cloche au revers nord du Barri. Au Nord et à l'Est la nappe de Digne recouvre l'unité de Chine.

On peut distinguer deux ensembles :

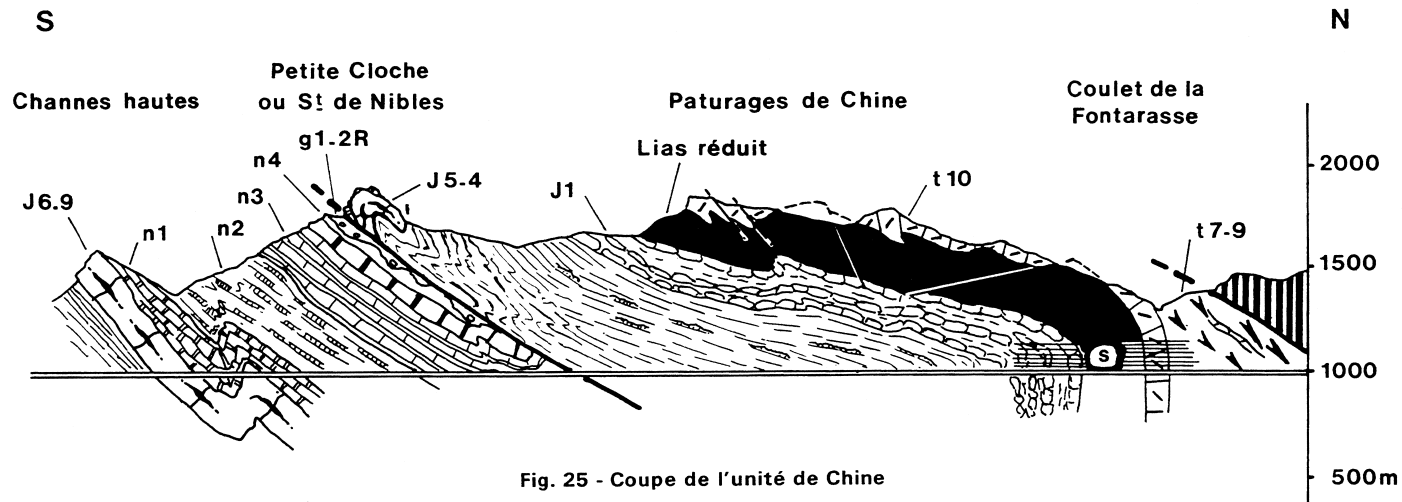
- une série mésozoïque renversée, *l'unité de Chine* proprement dite (Trias supérieur—Crétacé inférieur) ;
- une série basale, *le dôme de Verdaches* (Carbonifère, Trias inférieur et moyen).

Série mésozoïque (unité de Chine)

La série mésozoïque renversée est impliquée dans un mégapli dont le flanc nord subvertical, orienté N 120, forme les barres liasiques (Rhétien—Lias) de Barles et de Proussié. Vers le Sud cette barre se couche progressivement à l'horizontale et constitue le Lias renversé des barres de Chine, qui forment relief au-dessus du Dogger et des Terres noires oxfordiennes. Plus au Sud, la série se complète par la synforme de Tithonique—Berriasien—Valanginien renversée et cisaillée de la Petite-Cloche (fig. 25), qui chevauche des poches de molasse rouge oligocène discordante sur l'Albo-Aptien du synclinal de Feissal. Le contact se suit vers l'Est et dans le ravin de Gros-Vallon, l'Oxfordien renversé repose alors sur la molasse rouge discordante sur le Crétacé du synclinal du Défens, cachetant le décrochement de la Grande-Cloche. Le contact assez redressé plonge ensuite vers la vallée du Bès et remonte en rive droite vers le Barri. Dans la vallée, la polarité des grès fins permet de montrer que l'Oxfordien renversé de l'unité de Chine repose sur l'Oxfordien érodé, en position normale, de l'anticlinal Grande-Cloche—Barri. Le contact Terres noires sur Terres noires s'exprime mal dans le paysage et ne peut être mis en évidence que par la polarité de petits niveaux gréseux dans l'Oxfordien.

Ainsi l'unité de Chine apparaît-elle comme un élément allochtone chevauchant sur des structures post-oligocènes érodées du lobe de Mélan—Clamensane.

Le plan de chevauchement à la base de la Petite-Cloche se prolonge vers le Nord en se redressant fortement et constitue l'accident de la Croix-de-Veyre. Cet accident, tantôt incliné à l'Est tantôt à l'Ouest, fait que les éléments jurassiques et crétacés du couloir de décrochement des Monges paraissent alternativement chevauchants ou chevauchés par la série renversée. Cette situation montre que l'unité de Chine est impliquée dans les déformations de ce secteur. Elle est cisaillée et déformée par cet accident (plis amples bien individualisés près du décrochement, s'amortissant à l'Est) dont on a vu que, déformant les plis N 140, il devrait aussi avoir fonc-



tionné au Mio-Pliocène. Cet accident de la Croix-de-Veyre pourrait être assimilé à une rampe latérale.

L'unité de Chine est impliquée dans des déformations tangentielles postérieures à sa mise en place et antérieures au chevauchement de la nappe de Digne.

Par son Lias réduit et sa position structurale, l'unité de Chine se rattache à l'unité de Turriers (Gigot et al., 1974).

Série basale (dôme de Verdaches)

Carbonifère, Trias inférieur gréseux, Trias moyen dolomitique, affleurent à la faveur du dôme anticlinal de Verdaches entaillé par le Bès. Cette série était autrefois considérée comme la base stratigraphique de la nappe de Digne que J. Goguel (feuilles Digne à 1/80 000, 2^e et 3^e éd.) enracinait dans ce secteur. En réalité, la nappe de Digne est cisailée et aucune corrélation n'est possible avec son substratum tectonique plissé en plis couchés. Les plis du Muchelkalk et du Keuper du Val-Haut (fig. 26) sont très démonstratifs de cette indépendance structurale d'autant que l'on observe, en plus, des plis d'axe N 90 à schistosité verticale au sein de la nappe. *Il y a donc substitution de couverture.*

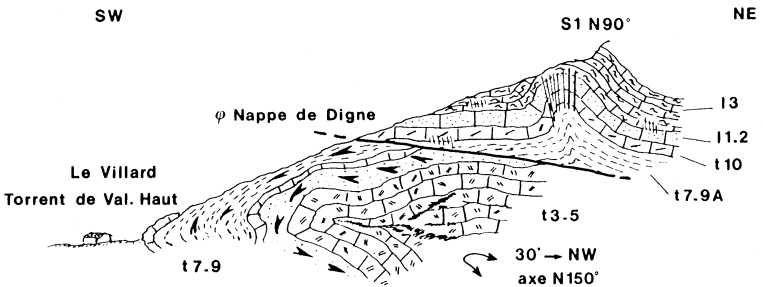


Fig. 26 - Coupe des plis couchés dans le Trias du torrent de Val Haut

Hypothèses tectoniques

- Cette indépendance structurale de la nappe de Digne par rapport au Trias—Carbonifère de Verdaches est maintenant admise par tous les auteurs et deux hypothèses peuvent être avancées concernant l'origine du tégument du **dôme de Verdaches** (fig. 27) :

- *autochtonie du tégument (coupes 1 et 2)* : le Carbonifère et le Trias inférieur représentent le soubassement de l'unité d'Esclançon—Grande-Cloche ;

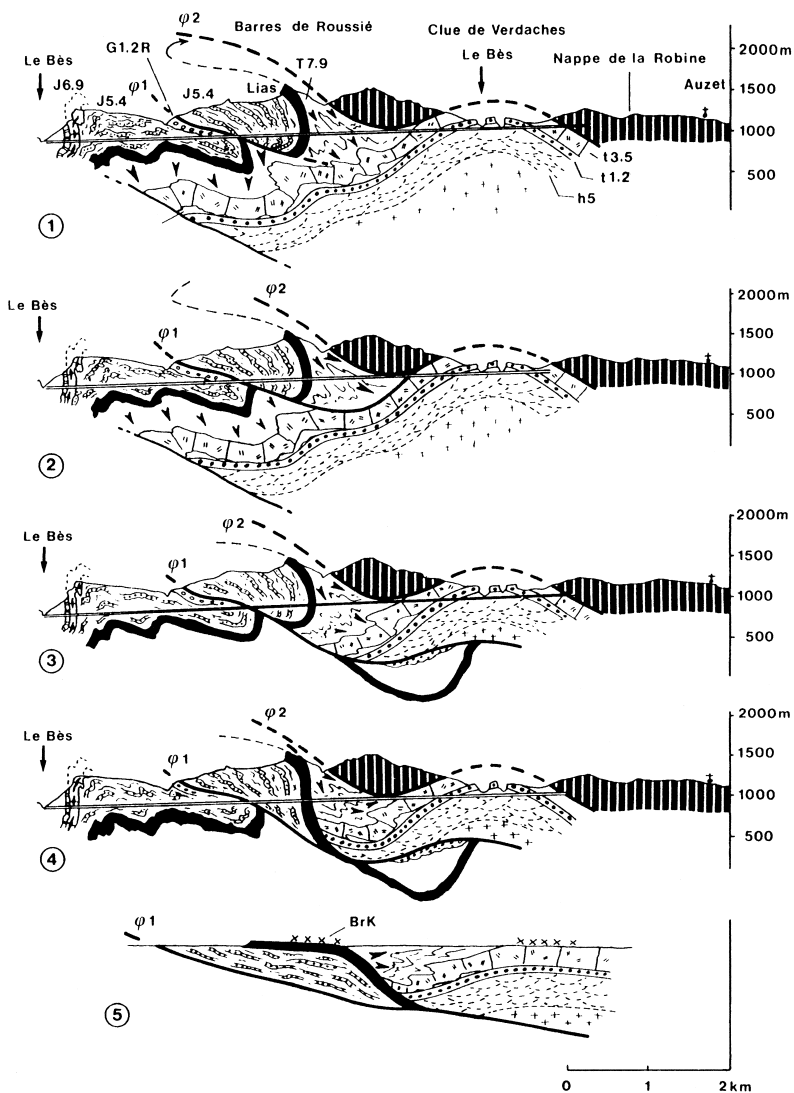


Fig. 27 - Coupes interprétatives de l'unité de Chine et du Carbonifère de Verdaches

— *allochtonie du tégument (coupes 3 et 4)* : le Carbonifère et le Trias inférieur appartiennent à l'unité de Chine et sont chevauchants sur l'unité d'Esclançon—Grande-Cloche, plissée et érodée. Dans cette hypothèse l'unité de Chine recouvrirait le prolongement du synclinal d'Esparron et le chevauchement minimal serait de 5 à 7 km.

● On peut compléter ces hypothèses concernant le tégument par quatre propositions concernant la série mésozoïque de ***l'unité de Chine***.

— *Coupe 1.* Cette hypothèse est la plus autochtoniste. Socle et tégument sont autochtones et la série mésozoïque renversée ne correspond qu'à une petite structure cisailée sur son flanc couché et qui se raccorderait au tégument par l'intermédiaire du Keuper et du Trias moyen. Le chevauchement est local, de faible amplitude et la mise en place de l'ensemble serait du type chevauchement frontal-décrochement latéral. Au Sud, le Lias devait se raccorder à celui d'Esclançon—Grande-Cloche et au flanc normal disparu par érosion.

— *Coupe 2.* Sur un tégument autochtone repose une unité mésozoïque renversée comportant son Keuper. Dans cette hypothèse la structure anticlinale du substratum est érodée jusqu'au Muschelkalk avant la mise en place de l'unité de Chine. Il y a une première substitution de couverture suivie d'une deuxième consécutive au chevauchement de la nappe de Digne. Le Lias de l'unité de Chine et celui de l'unité d'Esclançon—Grande-Cloche ne se raccordent plus.

— *Coupe 3.* L'unité de Chine constitue un ensemble à peu près cohérent avec un socle-tégument allochtone. Il y a continuité stratigraphique du Carbonifère de Verdaches aux Terres noires renversées du Bès. Les plis couchés observés dans le Keuper—Muschelkalk sont facilités par un décollement du tégument au niveau du Muschelkalk inférieur. La substitution de couverture n'existe que par rapport à la nappe de Digne. Le flanc inverse triasique et le Muschelkalk étaient érodés et recouverts de cargneules avant la mise en place de cette nappe.

— *Coupe 4.* Même hypothèse globale que sur la coupe 3 mais le socle-tégument et la série mésozoïque sont structuralement dissociés : le socle et le tégument constituent une écaille en position normale qui chevauche et embouti le lambeau de flanc inverse de la série mésozoïque de Chine. Dans cette hypothèse le Lias n'amorce pas nécessairement le rebroussement synclinal figuré sur les trois coupes précédentes. Cette dernière hypothèse met l'accent sur le morcellement de ce type d'unité allochtone que l'on retrouve dans les éléments constitutifs de la nappe de Turriers (Beaudoin *et al.*, 1974).

— *Coupe 5.* Cette coupe représente une restitution possible des superpositions avant la mise en place de la nappe de Digne au moment du dépôt des cargneules de Chine et du Pas-du-Blayeul. Dans cette hypothèse, il n'est pas inconcevable que des échardes de socle aient pu remonter dans les contacts jusqu'à l'affleurement au Mio-Pliocène et être érodées.

Replis, failles et schistosité affectant les barres liasiques de Chine et de Proussié. Les barres de Chine et de Proussié présentent un certain nombre de micro-structures hétérogènes en plus des failles synsédimentaires du Lias. On reconnaît en effet un système de failles inverses conjuguées, associées à des plis-failles et des ondulations déversées vers le Sud clairement indépen-

dants et postérieurs au renversement de la série. La schistosité de fracture sub-horizontale qui se développe dans le Dogger des cluses de Barles paraît, elle, liée au flanc inverse.

Cargneules

Au Pas-du-Blayeul et sur le plateau de Chine, les cargneules polygéniques discordantes sur le Rhétien renversé ont été interprétées comme un sédiment mis en place sur une surface d'érosion. Peu déformées, elles ne sont affectées que par de petites flexures locales au niveau de la Bergerie de la Bâtie, sous le Pas-du-Blayeul. Elles supportent cependant le chevauchement de la nappe de Digne et ne sont affectées que par le bombement post-nappe. Cette situation exclut qu'elles puissent avoir un âge quaternaire récent et être ainsi assimilées à des formations de pentes sub-actuelles.

On peut donc proposer un âge néogène, post-renversement de l'unité de Chine, sans doute équivalent de celui des dépôts du bassin de Tanaron.

Dernière énigme, ces roches comportent des éléments de socle métamorphique alors que les affleurements les plus proches connus sont dans le dôme de Remollon : la coupe 4 permet éventuellement de concevoir la présence d'écailles de socle impliquées dans le chevauchement de l'unité de Chine. Ce dispositif structural, comme celui similaire de Remollon, qui propose une allochtonie d'une partie du socle et de son tégument, ne pourra être reconnu qu'après des études géophysiques adaptées et des sondages profonds.

Écailles de Clapouse

Ces écailles occupent une toute petite surface triangulaire située au Nord du col de Clapouse, aux sources du ravin du Descoure ; leur position structurale et leurs séries stratigraphiques sont tout à fait singulières pour ce domaine :

- ces écailles reposent sur la zone dilacérée du couloir de décrochement des Monges—Croix-de-Veyre et supportent la nappe de Digne (fig. 28) ;
- leur série stratigraphique est caractérisée par un Tithonique réduit et un Berriasien marneux mais surtout par la présence de Crétacé supérieur (Turonien—Sénonien) et de grès verts nummulitiques discordants, surmontés par de la molasse rouge oligocène.

Ces écailles ont jadis (J. Goguel) été rattachées au système de plis très serrés sous-jacents qui s'appuient contre le Lias renversé de l'unité du plateau de Chine au long de l'accident de la Croix-de-Veyre et qui appartiendraient au faisceau de plis des Monges—Esparron—Grande-Cloche. Mais la présence de Crétacé supérieur et surtout de Nummulitique rend cette hypothèse peu vraisemblable et a conduit à rechercher une origine plus lointaine qu'une simple appartenance au couloir de décrochement des Monges.

En fait, les écailles de Clapouse se rattachent aux lambeaux de Mésozoïque et de Tertiaire qui chevauchent le synclinal d'Esparron ; elles appartiennent à l'unité de Turriers (Entechamzade, Afchar et Gidon, 1973 ; Gigot *et al.*, 1974).

Cette *unité de Turriers* repose partout en contact anormal sur l'autochtone ou sur l'écaille de Mélan-Clamensane (fig. 1) au-dessus d'une surface d'érosion qui ravine la molasse rouge et son substratum préalablement plissé (plis d'axe N 140). Elle est elle-même affectée par des plis couchés synschisteux. Elle est ensuite morcelée par des cisaillements plats et l'on reconnaît des lambeaux de gypses très déformés entre les écailles. Postérieurement à sa mise en place, elle est replissée avec son substratum selon des structures Est-Ouest à schistosité subverticale (anticlinal du Pré-aux-Dames, synclinal d'Esparron ; feuille Seyne). Ces déformations précèdent la mise en place de la nappe de Digne.

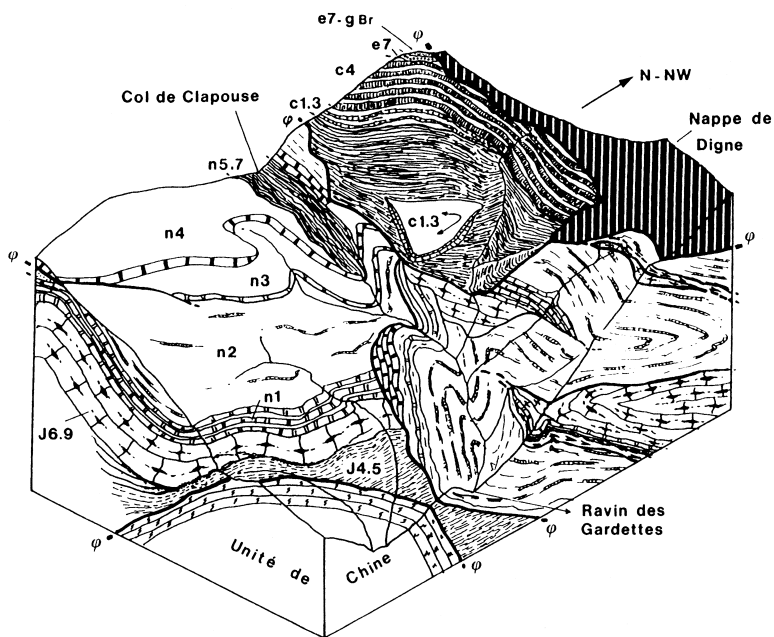


Fig. 28 - Bloc diagramme des écailles de Clapouse (d'après E. Ledoux, 1970)

Notons que par leur matériel sédimentaire et par leur composition stratigraphique, ces écailles de Clapouse sont comparables aux petites klippes tectono-sédimentaires appartenant au bassin résiduel dans la région de Thoard, klippes de Nummulitique du rocher de Sibille et de Crétacé supérieur de Pié-Gros de la région de Thoard.

Cette comparaison nous conduit à évoquer le problème des *gypses et cargneules* en prenant en considération les deux points où elles nous paraissent incontestables, sur le plateau de Chine où elles ont été décrites et à la Grande-Gautière (feuille Laragne-Montéglin).

A la Grande-Gautière (Grandjacquet et Haccard, 1975), une série à gypses, galets de Jurassique et de Crétacé encroûtés par un ciment nummulitique, repose en discordance sur l'Oxfordien de l'unité de Turriers et est recouverte par une écaille de Lias de la Grande-Gautière. L'ensemble est chevauché par la nappe de Digne. Cet affleurement ainsi que celui du plateau de Chine permettent donc de préciser la dernière mise en place de l'unité de Turriers—Chine que l'on peut résumer comme suit :

- mise en place sur une surface d'érosion post-déformation oligocène pendant le Mio-Pliocène ;
- déformation avec leur substratum tectonique ;
- érosion et dépôt de sédiments de type gypses ou cargneules ;
- remise en mouvement par écaillage de petites unités sur ces dépôts précédant la mise en place la nappe de Digne.

A titre d'hypothèse et par comparaison avec l'unité de Mélan—Clamensane et avec la nappe de Digne, on peut supposer que les déformations qui ont conduit au renversement de l'unité de Chine et à la formation des plis couchés de torrent du Val-Haut sont analogues à celles qui apparaissent aux limites de l'unité de Mélan—Clamensane, en liaison avec les décrochements dextres (oligocènes).

Il faut cependant convenir que la position de l'unité de Chine par rapport au décrochement des Monges pourrait ne pas être fortuite. Le décrochement pourrait se prolonger au Nord et correspondre à une structure très importante, au long de laquelle aurait coulissé (rampe latérale) l'écaille de socle et de tégument de Verdaches ; l'unité de Chine correspondrait alors à un copeau de couverture dilacéré poussé en avant. Là encore, comme pour l'unité de Mélan—Clamensane, nous insistons sur la nécessaire mobilité du socle et de son tégument.

UNITÉ SUPÉRIEURE : LA NAPPE DE DIGNE

La nappe de Digne occupe toute la partie centrale et orientale de la feuille et constitue l'élément structural supérieur qui chevauche toutes les unités précédemment décrites, le bassin mio-pliocène de Digne—Valensole, les unités d'Esparron—les Monges, d'Esclançon—Grande-Cloche, de Chine et les écailles de Clapouse.

La nappe de Digne est constituée de deux éléments séparés par une zone décrochante Nord-Sud localisée dans la vallée du Bès, de Tanaron à Digne. A l'Est de cet accident s'étend le corps principal de la nappe qui supporte au Nord-Est les nappes de l'Ubaye—Embrunais (feuille Veyne) et à l'Ouest, le lobe de La Robine, panneau avancé plus ou moins dissocié du corps principal de la nappe.

Nous étudierons successivement : *le corps principal de la nappe, le lobe de La Robine, le contact anormal de base de la nappe et les déformations post-nappe.*

Corps principal de la nappe

Du Pas-du-Blayeul au Nord jusqu'à Digne au Sud, la série liasique s'ordonne en un puissant monoclinale penté vers l'Est, le Lias inférieur formant la crête du Blayeul, le Lias supérieur, le Dogger et l'Oxfordien formant la dépression de Draix, d'Archail et de Marcoux. Cet ensemble très peu déformé, dont les pendages sont essentiellement liés aux déformations post-nappe, est interrompu à l'Est, au Nord et au Sud par un système de plis entrecroisés.

On peut distinguer deux systèmes de plis superposés d'âge et de direction différents :

- des plis de direction N 60 à N 90 (phase I) ;
- des plis et des décrochements de direction N 140 (phase II).

Les plis N 60 à N 90 (phase I), anté-Oligocène

Ces plis sont inégalement répartis et essentiellement développés dans le massif du Couard, au Nord de Prads et dans le massif du Blayeul. Il s'agit de plis serrés, parfois pincés, souvent déversés vers le Nord. Leur orientation n'est pas très stable et varie entre N 60 et N 90. Ils sont connus :

● **dans le massif du Couard et de Cucuyon** où l'on dénombre six structures anticlinales et synclinales d'importance kilométrique, sensiblement orientées Est-Ouest (fig. 29) : *l'anticlinal du Couard, les replis synclinaux d'Archail, l'anticlinal du Cucuyon—Prè-de-l'Évêque, le synclinal suivi de l'anticlinal de la crête de la Coste* suivi du dernier synclinal 1536 dont le flanc nord se raccorde à la *structure polyphasée du Pranon*. On peut ainsi supposer qu'à l'origine ce massif, ainsi que celui du Cluchemet et plus au Sud ceux de la barre de Serre et de la Reynière (feuille Digne), étaient impliqués dans des structures Est-Ouest dont on n'observe plus aujourd'hui que des reliques. Ces structures apparaissent déversées vers le Sud mais on ne peut exclure l'influence des déformations N 140, manifeste dans les fractures décrochantes et les laminages qui affectent les flancs nord ;

● **dans la région de Blégiers**, sur le flanc nord de l'anticlinal de phase II, on reconnaît de petites structures hectométriques de direction N 70 dans la barre de Jurassique supérieur (Pas-du-Loup—Chabonet), déversées vers le Nord ;

● **au Nord de Prads** se localise le faisceau le plus important qui comporte un train de structures plurikilométriques orientées N 60. Du Sud au Nord, malgré les importantes déformations de phase II, on peut reconnaître (fig. 30) :

- le synclinal de Prads ;
- une zone anticlinale discontinue où percent en chapelets les structures complexes du bois de la Pinée, de Baus—bois du Vert, du Rocher-Troué et le petit pointement de la barre de Tunis dans la vallée de la Bléone ;
- la zone synclinale de Saume-Longe ;
- le pointement anticlinal du Jurassique supérieur de Pié-Fourcha.

Malgré les structures de phase II qui provoquent des déformations importantes, on peut reconnaître là des plis serrés déversés vers le Nord. A noter que les terminaisons orientales de l'anticlinal du Rocher-Troué et occidentale de l'anticlinal de Baus-bois du Vert, sont affectées par des accidents cassants, vraisemblablement de type décrochement dextre, liés à la genèse de ces plis de phase I (fig. 36) ;

● **dans la région de Verdaches**, enfin, sur le revers nord du massif du Blayeul, on reconnaît l'existence de replis Est-Ouest du bois du Blayeul à l'Ouest, au ravin du Serre à l'Est. On distingue un repli anticlinal cisailé au niveau du Bès suivi au Sud par trois replis synclinaux et anticlinaux dans les pentes de Méléze ; noter enfin les replis Est-Ouest du torrent de Val-Haut (fig. 26).

Age des déformations de phase I. Pour dater ces plis, dont l'influence est longtemps restée méconnue il faut les comparer :

- aux plis anté-Nummulitique et anté-Crétacé supérieur de Dormilhouse et de l'Aiguillette situés au Nord-Est sur la feuille Seyne (C.L. Kerkhove) ;
- aux plis anté-molasse rouge des unités inférieures ; on peut ainsi les rattacher à des déformations anté-Crétacé supérieur à anté-Éocène moyen.

Les plis N 140 (phase II)

Ces structures affectent l'ensemble de l'unité mais sont particulièrement bien développées en densité et en intensité dans un couloir de 10 km de large qui s'étend du col de la Cine jusqu'à Verdaches. Ce couloir de déformation paraît se surimposer à une zone dans laquelle on note des anomalies stratigraphiques perceptibles au Lias, au Dogger et dans les Terres noires.

On reconnaît des plis de direction axiale N 140, dissymétriques, souvent déversés vers le Sud-Ouest et associés à une schistosité de fracture généralisée. Ces plis sont fréquemment associés à des décrochements dextres dont l'exagération de la déformation conduit à des chevauchements plats.

● **La zone décrochante du col de la Cine—le Défend**

Cette zone (fig. 31) débute au Nord par l'anticlinal de la Rouine à cœur de Dogger, d'axe N 155 déversé vers le Sud-Ouest et affecté par une schistosité de fracture. Vers le Sud, le flanc inverse est cisailé, le Dogger puis le Lias, avec localement un liseré de Trias gypseux à la base, chevauchent l'Oxfordien. Au col de la Cine l'ensemble évolue vers un système d'écailles superposées qui impliquent le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur du massif de Cheval-Blanc. L'analyse des déformations montre une antériorité du pli schistosé par rapport au cisaillement et une accentuation progressive du chevauchement utilisant le plan de cisaillement vers le Sud.

Au Sud, cet accident se poursuit en direction du col du Défend et s'amortit dans le diapir triasique de Gévaudan (feuille Digne ; P.C. de Graciansky). Après son allure peu pentée vers l'Est du col de la Cine il se verticalise et prend de nouveau la forme d'un décrochement dextre.

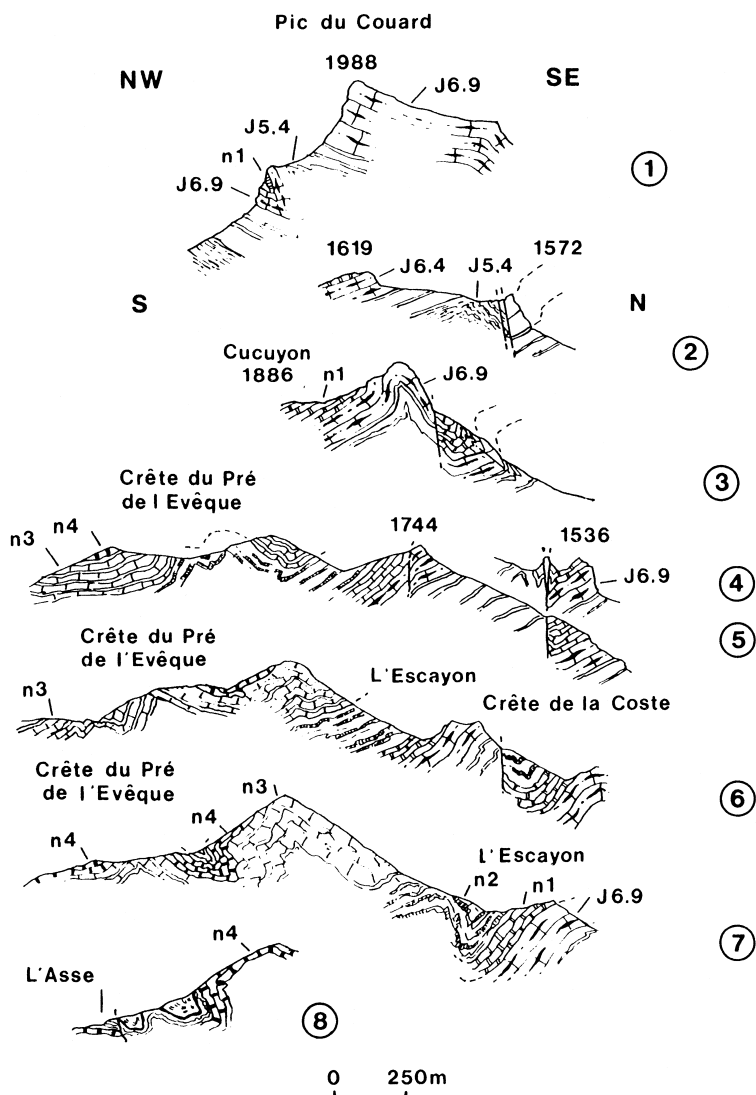


Fig. 29 - Coupes sériees des structures de phase I du massif du Couard
(d'après V. Courtillot in Chappaz R. et al., 1971)

Cette structure cassante associée à des plis s'inscrit dans un contexte structural polyphasé de décrochevauchement. La très importante variation de faciès du Lias de la Cine, déjà présentée, conduit enfin à émettre l'hypothèse du rejeu d'une zone paléogéographique instable, de type bloc basculé.

● **Le faisceau de plis de Beaujeu et de Blégiers**

La zone de la Cine est relayée au Nord par un train de plis serrés de direction N 140 déversés vers le Sud-Ouest, à schistosité de fracture très bien développée et qui interrompent la belle monotonie du monoclinale du Blayeul (fig. 32).

Les coupes naturelles de la Bléone et du Galèbre permettent de reconnaître, depuis La Javie, trois premières structures allongées et cisailées le long de fractures en décrochement dextre, *le synclinal de Chaudol*, *l'anticlinal de Cluchemet* puis *le synclinal pincé de Serre-Gros*, laminé sur son flanc oriental le long de *l'anticlinal de Beaujeu*. Il s'agit d'une structure à cœur de Lias inférieur fortement schistosée sur le flanc inverse.

Vers le Sud, au long de la Bléone, en fonction d'un plongement Sud-Ouest, ces structures s'ennoient sous les Terres noires. Apparaissent alors en relais vers l'Est, *le synclinal double de Chanolle* qui s'ouvre largement au Sud-Est vers le synclinorium du Cheval-Blanc, puis à l'Est *l'anticlinal déversé de Blégiers* à cœur de Dogger. Viennent ensuite toute une série de replis moins conséquents, aigus, souvent en chevrons, qui, de Blégiers à Saume-Longe, interfèrent avec les plis N 60 de phase I des Baus-bois du Vert, du Rocher-Troué et de Saume-Longe.

● **Les plis du bois de la Pinée et de Verdaches—Vernet**

Vers le Nord l'anticlinal de Blégiers se heurte à l'ancien pli N 60° du bois de la Pinée, qui se trouve déformé et présente des structures d'interférence. Plus au Nord encore, dans le prolongement de ces structures, apparaissent au niveau du Bès et en relais, *le synclinal de Gareous*, *l'anticlinal de Verdaches* qui interfèrent avec les plis Est-Ouest du Blayeul, *le synclinal du Labouret* et *l'anticlinal du mont Vernet*. Toutes ces structures sont fortement schistosées.

De part et d'autre du col du Labouret, on note la présence d'un chapelet de filons de gypses et de dolomie qui recoupent les marnes noires oxfordiennes. Les filons étroits, longs de 100 à 500 m, montrent des directions privilégiées N 10 à N 45. Ils peuvent être assimilés à des fentes de tensions révélant des contraintes NE-SW, fentes dans lesquelles gypses et fluides se sont injectés. Les fentes pourraient baliser une zone de décrochement potentiel. Si nous rapprochons de cette observation la disparition du Dogger et l'apparition d'un Oxfordien de type flysch près de Saint-Pierre, des variations de faciès du Lias inférieur à Beaujeu, on peut là encore être conduit à interpréter ces observations comme révélatrices de conditions paléogéographiques instables, qui s'inscrivent dans l'axe de la zone de la Cine.

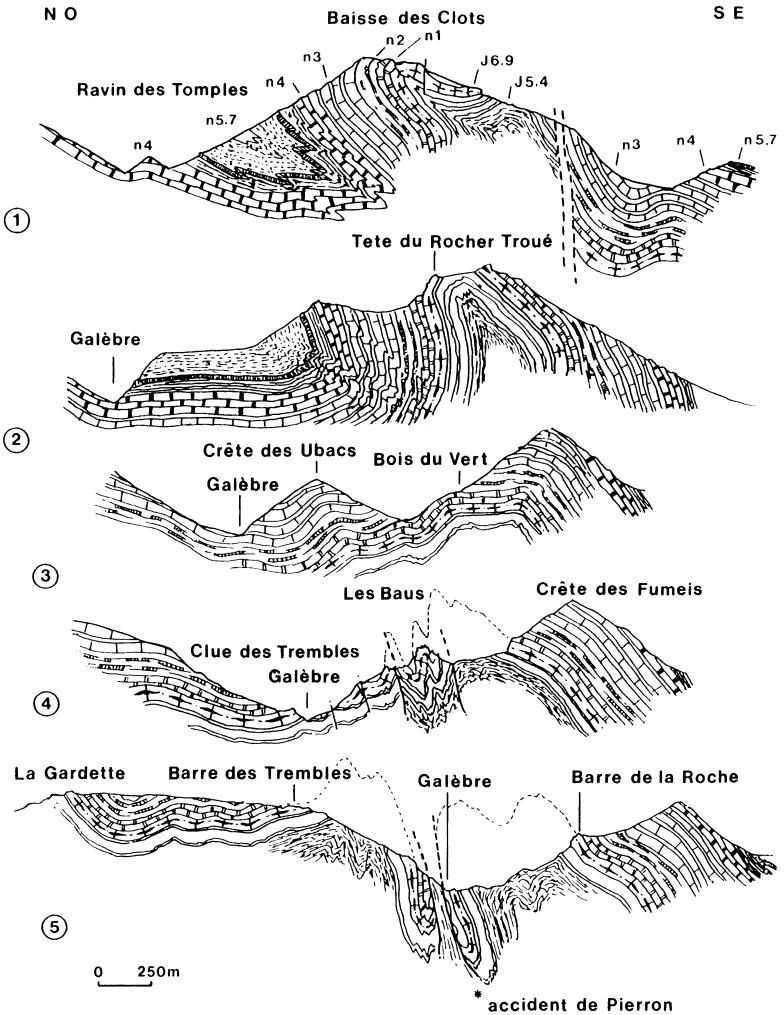


Fig. 30 - Coupes sériees des structures de phase I des Baus-Rocher Troué (d'après P. Tapponnier, 1970). *Voir croquis (fig. 36) expliquant la nature de cet accident

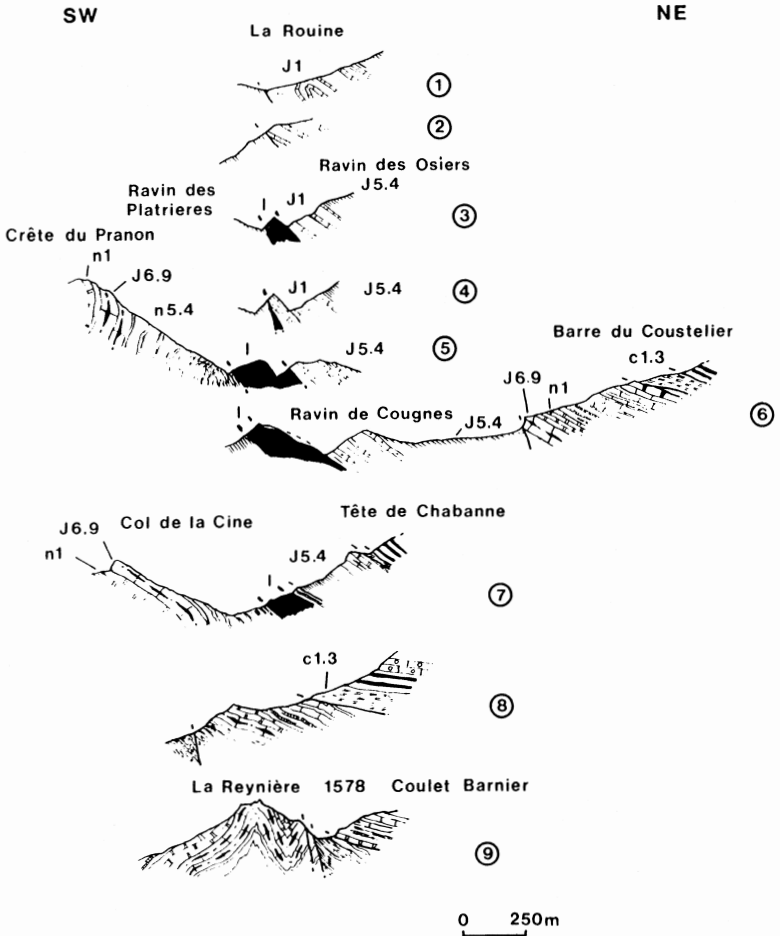


Fig. 31 - Coupes séries de l'accident de la Cine (d'après M. Dagbert
in Chappaz R. et al., 1971)

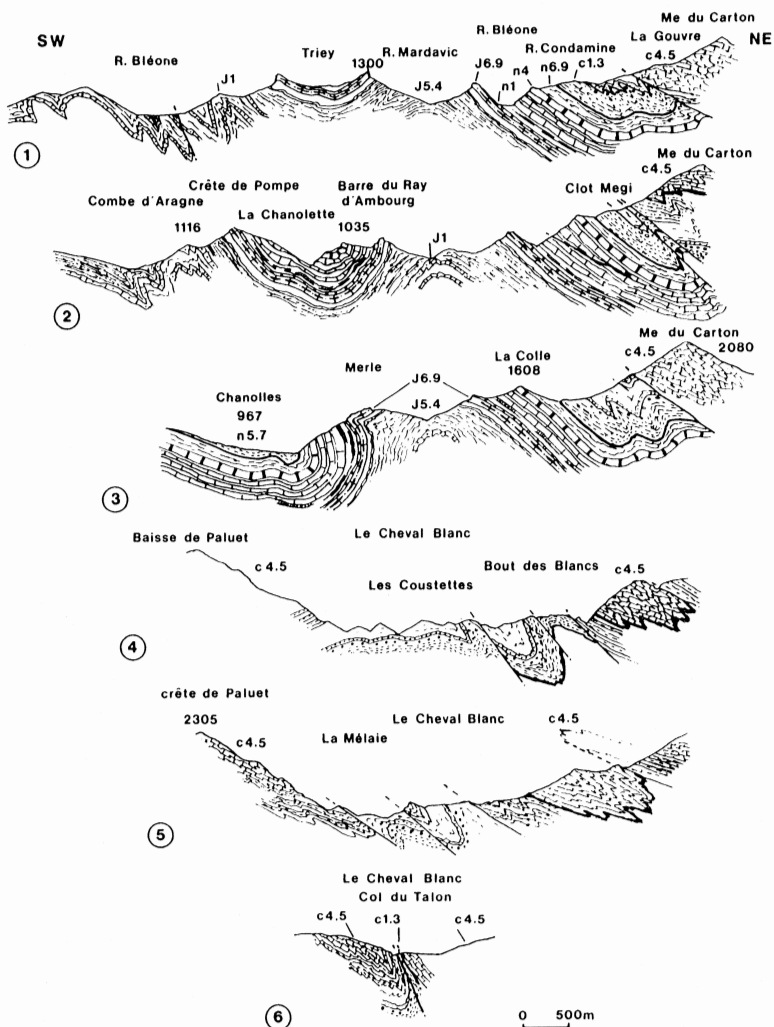


Fig. 32 - Coupes de la structure anticlinale de Blégiers (d'après J.-M. Debats *et al.*, 1970)

Les zones d'interférence entre les deux phases tectoniques

Trois secteurs sont principalement affectés par ces interférences, le *massif du Couard*. Le *domaine de Prads—Saume-Longe*, et le *revers nord du Blayeul*.

● Le massif du Couard

Aux structures de phase I précédemment décrites se superposent des structures N 140 qui se déforment le long des structures décrochantes de l'Asse et de la Cine. A l'Est de l'Asse à l'*anticlinal de Briquette* et au *synclinal de la combe d'Ambré* décrits sur la feuille Digne, succèdent :

- le *bombement anticlinal du Couard*, de phase II, qui se dédouble en deux plis séparés par un synclinal droit. Le Tithonique est affecté de replis serrés et, sous le pic du Couard, l'Oxfordien supérieur appartenant à une structure, relique de phase I, montre une schistosité intense N 140 (fig. 33) ;
- le *synclinal du Pas-d'Archail* suivi de l'*anticlinal du Cucuyon*, de phase III, disloquent le pli Est-Ouest antérieur et provoquent un cisaillement décrochant sur son flanc nord. Le même type de structure disloque les plis anticlinaux et synclinaux du Pré-de-l'Évêque 1 et de 1536 (fig. 33).

Toutes ces structures plongent vers le Sud-Est et s'engouffrent dans le synclinal à cœur d'Albien de la gouttière de l'Asse qui se prolonge vers le Sud dans la structure synclinale de Barrême (feuille Digne) (fig. 34).

Toute la zone fort compliquée, située entre cette gouttière synclinale de l'Asse et le décrochement de la Cine, ne peut se comprendre qu'en fonction d'une évolution tectonique polyphasée. Les terminaisons périclinales orientales des structures Est-Ouest sont reprises par des structures N 140, cisailées et chevauchantes :

- le *pli Est-Ouest du Pranon*, par torsion évolue vers un synclinal déversé vers l'Ouest, mais cette torsion conduit à la création d'un pli anticlinal très pincé, curieusement orienté N 40. La continuité entre le Pranon et le massif de Cluchemet est alors rompue par des laminages et des cisaillements internes ;
- le *massif de Cluchemet* s'inscrit dans le même contexte. Il s'agit d'un pli synclinal N 40 déversé vers l'Ouest chevauchant vers le Nord les plis de Pranon, chevauché au Sud par la structure de la barre de Serre-la-Reynière (feuille Digne).

Ces chevauchements Est-Ouest à vergence Nord se raccordent à des couissements Nord-Sud le long de la gouttière synclinale de l'Asse. On peut penser que ces chevauchements correspondent à des flancs nord cisailés des plis Est-Ouest de phase I.

L'ensemble peut alors s'interpréter comme un couloir de déformation à couissement senestre induit par le décrochement dextre de la Cine.

● Le domaine de Prads—Saume-Longe

Les plis de phase II N 140, déversés vers le Sud-Ouest, avec une schistosité

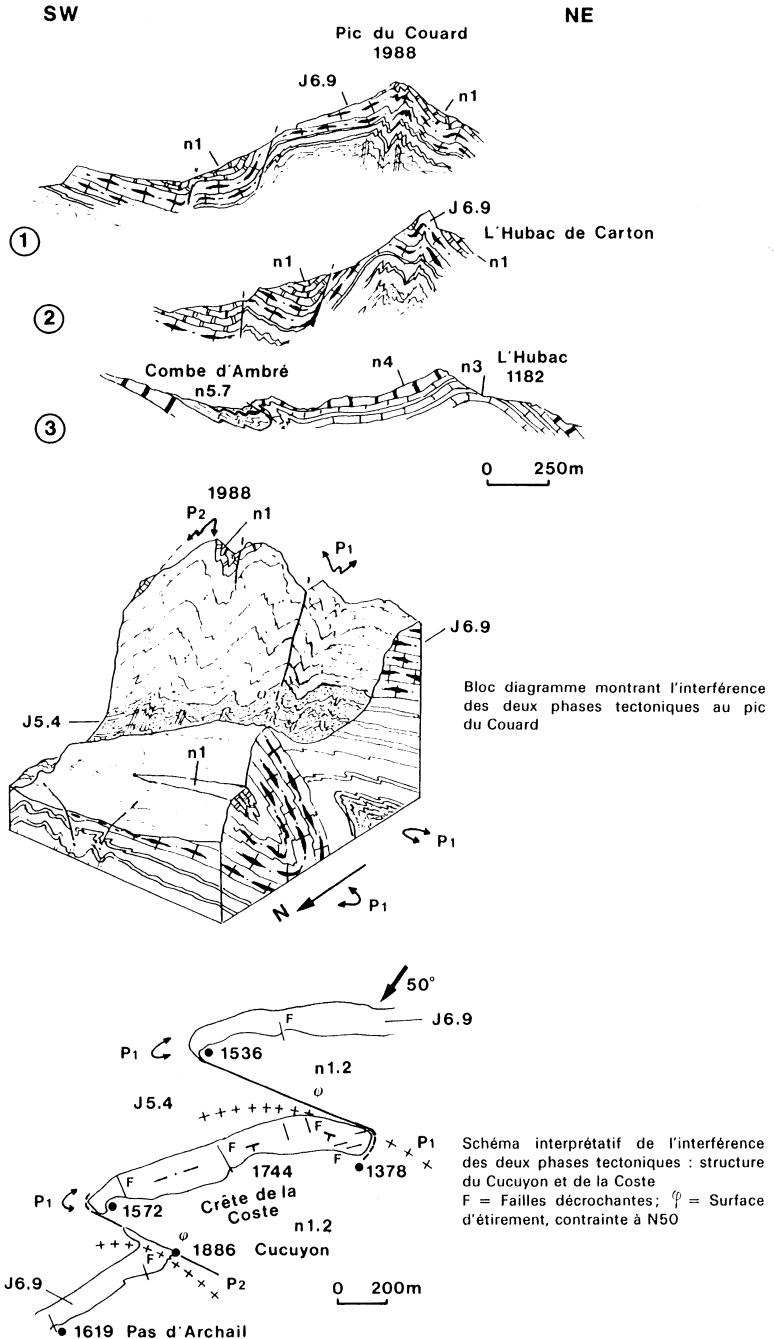


Fig. 33 - Interférence Couard-Cucuyon et la Coste

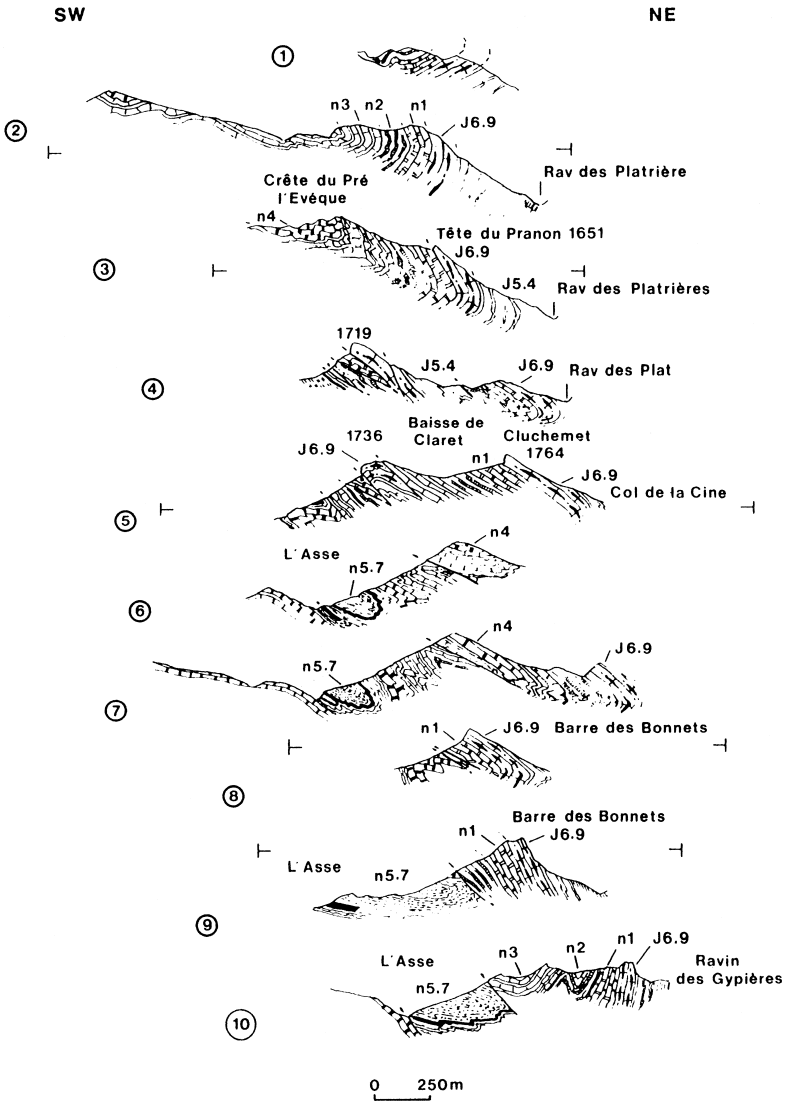


Fig. 34 - Coupes sériees de la gouttière synclinale de l'Asse
(d'après V. Courtillet, M. Dagbert, 1971)

de fracture très bien individualisée dans l'Oxfordien, se présentent sous la forme de structures serrées, peu continues longitudinalement et qui ont donc tendance à se relayer. L'hétérogénéité mécanique créée par la phase I sert de guide à la déformation II. La superposition de ces deux phases crée globalement des plis en champignons (fig. 35). On peut parfaitement reconnaître (Debats *et al.*, 1972) :

- des rotations d'axe des plis I (terminaison occidentale de l'anticlinal des Baus-bois du Vert) ;
- la création de plis parasites (barre de l'Aigle, replis du Galèbre, replis en échelon de Chanolles) et de plis coniques à axes redressés ou horizontaux (structures des Baus-bois du Vert et du Rocher-Troué) ;
- des laminages (replis de phase I du bois du Vert laminés) ou des cisaillements (tête de Peyandre) ;
- la déformation, le plissement d'accidents cassants de phase I : accident de Pierron (fig. 36) ou de Brémond sur les terminaisons péricleinales occidentales et orientales de deux structures anticlinales principales.

Moins connue que la vallée du Bès, cette région constitue un excellent domaine d'initiation aux tectoniques superposées dans la mesure où les repères lithostratigraphiques sont excellents et où la 2^e phase, associée à une schistosité très constante, permet une bonne individualisation des structures.

● **La petite structure du bois de la Piné**

Elle n'échappe pas aux déformations de phase II. La prolongation de l'anticlinal de Blégiers provoque des renversements à vergence Sud-Ouest, des laminages avec étirement des couches en pelure d'oignon et des rotations d'axe de phase I.

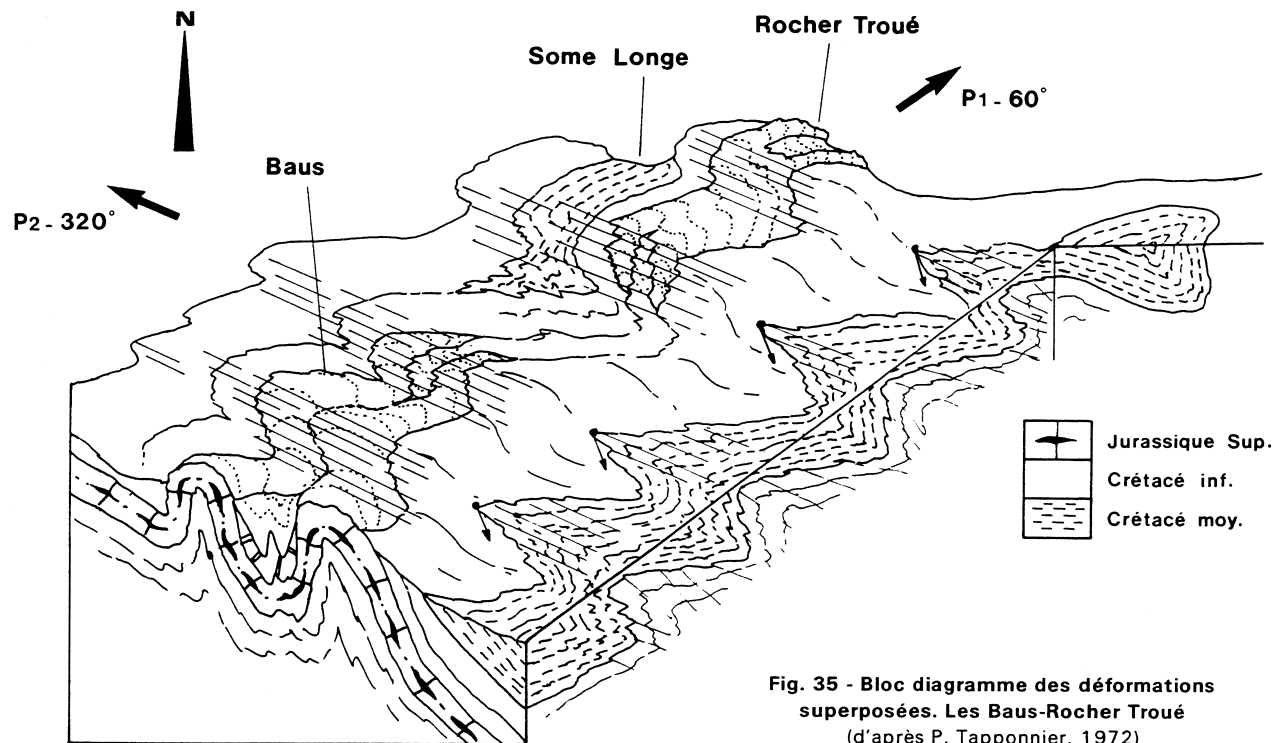
● **Le revers nord du massif du Blayeul**

Les structures Est-Ouest du bois du Blayeul et de Méléze sont déformées par les plis N 140 du synclinal de Garéous et de l'anticlinal de Verdaches. On observe une virgation de ces structures anciennes vers N 40 et le développement d'une schistosité de fracture particulièrement intense qui provoque une dissolution importante des termes calcaires (ammonites du Sinémurien schistosées), conduisant à une réduction notable de l'épaisseur des formations et oblitérant les repères stratigraphiques habituels. La confusion entre la stratigraphie et la schistosité n'a pas permis de mettre clairement en évidence ces structures principales sur la feuille Seyne.

● **Les chevauchements du bois de la Colle, de la montagne de Carton et du Cheval-Blanc**

Il s'agit des massifs calcaires de Crétacé supérieur (Coniacien—Santonien) décollés sur les marnes et marno-calcaires (Cénomanien—Turonien) ou sur les marnes (Albo-Aptien).

Les structures N 60 sont plus difficilement visibles dans le Crétacé supérieur, par contre, les plis de phase II N 140 sont bien exprimés, en particulier



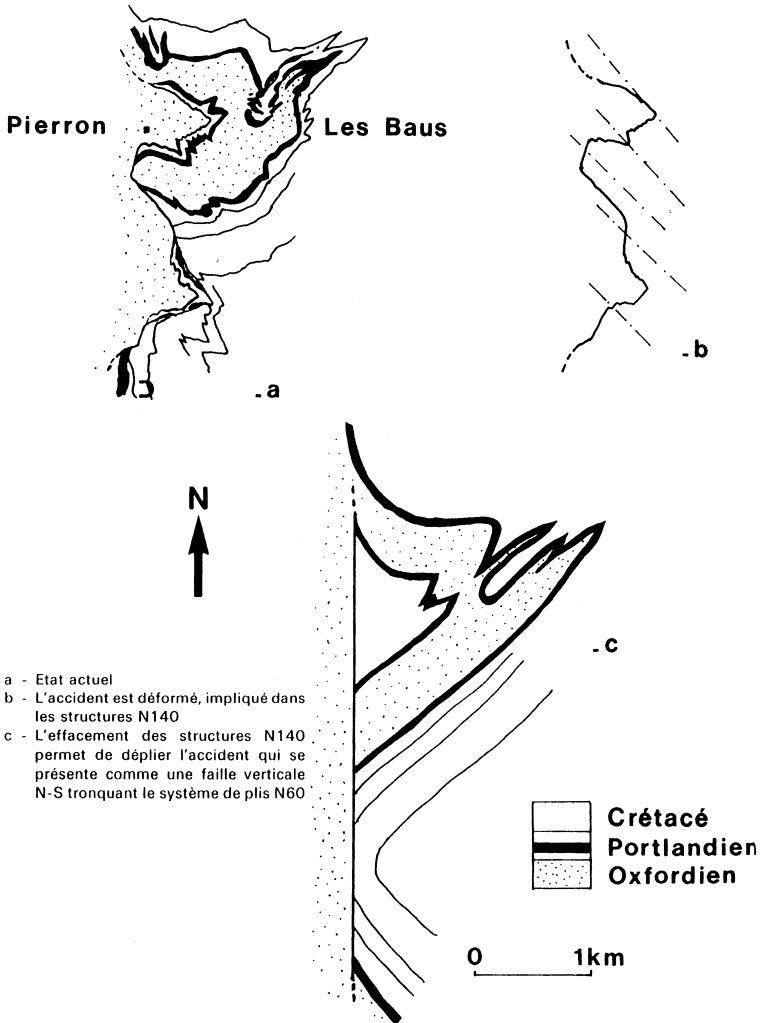


Fig. 36 - Reconstitution de l'accident anté-oligocène de Pierron, dans les Plis des Baus

dans les marno-calcaires du Cénomano-Turonien, où l'on observe des plis aigus en chevron très spectaculaires (replis du col du Talon). Les plis sont généralement déversés vers le Sud-Ouest, parfois couchés comme c'est le cas pour la montagne de Carton (fig. 32) et les structures infra-chevauchement. A ces plis sont clairement associés des cisaillements plats qui tronçonnent couches et structures et le long desquels s'effectuent les chevauchements :

— *chevauchements au Nord* du Crétacé supérieur sur des replis serrés de Saume-Longe-Est, de Font-Chaude et de la Favière. Le contact anormal recoupant les plis se suit avec un pendage Est jusqu'à la montagne de la Colle qui chevauche le synclinal couché de la montagne de Carton. Vers le Nord, ce chevauchement se raccorde avec les chevauchements de base des écailles de la montagne de la Blanche (feuille Seyne) ;

— *le synclinal couché de la montagne de Carton* chevauche le synclinal de Prads et vient s'amortir au Nord de l'anticlinal du col de Talon où l'accident chevauchant apparaît relayé par une structure décrochante dextre ;

— *le Crétacé supérieur* du Cheval-Blanc, souvent plissé en plis serrés, demeure stratigraphiquement solidaire du Crétacé moyen entre le col de Talon et Chanolles. A partir de ce village, un cisaillement plat peu penté vers l'Est s'individualise au sein du Cénomano-Turonien et vient progressivement se raccorder au décrochement dextre du Défend à hauteur du col de la Cine.

Age des déformations de phase II. Il n'existe pas d'arguments directs de datation des déformations de phase II sur la feuille La Javie. Par contre, P.C de Graciansky, sur la feuille Digne, peut dater des déformations synsédimentaires dans les dépôts molassiques du synclinal de Barrême depuis l'Oligocène inférieur à moyen (anticlinal de Malvoisin) jusqu'à l'Oligocène supérieur (plis synschisteux de Blachettes).

Le style, l'orientation générale, la présence d'une schistosité de fracture, la continuité enfin des structures autorisent à rapporter *plis, schistosité et décrochements dextres apparaissant sur la feuille La Javie, à l'Oligocène supérieur.*

Par contre, la datation des cisaillements plats qui évoluent en chevauchement reste hypothétique et se rapporte peut être au Mio-Pliocène en fonction des données recueillies dans le bassin tertiaire de Digne.

Lobe de La Robine

Le lobe de La Robine est un morceau de la nappe de Digne découpé par l'érosion. Il repose totalement sur le bassin tertiaire et doit sa morphologie en cuvette au plissement en synforme postérieur à la mise en place de la nappe. Sa position apparemment avancée, de type « lambeau frontal », est due à l'érosion plus importante de la nappe, qui s'est développée au niveau de l'antiforme dégageant ainsi la demi-fenêtre de Barles (fig. 39).

Le lobe de La Robine est limité de Tanaron à Digne par le contact anormal

incurvé qui correspond à la trace du chevauchement des formations triasico-liasiques sur le Tertiaire. Vers l'Est, le lobe est pour partie séparé du corps principal de la nappe par le décro-chevauchement de la vallée du Bès. On reconnaît ainsi trois ensembles, *le corps central du lobe*, *les replis périphériques* et *l'accident de la vallée du Bès*.

Le corps central du lobe.

Le hameau de La Robine se trouve au cœur d'une cuvette synclinale de grande taille (5 km de diamètre), soulignée par la dalle de calcaire du Domérien sur laquelle repose, par l'intermédiaire du hard ground, les marnes toarciennes et aaléniennes ravinées (« robines »).

Les replis périphériques

Cette zone centrale très simple se raccorde au Nord, à l'Ouest et au Sud à des plis serrés de directions variables, que l'on peut décomposer en plis Est-Ouest et plis N 140 déformés qui s'infléchissent et prennent une direction Nord-Sud. Toutes ces structures sont cisailées par le plan de chevauchement de la nappe.

● **Au Nord.** Les replis Est-Ouest déversés vers le Sud de la Chau sont déformés à l'Est par le bombement anticlinal NW-SE à cœur triasique de Pharaon, dont les dolomies du Muschelkalk, cisailées au Nord, chevauchent sur les sédiments du bassin résiduel de Tanaron ; et à l'Ouest par les structures Nord-Sud du *synclinal du Roudeleau* et de *l'anticlinal couché du Mouras* et du *synclinal de Serre*.

● **Au Sud.** A l'Ouest puis au Sud de l'anticlinal du Mouras se développent des structures plissées, pincées, souvent laminées et cisailées, déversées vers l'Ouest qui, d'orientation Nord-Sud, passent par une direction N 140 pour redevenir Nord-Sud le long de la vallée du Bès à partir du confluent avec la Bléone. Ces structures ont été considérées par certains auteurs (Goguel, 1964 ; Gidon 1988), comme des plis frontaux liés au blocage de la nappe contre les conglomérats de Valensole.

On reconnaît successivement :

— *l'anticlinal de la Plâtrière* à cœur de gypse du Keuper (fig. 37), qui se suit de Digne jusqu'au Nord de Thoard. Le long de la vallée du Bès le pli Nord-Sud est anormalement déversé vers l'Est. Progressivement son orientation s'infléchit, prend une direction N 130 dans le ravin de Bramefan puis Nord-Sud à partir de la Madeleine. Parallèlement à ces modifications de direction à partir du ravin de Bramefan, le déversement devient Sud-Ouest puis Ouest ; le flanc inverse est laminé et chevauchant ;

— *le synclinal de Givaudan* suit la même orientation. Il est cisailé et chevauchant au Sud-Ouest sur l'anticlinal pincé et redoublé de Martignon. Cette structure se lamine progressivement en direction de la Madeleine vers le Nord ; elle est cisailée selon un jeu de failles inverses senestres déversées vers l'Est, les accidents de Saint-Benoît, sur le Keuper de l'anticlinal de la Plâtrière ;

— *l'anticlinal pincé de Martignon* chevauche vers le Sud-Ouest *le synclinal du Foussan*. Cette structure très pincée au Sud et laminée au Nord en face de Digne, concerne un flanc chevauchant au Sud-Ouest sur *la structure anticlinale dilacérée de Courbon*. Ce plan de cisaillement se raccorde vers le Nord et vers le Sud avec le plan de chevauchement principal de la nappe : quatre décrochements dextres décalent enfin le flanc méridional de ce synclinal.

L'accident de la vallée du Bès.

Cet accident (fig. 38) sépare la série monoclinale de la crête du Liman—Blayeul du lobe de La Robine. Il débute au Nord dans le Trias de l'anticlinal de Pharaon. A partir des Emettas, le Trias oriental vient chevaucher, selon un plan incliné à 30° vers l'Est, les barres redressées et étirées du Lias inférieur du panneau occidental. Sous la Blache, un repli très serré bloque le Trias et l'accident va progressivement s'amortir dans le Trias. Au niveau de Digne, on n'en trouve plus trace mais il semble alors relayé plus à l'Ouest par la torsion de l'anticlinal de la Plâtrière et l'accident de Saint-Benoît.

La composante en décrochement dextre de cette structure est lisible sur la carte si l'on prend en considération le décalage de barres de Rhétien et d'Hettangien de part et d'autre de l'accident, décalage que l'on peut estimer à 2 km. On peut alors émettre l'hypothèse que l'accident du Bès correspond à un décrochement dextre dont le panneau oriental, constitué par la nappe de Digne, s'est déplacé plus avant vers le Sud par rapport au lambeau de La Robine, affecté quant à lui par un déplacement relatif senestre. Dans cette dynamique, la structure de Pharaon est tardive ainsi que les structures déversées vers l'Est de la Plâtrière, de Givaudan et de Fausson.

Cela implique que le décrochement continue de fonctionner postérieurement à la formation du pli, en le déformant. Comme il existe une symétrie dans la torsion des structures sur la bordure occidentale du lobe de La Robine, on peut supposer qu'une autre structure décrochante devrait exister parallèlement à l'Ouest, délimitant ainsi un panneau déformé selon des plis N 140 entre deux décrochements Nord-Sud. On retrouve là un dispositif comparable à celui décrit à propos du décrochement de la Cine.

Comme toutes les structures sont cisailées par le contact anormal de la nappe et que le décrochement n'affecte pas le substratum tectonique de cette dernière, ces déformations sont forcément antérieures au chevauchement ; *elles ne peuvent pas s'interpréter comme dues à l'emboutissement de la nappe dans les conglomérats de Valensole.*

Contact anormal de base et déformations post-nappe

La trace du chevauchement de la nappe de Digne festonne du Sud au Nord, de Digne au col de Clapouse, en fonction des variations de pendage qui affectent la surface de contact normal.

La surface de contact anormal de la nappe est plate et le décollement s'effectue généralement au sommet du Trias supérieur, dans le Keuper, soit

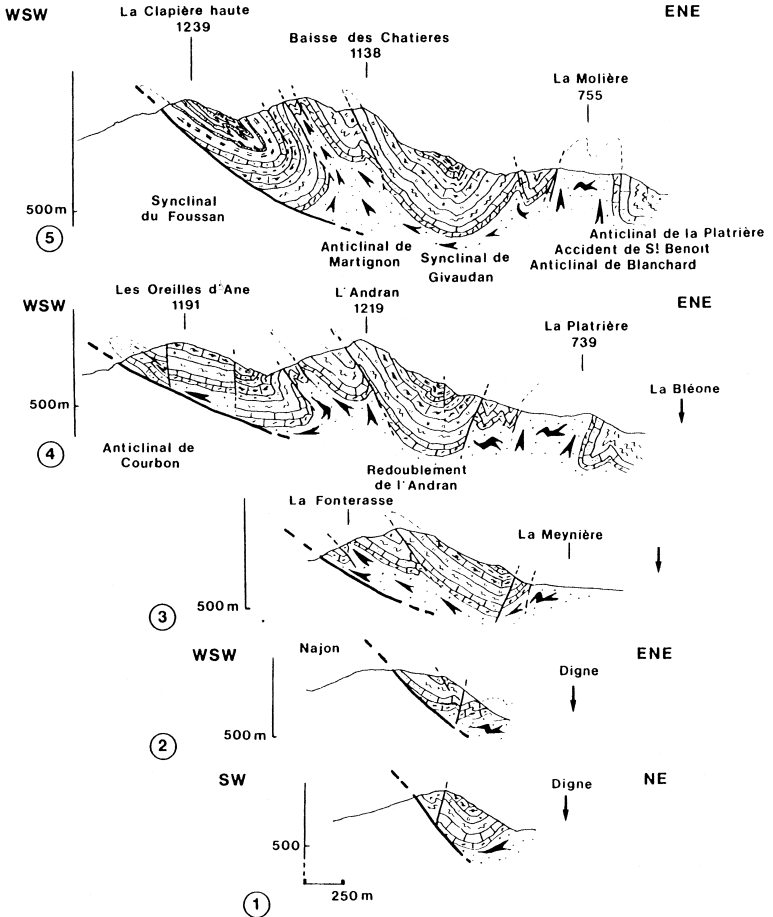


Fig. 37 - Coupes séries de la zone méridionale de La Robine
(d'après A. Coadou *et al.*, 1970)

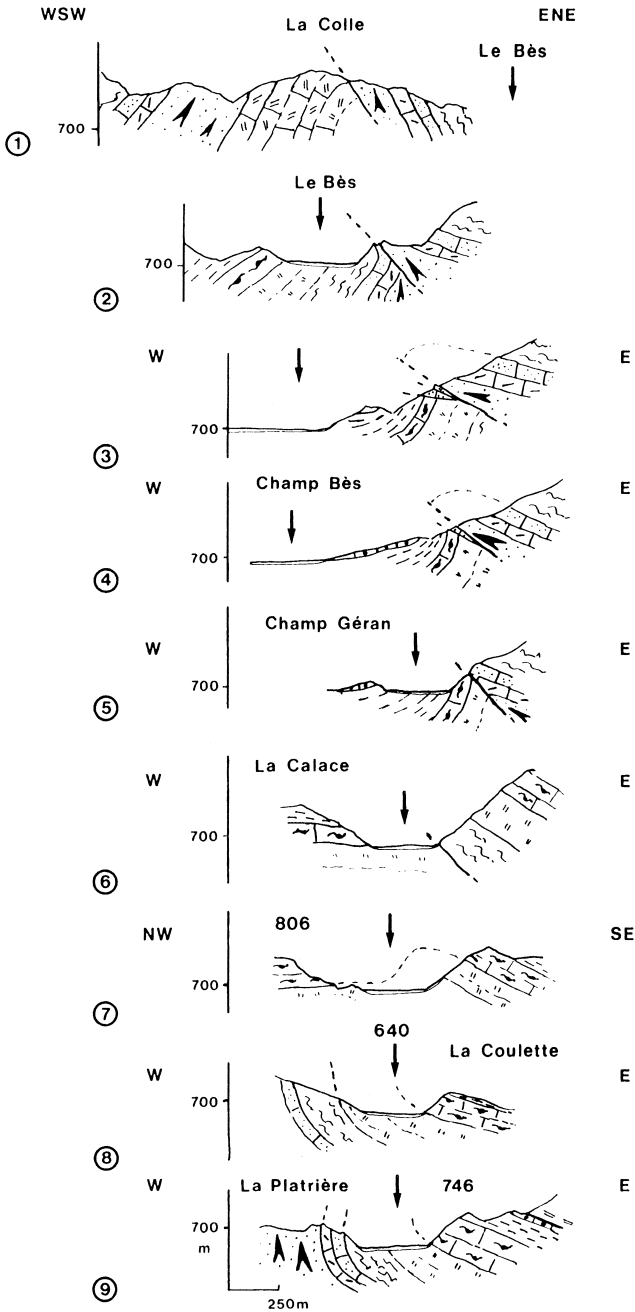


Fig. 38 - Coupes sériees de l'accident de la vallée du Bès
(d'après A. Coadou *et al.*, 1970)

dans les gypses, soit dans les argilites versicolores ; on ne connaît des dolomies du Muschelkalk fossilifères qu'au Nord de la cuvette de La Robine, dans l'anticlinal de Pharaon.

Plissements anté-nappe

Il n'existe que fort peu de figures d'entraînement connues à la base de la nappe qui puissent être rapportées à son déplacement. Par contre, le contact recoupe fréquemment des structures anté-nappe, structures anticlinales et synclinales tordues et cisailés de La Robine-Sud correspondant à des plis de phase II, décrochement du Bès, plis Est-Ouest de première phase et plis N 140 de seconde phase du Blayeul—Verdaches. Ainsi, le contact plan cisailant recoupe-t-il plusieurs niveaux de Lias et de Trias avec parfois des accumulations de gypses dans les structures anticlinales (anticlinaux de la Plâtrière de Digne à Thoard, du Mouras ou de Pharaon).

Plissements post-nappe

Cette surface présente des pendages variables qui sont liés à des ondulations d'axe WNW-ESE de grande amplitude. On reconnaît (fig. 39) *la cuvette synclinale de La Robine, le bombement centré sur la demi-fenêtre de Barles, le petit synclinal de la Colle et le dôme de Verdaches*. Entre les deux structures principales distantes de 8 km, la surface admet une dénivellation importante de l'ordre de 3 km ; *elle dessine donc véritablement des plis*.

A'Tanaron, on a pu montrer que les sédiments du bassin résiduel, qui correspondent aux derniers dépôts du bassin mio-pliocène avant la mise en place de la nappe, ont le même pendage que celui de la surface de contact anormal (60° Sud). Cette observation, qui peut être répétée à la périphérie de la cuvette de La Robine, met en évidence que ces déformations affectent à la fois le substratum et la nappe ; *elles sont postérieures à la mise en place de la nappe de Digne*. L'âge de ces déformations ne peut donc être approché qu'en datant la mise en place de la nappe et en analysant les dépôts post-nappe.

Age de la mise en place de la nappe

L'argumentation est apportée par la datation des couches de Puimoisson (feuille Moustiers-Sainte-Marie) à la partie supérieure des conglomérats de Valensole, de la fin du Pliocène (Guérin *et al.*, 1970 ; Guillemot *et al.*, 1970 ; Dubar *et al.*, 1978), qui montrent des déformations liées au front subalpin chevauchant. Il faut observer, en fonction des précisions nouvelles apportées dans la datation des séries continentales mio-pliocène (Clauzon, 1987), la probable importance d'un diachronisme des faciès au sein du bassin mio-pliocène. La corrélation à distance devient de ce fait plus difficile, l'âge du bassin résiduel ne pouvant se déterminer avec certitude à l'intérieur d'une fourchette Serravallien—Pliocène terminal. Toutefois, la déformation des couches de Puimoisson par les mouvements tangentiels incite à conserver un âge Pliocène terminal pour dater l'achèvement de la mise en place de la nappe.

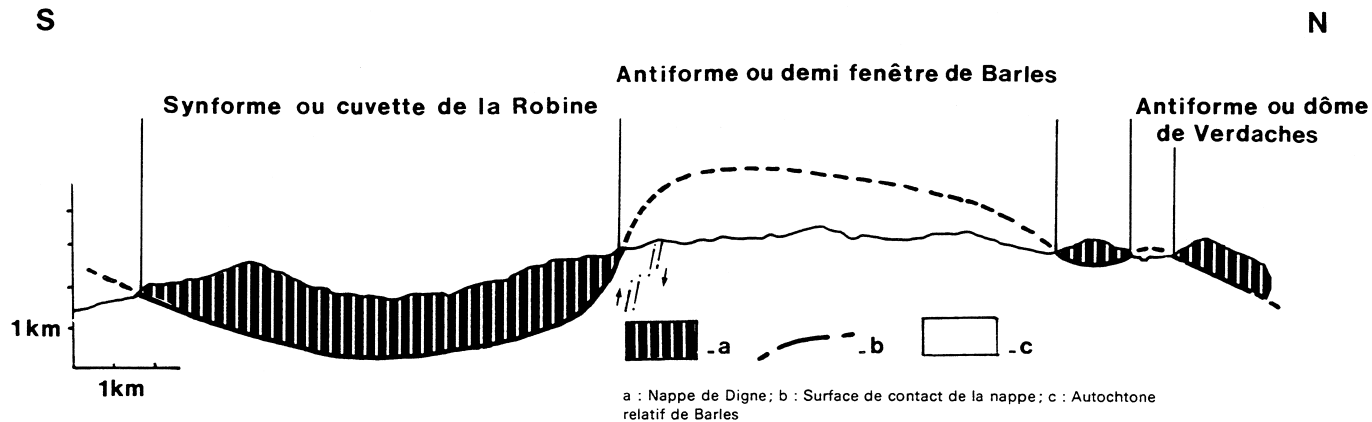


Fig. 39 - Déformation quaternaire de la surface de la nappe de Digne

Evolution du relief

Cet aspect sera développé ultérieurement par l'un d'entre nous dans le chapitre consacré au Quaternaire. Rappelons cependant que traitant des déformations tangentielles, cet auteur a tendance à les laisser se poursuivre jusque dans le Quaternaire ancien.

Le réseau hydrographique actuel du Bès et de la Bléone traverse la nappe de Digne et entame son soubassement en se surimposant à la fois aux anciennes structures anté-Oligocène, Miocène inférieur et Mio-Pliocène de la nappe et de son substratum, ainsi qu'aux antiformes et synformes « actives » de Barles et de La Robine. On peut en déduire que les déformations de la surface de contact de la nappe de Digne se sont effectuées entre la fin du Pliocène et le début du Quaternaire (Gigot *et al.*, 1974).

Modalités de la mise en place de la nappe de Digne

Si l'on retient le processus reconnu pour l'unité de Mélan—Clamensane, on peut supposer que la structuration de la nappe de Digne s'est effectuée lors de la phase de déformation oligocène, le long de décrochements dextres sub-méridiens analogues à celui de la Cine. Un premier raccourcissement lié aux plis N 140 à N 160 affecte alors l'ensemble de ce domaine.

Au Mio-Pliocène, elle va se déplacer du Nord vers le Sud ou plus exactement du NNE vers SSW en utilisant deux modes de cheminements :
— elle coulisse le long des structures décrochantes qui sont, au Nord le linéament d'Aspres (Gidon et Pairis, 1986) qui implique le massif du Pelvoux, et au Sud, le décrochement du Poil, (de Graciansky ; feuille Digne). Ce déplacement s'accompagne de plis, de cisaillements secondaires et de chevauchement locaux ;

— dans la partie centrale, la nappe est cisailée et chevauche son avant-pays selon un plan de chevauchement plat d'orientation NNE-SSW (anciennes déchirures oligocènes) à Est-Ouest (orientations des structures éocènes). Elle est alors elle-même peu déformée par son déplacement et ne provoque pas de déformations importantes dans son soubassement tectonique. Le déplacement de cette partie centrale est très voisin de direction Nord-Sud.

Au front, le raccourcissement s'amortit dans les plis et les chevauchements de l'arc de Castellane.

Pour ce qui concerne la partie centrale, qui intéresse principalement la feuille La Javie avec la mise en place du lobe de La Robine, on a pu mettre en évidence que sa progression tardive au Pliocène—Pliocène terminal est épiglyptique. Le chevauchement se réalise sur une surface d'érosion et ne produit que des déformations mineures dans le substratum (poinçonnements de galets, stries, petites failles inverses) ; les mesures effectuées montrent des déplacements N 20 vers N 200 de la nappe avec une tendance du poinçonnement vers l'Ouest.

Le moteur de ce chevauchement et de ces déformations réside dans la mobilité du socle qui coulisse le long de vieilles fractures hercyniennes et se

raccourcit. Des écaillages de socle doivent nécessairement exister sous les nappes ; deux jalons, le dôme de Remollon et le dôme de Verdaches, devraient être reconnus plus spécifiquement, par géophysique et par sondage.

PRÉSENTATION DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE

Les cartes présentées ici correspondent à une partie (coupure La Javie à 1/50 000) de la zone étudiée depuis une quinzaine d'années dans le cadre des travaux des élèves de 3^e année de l'École des mines de Paris sous la direction de B. Beaudoin et M. Pinault rejoints ensuite par I. Cojan.

Il a paru intéressant avant la publication de l'ensemble de ces travaux (document en cours d'élaboration), de faire figurer ici : (1) la carte d'anomalie de Bouguer en densité 2,3 ; et (2) la carte d'analyse structurale qui en est issue et qui combine l'analyse des gradients verticaux et horizontaux (cf. annexes 1 et 2).

Le lecteur non familier des méthodes gravimétriques doit savoir que l'image obtenue témoigne des contrastes de densité dans le sous-sol, qu'il existe plusieurs séries de solutions rendant compte d'une même anomalie, et que le dessin des courbes d'isovaleurs correspond à la superposition d'anomalies de différents ordres de grandeur : par là-même les interprétations doivent être prudentes tant sur les orientations, les localisations, les amplitudes et les extensions des sources génératrices d'anomalies.

On se bornera ici, dans l'attente de la parution des levés complets qui autoriseront mieux l'analyse des régionales majeures :

- à la reconnaissance d'anomalies clairement liées aux structures visibles sur la carte géologique ;
- à l'identification de causes profondes, sans traces superficielles manifestes.

Dans le domaine de l'autochtone, le gradient sub-méridien qui se dessine à l'Ouest de la Grande-Cloche se superpose à l'accident des Monges ; il limite vers l'Est l'anomalie E-W « lourde » située dans le sommet nord-ouest de la feuille (anticlinal d'Authon—les Monges), et vers l'Ouest l'anomalie également « lourde » et d'orientation E-W superposée à l'anticlinal de la Grande-Cloche et qui paraît se poursuivre sous la nappe de Digne à l'Est du Barri.

Les contacts sud-ouest de l'unité de Mélan—Clamensane près de Mélan, et de la nappe de Digne au Nord-Ouest de cette ville, semblent correspondre aux gradients de l'anomalie de Bouguer.

Dans le domaine de la nappe, on doit souligner :

- l'anomalie particulièrement « légère » superposée au pointement de Verdaches, ce qui semble interdire la présence proche de roches denses du socle (voir les hypothèses tectoniques p. 85) ;

- la bande anomalique méridienne « légère » dessinée juste au Nord de Digne ainsi que la zone « légère » également située à l'Ouest d'Esclangon, et qui paraissent toutes deux attribuables à la présence des gypses triasiques affleurants ;
- l'anomalie « lourde » superposée à l'anticlinal de Beaujeu.

Outre ces anomalies très vraisemblablement liées aux structures affleurantes, apparaissent différentes zones particulières :

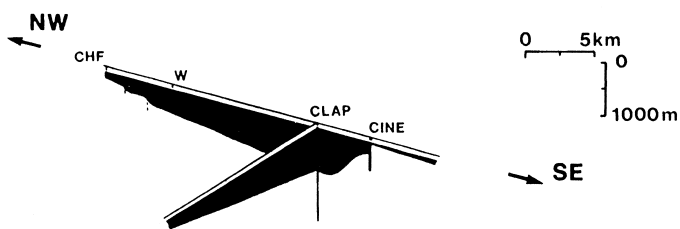
- dans le Sud-Ouest de la carte, près de Thoard et plus au Sud, des secteurs mal définis (en raison du maillage), « lourds » et « légers », traduisant une structuration infra-pliocène ;
- dans la partie orientale, et donc dans ou sous la nappe de Digne, des structures d'orientation imprécise mais sensiblement NW-SE.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

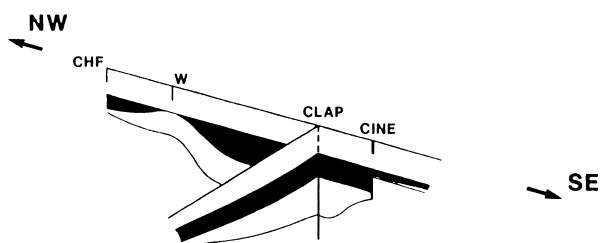
Nous reprenons dans ce chapitre l'évolution architecturale des bassins sédimentaires successifs qui, du Mésozoïque d'abord au Tertiaire ensuite, ont fonctionné dans ce secteur privilégié des chaînes subalpines méridionales. Pour ce qui concerne l'évolution des phases tectoniques nous nous appuyons sur le schéma de la fig. 40.

M.A.	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4	Phase 5
0 QUATERNAIRE 1.6					
5.3 PLIOCENE					
23.7 MIOCENE			Mélan-Clamensanne Chine et Clapouse	Nappe de Digne	
36.6 OLIGOCENE					
40 --- 57.8 EOCENE					
66.4 PALEOCENE					
97.5 CRETACE					

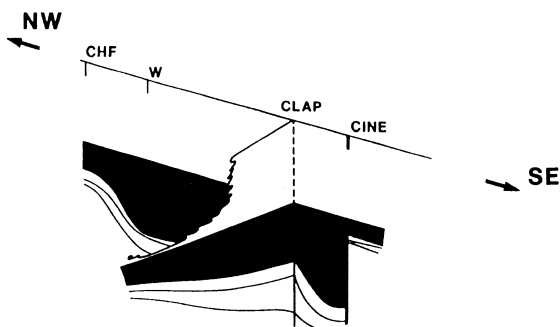
Fig. 40 - Tableau synthétique des phases tectoniques



Lias



Bajocien - Aalénien



Terres Noires

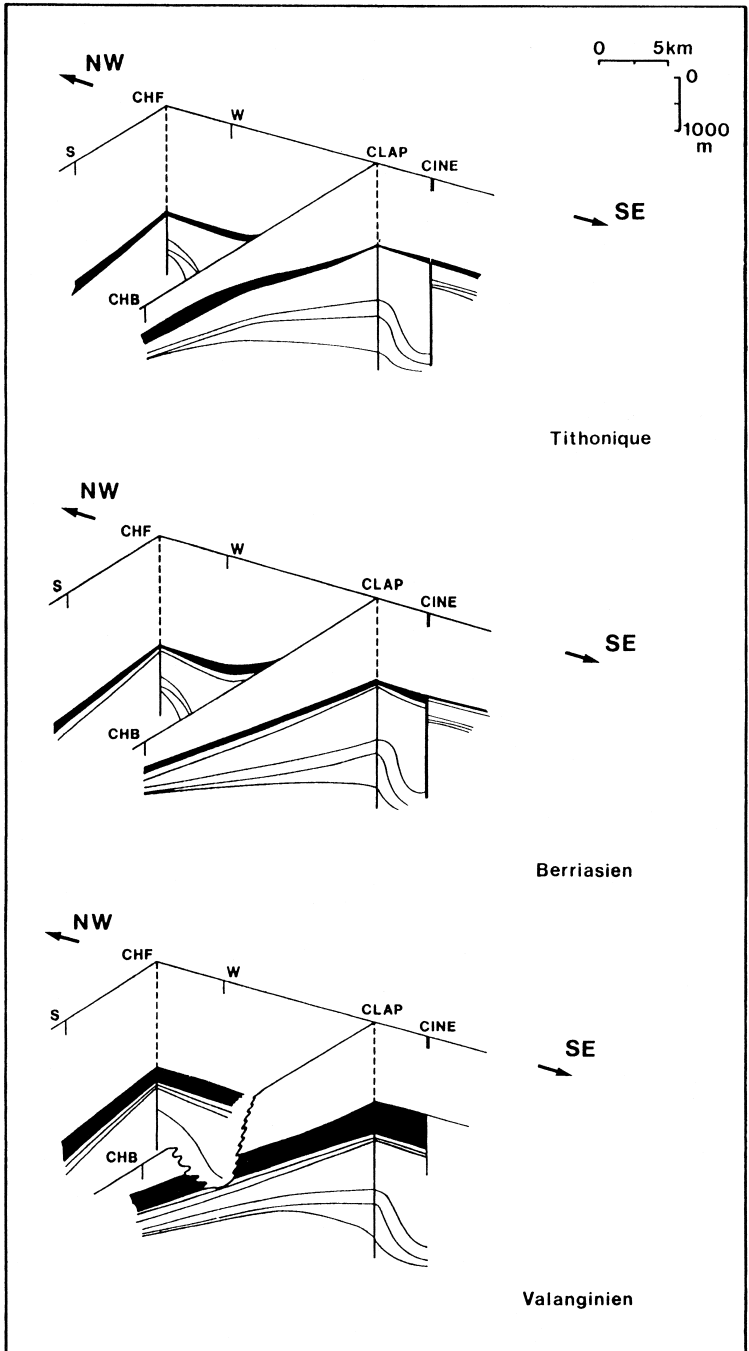


Fig. 41 - Evolution bathymétrique et enfouissement du Lias au Valanginien
(Demaision et Beaudoin, 1988)

ÉVOLUTION DU BASSIN SÉDIMENTAIRE SUBALPIN DU JURASSIQUE AU CRÉTACÉ

Trois périodes se distinguent donc dans l'histoire jurassique et crétacée, rythmées tout à la fois par des discontinuités majeures et par l'évolution du couple déformation—subsidence.

● **Jusqu'au Bajocien**, développement des faciès de plate-forme dans des compartiments à subsidence différenciée qui jouent sous forme de blocs à pendage Est et Nord : c'est notamment le cas de la zone limitée à l'Est par l'accident Gévaudan—Clavoune—col de la Cine—col du Labouret, faisceau dont un équivalent occidental devait être l'accident durancien. Les bords effondrés enregistrent une subsidence accusée, tandis que les bords plus stables sont le siège de déformations cassantes spectaculaires accompagnées de dépôts de brèches, olistolithes : c'est le cas au col de la Cine, ou vers l'Ouest à Authon—Mélan, comme c'est le cas plus au Nord (Beaudoin et Coadou, 1987) près de Barcillonnette, sur la Durance, à la marge occidentale de la nappe de Digne (où s'observent les mêmes réductions de série qu'au col de la Cine). On doit se demander si les séries de Barles—Chine (unité de Turriers) qui montrent une même variabilité, des lacunes importantes et des failles actives au cours du dépôt, ne se sont pas, elles aussi, déposées en bordure d'un accident majeur. Dans le même temps, ces zones d'accidents sont localement des zones de mouvements diapiriques de matériel triasique (le Labouret, les rochers de Hongrie au Nord-Est de Sisteron) ou de remobilisation de matériel carbonifère (Clamensane, ravin de Vermeil et Riou d'Entraix sur la feuille Laragne).

● **Au Bathonien**, apparition nette de faciès de bassin, avec approfondissement et création de pentes orientées sensiblement d'Est en Ouest jusqu'au Barrémien, avec accumulations localisées de résédiments ; la répétitivité de ces écoulements gravitaires implique une déformation du tréfonds assurant la pérennité des pentes : l'orientation de celles-ci suggère la prévalence des structures méridiennes (tout au moins dans cette partie du bassin), ce qui se vérifie encore au col de la Cine et s'enregistre dans le dessin des zones hautes (haut-fond du Verdon, fig. 13) et basses (sillon du Buech). Sur les flancs de ces morphologies se créent — dès l'Oxfordien — des vallées sous-marines entaillant profondément les pentes, notamment au passage des accidents toujours actifs (ainsi de celui du col de la Cine).

● **A partir de l'Aptien**, même si les pentes demeurent (toujours vers l'Ouest), on assiste au début de la fermeture du bassin, avec un rôle accru de structures Est-Ouest et un rapprochement des bordures : cette partie de l'histoire crétacée est peu lisible sur la feuille La Javie, mais l'est sur les feuilles voisines. L'accident du col de la Cine et l'accident durancien, plus à l'Ouest, jouent toujours un rôle déterminant (Fries, 1987).

On reconnaît donc, tout au long de ces quelque 120 Ma, l'influence répétée de traits profonds structurant le bassin : au long de la première séquence, sans contrastes bathymétriques, l'enregistrement s'effectue dans les faciès et les épaisseurs ; au cours des deux suivantes, après la création des pentes, ce sont les morphologies qui témoignent au mieux de cette architecture

(Joseph *et al.*, 1989). Combinant les deux, analysant enfouissement, subsidence et taux de sédimentation (Desmaison et Beaudoin, 1988) on peut observer, à l'échelle d'un transect sensiblement Est-Ouest (fig. 41) : une accélération de la subsidence et une augmentation des taux de sédimentation de la base du Lias jusqu'aux Terres noires (de 5 à 15 m/Ma à 30-50 m/Ma) ; un ralentissement à partir du Tithonique, et même une inversion à partir de l'Hauterivien qui s'accompagne du jeu de structures Est-Ouest amorçant la fermeture du bassin.

ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DE L'ÉOCÈNE AU QUATERNAIRE ANCIEN

La phase I : les plis anté-molasse rouge

Cette phase existe sur l'ensemble de la feuille et affecte, l'autochtone, les unités inférieures et intermédiaires et la nappe de Digne. L'âge des plis est encadré par le Crétacé supérieur, le Nummulitique ou la molasse rouge qui les recoupe en discordance. Les plis sont donc vraisemblablement d'âge crétacé terminal-éocène (phase pyrénéo-provençale des auteurs). Certains d'entre eux ont pu être ébauchés plus tôt, avant le Turonien comme l'indiquent les discordances intra-Crétacé du Lauzet (feuille Seyne) (phase Dévoluy des auteurs).

Ces plis se caractérisent (fig. 19 a et schéma structural à 1/250 000) par :
— une direction axiale homogène par secteur N 90 à N 60 ;
— un style jurassien qui se traduit par des plis coffrés droits ou déversés tantôt vers le Nord dans la nappe de Digne, tantôt vers le Sud dans l'unité de Mélan—Clamensane (Pérouré, Chanes).

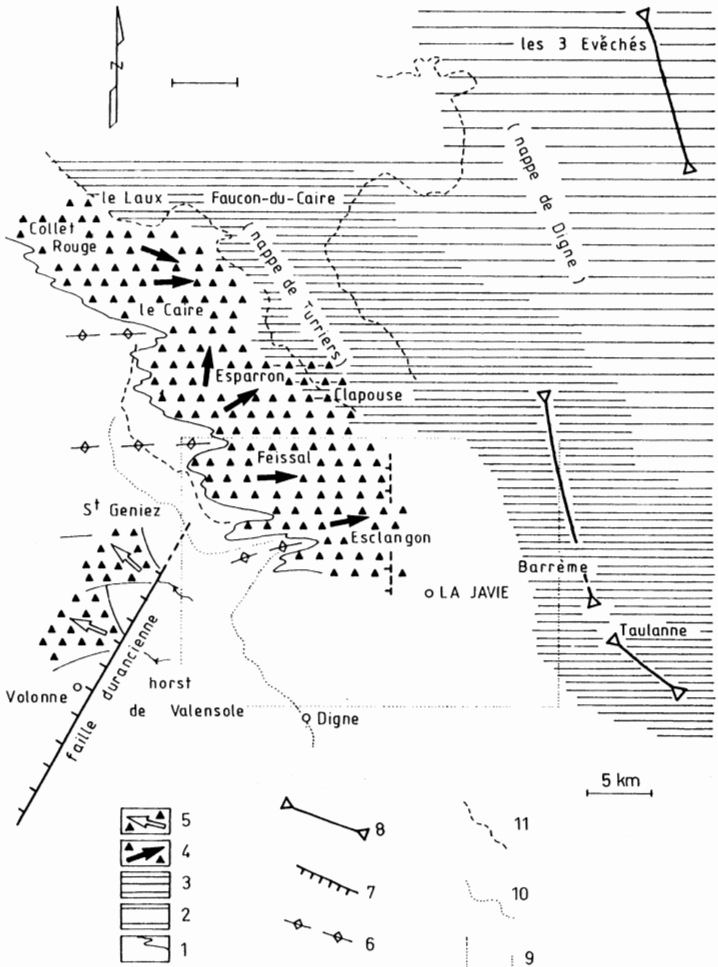
Ils se répartissent géographiquement en faisceaux de plus ou moins grande continuité longitudinale.

Le bassin nummulitique et la molasse rouge bréchique (fig. 42)

Le bassin marin nummulitique se localise dans un domaine comprenant la nappe de Digne et l'unité de Turrier (écailles de Clapouse). La série stratigraphique du Nummulitique de la nappe de Digne est complète, présentant la trilogie classique, avec notamment un flysch de type Annot bien développé, surmonté par la formation olistolithique des schistes à blocs qui annoncent l'arrivée de la nappe du flysch à Helminthoïdes. Les faciès marins de l'unité de Turriers sont réduits et suggèrent la proximité du rivage.

La structuration synsédimentaire a été mise en évidence dans la région de Barrême et dans celle des Trois-Evéchés ; elle montre dès le Priabonien, puis à l'Oligocène, la formation de plis d'axe N 160 qui correspondent aux premières manifestations de la phase II dans la nappe de Digne.

La molasse rouge bréchique, sur la base des paléocourants dirigés de l'Ouest vers l'Est, est considérée comme l'équivalent latéral continental des



- 1 - Paléoreliefs de Mésozoïque
- 2 - Faciès marins du bassin nummulitique (série des 3 Evêchés)
- 3 - Faciès marins nummulitiques et continentaux associés (séries de Barrême et de l'unité de Turriers)
- 4 - Brèches continentales et sens des paléocourants mesurés
- 5 - Brèches associées au jeu de la faille durancienne et sens des paléocourants mesurés
- 6 - Axe des anticlinaux majeurs de phase I recouverts en discordance par la molasse rouge
- 7, 8 - Déformations synchrones de la sédimentation : 7 - faille normale; 8 - synclinal
- 9 - Cadre de la feuille La Javie 1/50 000
- 10 - Position actuelle du front des unités chevauchantes (écaille de Mélan-Clamensane et nappe de Digne)
- 11 - Position des unités reconstituées à l'Eocène supérieur

Fig. 42 - Paléogéographie de la molasse rouge bréchique
(Eocène supérieur-Oligocène)

dépôts marins du bassin nummulitique et sa répartition est plus étroitement liée aux paléomorphologies héritées de la phase I pllicative.

Au Sud-Ouest, les formations continentales (gypses et calcaires à characées) de Saint-Geniez à Volonne se déposent aux pieds de la faille durancienne et appartiennent à la prolongation nord du bassin de Manosque—Forcalquier qui est l'un des éléments des rifts ouest-européens. La présence d'olistolithes de grande taille, le caractère monogénique des brèches de piémont de la faille durancienne alimentés par le horst de Valensole, suggèrent que ce dernier présentait une surface de plateau. Il est vraisemblable que les plis de phase I ont épargné le Sud-Ouest de la feuille actuellement occupé par les formations mio-pliocènes.

La molasse rouge gréseuse oligocène (fig. 43)

La molasse rouge marque l'arrivée des premiers épandages détritiques tertiaires issus de la chaîne alpine. A l'échelle du bassin on y trouve tous les éléments remaniés caractérisant le bâti alpin interne (roches vertes, radiolaires, calcaires à calpionnelles, flysch à Helminthoïdes...) transportés par des paléocourants orientés globalement vers l'Ouest. Il existe cependant des apports provenant des zones méridionales (grès à orbitolines).

Cette période correspond clairement dans le secteur de Barrême—Taulane au confinement des aires de sédimentation (dépôts-centres) dans des gouttières synclinales synsédimentaires associées au jeu de décrochements dextres subméridiens. Il est permis de supposer que dans le prolongement nord, les structures en échelon de la phase II Auzet—Barrême se développent à cette époque. Il faut observer enfin le synchronisme de ces déformations comprises avec le jeu distensif de la faille durancienne en bordure du bassin oligocène de Manosque—Forcalquier.

Les déformations de la phase II

Les déformations de la phase II se caractérisent par une orientation assez constante des axes des plis autour de N 140. Les plis sont généralement synschisteux, déversés vers le Sud-Ouest et s'organisent en échelon en association avec des décrochements subméridiens potentiels ou exprimés.

On est conduit à envisager, si l'on prend en considération l'évolution du bassin tertiaire, le diachronisme de cette déformation qui débute dès l'Éocène supérieur dans la partie interne de la nappe de Digne et qui se terminerait à la fin de l'Oligocène dans les unités inférieures et l'autochtone.

Du point de vue des auteurs, cette déformation marque le début de l'individualisation des grandes unités tectoniques de la feuille La Javie :

— le décrochement potentiel d'Auzet (feuille Seyne) à Barrême (feuille Digne) est exemplaire. Il est jalonné par des tronçons de décrochements dextres exprimés (accident de la Cine, Barrême) par des plis en échelons en couple anticlinal-synclinal et des joints de tension injectés par le Keuper. L'âge de ce décrochement complexe peut être rapporté à l'Éocène supérieur—Oligocène grâce aux observations dans le bassin de Barrême (P.C. de

Graciansky). Il convient de rappeler que cet accident se superpose à une anomalie ancienne de type bloc basculé, attestée par la variabilité du faciès du Jurassique. Une évolution plus poussée de cette déformation aurait vraisemblablement conduit à l'individualisation d'une duplicature au sein de la nappe de Digne ;

— les replis N 140 de la bordure sud-ouest de la nappe de Digne, observables au front du lobe de La Robine, peuvent par comparaison être attribués au jeu initial en décrochement dextre de la future nappe. Ils ne peuvent être considérés comme des replis d'entraînement frontaux de la masse chevauchante. Leur torsion N 140 à Nord-Sud est secondaire et liée aux déformations internes de la nappe le long de fractures (accident de la vallée du Bès) ;

— les plis N 140 qui jalonnent les limites des panneaux de couverture des unités inférieures paraissent associés à des accidents décrochants dextres (accident masqué d'Esclangon, et ceux des Monges et de la bordure ouest de l'unité de Mélan—Clamensane). Ces plis et ces décrochements, nés sous l'effet de contraintes NE-SW, marquent le début de l'individualisation des unités structurales inférieures et peuvent être corrélés avec le déplacement consécutif de l'aire de sédimentation mio-pliocène au Sud de la bordure Mélan—Esclangon (autochtone *s.s.*). Pour cette raison, l'âge Oligocène supérieur est proposé pour les déformations de phase II de ce domaine.

Le bassin mio-pliocène et les plis de phase III (fig. 44)

● Le bassin

La marge septentrionale du bassin mio-pliocène est fondamentalement déterminée par le plissement et la mise en mouvement des unités qui viennent de s'individualiser.

La marge orientale, supposée jalonnée par les plis en échelon du Vélo-drome à Chateaufort, serait déterminée par le jeu en décro-chevauchement de la nappe de Digne symétriquement au jeu de l'accident durancien sur la marge occidentale (feuille Sisteron).

Ces bordures, et principalement la bordure septentrionale, voient s'inscrire directement dans la sédimentation le rôle de la déformation synsédimentaire (discordances internes, biseaux sédimentaires, delta fan...). Le taux de subsidence particulièrement élevé du bassin au Miocène (directement lié à la déformation) permet l'accumulation d'une épaisse série marine *qui transgresse à l'Aquitainien supérieur*. La sédimentation est dominée par les influences des tempêtes, des courants de marées, des distributaires fluviaux. Il semble que l'interruption, vers le Burdigalien, d'apports alpins internes par la marge nord-est du bassin (région d'Esclangon) puisse être corrélée avec le plissement généralisé d'axe Est-Ouest des unités de Mélan—Clamensane et de Chine—Clapouse. A partir de cette époque les apports alpins internes sont pris en charge par le distributaire paléo-durancien qui contourne ces unités vers l'Ouest.

Vers le Miocène moyen, la propagation des apports conglomeratiques continentaux issus des reliefs subalpins s'effectuent rapidement aux dépens du domaine marin (conglomerats de Valensole d'origine subalpine). La

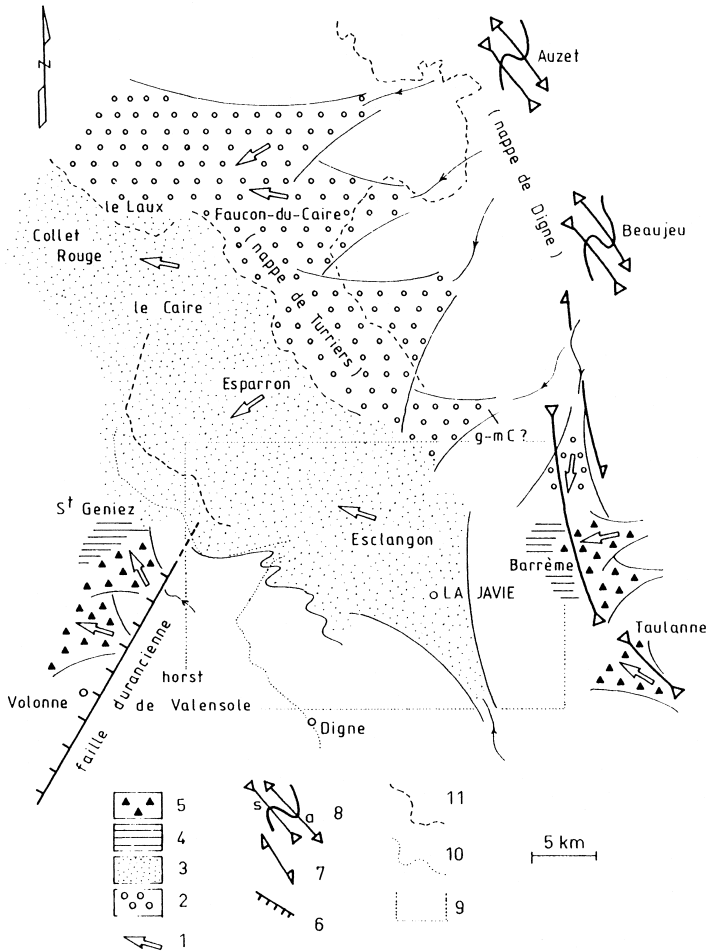


Fig. 43 - Paléogéographie de la molasse rouge gréseuse (Oligocène)

continentalisation s'effectue un peu plus tardivement au niveau du distributeur fluvial paléodurancien qui nourrit les conglomérats de Valensole en galets marqués par l'abondance de roches issues des massifs alpins internes (fig. 45).

● **Les plis**

Aussi bien à l'intérieur des unités de Mélan—Clamensane qu'en bordure et à l'intérieur du bassin mio-pliocène, la phase de déformation PIII est caractérisée par des plis Est-Ouest déversés vers le Sud allant jusqu'à des plis couchés (Vélodrome, Feissal, Chanes...). A l'intérieur de ces unités ces plis évoluent en cisaillements et en chevauchements localisés. Ainsi, le dispositif en replis serrés sur la bordure sud de l'unité de Mélan évolue-t-il en écailles puis en chevauchement plurikilométrique et, de même, voit-on la masse du Crétacé supérieur de la montagne de Carton et du Cheval-Blanc chevaucher leur avant-pays à la faveur du rejeu de fractures ou de plis antérieurs (structure de la Cine...).

C'est également pendant cette période qu'ont dû se mettre en place l'unité de Chine puis les écailles de Clapouse, selon un processus non encore bien individualisé.

Ces plis présentent des terminaisons tordues en relation avec les interruptions de la bordure est-ouest au niveau des accidents méridiens (Monges, Esclangon). A l'intérieur même du bassin, la torsion des plis plus au Nord de Thoard, E-W à NW-SE, pourrait correspondre au prolongement de l'accident des Monges.

Le caractère synsédimentaire des plis, dans la série mio-pliocène constitue la plus intéressante particularité du Vélodrome.

Le bassin résiduel et la mise en place de la nappe de Digne : phase IV

L'évolution du bassin mio-pliocène s'achève par la mise en place d'une formation tectono-sédimentaire discordante sur les structures mio-pliocènes érodées. Elle est constituée par des olistolithes provenant du démantèlement des marges septentrionales (Coustagne, Fubie) et orientale (Tanaron) du bassin. Certains olistolithes passent latéralement à de véritables écailles tectoniques (écaille d'Esclangon) et des klippes provenant de la nappe en cours de progression (Oxfordien d'Ainac, de Courbons,...) approvisionnent le bassin.

Cette formation détritique précède et accompagne la mise en place épi-gliptique de la nappe de Digne. Cette mise en place semble s'être effectuée selon une direction NNE-SSW, sans déformation majeure tant dans le substratum que dans l'intérieur de la nappe. La seule déformation interne notable correspond au décrochement déformé de la vallée du Bès au long duquel se réaliserait une rotation qui conduit le corps principal de la nappe à chevaucher le lobe de La Robine.

L'âge de la mise en place ultime de la nappe est attribuée au Pliocène terminal.

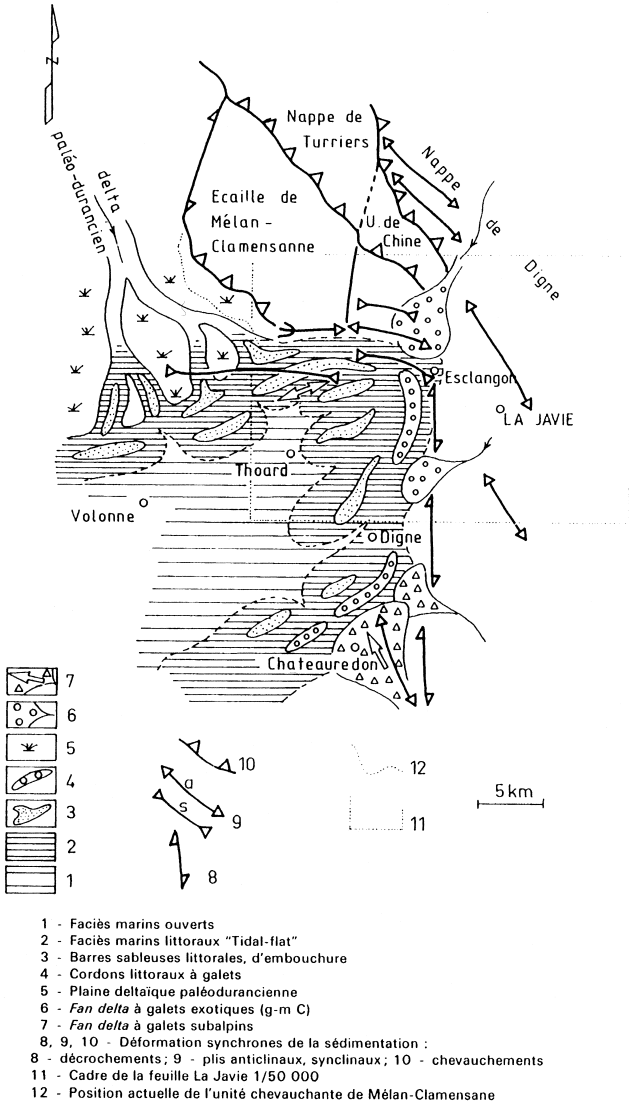


Fig. 44 - Paléogéographie de la molasse marine du golfe de Digne (Miocène)

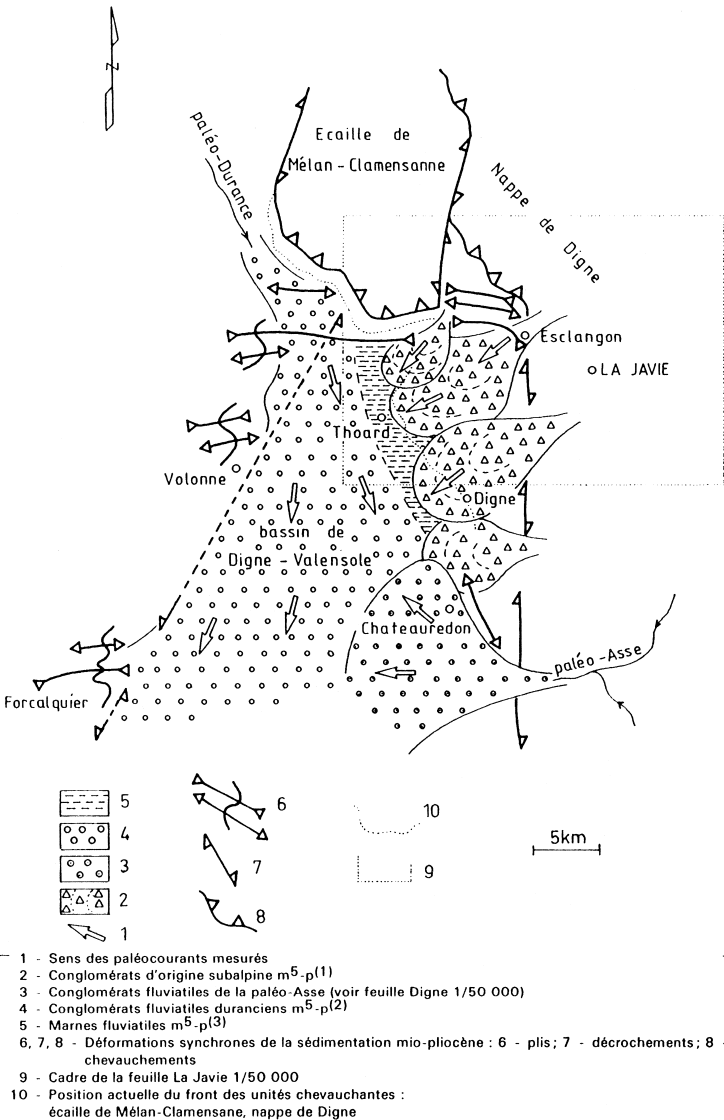


Fig. 45 - Paléogéographie des conglomérats de Valensole (Mio-Pliocène)

La déformation post-nappe de Digne : phase V

Postérieurement à sa mise en place, la nappe de Digne est déformée selon des plis à grand rayon de courbure d'orientation sensiblement NW-SE (synforme de La Robine, antiforme de Barles). *Cette déformation commence à l'extrême fin du Pliocène et se poursuit dans le Quaternaire ancien et influence l'évolution géomorphologique quaternaire.*

En conclusion, on est frappé de voir qu'il existe une certaine pérennité dans les orientations aussi bien de la paléogéographie au sein des bassins que des structures tectoniques. Ainsi trois directions privilégiées se dégagent-elles : N-S, NNE-SSW et E-W, dont le jeu et le rejeu respectifs déterminent au cours du temps faciès, épaisseurs et mouvements tant verticaux que tangentiels.

- **Les fractures N-S** (type col de la Cine) structurent fondamentalement le bassin au Lias—Dogger en contrôlant les blocs basculés et déterminent au Jurassique supérieur—Crétacé inférieur les pentes actives Est-Ouest du bassin. Le rejeu à l'Éocène supérieur et à l'Oligocène de ces accidents conduit à la structuration de bassins sédimentaires puis à la formation de couloirs de déformations associant décrochements plis et schistosité. Ces déformations conduisent à l'individualisation (pré-découpage) des grandes unités, nappe de Digne, Mélan—Clamensane, unité de Turriers ;

- **Les fractures NNE-SSW** (d'orientation cévenole, type faille de la Durance) participent au dessin des blocs basculés au Lias—Dogger au niveau de la Durance et de Clamensane. Elles contrôlent la paléomorphologie tout au long du Jurassique terminal et du Crétacé. Du Barrémien au Cénomaniens elles ont un jeu senestre qui engendre des blocs basculés d'orientations variées. A l'Éocène supérieur—Oligocène, elles déterminent la bordure ouest du horst de Valensole puis, au Mio-Pliocène la bordure ouest du bassin fortement subsident de Digne—Valensole. Cette direction se retrouve enfin dans l'orientation du contact anormal occidental de l'unité de Mélan—Clamensane.

- **Les fractures E-W** ne s'expriment dans cette partie du bassin qu'à partir du Barrémien. Elles vont participer de façon significative à la fermeture du bassin subalpin. On voit fonctionner cette orientation dans les plis d'âge éocène ; on la retrouve dans les déformations Est-Ouest mio-pliocènes de la bordure nord du bassin de Digne—Valensole, dans la partie frontale du chevauchement de Mélan—Clamensane, dans la nappe de Turriers, voire dans la nappe de Digne. Cette orientation participe donc à la géométrie générale des unités en assurant le relais entre les décrochevements N-S et NNE-SSW.

ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE QUATÉNAIRE (fig. 46, 47, 48, 49)

GLACIAIRE QUATÉNAIRE

Les Préalpes de Digne occupent une position très marginale par rapport aux grands appareils glaciaires quaternaires des Alpes du Sud. Cependant le

glaciaire local a joué un rôle important dans l'évolution des massifs orientaux et des hautes vallées de la Bléone et du Bès. Bien que d'extension réduite l'englacement quaternaire a revêtu des aspects très variés : glacier de vallée de la Bléone, débordement diffluent du glacier durancien dans la haute vallée du Bès, glaciers d'altitude isolés des plus hauts massifs (les Monges, le Cheval-Blanc). La région de Digne—La Javie représente en quelque sorte une transition entre le glaciaire durancien de style déjà dauphinois au Nord-Ouest et le grand glaciaire de vallées des Alpes maritimes.

Le glaciaire quaternaire de la Bléone

Les quelques auteurs qui ont évoqué les formations pléistocènes du bassin de la Bléone ont émis l'hypothèse d'une extension glaciaire maximum jusqu'aux abords de Digne (Kilian, 1894 ; Penck, 1905 ; Martin, 1926 ; Charbonnet, 1947). En réalité les seuls dépôts glaciaires conservés dans la vallée sont situés dans la région de Prads à plus de 20 km en amont.

A l'amont de Prads des moraines très « fraîches » attribuées au Würm drapent les deux versants de la vallée aux environs des Eaux-Chaudes (gradin de la Pinée—Clot du Serre). Le matériel glaciaire s'associe à des formations glacio-lacustres ou fluvioglaciaires marginales. Vers l'aval et en rive gauche de la Bléone, les moraines garnissent un gradin d'une cinquantaine de mètres d'altitude relative et passent rapidement au Sud de Prads à une nappe proglaciaire qui disparaît sous les grands éboulis du versant de la Rencure. Des lambeaux de cette nappe fluvioglaciaire se retrouvent en rive droite à l'aval de Prads (terrasse inférieure des Hautes-Combes) et dans la cluse de Blégiers. La terrasse se développe enfin à l'aval de La Javie dans le bassin de Marcoux où elle constitue la basse terrasse 25 m de la Bléone. Le dispositif morainique fluvioglaciaire de Prads, permet de situer avec vraisemblance le front du maximum glaciaire wurmien à l'amont de Blégiers (Jorda, 1980). La langue de glace de la Bléone recevait à l'amont le renfort des glaciers du Bussing en rive droite, du Riou de la Favière et du Riou de la Montagne en rive gauche.

L'étude chronostratigraphique de la basse terrasse de la Bléone dans le bassin de Marcoux fournit d'importantes précisions sur l'évolution du glacier wurmien de la haute vallée (Jorda, 1982, 1983 a). *La coupe du Baquin*, située en rive droite de la rivière au Nord du village du Moustéret (fig. 46), montre la superposition de deux nappes fluvioglaciaires séparées par un paléosol interstadiaire daté de 19 000 à 20 000 BP (datations au isotopique ^{14}C sur débris charbonneux ; Gif-sur-Yvette). La nappe fluvioglaciaire inférieure est datée vers la base de $24\,800 \pm 450$ BP. Elle paraît correspondre à l'amont aux moraines du maximum glaciaire de la région de Prads qui se situerait ainsi au cœur du Würm III des chronologies classiques. La nappe fluvio-glaciaire supérieure, postérieure à 20 000 BP, signale une importante récurrence glaciaire fini-wurmienne dont on retrouve les moraines à gros blocs de grès d'Annot à l'amont de Prads où elles obstruent la vallée principale (secteur des Eaux-Chaudes). Soulignons enfin que l'attribution au Würm III du maximum glaciaire de la Bléone remet en cause les hypothèses classiques d'un emglacement maximum wurmien du bassin durancien beaucoup plus ancien (Würm II des chronologies classiques).

Des dépôts glaciaires altérés et lacunaires d'une phase d'englacement antérieure au Würm se différencient dans la région de Prads où ils dominent les formations wurmiennes (Clot du Serre ; versant gauche de la vallée de la Favière). Ces moraines peuvent être attribuées au Riss. Elles sont relayées en effet vers l'aval par la terrasse fluvioglaciaire supérieure des Hautes-Combes qui se poursuit de manière discontinue jusqu'au bassin de Marcoux où elle se développe largement. La langue glaciaire n'a pas dépassé semble-t-il les limites atteintes au Würm.

Dans le bassin de Marcoux la troisième terrasse de la Bléone (+ 160 m), attribuée au Quaternaire moyen, présente un faciès très proche de celui des deux nappes fluvioglaciaires inférieures (Jorda, 1970). L'hypothèse d'une phase glaciaire du Quaternaire moyen n'est donc pas à exclure.

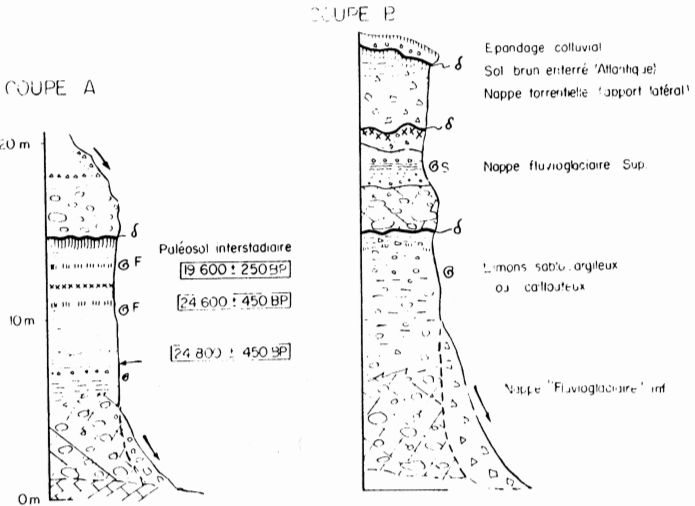
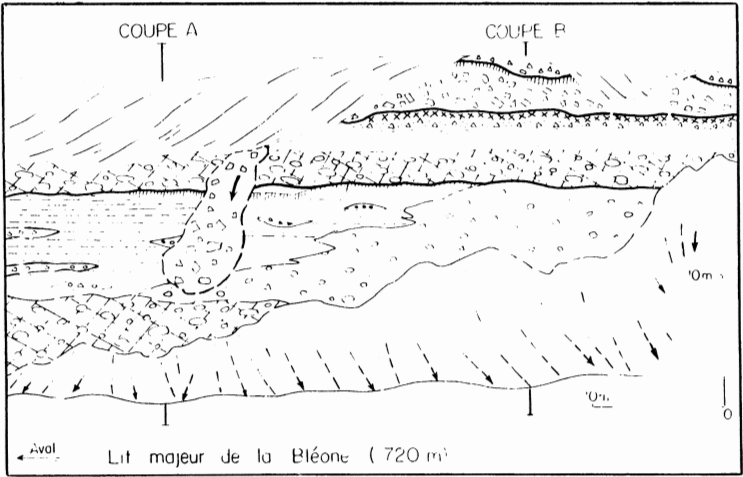
Le glaciaire durancien diffluent du haut Bès

Au Nord-Est de la carte, le glacier durancien a envahi à plusieurs reprises le bassin de Seyne-les-Alpes (carte Seyne-les-Alpes à 1/50 000) et son extrémité méridionale a débordé par le col de Maure (1 346 m) vers la haute vallée du Bès. Cette diffluence a été signalée dès la fin du siècle dernier par Haug (1896), puis Martin (1926) et Goguel (1939). Plus tard Veyret (1945), Chardonnet (1947) et Jorda (1972) en ont étudié les conséquences géomorphologiques. La langue de glace diffluente s'achevait à l'amont du village du Vernet (carte Seyne) où elle a abandonné des moraines appartenant au moins à deux phases glaciaires successives. Sur la feuille La Javie, la proximité du glacier du haut Bès explique l'ampleur de la vallée qui a canalisé les eaux de fusion. Quelques lambeaux d'une terrasse fluvioglaciaire wurmienne (terrasse proglaciaire) à matériel durancien, subsistent à l'aval du Vernet. Mais plus à l'aval, le faciès fluvioglaciaire s'estompe rapidement dans la terrasse wurmienne de Verdaches, ce qui souligne le caractère très éphémère de la diffluence du col de Maure. Dans la région de Barles enfin, le faciès très grossier et hétérométrique des lambeaux de la même terrasse wurmienne pourrait être lié à l'apport des eaux de fontes glaciaire (phénomène de « chasse-d'eau » au débouché des cluses de Verdaches).

Les appareils glaciaires d'altitude

Le flanc nord du massif des Monges et les hautes vallées du versant est du massif du Cheval-Blanc ont abrité au Quaternaire de petits appareils glaciaires isolés situés en exposition froide ou en position d'abri. Ces glaciers ont abandonné des constructions morainiques parfaitement conservées attribuées au Würm. Dans le massif des Monges cependant, les moraines wurmiennes recouvrent à l'aval des formations glaciaires et fluvioglaciaires plus anciennes développées sur la carte Seyne-les-Alpes (« Riss » probable).

L'altitude des fronts glaciaires (1 500 à 1 650 m) permet d'évaluer à 1 600 mètres en ubac de la « limite des neiges permanentes » wurmiennes (« ligne d'équilibre glaciaire ») soit environ 200 à 300 mètres au-dessus de la limite des neiges, contemporaine des régions plus internes et plus sèches de l'Ubaye et du haut Verdon. Cet abaissement de la limite des neiges dans les massifs préalpins explique le développement en altitude de formes cryoni-



- 1 : Substratum calcaire (Lias) ; 2 : Nappe fluvio-glaciaire ; 3 : Nappe torrentielle ; 4 : Niveaux sableux ; 5 : Limons et limons sableux ; 6 - Limons argileux ; 7 : Niveau cimenté par CaCO_3 ; 8 : Horizon hydromorphe oxydé ; 9 : Sol, paléosol, sol enterré ; 10 : Discordance stratigraphique ; 11 : Malacofaune ; 12 : Ensemble glissé ou éboulis.

Fig. 46 - Basse terrasse fini-wurmienne de la Bléone au Baquin

vales wurmiennes qui évoquent les langues de glaciers rocheux, les guirlandes détritiques de pied de versant ou les éboulis fluants des hauts massifs intra-alpins. Ces modèles hérités sont localisés en exposition froide Nord ou Nord-Est et dans les massifs qui se signalent aujourd'hui par la présence d'enclaves de végétation intra-alpine d'altitude au-dessus de l'étage asilvatique préalpin (massifs des Monges, du Blayeul, du Cheval-Blanc, montagne de l'Ubac).

ÉVOLUTION QUATERNAIRE DES GRANDES VALLÉES

La reconstitution de l'évolution paléomorphologique des grandes vallées est gênée par la médiocre conservation des formations alluviales victimes de l'érosion et réduites le plus souvent à des lambeaux isolés ou noyés sous les formations de pente. Une exception cependant, la vallée de la Bléone qui a conservé dans le bassin de marnes noires de Marcoux, à l'amont de Digne, *les vestiges de six nappes alluviales étagées*. Celles-ci se différencient par leur altitude relative respective, les caractéristiques sédimentologiques des alluvions, l'altération du matériel caillouteux et la présence sur les plus hautes terrasses de « vieux sols » de surface évolués de type fersiallitique ou de paléosols.

La formation la plus ancienne est représentée par l'unique vestige du conglomérat fluviatile du col des Escuichières (500 m d'altitude relative) situé sur la crête du Liman qui sépare les vallées du Bès et de la Bléone. Au Sud du col et au lieu-dit Chauvet, deux lambeaux alluviaux isolés du Quaternaire ancien se signalent par l'épaisseur du matériel qui dépasse une quarantaine de mètres (altitudes relatives 350 m et 260 m). Ils dominent les trois nappes alluviales inférieures attribuées au Quaternaire moyen et supérieur et dont les niveaux de terrasses se suivent en rive droite de la Bléone jusqu'à la confluence du Bès. Ces alluvions présentent un faciès périglaciaire ou fluvioglaciaire particulièrement accusé dans la basse terrasse datée du Würm supérieur au Baquin et à la Laune (fig. 43). Plus à l'aval, le massif de la Grande-Colle qui domine au Nord de Digne la confluence Bès-Bléone, a conservé les deux nappes alluviales étagées du Quaternaire ancien et la nappe du Quaternaire moyen dont l'altitude relative est beaucoup plus importante qu'à l'amont (220 m contre 160 m sous Chauvet). Ces lambeaux alluviaux sont caractérisés par l'épaisseur surprenante du matériel (près de 80 m pour la terrasse du Quaternaire moyen) et surtout par *l'ampleur des déformations tectoniques qui les affectent*.

Évolution morpho-tectonique

Au Sud de la Grande-Colle, au lieu-dit le Rochasse, la semelle de la nappe inférieure du Quaternaire ancien est affectée par des pendages ENE de 35°. Les lentilles ou horizons sableux grésifiés et des bancs conglomératiques riches en galets striés et tectonisés montrent les plans de micro-décrochements et des cisaillements à rejets inverses (tectonique en compression ?). Un phénomène comparable s'observe dans la nappe alluviale plus récente du Collet de Meunière dont les bancs plongent d'une vingtaine de degrés vers l'ENE. Cette déformation s'accompagne d'une structuration complexe

du dépôt qui associe un dispositif à chenaux de crues et stratification oblique à des discordances intraformationnelles progressives (déformation syn-sédimentaire). Au Sud-Est de la Grande-Colle, des déformations du même style et de même direction affectent un lambeau de terrasse locale du massif de Beaumont (limite sud de la feuille à l'Est de Digne). *L'ensemble de ces observations met en évidence l'ampleur de la tectogenèse pléistocène dont les manifestations sont clairement décelables jusqu'à l'orée du Quaternaire supérieur dans le bassin de la Bléone* (Jorda, 1982).

La surrection progressive de la marge subalpine à l'aval de La Javie apparaît nettement sur les profils longitudinaux des nappes alluviales successives qui subissent, à l'approche de la Grande-Colle, une déformation d'ensemble soulignée par une atténuation locale de leur pente moyenne et un accroissement de leur altitude relative respective. L'épaississement très rapide des accumulations alluviales à l'aval de La Javie résulte sans aucun doute de l'obstacle tectonique dressé sur le trajet de la Bléone à l'aval du palier structural du bassin de Marcoux.

Cette évolution morphotectonique est responsable d'autre part du « retard de creusement » qui affecte le haut bassin de la Bléone jusqu'au Quaternaire supérieur. L'érosion régressive, freinée par la surrection de la zone frontale, a eu beaucoup de difficultés à atteindre la haute vallée, à l'amont de La Javie, qui a conservé jusqu'à la période récente une altitude moyenne très forte et peu compatible avec l'ampleur modeste du volume montagneux. Soulignons enfin que cette évolution tectonique a orienté fermement le tracé des grands axes du réseau hydrographique pendant tout le Quaternaire. C'est ainsi que le torrent du Bouinenc, affluent de rive gauche de la Bléone sous le village de Marcoux, a emprunté jusqu'à la fin du Würm la vallée actuelle du Merdaric globalement subméridienne avant d'adopter par déversement son trajet actuel.

Les étapes de l'évolution quaternaire de la vallée du Bès ou de la vallée des Duyes dans le bassin néogène sont beaucoup plus difficiles à saisir. La vallée du Bès a conservé les vestiges isolés et difficilement corrélables des deux nappes alluviales les plus récentes. Celles-ci ne sont bien développées qu'à l'amont des cluses de Verdaches où elles acquièrent progressivement vers l'amont un faciès fluvioglaciaire qui témoigne, on l'a vu, de la diffluence glaciaire du col de Maure. A l'aval d'Esclangon, d'importantes variations de l'altitude relative de la terrasse la plus ancienne (« Riss » probable) résulte vraisemblablement de la tectogenèse pléistocène tardive. Mais la dispersion des lambeaux alluviaux ne permet pas de se prononcer avec autant d'assurance que pour la Bléone.

Dans la vallée des Duyes, la terrasse wurmienne (+ 20 m) de faciès périglaciaire est largement représentée. Elle s'associe latéralement à des formations torrentielles contemporaines ou à des épandages colluviaux (glacis-terrasses). Cette nappe alluviale domine une basse terrasse postglaciaire caractéristique des vallées du bassin néogène à l'aval de Digne. Cette basse terrasse a été datée en plusieurs points de la fin du Tardiglaciaire et de la première moitié de l'Holocène sur la feuille voisine Digne (datations 14 C sur débris charbonneux ; Jorda, 1980). Au-dessus de la terrasse wurmienne des

lambeaux alluviaux isolés (+ 50 à 60 m) sont rapportés à la fin du Quaternaire moyen (« Riss » probable). Les épisodes antérieurs de l'évolution du bassin des Duyes sont soulignés par l'étagement de niveaux d'érosion ou de niveaux structuraux développés sur les formations néogènes. Ils portent des couvertures colluviales discontinues d'origine locale, associées parfois à des vestiges de « vieux sols » évolués de type fersiallitique. La multiplication de ces niveaux étagés rend délicate leur interprétation paléoclimatique et chronologique.

ÉVOLUTION QUATERNAIRE DES VERSANTS ET DES DÉPRESSIONS INTRA-MONTAGNARDES

La plupart des formations de pente anciennes accrochées aux versants ou isolées sur les replats sont difficilement corrélables avec les premières étapes de l'incision verticale quaternaire du réseau hydrographique. Leur signification paléoclimatique est d'autant plus incertaine que ces formations ont le plus souvent des faciès « atypiques » (formations à blocs glissées ; brèches hétérométriques de pente karstifiées...). Leur degré d'altération ou la présence de « vieux sols » de surface évolués ne constituent pas, par ailleurs, des critères chronologiques suffisamment fiables. Il faut attendre en définitive le Quaternaire moyen pour voir se développer des formations de pente assez bien conservées et dont les caractéristiques périglaciaires affirmées (éboulis cryoclastiques notamment) vont de pair avec les premiers indices d'un englacement important du haut bassin de la Bléone. Dès lors, la diversité des dépôts de pente et la variété des modelés hérités de versants apparaissent étroitement dépendants des conditions lithostructurales locales ou de l'altitude et de l'exposition pour les héritages les plus récents. Mais on ne saurait oublier que *la tectogenèse pléistocène et son corollaire, l'instabilité sismique*, ont contribué à perturber l'évolution morphodynamique des pentes et le déroulement paléoclimatique des principales étapes de la morphogenèse quaternaire. L'ensemble de ces faits nous a conduit à rejeter toute tentative cartographique de différenciation chronologique précise des formations de pentes.

Trois types de formations ont été retenus : les éboulis actifs ou anciens et fixés ; les formations de pentes dites « polygéniques » et les formations d'épandage en glacis qui drapent la majeure partie des bas de versants de la moyenne montagne.

Les éboulis

L'altitude médiocre du volume montagneux et la prédominance des lithofaciès marneux, marno-calcaires ou argilo-détritiques, n'ont pas été favorables au développement et à la conservation des couvertures d'éboulis classiques qui ne constituent pas un élément dominant du paysage des versants préalpins. Les éboulis les plus importants caractérisent les grands versants des massifs orientaux les plus élevés, façonnés dans l'épaisse série calcaire du Crétacé supérieur (haut bassin de la Bléone ; massifs du Cheval-Blanc et du Carton...). Partout ailleurs des éboulis périglaciaires hérités et transformés en brèches de pente frangent localement le pied des escarpe-

ments : calcaires du Lias ou du Tithonique. Ils sont réduits le plus souvent à des lanières isolées par les ravins et associées fréquemment à des vestiges de versants réglés (versant ouest et nord-ouest de la crête des Dourbes—pic de Couard, versant méridional de la montagne de Gérüen au Nord de Mélan, versants de la combe anticlinale des Monges au Nord-Ouest...). Ces éboulis hérités se raccordent à leur base à des niveaux colluviaux ou torrentiels attribuables au Quaternaire moyen (« Riss » probable). Ce dispositif est très caractéristique dans la haute vallée du Bès sur le versant NNW de la montagne de l'Ubac. Il permet de reconstituer le long des grandes vallées des paysages géomorphologiques du Quaternaire moyen beaucoup plus amples que ceux des périodes ultérieures. On note en particulier l'ampleur des vallées « rissiennes », du haut Bès et de la moyenne Bléone à l'aval de La Javie, frangées latéralement par de grands épandages colluviaux ou torrentiels et dominées par des versants périglaciaires régularisés.

Une deuxième génération d'éboulis périglaciaires emboîtés dans les formations précédentes s'individualise dans la région orientale ou les massifs montagneux du Nord-Ouest. En altitude, au-dessus de 1 700 m, ces éboulis s'associent aux formations glaciaires ou cryonivales wurmiennes (massif du Cheval-Blanc ; versant nord des Monges...). Dans la haute vallée de la Bléone les grands éboulis de la Rencure développés en rive gauche au Sud de Prads, sont contemporains de la terrasse fluvio-glaciaire wurmienne sur laquelle ils s'appuient. Mais ils ont subi ultérieurement des phénomènes de tassement ou de glissement de masse (d'origine sismique ?) et viennent obscurcir en partie le lit majeur actuel de la rivière.

Les éboulis actuels, actifs ou entretenus, occupent une extension réduite. Ils sont généralement localisés en exposition froide d'ubac et dans l'étage asilvatique supérieur. Dans les massifs du Cheval-Blanc et du Carton ils sont associés fréquemment à des couloirs et cônes d'avalanches fontionnels ou épisodiques.

Les formations de pente polygéniques

Le long de la bordure subalpine et dans la vallée moyenne du Bès, des clues de Verdaches à Tanaron, les versants sont en grande partie couverts par des formations de pente dont le matériel hétérométrique et la topographie chaotique résultent des phénomènes d'ébouilisation ou de tassements rocheux assistés par des processus de glissement ou des mouvements de masse impliquant localement le substratum. Ces couvertures détritiques se prolongent au pied des versants par des épandages de même nature qui coiffent les gradins ou fossilisent des paléovallons incisés dans les roches tendres. Une évolution sensiblement identique a caractérisé localement des formations d'éboulis anciens à matériel hétérométrique du haut bassin de la Bléone (massifs du Carton et du Cheval-Blanc) ou des montagnes des Monges et de Gérüen au Nord-Ouest de la feuille.

La plupart de ces formations semblent antérieures au Quaternaire moyen. Mais elles ont connu parfois jusqu'à la période récente une évolution polygénique et des remaniements successifs en relation avec le creusement des vallées voisines et l'incision progressive des bassins torrentiels. Il est dès

lors impossible de les rapporter globalement à tel ou tel épisode morpho-climatique. La présence constante dans ces couvertures de formations à blocs associées à des panneaux rocheux glissés de grande taille suggère une instabilité d'origine tectonique des versants et l'intervention probable de phénomènes sismiques (région de Barles, de Mélan).

La structure locale et la lithologie ont joué un rôle déterminant dans la genèse de ces versants. C'est ainsi que, de Digne à Tanaron, le front de chevauchement de l'unité de La Robine, fragilisé par la tectonique et frangé à la base par des affleurements discontinus de Trias argilo-gypseux ou par les formations détritiques du bassin néogène, a été particulièrement affecté par ce type d'évolution. Il en est de même de la région du col d'Ainac et de Lambert au Nord de La Robine. Dans le bassin de marnes noires jurassiques de Barles ces couvertures polygéniques se raccordent à l'aval à des épandages torrentiels ou à des coulées de solifluxion dont l'étagement souligne assez bien les étapes du creusement quaternaire de la vallée du Bès.

Les formations d'épandage « en glacis »

La base des versants est associée très souvent à des topographies faiblement inclinées et régularisées auxquelles est réservé généralement le terme descriptif de « glacis ». Ces topographies sont bien développées dans les dépressions marneuses où elles s'organisent en plusieurs générations étagées. Deux types génétiques de « glacis » ont été distingués sur la feuille La Javie :

— « *glacis* » de *dénudation* ou *d'érosion* façonnés dans les marnes noires où les faciès les plus tendres du bassin néogène et qui portent une mince couverture colluviale (glacis colluviaux). La genèse de ces formes est généralement attribuée aux périodes froides caractérisées par des conditions climatiques périglaciaires de nuance sèche. Elle suppose en effet une prédominance de l'érosion aréolaire favorisée par une couverture végétale peu développée et lacunaire et la présence probable d'un sol gelé pendant une grande partie de l'année. Il convient de noter cependant que des topographies régularisées du même type se développent actuellement en bordure des lits majeurs et dans les dépressions de marnes noires abandonnées par les cultures et où la végétation spontanée de substitution n'a pu encore se développer (cuvette de La Robine...);

— « *glacis* » d'*accumulation d'origine torrentielle* développés au pied des grands versants à corniches calcaires. Ces modelés correspondent à d'anciennes nappes torrentielles mises en inversion de relief par l'érosion. Les plus étendues correspondent au Quaternaire moyen (« Riss ») et s'associent à l'amont aux grands versants périglaciaires de cette période (bassin de Draix-Archail au pied du sommet de Couard...).

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE POSTGLACIAIRE

L'évolution géomorphologique holocène du domaine préalpin régional est assez bien connue aujourd'hui (Dubar, 1977 ; Jorda, 1980, 1983 a et b).

Au cours de la période postglaciaire la morphogenèse a été dominée par

l'extension des ravinements sur les versants marneux et une aggravation corrélative des phénomènes de torrentialité qui témoignent, à partir du Néolithique, d'une intervention progressive de l'homme sur des écosystèmes montagnards particulièrement fragiles.

Les principales étapes de la morphogenèse holocène sont bien mises en évidence par l'étude stratigraphique et sédimentologique des remblaiements alluviaux et colluviaux postglaciaires des vallées emboîtées dans les nappes fluviales wurmiennes ou tardiglaciaires. Ces remblaiements sont caractérisés à leur base par des dépôts caillouteux à matrice limoneuse datés au ^{14}C en plusieurs points sur les feuilles voisines (Digne, Seyne-les-Alpes, Laragne, Barcelonnette) de la fin du Tardiglaciaire ou du début Holocène (Jorda, 1980, 1983). Les cailloutis sont surmontés par une couverture limoneuse assez homogène, épaisse de plusieurs mètres dans laquelle se différencient des sols « enterrés » à caractères vertiques ou des sols bruns forestiers peu évolués datés sur la feuille Digne de la période atlantique (7 000 à 6 000 BP). Cette phase de pédogenèse souligne l'importance régionale de « l'optimum climatique » holocène (Jorda, 1980). Le « remblaiement holocène principal » s'achève en général par des épandages caillouteux qui signalent une reprise agressive de l'érosion sur les versants voisins. Celle-ci résulte en partie au moins de l'emprise croissante de l'homme sur le milieu montagnard. Elle semble accompagner les grands défrichements de l'Age du Bronze et de l'Age du Fer dont l'ampleur est soulignée par les analyses polliniques des tourbières régionales (de Beaulieu, 1977 ; Wegmüller, 1977). Dans les vallées affluentes l'évolution s'est poursuivie depuis la période protohistorique par la construction de grands cônes torrentiels en général emboîtés dans le « remblaiement holocène principal » (cônes Fzb des vallées de la Bléone et des Duyes). Cette torrentialité, qui s'est poursuivie avec des crises successives jusqu'à la période historique récente, résulte de l'interférence complexe entre l'évolution climatique des trois derniers millénaires et l'ampleur croissante de l'intervention humaine sur le milieu montagnard (Jorda, 1983 b).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

La feuille La Javie couvre presque intégralement le haut bassin montagneux de la Bléone, affluent de rive gauche de la Durance. La rivière prend naissance au pied du sommet des Trois-Évêchés (2 960 m). Son affluent principal est le Bès qui conflue avec elle en amont de Digne. Le régime de la Bléone est torrentiel. A l'aval de Digne le débit moyen est voisin de $15 \text{ m}^3/\text{s}$ (débit maximum $50 \text{ m}^3/\text{s}$, crues pouvant atteindre $200 \text{ m}^3/\text{s}$).

Les conglomérats de Valensole (bassin de Thoard) sont perméables. Les émergences se situent au point bas des assises de cailloutis et poudingues au contact des niveaux argileux intercalés ; les débits sont faibles ($0,5$ à 3 l/s). Les sources sont nombreuses en rive droite des Duyes (pendage générale des assises vers l'Est).

Des sources nombreuses jalonnent le front de chevauchement de Digne-Barles. Le magasin est constitué par la série calcaire liasique formant les crêtes au-dessus du chevauchement. Elles sont presque toutes captées pour Champtercier (la Draille, au Sud du sommet de la Bigue), Thoard (la Pissaray, à l'Ouest de la Bigue), Mélan (fontaine du village). Les débits n'excèdent pas 3 à 4 l/s.

Au-dessus et au Nord de Courbons, la source des Chatières est aussi issue des calcaires liasiques ou au contact du Trias. Au-dessus de Mélan les calcaires liasiques sont en partie drainés à Font-Benette, émergence sur faille au toit de la série calcaire sur la route d'Authon.

Dans la cuvette synclinale de La Robine, quelques émergences, en général sur faille, existent au toit de la série calcaire liasique, le plus souvent au toit du Lias inférieur (source du ravin des Tuiles à La Robine, source du Siron) mais l'exutoire principal des calcaires de la chaîne du Siron au point le plus bas est constitué par la source du Saumon à Saint-Benoît, près de Digne (30 l/s) où se développe une puissante formation de tufs qui sert de soubassement aux bâtiments abritant la Réserve géologique de Haute-Provence.

Sur le flanc oriental de la longue arête liasique séparant Bès et Bléone et culminant au Blayeul, les émergences, toujours d'assez faible débit, et en général sur faille, sont situées au toit du Lias inférieur (sources du ravin de la Lauze entre le col du Boullard et Blayeul), ou au toit du Domérien supérieur ou même au toit des calcaires marneux du Domérien inférieur (source du Grand-Vallon au Moustéret). Les débits sont toujours faibles. Au-dessus de Barles les calcaires du Lias inférieur constituant les barres de Chine sont drainées en deux points : la source de Jarfagna au Nord du Forest (altitude 1 250, débit faible) et la source du Destret dans le ravin de Descoure (altitude 1 020, débit variant entre 1,5 et 10 l/s).

Dans la vallée du Bès, on note l'exutoire d'une puissante source à Font-Chaude, qui jaillit en rive gauche, dans les calcaires jurassiques du flanc nord de l'anticlinal du Pérouré. L'eau qui provient des pentes du Blayeul n'emprunte pas le ravin de la Pare, qui est à sec, mais chemine dans un réseau karstique qui s'est installé sur un vieux réseau de failles oligocènes ayant rejoué au Mio-Pliocène.

A l'Ouest de Barles les calcaires du Jurassique supérieur de l'anticlinal des Monges, bien karstifiés (sommet des Monges), sont drainés dans le ravin de la Bastié aux sources de la Peyrouse au-dessus d'Authon (20 l/s). Les éboulis de pente reportent ici les émergences plus de 50 m en dénivelée au-dessous du contact Rauracien-Oxfordien.

Les calcaires du Bathonien inférieur-Bajocien sont bien développés au Sud de La Javie où ils forment une crête continue. On doit considérer la source des Ronchaires, captée pour le Brusquet au Sud du village (10 l/s), comme un exutoire de ces calcaires bien que l'émergence se situe dans les marnes noires toarciennes très en dessous du contact calcaires-marnes ; elle se trouve en effet sur un accident NW-SE affectant l'ensemble de la série.

Au Nord de La Javie ces calcaires affleurent peu sauf au-dessous du col du Labouret (source du chalet Demouzy).

Le Jurassique supérieur et le Néocomien à l'Est de la Bléone constituent en général un unique magasin aquifère drainé aux points bas soit à la base du Bathonien, soit au toit de la série. Les sources du massif du Couard ne sont pas importantes (source du Pré-de-l'Évêque sur l'accident tronquant le massif au Nord). L'anticlinal au Sud de Blégiers, recoupé par la Bléone, est vraisemblablement drainé par la rivière. Une source existe sur le flanc nord en rive gauche, immédiatement à l'aval du pont de Chanolles.

Le monoclinal de la montagne de l'Ubac ne présente pas d'exutoire important à la base du Jurassique ; il paraît être drainé au toit de la série calcaire et marno-calcaire par les alluvions du torrent de Galebre. La situation est la même pour la montagne de la Chappe entre Galebre et Bléone, avec un drainage par la rivière au Nord de Blégiers.

Le réservoir aquifère le plus important est constitué par la série calcaire très épaisse du Crétacé supérieur mais il se développe surtout en dehors des limites de la carte vers l'Est et le Sud-Est. Un des principaux points de drainage de la montagne de Cheval-Blanc est constitué par la source de Chanolle (80 l/s), captée pour la production d'énergie électrique. Les exutoires de la montagne du Carton sont dispersés : sources captées pour Prads, l'une au-dessus du pont, l'autre à 300 m au Nord (les éboulis reportant les émergences à l'aval de la base de la série calcaire), source du bois de Simoure, captée par Tercier, sur l'accident bordant le massif au Nord-Est. Le grand massif s'étendant au Nord-Est des Eaux-Chaudes est drainée par la Bléone et ses affluents. L'ancienne source des Eaux-Chaudes est tarie ; l'émergence se trouvait, sur un accident, dans les calcaires néocomiens, au droit du hameau en ruines, en rive droite du torrent, sur l'ancienne chaussée dominant la route actuelle.

L'Oligocène détritique (Esclangon) n'alimente que de très petites émergences.

Le rôle des éboulis de pentes et des placages glaciaires est important : ils alimentent de très nombreuses sources de débit souvent suffisant pour assurer l'alimentation d'un village, notamment quand ils reposent sur les Terres noires (sources du Tourounet à Archail, des Clapeyries à Draix, des Plaines au Vernet, du Champ-de-l'Orge et du Pré-des-Commères au Haut-Vernet,...)

La nappe des alluvions de la Bléone assure l'alimentation en eau de Digne. Les ouvrages de captage se trouvent en amont du pont de Marcoux. Le débit, acheminé par gravité, est supérieur à 100 l/s.

MINES ET CARRIÈRES

Les alluvions de la Bléone ont été exploitées à l'amont de Digne en vue de l'utilisation pour les *granulats* et les *remblais*. Ces matériaux sont calcaires et ils constituent un gisement assez étendu à l'amont de Digne.

TABLEAU 1 : COUPES RESUMÉES DES SONDAGES

Numéro archivage national	Désignation	Coordonnées		Altitude	Profondeur totale	Formations traversées	Cotes Sommet Formations	Observations
		X	Y					
118-3-1	Barles	916,70	226,75	+ 1 200	453,45 m	Quaternaire Werfémien Carbonifère	0 2 86	
118-6-1	Courbons	909,77	207,74	+ 910	54 m	Miocène terminal	0	
118-7-2	Fabry	918,34	215,37	+ 770	36 m	Toarcien	0	
118-7-3	Champ-Cornu	919,84	215,42	+ 812	54 m	Toarcien	0	
118-7-5	Pont de la Bléone	920,64	215,73	+ 810	16 m	Quaternaire (alluv)	0	

Le gypse a été extrait à proximité nord de la ville de Digne (à Champourcin) à Tanaron et à Thoard pour la fabrication du plâtre ; aucune exploitation n'est plus en activité. Ces gisements sont relativement hétérogènes avec argiles et cargneules abondantes.

Les calcaires du Tithonique sont extraits au Perouré pour l'empierrement.

L'argile a été utilisée autrefois au Nord-Est de Digne, au lieu-dit le Blan (commune du Brusquet) où ne subsiste plus que la cheminée en briques de l'ancienne usine. Cette argile, extraite d'une carrière proche ouverte dans le Toarcien, aurait été employée dans la fabrication de briques.

Le charbon a seulement fait l'objet d'un sondage de reconnaissance, à Barles, par le BRGM en 1952 et 1953. Ce sondage de 453 m a mis en évidence un grand nombre de couches de faible épaisseur (0,02 m à 1,2 m) sous 84 m de quartzites du Trias inférieur. Ces couches de charbons sont le plus souvent pulvérulentes ou schisteuses.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

La carte à 1/50 000 La Javie se trouve au sein du périmètre de la **Réserve géologique des Alpes de Haute-Provence** et l'on trouvera au siège de la réserve, à Digne, toutes les indications utiles sur les principaux itinéraires, et sur la localisation des sites paléontologiques les plus spectaculaires.

Dans le **guide géologique régional** (Masson et cie. éditeur) : **Alpes du Dauphiné** par J. Debelmas 1983 ; *itinéraire* n° 4 : de Digne à la haute vallée de l'Ubaye par la vallée du Bès.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles font l'objet du tableau 1.

BIBLIOGRAPHIE

ARCHILOQUE A., BOREL L., LAVAQUE A. (1970). — Carte de la végétation des Alpes - Feuille de La Javie au 1/50 000. Doc. pour la carte de la végétation des Alpes, V tome VIII, p. 35-71. Carte hors texte.

BEAUDOIN B. (1968). — Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles (Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris (D), t. 267, p. 152-155.

BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M., PERLIN M. (1966). — A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes). La redécouverte du gisement à Cérithes et ses conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 458-460.

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. (1975). — Alpes Méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation. IX^e Congr. int. sédimentologie, Nice, livret-guides, Excursion n° 7, 221 p.

BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINO-TEAU B., PINAULT M., TRUYOL V. (1987). — Mesure directe de la compaction dans les sédiments. Genèbass, *Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chap. 11, p. 235-247.

BEAUDOIN B., GIGOT P., HACCARD D. (1970). — Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XII, p. 664-672.

BEAUDOIN B. (1977). — Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse, univ. Caen, 339 p., 116 fig.

BEAUDOIN B., COADOU A. (1986). — Olistolithes et conglomérats au Lias-Dogger en relations avec l'activité tectonique synsédimentaire. *Géol. Alpine*, mém. h.s., n° 13, p. 187-196.

BEAUDOIN B., RENAUD P., COJAN I., DESMAISON Y. (1986). — Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du Col de la Cine au long du Mésozoïque (Région de Digne, S.E. France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, II, n° 9, p. 857-862.

BEAULIEU J.L. de, JORDA M. (1977). — Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Montagne de la Blanche-Trois Évéchés. *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, n° 52, 3, p. 3 à 15.

BODELLE J. (1964). — Lacunes et réductions d'épaisseurs du Lias moyen et supérieur au NE de Sisteron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 635-649.

BODELLE J. (1971). — Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse, fac. sc. univ. Nice ; *Documents du BRGM*, n° 2, 2 vol., 581 p., 27 pl., 1 carte h.-t.

BOURBON (1967). — Contribution à l'étude des chaînes subalpines, géologie de la région de Thoard : Étude du Synclinal de Feissal. École nationale supérieure des mines de Paris, 40 p., inédit.

BOUSSAC J. (1912). — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

BUISSON J.L., COADOU A., DAIGNIÈRES M. (1970). — Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique détaillée de la série chevauchante de la Robine et du Blayeul. École nationale supérieure des mines de Paris, 100 p. inédit.

CHEVALIER P., ELSASS P., FAVRE B., SCHMITT C. (1971). — Étude stratigraphique et tectonique détaillée de la Montagne de la Blanche entre Bernardez et Mariaud. École nationale supérieure des mines de Paris, 110 p. inédit.

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

CHAPPAZ R., COURTILLOT V., DAGBERT D. (1971). — Étude stratigraphique et tectonique détaillée de la bordure septentrionale de la zone synclinale de Barrême. École nationale supérieure des mines de Paris, 70 p. inédit.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1975). — Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional au Jurassique inférieur et moyen. IX^e Congr. intern. sédim. Nice, thème 5, p. 49-60.

COURTILLOT V. (1971). — Contribution à l'étude tectonique des séries chevauchantes de la Robine et du Blayeul. École nationale supérieure des mines de Paris, 35 p. inédit.

DEBATS J.M., LAGABRIELLE R., TAPPONNIER P. (1970). — Étude stratigraphique et tectonique détaillée de la région située entre la montagne de l'Ubac et le Cheval-Blanc à l'Est de La Javie. École nationale supérieure des mines de Paris, 70 p. inédit.

DUBAR M. (1979). — Les terrains quaternaires au pied des Alpes de Digne et les industries préhistoriques associées. Thèse 3^e cycle, sciences, CNRS, Marseille.

DEBATS J.M., GAMOND J.F., LAGABRIELLE R., TAPONNIER P. (1972). — Un exemple de superposition de deux phases de plissements dans les chaînes subalpines de la région de Digne. *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 2, p. 179-185.

DEBELMAS J. (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav. lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 125-171.

DEMANGE M. (1967). — Contribution à l'étude des chaînes subalpines, géologie de la région de Thoard : Étude des écailles de Mélan. École nationale supérieure des mines de Paris, 40 p., inédit.

DESMAISON Y., BEAUDOIN B. (1987). — Géotransverse Mercantour-Cévennes au Mésozoïque. Subsistence du bassin subalpin oriental. Genebass, *Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chap. 13, p. 259-266.

DESMAISON Y., BEAUDOIN B. (1987). — Subsidence et détritisme entre la Durance et le Var au Jurassique crétacé inférieur. *Géol. Alpine*, sous-press.

DIEULIN A. (1976). — Analyse des paléogéographies liasiques emboîtées et des déformations corrélatives au NE de Sisteron. École Nationale supérieure des mines de Paris, 130 p. inédit.

DOUGUEDROIT A. (1976). — Les Paysages forestiers de Haute-Provence et des Alpes Maritimes. Thèse Lettres EDISUD, Aix-en-Provence, 550 p., 1 carte hors texte.

DURAND, MEYER R., AVRIL G. (1989). — Le Trias détrique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour, ASF n° 6, 135 p.

EHTECHAMZADEH AFCHAV M., GIDON M. (1973). — Mise en évidence d'une tectonique de chevauchement vers le Nord dans les chaînes subalpines au Sud de Gap (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 1127-1130.

EL KHOLY Y. (1972). — Stratigraphie et sédimentologie du crétacé supérieur entre le Var et le Bléone (Alpes de Haute-Provence). Thèse, Lyon, 115 p.

FAUCHER T., GIDON M., PAIRIS J.L., MASCLE G. (1988). — Directions de transport au front de la nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, p. 227-230.

FRIES G. (1987). — Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. Thèse doc. État, univ. Paris VI, ENSMP, 370 p.

GIDON M., PAIRIS J.L. (1986). — La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine déplacement et signification régionale *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, p. 981-984.

GIDON M., PAIRIS J.L. (1986). — Problèmes d'autochtonie et de charriage aux confins méridionaux du dôme de Remollon (environs de Turriers, Alpes de Haute-Provence). *Géologie de la France*, n° 4, p. 417-432, 9 fig.

GIDON M., PAIRIS J.L. (1988). — La structure des environs de Digne (chaînes subalpines méridionales, Alpes de Haute-Provence) : un exemple d'interférence entre l'avancée d'une nappe de charriage épiglyptique et la sédimentation sur son front. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, p. 1283-1288.

GIGOT P. (1967). — Contribution à l'étude des chaînes subalpines ; géologie de la région de Thoard. Étude du complexe molassique tertiaire. École nationale supérieure des mines de Paris, 60 p., inédit.

GIGOT P. (1973). — Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 1123-1126.

GIGOT P., HACCARD D. (1970). — A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint-Geniez (Alpes de Haute-Provence) et ses conséquences structurales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 319-321.

GIGOT P., HACCARD D. (1972). — Nouvelles données sur l'origine des lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). Considérations morphotectoniques. *Bull. BRGM*, 2^e sér. section I, n° 3, p. 9-19.

GIGOT P., GRANDJACQUET D., HACCARD D. (1974). — Évolution tectono-sédimentaire du bassin tertiaire de Digne depuis l'Éocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. XVI, p. 101-137.

GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974). — Age et modalité des déformations néogènes dans la région de Digne-Barles (Alpes de Haute-Provence). — Deuxième réunion annuelle des sciences de la Terre, Pont-à-Mousson. Livre en dépôt à la Société géologique de France.

GIGOT P., HACCARD D., BEAUDOIN B. (1974). — Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique, « unité de Turriers », mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279 ; p. 1063-1066.

GIGOT P., GUBLER Y., HACCARD D. (1975). — Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute-Provence. IX^e Congr. intern. sédim. Nice, thème 5, p. 157-182.

GOGUEL J. (1933). — Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 196, p. 1520-1522.

GOGUEL J. (1936). — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Service Carte géol. France*, 360 p.

GOGUEL J. (1939). — Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 202, 48 p.

GOGUEL J. (1963). — Les problèmes des chaînes subalpines. In : Liv. à la Mém. du professeur P. Fallot ; *Mém. H.S. Soc. géol. Fr.*, II, p. 301-308.

GRACIANSKY P.C. de (1972). — Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence) : relations entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 2825-2828.

GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C. (1972). — Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 807-810.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1973). — Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de « Cagneules » et de gypses des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 2369-2372.

GUBLER Y. (1958). — Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch « Grès d'Annot ». *Eclogae Geol. Helv.*, 51, 1, p. 942-957.

GUILLEMOT J., UNLAGAN G. (1970). — Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes de Haute-Provence) à l'aide des faunes continentales nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 2084-2086.

HACCARD D. (1975). — Esquisse structurale des chaînes subalpines méridionales. IX^e Congr. intern. sédim. Nice, excursion n° 7.

HAUG E. (1891). — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1, 21, 197 p.

HAUG E. (1900). — Excursions aux environs de Digne et Sisteron. 8^e Congrès géol. intern., Paris, livret-guide XIIb, p. 1-28.

HUMBERT P. (1970). — Étude tectonique de la zone comprise entre le Lias renversé de Chine et le Portlandien de la Grande-Cloche et du Barri. École nationale supérieure des mines de Paris, 30 p. inédit.

JORDA M. (1980). — Le glaciaire quaternaire des Alpes de Haute-Provence « Montagnes et Montagnards ». R.G.A., p. 183-194.

JORDA M. (1980). — Morphogénèse et évolution des paysages des Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. B.A.G.F., n° 472, p. 295-304.

JORDA M., DELIBRIAS G. (1981). — Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes Françaises du Sud. Le Würm récent du Bassin de la Bléone (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, 3-4, p. 173-182.

JORDA M. (1983). — La tectonique plio-quaternaire des Préalpes de Digne et ses prolongements récents. L'enseignement des hautes nappes alluviales. Colloque international « Le Villafranchien méditerranéen ». Lille, décembre 1982 : actes du colloque, Vol. 2, p. 425-439.

JORDA M. (1985). — La torrentialité holocène des Alpes Françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cah. ligures Préhistoire*, N.S., n° 2, p. 49-70.

JORDA M. (1988 a). — Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation wurmienne dans les Alpes françaises du Sud (bassin durancien). *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, 2/3, p. 111-122.

JORDA M., ROIRON P., VERNET J.L. (1988 b). — La formation alluviale à flore fossile des Fontaines (Digne, Alpes de Haute-Provence). Un jalon important dans l'évolution tectorogénique tardive de l'arc subalpin de Digne. *Géologie Alpine*, t. 64, p. 49-60.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES F-G., PARIZE O. (1989). — Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du Domaine vocontien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris. Sous presse.

LAPPARENT A.-F. (1938). — Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XL.

LAVERSANNE (1972). — Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du synclinal d'Esparron (Alpes de Haute-Provence). École nationale supérieure des mines de Paris, 70 p., inédit.

LEDoux E. (1970). — Le Lias du Plateau de Chine. L'Écaille chevauchante de Clapouse - relations mutuelles et rapport avec la série du Blayeul. École nationale supérieure des mines de Paris, 60 p., inédit.

LE Dœuff D. (1977). Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. Thèse Doc. 3^e cycle, Orsay, 239 p.

LE HEGARAT G., REMANE J. (1973). — Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios*, 7, p. 7-70.

LEMOINE M. (1972). — Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau*, 67, 3, p. 975-1010.

MOUSTERDE R. (1961). — Variations du Lias supérieur entre Digne, Gap et Castellane. Colloque sur le Lias français ; *Mém. BRGM*, n° 4, p. 715-718.

MOUSTERDE R., KERRIEN Y., LABOURGUIGNE J., MANIVIT J. (1966). — Le Lias et le Bajocien de La Javie (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VIII, p. 317-352.

MOUSTERDE R., COADOU A. (1971). — L'Hettangien moyen au Nord-Ouest de Digne (B.A.) - Succession d'Ammonites et repères lithologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1-2, p. 13-16.

PAVIA G., STURANI C. (1968). — Étude biostratigraphique du Bajocien des Chaînes subalpines aux environs de Digne (Basses-Alpes). Note préliminaire. *Bull. Soc. geol. ital.*, LXXXVIII, 2, p. 305-316.

PAVIA G. (1969). — Nouvelles données sur le Bajocien de Digne (Basses-Alpes). Coexistence de *Normannites*, *Itinsaites*, *Stemmatoceras*, *Teloceras* avec les premiers représentants de la superfamille *Perisphinctacaea* à la base de la zone à *Subfurcatum*. *Bull. Soc. geol. ital.*, LXXXVIII, 3, p. 446-452.

PAVIA G. (1971). — Ammonite del Baiociano superiore di Digne (Francia SE, Dip, Basses-Alpes). *Bull. Soc. paleont. ital.*, 10, 2, p. 75-142.

REMANE J. (1963). — Les calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 3, p. 25-82.

REMANE J. (1967). — Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des calpionelles. Proc. First. Int. Conf. Planktonic Microfossils, Genève, p. 559-573.

RENAUD P. (1986). — Le jeu de l'accident du col de la Cine du Lias au Crétacé supérieur (Sud-Est de la France). École nationale supérieure du pétrole et des moteurs, 140 p., inédit.

ROUX M. (1972). — Étude tectonique des chaînons subalpins entre Majas-tres et Castellane (Alpes de Haute-Provence). *Géol. Alpine*, Grenoble, t. 48, p. 187-199.

DE SEVERAC E. (1976). — Rôle des décrochements et déformations polyphasées dans l'évolution tectono-sédimentaire de domaine des Monges et de la Grande Cloche de Barles (Alpes de Haute-Provence). École nationale supérieure des mines de Paris, 90 p., inédit.

SMEDTS J.J. (1967). — Étude de la bordure occidentale du chevauchement de la Robine. École nationale supérieure des mines de Paris, 50 p., inédit.

STURANI C. (1966). — Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrême area (South-Eastern France, Dept, Basses-Alpes). *Bull. Soc. paleont. ital.*, 5, 1, p. 3-57.

TESSIER B., GIGOT P. (1989). — A vertical record of different tidal cyclicities. An example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute-Provence, France). *Sedimentology*, 36.

THOMEL G. (1961). Contribution à la connaissance de l'Albien et du Céno-manien de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, n° 1, p. 1-10.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Digne* — 1^{re} édition (1899), par E. Haug, W. Kilian, L. Bertrand, P. Zürcher, D. Martin.

— 2^e édition (1943), par Y. Gubler, J. Goguel, A. F. de Lapparent.

— 3^e édition (1964), par J. Goguel.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

- La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Provence-Alpes-Côte-d'Azur, route Léon-Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

- On trouvera, au siège de la Réserve géologique des Alpes de Haute-Provence, quartier Saint-Benoît, 04000 Digne (tél. : 92 31 51 31) :
 - une collection de paléontologie présentant les principaux fossiles de la région ;
 - une bibliothèque spécialisée sur la géologie régionale ;
 - une vidéothèque sur les sciences de la Terre.

- Le Musée Honnorat Bastide à Digne détient une collection de paléontologie.

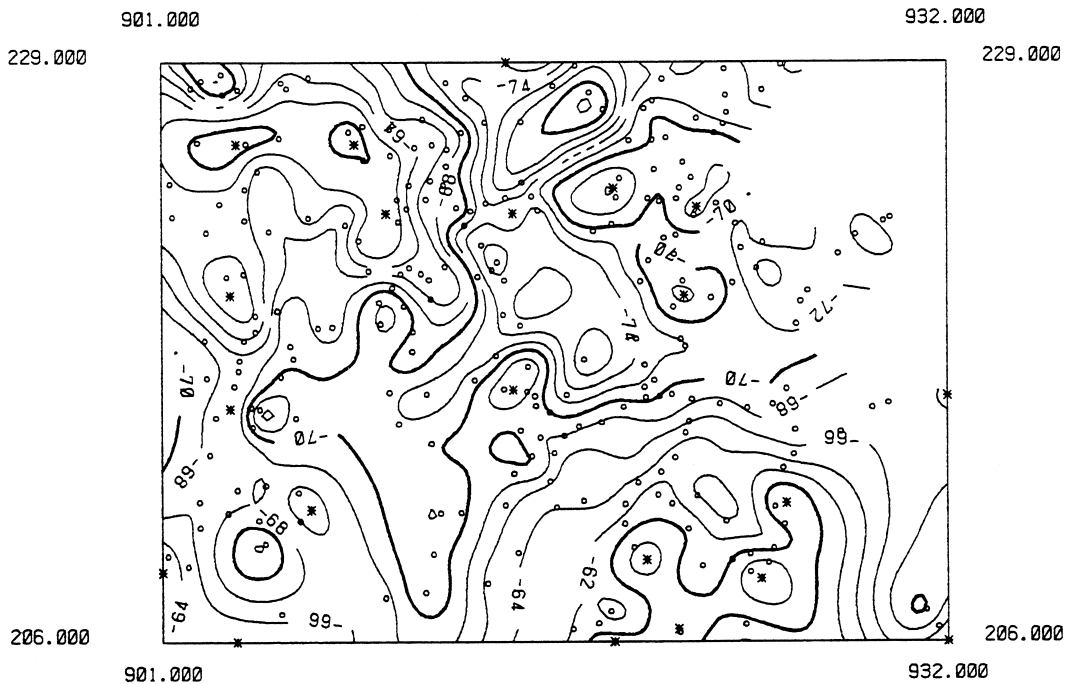
AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Daniel HACCARD, maître-assistant à l'École nationale des mines de Paris, avec la collaboration de :

- Bernard BEAUDOIN, professeur à l'École des mines de Paris, pour la stratigraphie du Carbonifère au Crétacé supérieur ;
- Patrick GIGOT, maître de conférences à l'université de Caen, pour le Tertiaire du bassin de Digne—Valensole ;
- Maurice JORDA, maître de conférences à l'université d'Aix-en-Provence, pour le Quaternaire ;
- Guy DUROZOY, ingénieur-géologue au BRGM, pour l'hydrologie et l'hydrogéologie ;
- L. DAMIANI, ingénieur-géologue au BRGM, pour les substances utiles.

ANNEXE 1

Anomalie de Bouguer calculée pour la densité de référence 2.3. Contourage des données interpolées à la maille 1 x 1 km. Les cercles indiquent la localisation des stations de mesure.



Annexe 1 - La Javie : Anomalie de Bouguer (D = 2.3)

ANNEXE 2

Analyse structurale de l'anomalie de Bouguer en densité 2.3. Éléments géo-structuraux résultant de l'analyse des fonctions gradient horizontal et gradient vertical. Les triangles indiquent les maximum du gradient vertical (pics positifs); les carrés indiquent les minimum du gradient vertical (pics négatifs); les segments indiquent les discontinuités élémentaires (maxima du gradient horizontal). L'épaisseur des symboles est fonction de l'amplitude du gradient au point concerné.



Annexe 2 - La Javie : Analyse structurale

ANNEXE 3

AMMONITES RECOLTÉES DANS LE JURASSIQUE A L'OCCASION DES LEVERS

Hettangien (l1)

Alsatites laqueus
Alsatites platystoma
Arnioceras geometricum
Caloceras torus
Psiloceras gr. *planorbis*
Psiloceras platystoma
Waehneroceras gr. *anisophyllum*
Waehneroceras gottlingense
Waehneroceras portlocki
Waehneroceras sp.

Sinémurien (l2-3)

Arnioceras cf. *falcaries*
Arnioceras geometricum
Arietites bisulcatus
Coroniceras gr. *rotiforme*
Coroniceras gr. *bucklandi*
Epammonites cf. *bonardii*
Eucoroniceras aussoniense
Metophioceras cf. *rouvellei*
Paracoroniceras sp.

Lotharingien (l4)

Aegasteroceras sp.
Arnioceras speciosum
Asteroceras sp.
Echioceras raricostatum
Epophioceras sp. *landrioti*
Gleviceras gr. *guibalianum*
Paltechioceras angustilobatum
Paltechioceras cf. *elicitum*

Carixien (l5)

Tropidoceras masseanum
Uptonia sp.

Domérien inférieur-moyen (l6a-b)

Amaltheus margaritatus
Amaltheus stokesi
Amaltheus subnodosus
Arietoceras gr. *algovianum*
Arietoceras crassicosta
Arietoceras crasssittesta
Arietoceras domarense
Arietoceras ruthenense var. *meneghiniana*
Fucinoceras boscense

Fuciniceras boscense var. *suejensis*

Fuciniceras gr. *isseli*

Domérien supérieur (l6c)

Pleuroceras hawskerense

Pleuroceras solare

Pleuroceras gr. *spinatum*

Toarcien inférieur (l7a)

Dactylioceras semicelatum

Dactylioceras voisin de *Dactylioceras athleticum*

Harpoceras gr. *falciferum*

Harpoceras aff. *strangewaysi*

Hildoceras sublevisoni

Toarcien moyen (l7b)

Catacoeloceras sp.

Hildoceras bifrons

Hildoceras listanicum

Toarcien supérieur (l8)

Cotteswoldia cf. *attrita*

Cotteswoldia costulata

Cotteswoldia gr. *costulata*

Cotteswoldia mactra

Cotteswoldia pauscostata

Cotteswoldia sp.

Cotteswoldia spathi

Dumortieria munieri

Dumortieria cf. *subsolaris*

Dumortieria gr. *costula*

Dumortieria gr. *D. rhodanica*

Dumortieria cf. *explanata*

Dumortieria cf. *lata*

Dumortieria sparsicosta

Pleydellia aalensis

Pleydellia buckmani

Pleydellia subcompta

Pseudogrammoceras sp.

Pseudopolyplectus wullstorfi

Aalénien (j0a)

Graphoceras concavum

Costileioceras costosum

Graphoceras gr. *cornu*

Graphoceras formosum

Graphoceras limitatum

Graphoceras gr. *stigmatosum*

Graphoceras v-scriptum

Haplopleuroceras cf. *tobleri*

Haplopleuroceras inaequalicostatum

Haplopleuroceras mundum
Haplopleuroceras subspatum
Leioceras gr. *bifidatum*
Leioceras gr. *lineatum*
Leioceras opalinum
Ludwigella cornu
Ludwigia murchisonae
Platigraphoceras gr. *compactum*
Tmetoceras scissum
Tmetoceras gr. *scissum*

Aalénien supérieur—Bajocien inférieur (j0b)

Braunsina sp.
Graphoceras gr. *formosum*
Graphoceras gr. *stigmatosum*
Hammatoceras sp.
Hyperleioceras discites
L. aff. *blanda*
Ludwigia carinata
Platygraphoceras gr. *compactum*

Bajocien (j1)

Emileia broochi
Garantiana cf. *dichotoma*
Garantiana garantiana
Nannolytoceras tripartitum
Oppelia cf. *subradiata*
Otoites sauzei
Partschieceras orbignyi
Phylloceras disputabile
Phylloceras cf. *mediterraneum*
Ptychophylloceras sp.
Skirroceras sp.
Sonninia corrugata
Sonninia delta falcata
Sonninia pelekus
Sonninia propinquans
Sonninia (Pelekodites) zurcheri
Sphaeroceras brongniarti
Stephanoceras humphriesianum
Stephanoceras sp.
Strenoceras niortense
Striogoceras cf. *strigifer*
Witchellia corrugata
Witchellia falcata
Witchellia franconica
Witchellia loevinscula
Witchellia cf. *spinefera*
Witchellia cf. *sutneri*
Witchellia cf. *sayni*
Witchellia zurcheri

Fig. 47 — 1. Village ; 2. Crête principale, sommet ; 3. Escarpement monoclin, crêt ; 4. Tectogenèse pléistocène : anticlinal et synclinal ; 5. Décrochement à jeu pléistocène ; 6. Déformation en compression des terrasses alluviales ; 7. Chevauchement plio-pléistocène ; 8. Extension des glaciers du Pléistocène moyen (« Riss ») ; 9. Principaux placages morainiques de cet âge (« Riss ») ; 10. Principales diffusions ; 11. Effluent des eaux de fusion glaciaire ; 12. Nappes alluviales du Pléistocène ancien (trois niveaux) ; 13. Nappe alluviale du Pléistocène moyen (« Mindel » ?) : a. Faciès fluvioglaciaire ; b. Faciès périglaciaire ; 14. Nappe alluviale du Pléistocène moyen (« Riss ») : a. Faciès fluvioglaciaire ; b. Faciès périglaciaire ; 15. Paléotracé fluvial du Pléistocène ancien ; 16. Paléotracé fluvial du Pléistocène moyen et supérieur ; 17. Extension des vallées « rissiennes » (ampleur du lit majeur) ; 18. « Glacis » torrentiels ou d'accumulation détritiques du Pléistocène moyen (« Riss » surtout) ; 19. Versants réglés (« rissiens ») ; 20. Formations de pente polygéniques ; 21. Arrachements et affaissements rocheux (origine sismique de certains ?) ; 22. Versant à substratum instable ; 23. Zone instable à large affleurement triasique ; 24. Gradins et topographies d'érosion sur roches tendres (bassin néogène surtout).

Fig. 48 — 1. Village ; 2. Digne ; 3. Zones marneuses, ravinées : a. Marnes du Lias sup., b. « Terres noires » jurassiques ; 4. Crête secondaire, convexe ; 5. Crête principale ; 6. Front principal du chevauchement subalpin ; 7. Crêt et escarpement monoclin ; 8. Col ; 9. Cirque glaciaire wurmien ; 10. Extension des glaciers du maximum wurmien ; 11. Principal stade glaciaire de régression de la Bléone ; 12. Diffusion glaciaire wurmienne ; 13. Effluent des eaux de fusion glaciaire wurmiennes ; 14. Zone d'altitude affectée par les phénomènes cryonivaux wurmiens ; 15. Bassin torrentiel fini-Würm-Tardiglaciaire ; 16. Gorge, « clue » ; 17. Cône torrentiel postglaciaire ; 18. Formations alluviales postglaciaires ; 19. Nappe alluviale fluvioglaciaire wurmienne ; 20. Nappe périglaciaire wurmienne ; 21. Coupe de la terrasse du Baquin (Pléistocène supérieur) ; 22. Paléo-écoulement pré-wurmien (Bouinenc, Bès) ; 23. Glacis colluviaux ou d'érosion wurmiens ; 24. Versant réglé wurmien ; 25. Éboulis wurmiens, réactivés ou actuels (au-dessus de 1 900 m) ; 26. Formation de pente glissée : a. Solifluxion ; b. Glissement de masse ; 27. Zone d'arrachement et de glissement rocheux ; 28. Zone affectée par instabilité chronique des versants.

Fig. 49 — 1. Principales crêtes, sommet ; col. ; 2. Étendue lacustre naturelle ou artificielle ; 3. Formations fluvioglaciaires antérieures au « Riss » (vallée de la Bléone et du Verdon) ; 4. Limite d'extension présumée des glaciers « rissiens » ; 5. Limite d'extension des glaciers wurmiens ; 6. Principaux courants de diffusion ; 7. Principaux affluents des grands glaciers de vallées ; 8. Tracé d'écoulement des eaux de fonte marginales (effluents) ; 9. Principaux domaines d'altitude englacés au Postglaciaire *lato sensu* (Tardiglaciaire et Holocène).

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Achevé d'imprimer par
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1823
Septembre 2006

