Géologie Alpine, t. 48, 1972, p. 187-199

Étude tectonique des chaînons subalpins entre Majastres et Castellane (Alpes-de-Haute-Provence)

Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture

par Michel Roux

Résumé. — Les résultats fournis par la méthode des zones isoséquentielles (stratigraphie du Jurassique et du Crétacé inférieur) permettent de déceler les accidents tectoniques et les mouvements majeurs qui sont à l'origine des plissements complexes situés à l'Ouest de Castellane (chaînes subalpines méridionales). Une interprétation du comportement de la couverture décollée de son socle et translatée vers le SW est proposée et illustrée par la tectonique des massifs de Berbéné, du Mourre de Chanier et du Chiran.

Abstract. — New data given by isosequential-zonation method (stratigraphy of Jurassic and lower Crétaceous) let to precise major tectonic features (transcurrent faults) that take part in complicated folds of the region west of Castellane (Southern Subalpine Chains).

On the basis of tectonics of Berbéné, Mourre de Chanier and Chiran massives, as example, one propose an interpretation of the movements of the sedimentary cover sliding westwards during cenozoic time.

Depuis les travaux fondamentaux de J. Goguel (1937), très peu de recherches ont été consacrées aux massifs subalpins situés entre Majastres et Castellane. En vue de l'édition des cartes de Moustiers-Ste-Marie et de Castellane au 1/50 000, j'ai revu sur le terrain la géologie des massifs du Chiran et du Mourre de Chanier et des unités adjacentes. Ce travail m'a semblé avoir un regain d'intérêt à la suite des résultats obtenus par P. Cotillon (1968) lors de sa thèse sur le Crétacé inférieur de l'Arc de Castellane (stratigraphie et sédimentologie), lesquels permettent d'aborder sous un angle nouveau l'analyse tectonique de cette région.

1. Cartes isoséquentielles du Jurassique et du Crétacé inférieur et accidents tectoniques majeurs.

A) *Le Crétacé inférieur étudié par P. Cotillon.*

La carte des zones isoséquentielles de l'Eocrétacé (P. Cotillon, 1968) met en évidence d'importants accidents tectoniques qui décalent ou obli-

tèrent les limites paléocéanographiques (encart fig. 2) et qui ont déjà fait l'objet d'un essai d'interprétation (M. GIDON et J.-L. PAIRIS, 1971). Les fractures principales sont les suivantes :

— *le faisceau d'accidents méridiens du Poil,* qui passe au niveau du village de Majastres ;

— *le chevauchement du Mourre de Chanier* vers le SW ;

— *l'accident de Berbéné,* chevauchant vers le NW selon une ligne Châteauneuf-les-Moustiers - Boades ;

— *le chevauchement de Castellane,* qui rejoint l'accident de Berbéné dans le secteur de Boades puis prend une orientation méridienne à l'Est de Senez (faisceau de Gévaudan) ;

— *la zone d'accidents et de déformations de Rouaine* qui, provenant du dôme de Barrot, aboutit dans la région de Castellane.

Ces fractures délimitent de part et d'autre d'une ligne passant par Le Poil, Majastres, NE de Châteauneuf-les-Moustiers, Boades, Castellane et Rouaine, deux grands ensembles :

— au NE, un domaine où les faciès sont de type vocontien, à dominante pélagique ;

— au SW, un domaine de faciès dits provençaux, essentiellement néritiques.

Les chevauchements de Castellane et du Mourre de Chanier oblitèrent des zones isoséquentielles. Les autres accidents précités jouent essentiellement en décrochement.

B) *Les faciès du Jurassique et leur répartition.*

Du Lias au Jurassique supérieur inclus, le domaine à dominante pélagique semble transgresser vers le Sud et atteint au Crétacé inférieur la situation décrite par P. COTILLON (1968). Je traiterai donc, en première approximation, la série jurassique comme une mégaséquence positive. Les arguments qui permettent de distinguer les diffé-

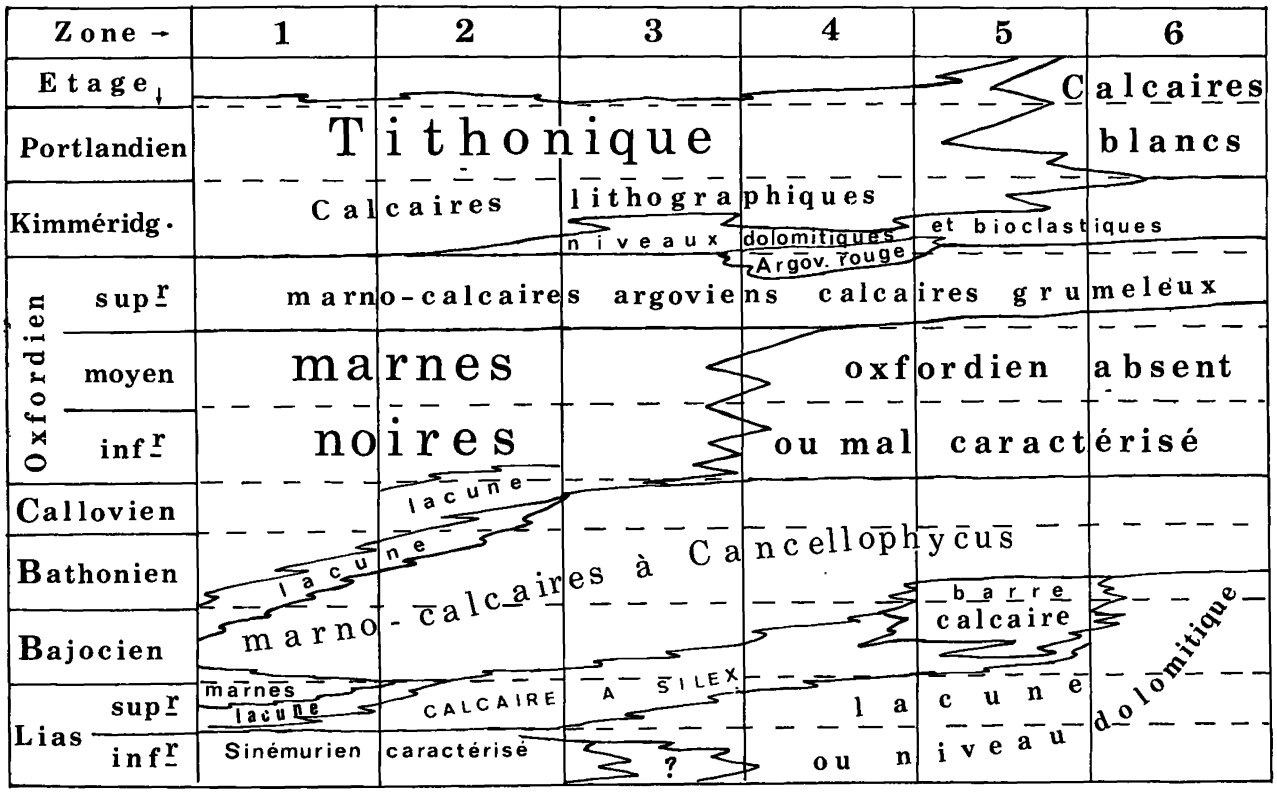

Fig. 1. — Tableau des zones séquentielles et des variations de faciès au Jurassique, entre Castellane et Majastres.

rentes zones isoséquentielles sont résumés dans le tableau de la figure 1. Une étude détaillée des séquences sort du cadre du présent travail ; sa réalisation sera d'autant plus précieuse qu'elle permettra de connaître les limites de la méthode et donc de préciser les implications paléocéanographiques et tectoniques.

La carte de répartition des affleurements des faciès les plus caractéristiques (fig. 2) met en évidence les points suivants :

— les résultats obtenus grâce à l'étude du Crétacé inférieur se trouvent confirmés et même précisés dans les secteurs où le Jurassique affleure largement. De plus les variations de faciès sont assez nettes et nombreuses pour apparaître clairement sur le terrain ;

— le faciès marnes noires est bien développé dans les massifs du Chiran et du Mourre de Chanier ainsi que dans les écailles liées au faisceau du Poil. Ces marnes sont notées sur la première édition de la carte de Castellane au 1/80 000 levée par P. ZURCHER (1895). Une erreur probable de transcription fait qu'elles ne sont pas clairement indiquées sur les deux dernières éditions de cette carte, malgré que J. GOGUEL (1937) les mentionne dans sa thèse ;

— en dehors des accidents tectoniques cités plus haut, qui apparaissent d'emblée comme majeurs, il convient de ne pas négliger l'importance du décrochement de La Palud situé à l'Est de Châteauneuf-les-Moustiers, de la zone de fractures subméridiennes séparant Robion et Destourbes, et du chevauchement de Rougon.

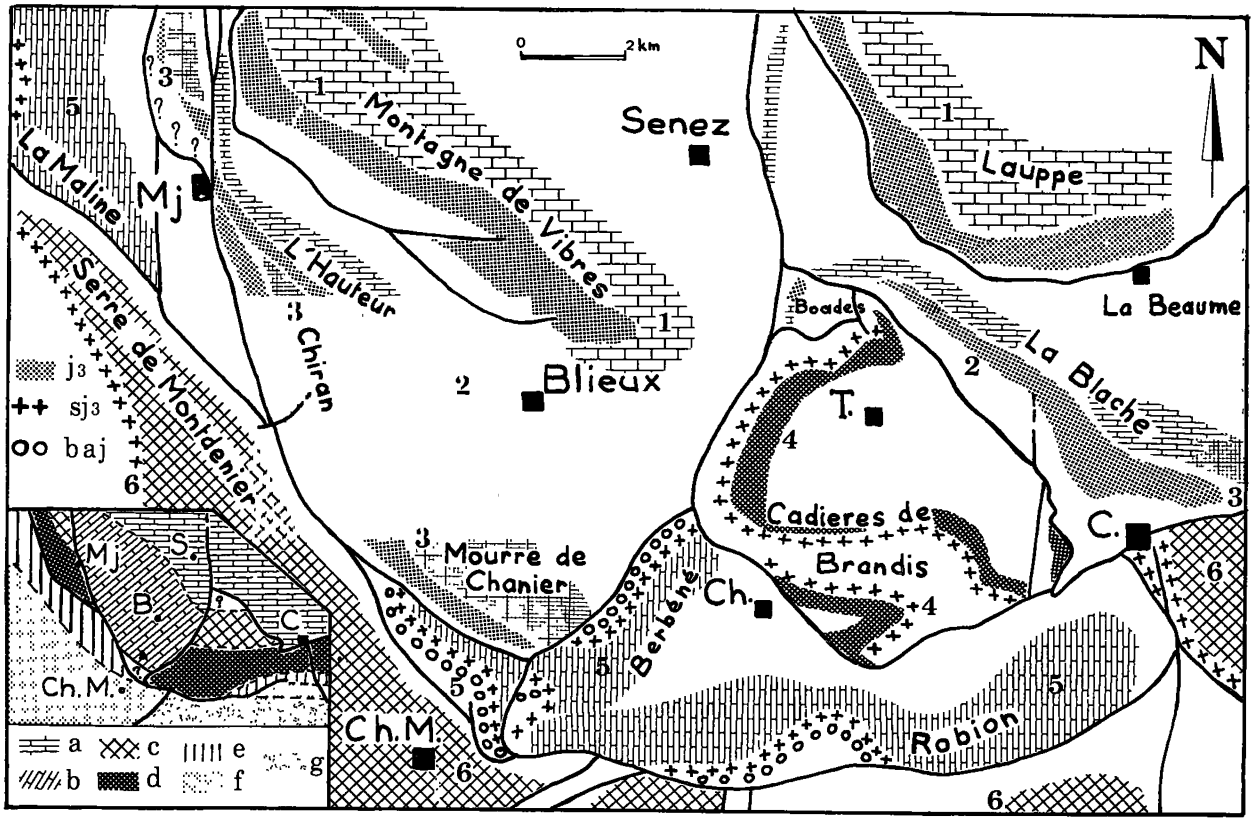

Fig. 2. — Répartition des affleurements des principaux faciès jurassiques, entre Castellane et Majastres.

B, Blieux ; C, Castellane ; Ch. M., Châteauneuf-les-Moustiers ; Ch., Chasteuil ; Mj, Majastres ; j3, Marnes noires ; sj3, Sans j3 ; baj., Barre de calcaire bajocien. Les numéros correspondent aux séquences de la figure 1 et sont inscrits sur les figurés indiquant les affleurements de Jurassique supérieur calcaire.

En encart : carte des zones isoséquentielles de l'Eocrétacé (tirée de P. COTILLON, 1968) ; a, b, Domaine pélagique ; c, d, e, Domaine hémipélagique ; f, g, Domaine néritique.

C) *Conclusions : Mouvements principaux liés aux accidents tectoniques majeurs.*

L'étude des zones isoséquentielles du Jurassique et du Crétacé inférieur met en évidence un mouvement relatif général vers le SW de plusieurs compartiments qui se répartissent en deux ensembles :

— ensemble I (fig. 3) comprenant le compartiment de Blieux (I a) et, à l'avant, le compartiment de Châteauneuf-les-Moustiers (I b). Ils sont limités par un système cohérent de décrochements dextres (faisceaux du Poil et d'Aiguines) et sénestres (accidents de Berbéné et de La Palud) et de chevauchements frontaux (Mourre de Chanier et Barbin) ;

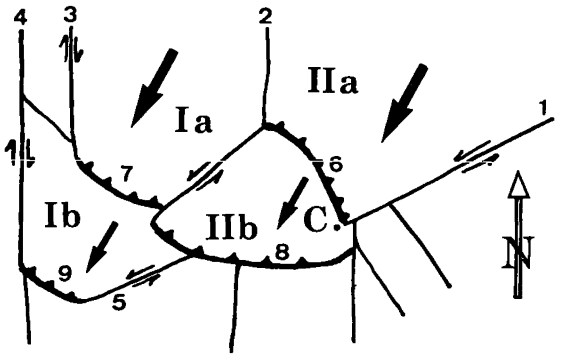

Fig. 3. — Schéma des accidents et mouvements majeurs. C., Castellane ; 1, Accident de Rouaine ; 2, Faisceau de Gévaudan ; 3, Faisceau du Poil ; 4, Faisceau d'Aiguines ; 5, Accident de La Palud ; 6, Chevauchement de Castellane ; 7, du Mourre de Chanier ; 8, de Rougon ; 9, de Barbin.

— ensemble II (fig. 3) comprenant le compartiment de La Beaume (II a) et, à l'avant, le compartiment de Chasteuil (II b). Leurs limites sont à l'W l'ensemble I, à l'E l'accident de Rouaine (décrochement sénestre) et au SW les chevauchements frontaux de Castellane et de Rougon.

Ce système de fractures et de mouvements relatifs évoque un serrage N 30° d'après l'analyse de M. Gidon et J.-L. Pairis (1971). L'ampleur de la contraction de la couverture sédimentaire dans la région de Castellane semble approcher une dizaine de kilomètres (P. Cotillon, 1968 ; M. Roux, 1970). Elle résulte de la superposition des contraintes provençales et alpines. De plus, l'éventualité du rejeu de vieilles fractures au cours de la sédimentation au Jurassique et au Crétacé est à prendre en compte lors de l'interprétation des cartes de faciès.

Dans le cadre du présent article, je ne tenterai que de cerner le rôle de la tectonique postérieure à la sédimentation marine jurassique et crétacée.

2. Emplacement en profondeur des accidents tectoniques majeurs. Conséquences au niveau de la couverture.

Il est probable que les fractures majeures de la couverture ont pour origine des accidents de socle. Dans ce cas, ces derniers ont pu faiblement rejouer lors d'une phase tardive d'un serrage d'ordre régional ; et ceci après le déplacement principal de la couverture.

Cette hypothèse de travail s'accorde bien avec les observations que j'ai pu faire sur le terrain et sur photographies aériennes dans la partie SW de l'unité de Chasteuil.

A) *Exemple fourni par l'unité de Chasteuil.*

Le décrochement de La Palud semble disparaître au niveau du chevauchement de Rougon. La figure 6 montre que des failles apparemment mineures qui affectent l'unité de Chasteuil sont en prolongement de ce décrochement, d'une part en direction de Boades, d'autre part en direction de Castellane suivant l'orientation générale de l'accident de Rouaine. La bifurcation est amorcée avant le chevauchement de Rougon dans le secteur des fermes de Lioune. Notons que les failles précitées correspondent à deux zones de flexure dans l'unité de Chasteuil ; une liaison génétique entre ces failles et ces flexures est à envisager.

B) *Essai d'interprétation.*

Le raisonnement suivi jusqu'ici me semble devoir aboutir à l'interprétation suivante, schématisée par la figure 4 :

a) fracturation précoce du socle et de la couverture ;

b) phase majeure de serrage avec chevauchement au niveau de la couverture ;

c) rejeu tardif de l'accident.

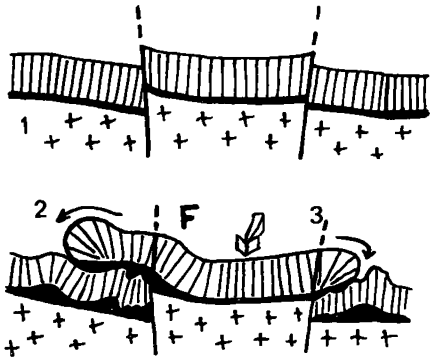

Fig. 4. — Conséquences de la translation de la couverture sur le socle.

Avant la translation : 1, Fracturation initiale ; Après la translation (normale au plan de coupe du schéma) : 2, Débordement latéral ; 3, Rejeu tardif de l'accident de socle ; F, Flexure.

Si de l'échelle d'un seul accident on passe à celle de l'unité et de ses rapports avec les unités voisines, il est nécessaire de présenter un schéma tenant compte de l'orientation régionale du serrage ainsi que de ses composantes locales (fig. 5). La fraction de la couverture qui forme l'unité de Chasteuil apparaît alors comme ayant subi une translation relative, vers le SW, par rapport au socle.

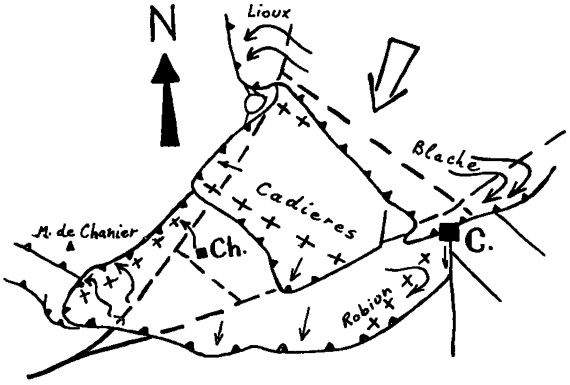

Fig. 5. — Schéma montrant la translation de la couverture des compartiments de La Beaume et Chasteuil.

C., Castellane ; Ch., Chasteuil.

Ainsi l'orientation transversale des déformations tectoniques entre Châteauneuf - les - Moustiers et Boades, au premier abord aberrante, peut s'inscrire dans un ensemble logique sans faire intervenir de serrage régional d'axe E-W.

Il faut souligner que l'accident de Rouaine ne se termine pas au niveau du massif des Cadières de Brandis comme j'ai pu l'évoquer antérieurement (M. Roux, 1968). L'accident de La Palud paraît bien représenter son prolongement jusqu'à Barbin, ce qui accentue encore son importance fondamentale au sein des chaînes subalpines méridionales.

C) *Conséquences.*

L'exemple de l'unité de Chasteuil doit être resitué dans le cadre plus général de la région comprise entre Majastres et Castellane (fig. 5 et 6). Les aspects suivants du problème apparaissent alors :

— L'accident profond de Berbéné et ceux qui lui sont perpendiculaires correspondent à un réseau de fractures jouant lors d'un serrage d'orientation subméridienne et générateur de plis E-W(« phase provençale » ?). Le serrage environ NE - SW (« phase alpine » ?) prend ce réseau obliquement, l'amenant à subir une rotation d'environ 15° dans le sens des aiguilles d'une montre. Cet effet de rotation se traduit par une amplitude croissante vers le SE pour les chevauchements de Castellane et des Cadières de Brandis (de Chasteuil au Roc Saint-Etienne), croissante vers le SW pour le chevauchement de Berbéné. L'accident de Rouaine et les failles méridiennes qui lui sont conjuguées (fig. 3) ont joué lors de ce dernier serrage.

— L'évolution structurale envisagée ici pour le compartiment de Chasteuil s'applique très bien au compartiment de La Beaume. Le « débordement » de la couverture sédimentaire donne au NW l'anticlinal de Lioux avec un phénomène de diverticulation (lambeaux de Boades) et au SE l'anticlinal couché de la Blache (secteur de La Jabie). Il paraît donc nécessaire de revoir, dans certains cas, la présentation classique de l'enracinement axial d'un chevauchement ; M. Gidon et J.-L. Pairis (1971) font la même remarque à propos de la signification du célèbre périclinal de Norante au Sud de Digne.

— Le compartiment de Blieux est bloqué à l'Est par l'accident de Berbéné. La composante latérale orientale due à la translation de la couverture vers le SW va donc se reporter à l'Ouest et provoquer de ce côté un « débordement » d'autant plus important (écailles de la Trappe, du Poil, de la Maline), et localement un réseau de fractures superficielles assez nettes sur le terrain (fig. 6).

3. Illustration fournie par la tectonique des massifs du Chiran et du Mourre de Chanier.

L'étude tectonique détaillée du front SW de la couverture du compartiment de Blieux constitué des massifs du Chiran et du Mourre de Chanier va permettre de confirmer l'analyse qui précède.

A) *Caractères généraux des déformations* (fig. 6).

— *Le faisceau de failles du col du Portail de Blieux* [1], d'orientation SSW-NNE, sépare les deux massifs : au NW les synclinaux perchés de Chiran, l'anticlinal laminé de l'Hauteur et l'écaille de la Trappe ; au SE le synclinal perché du Grand Mourre, l'anticlinal du Petit Mourre et l'unité du Mourre de Chanier chevauchant le synclinal de la Gondole.

— *L'anticlinal Petit Mourre - l'Hauteur* a une orientation SSE-NNW du Petit Mourre aux sources de l'Asse, puis s'incurve vers l'Ouest et se lamine au niveau de l'Hauteur, ceci en rapport avec le développement de l'écaille de la Trappe où le flanc

[1] La toponymie utilisée ici est celle des cartes I. G. N. au 1/25 000 et au 1/50 000.

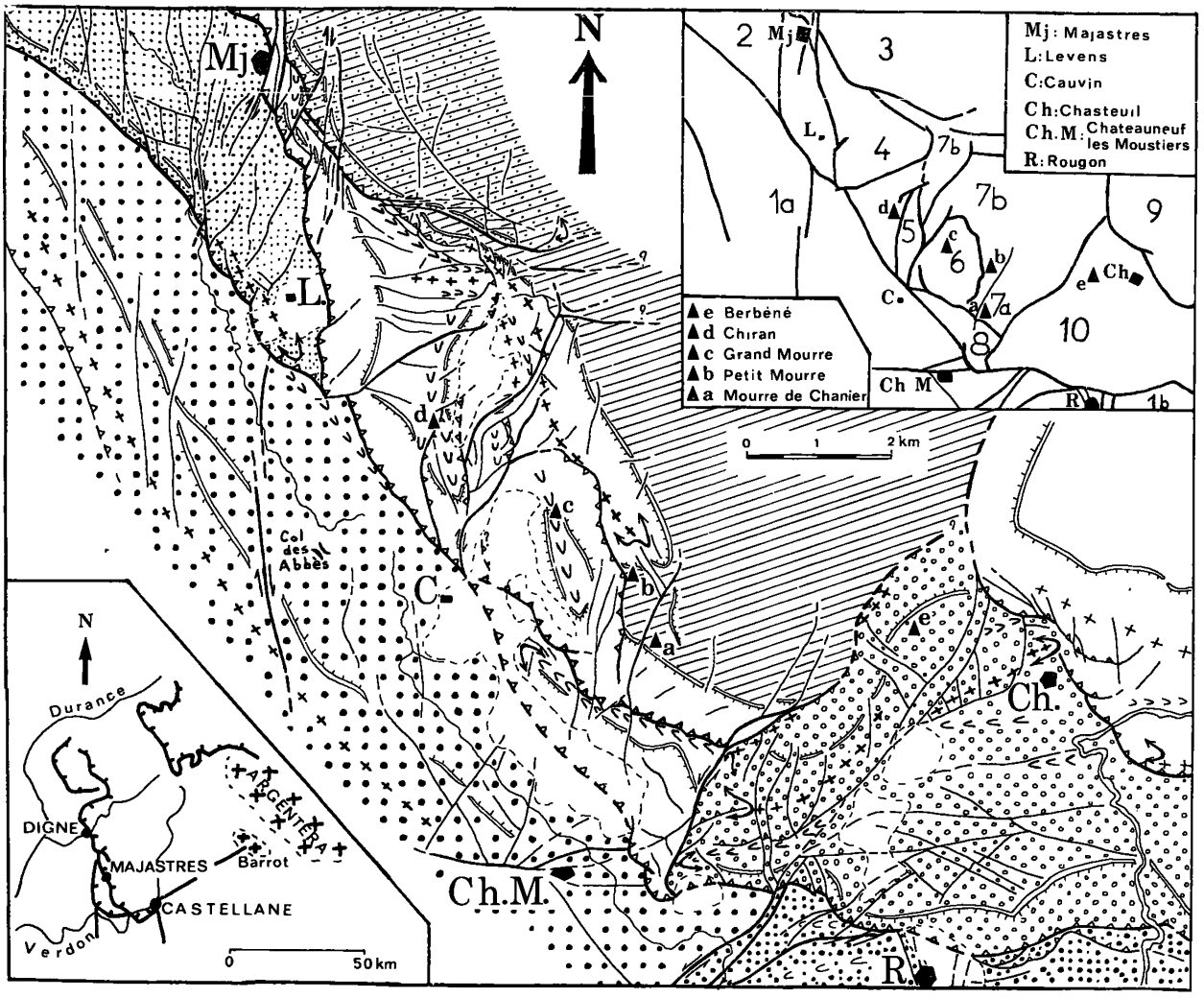

Fig. 6. — Schéma structural des massifs de Berbéné, du Mourre de Chanier et du Chiran.
Unités tectoniques : 1a, Serre de Montdenier ; 1b, Environs de Rougon ; 2, La Maline ; 3, La Trappe ; 4, Crête de Chiran ; 5, Peyre Naisse et sommet de Chiran ; 6, Grand Mourre ; 7a, Mourre de Chanier ; 7b, Petit Mourre et L'Hauteur ; 8, La Gondole ; 9, Cadières de Brandis ; 10, Chasteuil et Berbéné.

normal devient chevauchant. Le flanc NE de cet anticlinal correspond à une importante flexure de la couverture du compartiment de Blieux, peut-être en rapport avec un accident de socle. Il est très affecté au SE des sources de l'Asse par la conjugaison du faisceau du col du Portail de Blieux et d'une série de failles plus ou moins E-W touchant essentiellement le synclinal de Blieux. L'anticlinal est très pincé à sa base au point d'isoler en son cœur du gypse triasique (pli diapir). Les coupes sériées de la figure 8 correspondent au remarquable panorama que P. ZURCHER voulut présenter à la Société géologique de France en 1895.

— *Les unités superposées de la Gondole et du Mourre de Chanier* ont leur structure bien illustrée par plusieurs coupes de la figure 9. Sur le flanc inverse très laminé du synclinal de la Gondole repose une lame de Lias et des copeaux de Dogger qui correspondent au flanc inverse d'un anticlinal dont on retrouve la charnière vers le NW (repli à la base de l'unité du Mourre de Chanier). Le chevauchement du Mourre de Chanier, comme celui de Castellane, a une ampleur croissante du NW vers le SE. Il faut se méfier du tracé actuel du chevauchement, simple limite d'érosion qui risque d'induire en erreur à la seule vue d'une carte. L'unité de la Gondole, qui repose sur un important bourrage de Trias et chevauche largement le compartiment de Châteauneuf-les-Moustiers, apparaît comme une sorte de lambeau de poussée.

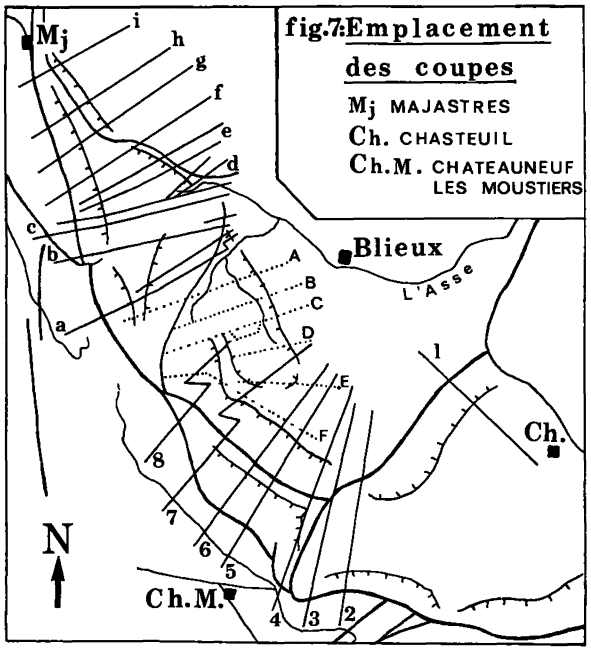

Fig. 7.

— *Les synclinaux perchés* sont du SE vers le NW les unités du Grand Mourre, de Peyre Naisse - sommet du Chiran, et de la crête de Chiran. Cette dernière unité est séparée en deux parties par une ride anticlinale E-W aux environs de la cabane de Pierre Naïs. Vers Majastres, elle est hachée par le faisceau du Poil qui provoque un affaissement axial très net dans la topographie. A ce niveau se trouve un dernier petit synclinal pris entre deux décrochements méridiens : celui de Saint-Sauveur au SE de Majastres.

B) *Conséquences de la compression oblique liée à la translation de la couverture vers le SW.*

— *Le phénomène de rotation* dans le sens des aiguilles d'une montre se retrouve dans les massifs du Chiran et du Mourre de Chanier, souvent accentué par une composante locale du serrage N 30°. J'ai déjà noté, plus haut, l'amplitude croissante vers le SE du chevauchement du Mourre de Chanier. De plus, il est logique de penser que dans une première étape les plis étaient sensiblement perpendiculaires au serrage NE-SW, comme c'est le cas encore pour l'orientation générale de l'anticlinal de Vibres (N 130°). Actuellement l'axe de l'anticlinal du Petit Mourre est d'orientation sensiblement N 150°, celui des synclinaux du Grand Mourre et du Peyre Naisse N 170°, et celui des synclinaux de la crête de Chiran (partie Sud) et de Saint-Sauveur N 190°. L'angle de rotation est croissant vers le NW. La figure 8 illustre la rotation relative (20°) du synclinal du Grand Mourre par rapport à l'anticlinal du Petit Mourre dont la conséquence est au Nord un léger chevauchement côté oriental, et au Sud côté occidental.

— *La tendance à une tectonique cassante* est liée à la rotation. La figure 8 montre l'évolution de la voûte anticlinale du Petit Mourre vers des accidents cassants en compression au niveau du Mourre de Chanier. Ces derniers dominent aux environs du sommet du Chiran (fig. 10). Quant au synclinal de la crête de Chiran, son état final est comparable à celui d'une gouttière à laquelle serait appliquée une poussée à chaque extrémité (fig. 11). Ainsi s'explique la ride anticlinale de Pierre Naïs et le rapprochement des deux extrémités du synclinal originel (compression oblique).

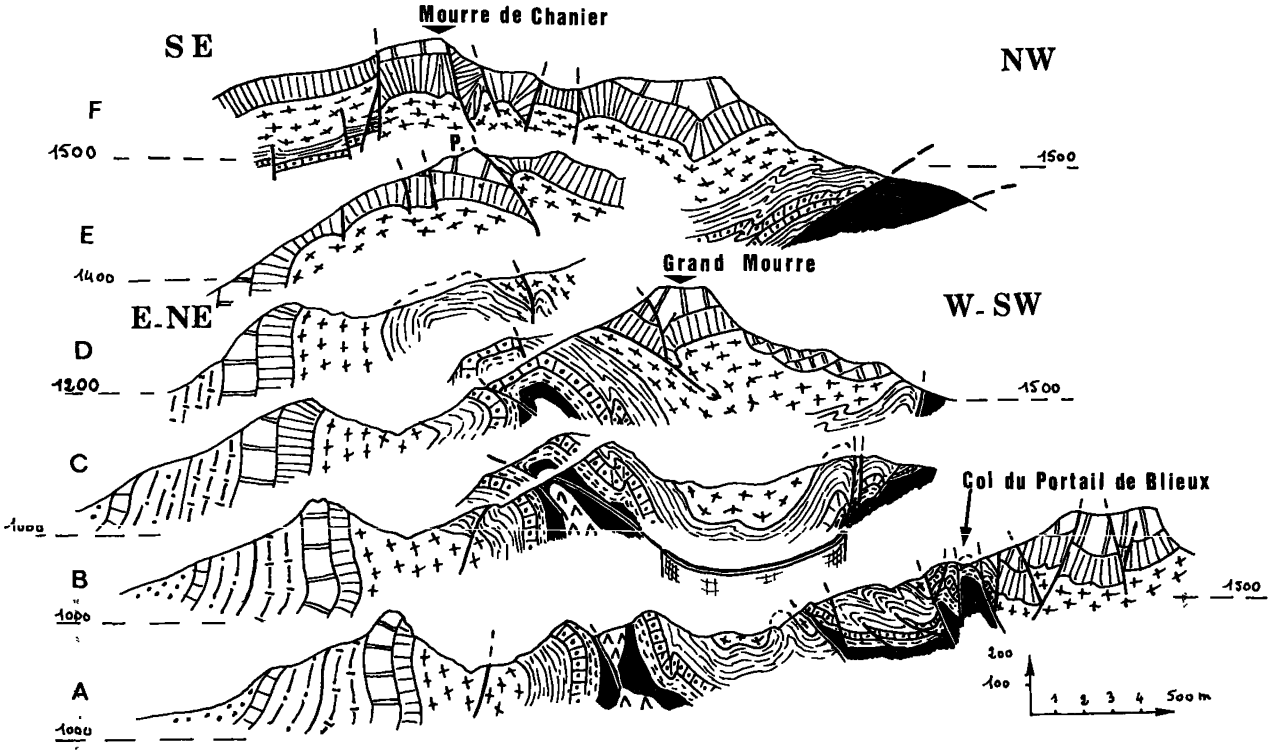

Fig. 8. — Coupes sériées dans l'anticlinal du Petit Mourre.
Légende des figurés : voir fig. 10. P., Petit Mourre.

Il est donc indispensable, lors de l'analyse de la tectonique de la couverture de distinguer les structures dont il vient d'être question, qui sont en rapport avec des contraintes locales d'orientation et d'intensité variables d'une part, et d'autre part celles qui sont liées à des fractures fondamentales profondes comme dans les secteurs du Poil et de Berbéné.

C) *Rapports avec les compartiments voisins.*

— *Compartiment de Chasteuil.*

L'unité de la Gondole comporte en fait (coupe 4, fig. 9) le rebroussement synclinal sous le chevauchement du Mourre de Chanier, une large courbure anticlinale et quelques petites écailles frontales. Les deux dernières parties ont été enlevées par l'érosion quaternaire pour l'essentiel. De l'autre côté de l'accident de Berbéné (coupe 3, fig. 9) se développe un anticlinal coffré puis doublement déversé. C'est un bel exemple du comportement différent d'une couverture de part et d'autre d'un décrochement [2]. Au niveau du sommet de Berbéné le plissement est plus simple ; on retrouve un rebroussement anticlinal déjeté vers le NW à la base de la série jurassique.

— *Compartiment de Châteauneuf-les-Moustiers.*

L'anticlinal du Serre de Montdenier et son prolongement vers le SE apparaissent comme un pli de la couverture du compartiment de Châteauneuf-les-Moustiers contre lequel s'arrête la translation vers le SW de la couverture du compartiment de Blieux. Le débordement de cette dernière étant impossible côté Berbéné, la composante oblique se reportant vers le NW, la poussée apparente qui en résulte localement sur le flanc NE du Serre de Montdenier amène l'écaille de la Maline à se détacher d'une manière comparable à l'appa-

[2] A noter que la coupe 3, fig. 9, destinée à montrer le pli coffré, ne peut traduire en même temps tout ce qui se passe dans ce secteur complexe : limite SE du chevauchement du Mourre de Chanier au niveau de l'accident de Berbéné, ce dernier étant aussi chevauchant sur l'unité de la Gondole et sur celle du Mourre de Chanier.

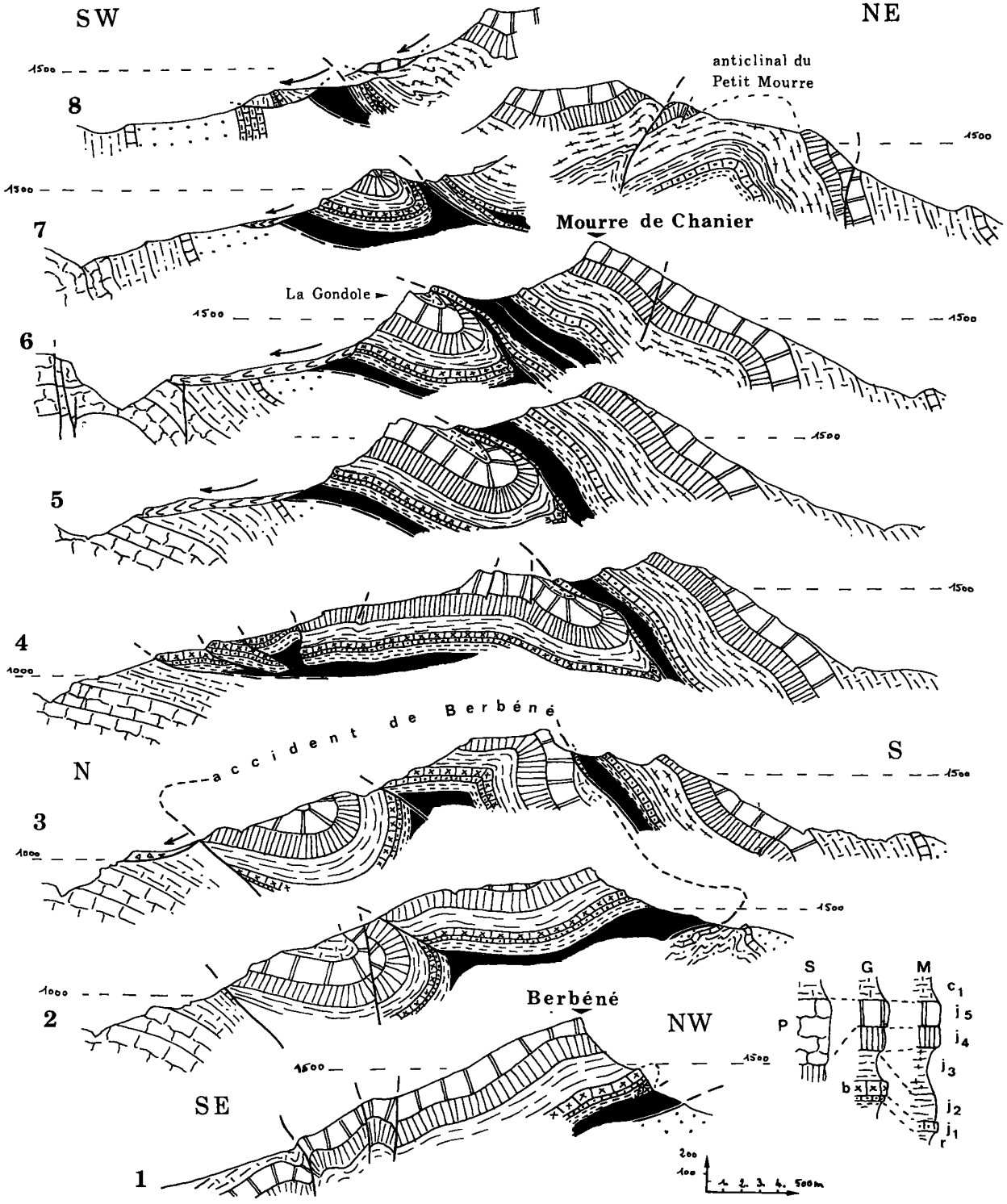

Fig. 9. — Coupes sériées dans les massifs de Berbéné et du Mourre de Chanier.
P., Calcaires blancs de Provence ; b, Barre de calcaire bajocien ; S, Série du Serre de Montdenier (au niveau de Châteauneuf-les Moustiers) ; G, Série de La Gondole ; M, Série du Mourre de Chanier. Légende des figurés : voir figure 10.

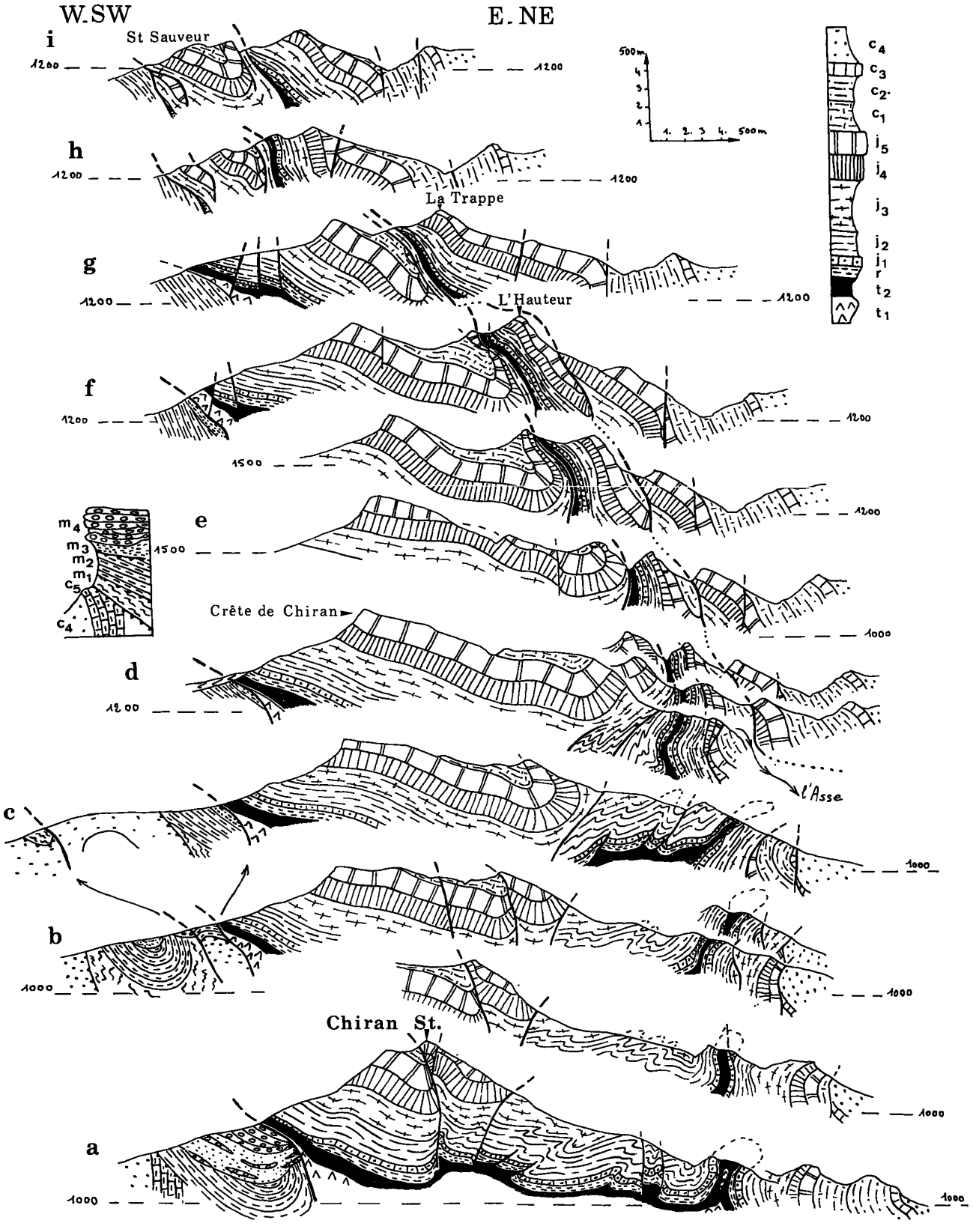

Fig. 10. — Coupes sériées dans le masssif de Chiran.

t1, Keuper gypseux ; t2, Keuper (argiles vertes) ; r, Rhétien ; j1, Lias à Bajocien (barre calcaire) ; j2, Dogger marno-calcaire ; j3, Bathonien à Oxfordien supérieur (marnes noires) ; j4, Kimméridgien ; j5, Portlandien ; c1, Berriasien-Valanginien ; c2, Hauterivien ; c3, Barrémien ; c4, Aptien-Albien Cénomanien ; c5, Turonien ; m1, Stampien supérieur-Aquitanien ; m2, Helvétien ; m 3-4, marnes et conglomérats impressionnés post helvétiens.

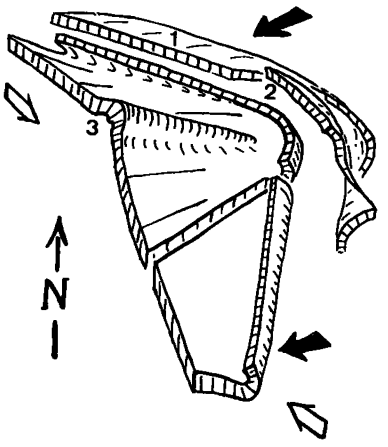

Fig. 11. — Le synclinal de la Crête de Chiran, écorché du Jurassique supérieur calcaire.

1, Ecaille de La Trappe ; 2, Anticlinal de l'Hauteur ; 3, Ride anticlinale de Pierre Naïs ; Flèches noires : poussée relative vers le SW ; Flèches blanches : raccourcissement oblique local.

rition de l'écaille de la Trappe. A l'Est de la Maline l'écaillage du compartiment de Blieux est très complexe dans le secteur Le Poil - Majastres. Les accidents subméridiens ont probablement fonctionné à plusieurs reprises pendant le débordement des confins NW du massif de Chiran. Ainsi ont pu naître les replis étirés et pincés fortement entre ces accidents. La conjugaison, dans le faisceau du Poil, de failles d'orientation SSW-NNE avec les décrochements subméridiens et leurs rejeux tardifs, atteste de l'importance de la compression oblique locale. Il serait intéressant aussi de savoir si les décrochements qui affectent le Serre de Montdenier sont superficiels ou s'ils correspondent à un accident de socle plus ou moins dans le prolongement du faisceau du Poil.

4. Age des déformations. Conclusions.

L'existence de fractures anciennes responsables de changements rapides de faciès ou d'épaisseur au cours de la sédimentation jurassique (B. Beaudoin, 1969) et crétacée (P. Cotillon, 1966, 1968) a souvent été envisagée. Ces zones de faiblesse ont probablement favorisé le développement de certains chevauchements. Il est symptomatique de constater que la limite d'extension des affleurements de terres noires jurassiques est aussi une limite tectonique majeure à l'Ouest de Castellane.

A mesure que les études se précisent (J.-C. Chauveau et M. Lemoine, 1961 ; A.-F. De Lapparent, 1966 ; J.-L. Pairis, 1971 *b*), il apparaît que l'importance des mouvements provençaux avait été négligée. Notons que la transgression priabonienne n'a pas dépassé une ligne Le Poil - Chiran - Mourre de Chanier - Robion, à l'Ouest de Castellane ; et les arguments manquent encore pour percevoir la situation originelle exacte du bassin de Taulanne par rapport à celui de Blieux - Senez, donc pour préciser le rôle éventuel de l'accident de Berbéné avant le Priabonien.

Divers auteurs ont décrit récemment la bordure orientale des bassins oligocènes, miocènes et pliocènes entre Digne et Castellane. Les déformation qui les affectent se succèdent du Priabonien au Pliocène et persistent même après le Pliocène supérieur dans les formations de Valensole (J. Guillemot et G. Unalan, 1971). Malgré le fait que les rejeux tardifs masquent souvent des mouvements plus anciens, il semble possible de cerner la période d'intensité tectonique maximum.

J'ai eu l'occasion de démontrer (M. Roux, 1970) que le basculement vers l'Est du bassin de Taulanne est postérieur à la sédimentation de la molasse rouge oligocène. Or, ce basculement correspond au débordement vers l'Ouest du compartiment de Chasteuil sur celui de Blieux (fig. 5), donc à la période principale de translation de la couverture due au serrage NE-SW. Le comblement du bassin de Taulanne date probablement du Stampien supérieur, celui du bassin de Barrême de l'Aquitanien. Puis l'aire de sédimentation miocène semble repoussée vers l'extérieur des chaînons principaux, au front d'une ligne Majastres - Rougon - Robion. Là, près de Levens (M. Roux et G. Truc, 1972), des blocs de gypse triasique de la base de l'unité chevauchante du Chiran se trouvent sédimentés au sein d'un niveau attribué au Miocène terminal (m 3, fig. 10) dans une situation telle qu'il est permis de penser qu'à cette époque l'essentiel du déplacement du compartiment de Blieux s'était effectué.

La démarche d'analyse tectonique suivie dans le présent article admet deux notions importantes :

1° Un serrage régional d'orientation donnée est un phénomène étalé dans le temps. Comme tout

cycle tectonique, il présente à son échelle des mouvements croissant en intensité jusqu'à une phase majeure et se termine par des rejeux tardifs.

2° Un serrage général peut avoir de nombreuses composantes régionales et locales (J.-D. MOODY et M.-J. HILL, 1956) qu'il convient si possible de distinguer les unes des autres. Ainsi, la compression N 70° de M. GIDON et J.-L. PAIRIS (1971) est interprétée ici comme une des composantes locales d'un serrage régional environ NE-SW.

Il est toutefois délicat de définir les dièdres de fractures correspondant à un serrage régional précis quand on analyse une couverture largement décollée de son socle et affectée d'accidents anciens prêts à rejouer. De plus, d'importantes disharmonies apparaissent au sein de la couverture et les accidents profonds s'amortissent dans les puissantes séries marneuses et marno-calcaires du domaine vocontien. Le compartiment de Chasteuil est en fait un secteur privilégié pour analyser le phénomène de translation de la couverture et son débordement latéral.

BIBLIOGRAPHIE

ANTOINE (P.) et KERCKHOVE (C.) (1963). — Nouvelles données sur le chevauchement de Rougon - Pont de Soleil (zone subalpine, région de Castellane, Basses-Alpes) (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 257, p. 716-718).

BARBIER (R.) (1950). — La structure du signal de Barbin, près de La Palud (Grand Canyon du Verdon, Basses-Alpes) (*C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 247-249).

BARBIER (R.) et TINTANT (H.) (1952). — Quelques précisions sur le Jurassique de la région de Castellane (Basses-Alpes) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble,* t. XXX, p. 135-147).

BEAUDOIN (B.) (1969). — Esquisse paléogéographique du Jurassique supérieur Crétacé inférieur subalpin dans les Basses-Alpes (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 269, p. 1239-1242).

BLANC (J.-J.) et TEMPIER (1963). — Etudes sur la sédimentation récifale : L'exemple des calcaires blancs portlandiens de la région du Verdon (*Rec. Trav. St. Mar. End.,* bull. 28, fasc. 43, p. 121-159).

CHAUVEAU (J.-C.) et LEMOINE (M.) (1961). — Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord) (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* n° 264, t. LVIII, p. 147-178).

COLLOT (L.) (1890). — Sur la géologie des environs de Moustiers (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIX, p. 553).

COTILLON (P.) (1966). — Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé inférieur de l'anticlinal de Gourdan et du bassin du Var moyen de Daluis à La Mescla (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VIII, p. 362 375).

— (1968). — Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie (Thèse Fac. Sc. Lyon, n° 525, 108 p.).

DUBUS (J.) (1964). — Etude géologique détaillée de la Montagne de Vibres et de ses entours (*Dipl. Et. Sup. Besançon,* ronéoté, 138 p.).

GIDON (M.) et PAIRIS (J.-L.) (1971). — Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche NW de l'arc de Castellane (*C. R. Acad. Sc. Paris* (D), t. 272, p. 2412-2415).

GOGUEL (J.) (1937). — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.,* 360 p.).

— (1952). — Traité de Tectonique, Masson édit., 383 p.

— (1953). — Les Alpes de Provence (*Actual. sc. ind.,* Hermann édit., 123 p.).

GUILLEMOT (J.) et UNALAN (G.) (1970). — Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (Plateau de Valensole, ~~Alpes de Haute~~-Provence) à l'aide de faunes continales nouvelles (*C. R. Acad. Sc. Paris* (D.), t. 271, p. 2084-2086).

KILIAN et LANQUINE (1923). — Observations nouvelles sur la structure des chaînons les plus externes des Alpes entre Digne et Moustiers-Sainte Marie (Basses-Alpes) (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* t. XXVII, n° 154, p. 423).

— (1915). — Sur la coexistence, dans les environs de Castellane, de dislocations pyrénéo-provençales et de plissements alpins, et sur la complexité de ces phénomènes orogéniques (*C. R. Acad. Sc. Paris,* t. 161, p. 165).

LANQUINE (A.) (1929). — Recherches stratigraphiques sur le Lias et le Jurassique des chaînes provençales, volume I (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* t. XXXII, n° 173).

— (1935). — Recherches stratigraphiques et paléontologiques sur le Lias et le Jurassique des chaînes provençales, volume II (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* t. XXXVIII, n° 191).

LAPPARENT (A.-F. de) (1938). — Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et

la Durance (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 198).

— (1966). — A propos des conglomérats anténummulitiques des Alpes de Provence (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VIII, p. 454-457).

MODDY (J. D.) and HILL (M. J.) (1956). — Wrench-Fault tectonics (*Bull. Géol. Soc. Amer.*, 67, p. 1207-1248).

RÉUNION EXTRAORDINAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE DANS LES BASSES-ALPES (1895). — Compte rendu (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXIII, p. 633-997).

PAIRIS (J.-L.) (1971 *a*). — Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble, Géologie Alpine*, t. 47, p. 203-214).

— (1971 *b*). — Effets de la tectonique en « coins » sur la marge orientale du synclinal d'Annot (Alpes-de Haute-Provence) (*id.*, p. 215-222).

ROUX (M.) (1968). — Etude géologique du massif des Cadières de Brandis à l'Ouest de Castellane (*Trav. Lab. Géol. Grenoble, Géologie Alpine*, t. 44, p. 339-352).

— (1970). — Le synclinal de Taulanne (Basses-Alpes) et les conséquences du chevauchement de Castellane sur sa bordure NE (*id.*, t. 46, p. 177-188).

ROUX (M.) et TRUC (G.) (1972). — Données nouvelles sur le Miocène du sillon de Majastres (Alpes-de-Haute-Provence) et ses affinités avec les formations néogènes du bassin d'Eoulx (*C. R. Acad. Sc. Paris* (D), t. 274, p. 1776-1779).

TEMPIER (C.) (1966). — Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VIII, p. 168-170).

UNALAN (G.) (1970). — Etude de la bordure ouest de l'arc de Castellane (Alpes-de-Haute-Provence - Var (*Thèse IIIe cycle Grenoble*, ronéot.).

ZURCHER (P.) (1895). — Note sur la structure de la région de Castellane (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 48, p. 299-335).

Laboratoire de Paléontologie,
Université Paris - Sud,
Centre d'Orsay, 91 - Orsay.

Manuscrit remis le 15 février 1972.