V. LA PROVENCE

Il ne sera question ici que du domaine « provençal » classique des géologues, qui s'étend du Lubéron à Grasse.

Cette Provence est constituée, dans sa plus grande partie, par une couverture mésozoïque et tertiaire, mobilisée par des phases tectoniques réparties, dans le temps, du Crétacé supérieur au Pliocène. L'importance des déplacements tangentiels, à déversements Nord dominants, rend délicates les reconstitutions paléogéographiques des états antérieurs aux mouvements. Nous verrons en effet que le domaine de la couverture de la Basse Provence a subi un raccourcissement global de 50 % (75 km pour 75 km de distance entre le Verdon et la mer), ce qui défigure à l'évidence les lignes isopiques. Un tel dépliage de la couverture provençale met celle-ci presqu'en continuité avec son homologue du NW de la Sardaigne (Nurra) replacée dans la position primitive actuellement proposée.

A. LE SOCLE ANCIEN

D'héritage calédonien et hercynien, il constitue les ensembles gneissiques du Cap Sicié, des Maures et du Tanneron (fig. 29), ainsi que les terrains permo-carbonifères de l'Estérel, de la dépression Nord des Maures et du Toulonnais. Près de Brignoles, le « dôme de Terrubi » fait affleurer le Permien dégagé de sa couverture mésozoïque.

a) Le socle cristallophyllien

affleure dans les massifs des Maures et du Tanneron. Il a été rencontré par les sondages de Jouques vers 1 700 m de profondeur. Dans les Maures, une série de faciès de type Barrow affleure à l'Ouest de la faille N-S de Grimaud. D'Ouest en Est, on y rencontre des phyllades et quartzophyllades avec ou sans chloritoïde, puis des micaschistes admettant des intercalations d'amphibolites et de leptynites et, affleurant de part et d'autre d'une bande de gneiss, parfois œillée, les gneiss de Bormes. Ceux-ci représenteraient un socle granitique du Cambrien inférieur, remobilisé à l'Hercynien en anticlinal au sein de nappes de style pennique. Celles-ci sont structurées en plis subméridiens à déversement ouest.

A l'Est de la faille de Grimaud, l'on passe brusquement à un domaine de migmatites au sein duquel on a reconnu deux phases de métamorphisme, plus marquées que dans les Maures occidentales. Il a été trouvé récemment des restes de faciès éclogite amphibolitisés. Le socle au Tanneron est analogue à celui des Maures occidentales.

Les graptolites découverts au Fenouillet, près d'Hyères, montrent l'âge gothlandien des phyllades des Maurettes. Encore plus à l'Ouest, le cap Sicié présente des roches épimétamorphiques variées : phtanites, phyllades, quartzophyllades, passées de marbres et de roches méta-volcaniques, méta-conglomérats.

b) Le Carbonifère

est représenté par les petits bassins stéphaniens du Reyran (Tanneron) et du Plan de la Tour (Maures), installés dans des grabens méridiens semblables dont les failles séparent le domaine des migmatites (à l'Est) et le domaine des ectinites (à l'Ouest). Productif et autrefois exploité, ce Stéphanien comporte surtout des grès à plantes et des conglomérats; il admet des intercalations de rhyolites et d'andésites.

c) Le bassin permien de Basse Provence

n'obéit pas à la même géométrie que les bassins houillers. Pour l'essentiel, il affecte une direction N-S nettement soulignée par la direction d'écoulement des ignimbrites rhyolitiques. Celles-ci caractérisent l'Estérel mais aussi la Colle du Rouet, et s'étendent vers l'Ouest jusqu'au Luc. Les dépôts permiens : pélites rouges, arkoses, conglomérats (Roquebrune), schistes à plantes et calcaires, ont par place plus d'un kilomètre d'épaisseur. Au Nord du Tanneron, ils sont absents et le Buntsandstein repose directement sur le socle et le Carbonifère. Le Permien affleure de Saint-Mandrier, à Terrubi près de Carcès (probablement en écaille), et il a été rencontré par le sondage de Carpiagne vers 700 m de profondeur.

Au point de vue tectonique, le socle manifestera son influence sur l'évolution de la Provence alpine par le rejeu d'accidents cassants, dont les plus évidents affectent une direction NNE-SSW : failles des Cévennes, de Nîmes, d'Aix en Provence. Les accidents E-W (Mont-Lozère-Lure) ou ENE-WSW (discontinuité grassoise, bordure de l'ensemble Maures-Tanneron) sont moins nets. La réactivation de telles cassures interviendra pendant la sédimentation de la couverture dont les zones de subsidence seront ainsi guidées, comme les zones de non-subsidence. Ces accidents joueront aussi un rôle pendant les phases tectoniques et rien n'indique qu'ils aient cessé d'intervenir. L'identification précise des limites des zones subsidentes est parfois compliquée par l'effet des mouvements tangentiels.

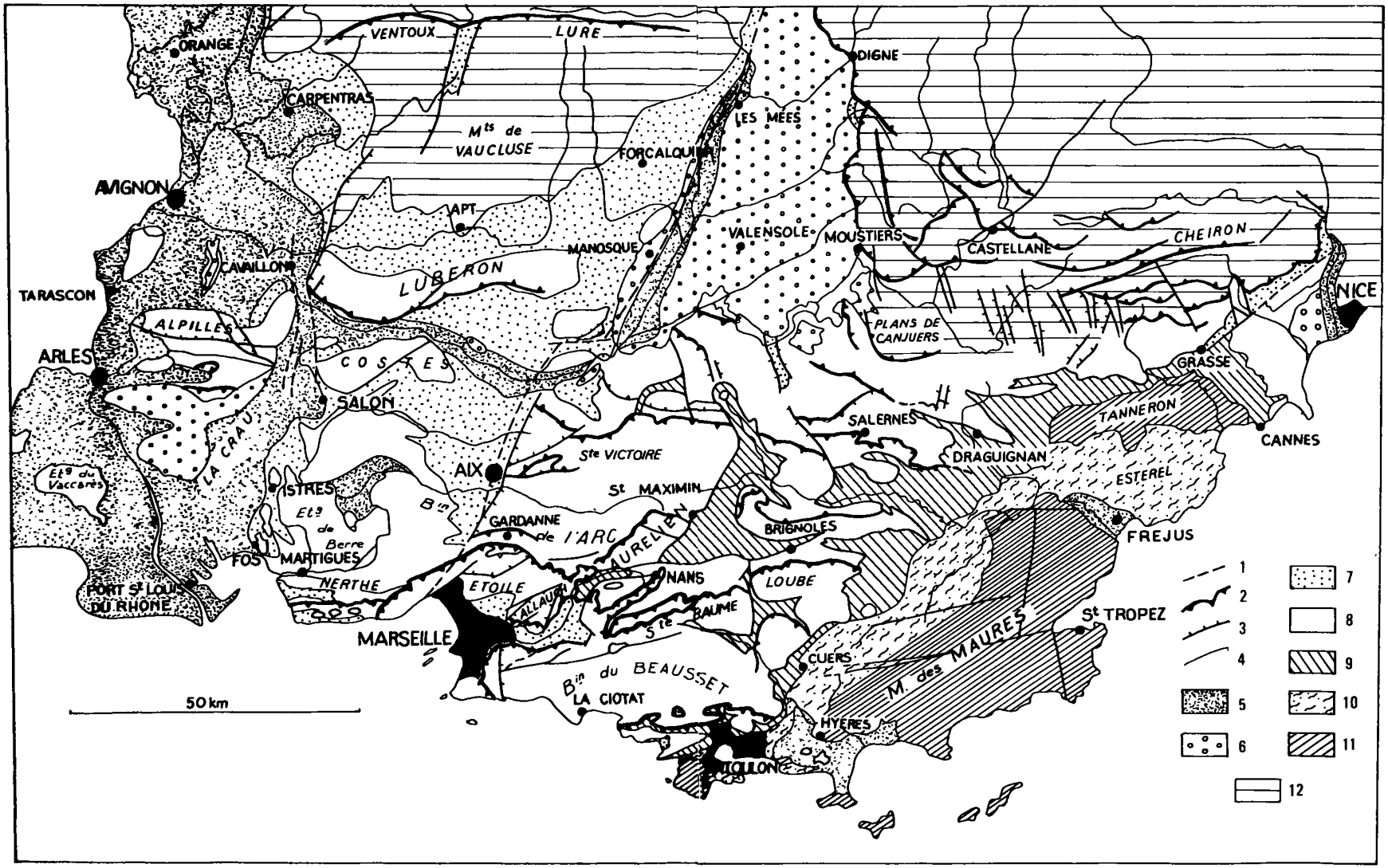

Fig. 29.

Carte géologique simplifiée de la Provence. 1 : Faille d'Aix-en-Provence et discontinuité grassoise; 2 : chevauchements importants et charriages; 3 : failles de compression et failles de fossés nord-varois et de Sault; 4 : contact normal; 5 : Quaternaire; 6 : Mio-Pliocène; 7 : Oligocène; 8 : couverture provençale s.str. (du Rhétien au Lutétien); 9 : niveaux de décollement de la couverture (Muschelkalk et Keuper); 10 : tégument permo-werfénien; 11 : socle hercynien et carbonifère; 12 : chaînes subalpines méridionales.

Simplified geological map of Provence.

1 : Fault of Aix-en-Provence and Grasse discontinuity; 2 : Large-scale overthrusting; 3 : Compression faults and troughs of N. Var and Sault; 4 : Normal contact; 5 : Quaternary; 6 : Mio-Pliocene; 7 : Oligocene; 8 : Provençal cover s.str. (Rhetian to Lutetian); 9 : Detachment layers of cover (Muschelkalk and Keuper); 10 : Permo-Werfenian cover; 11 : Hercynian and Carboniferous basement; 12 : Southern Subalpine chains.

B. L'ÉVOLUTION MÉSOZOÏQUE

1. Au Trias,

la Provence fait intégralement partie du domaine germanique, mais la fin de la période suggère une transition vers la mer alpine. Sur les épandages détritiques issus de la glyptogenèse fini-hercynienne, se modèle la plate-forme pré-triasique. La régularité du paysage triasique et l'uniformité de la sédimentation sont liées à cette physiographie de fin de cycle. Dès lors, des variations, même très faibles, du niveau marin peuvent rendre compte des importantes variations des faciès dans le temps, mais aussi de leur remarquable monotonie dans l'espace.

Le Trias inférieur (fig. 30) est constitué par des dépôts conglomératiques à la base (poudingues à dragées de quartz blanc) et, surtout, par une série de grès arkosiques et psammitiques. Ils reposent tantôt sur le socle, tantôt sur les sédiments houillers ou permiens. On remarque parfois des galets façonnés par le vent et recouverts d'une patine brune, témoins possibles d'une sédimentation continentale sous climat aride. Cela n'exclut pas l'existence de grandes nappes d'eau fluctuantes, dans lesquelles se sont déposés, parfois après remaniement éolien, les éléments fins quartzeux et phylliteux. L'on imagine des conditions steppiques à désertiques, avec ouaddys, chotts et grandes nappes-glacis de piedmont. Les affleurements sont limités à la zone de contact socle-couverture, de Sanary au Tanneron.

Le Permien et le Trias inférieur témoignent donc de la longue glyptogenèse fini et post-hercynienne qui a fourni des tonnages considérables de matériaux détritiques arrachés au massif pyrénéo-corso-sarde. Ils seront l'objet de maintes reprises dans l'histoire sédimentaire de la Provence.

Au Trias moyen (Muschelkalk), la mer envahit la plate-forme faiblement inclinée qui borde les reliefs paléozoïques. L'alternance de séries marneuses, dolomitiques et quelquefois salifères avec des séries calcaires et marneuses à faune marine, montre un milieu sédimentaire qui peut, à la moindre oscillation du niveau de la mer, passer du type marin franc au type lagunaire (les lagunes étant, dans ce cas, des vestiges du domaine marin sur la marge continentale). La topographie devait donc être assez uniforme. Les modifications du modèle durant le Muschelkalk ont été de faible importance, ainsi qu'en témoigne la constance des principales divisions stratigraphiques de cet étage. On note certes quelques variations latérales dans la distribution des différents niveaux lithologiques.

Le Muschelkalk inférieur comprend, à la base, des marnes verdâtres (premier niveau de décollement) et des cargneules, au sommet, des calcaires azoïques noir-fumée, surmontés en général par des dolomies cargneulisées. Le Muschelkalk moyen est formé de marnes noires, grises, jaunes ou blanches, de calcaires dolomitiques alternant avec des marnes, de dolomies cargneulisées; on y trouve de l'anhydrite et du gypse; c'est le deuxième niveau de décollement de la couverture. A l'Ouest, dans la région de Tourves, sous les dolomies cargneulisées du sommet, on remarque deux niveaux volcano-détritiques, l'un, inférieur, de 12,5 m de puissance, l'autre, supérieur, de 3,5 m. Aux affleurements et dans une tranche relativement superficielle de la sub-surface (80 à 120 m dans la région de Draguignan), le sel est absent. Mais les émergences d'eaux chlorurées observées dans les environs de Barjols et de Draguignan témoignent cependant de son existence en profondeur, certainement dans le Muschelkalk moyen, ainsi que paraissent le montrer les pseudomorphoses cubiques trouvées dans ce niveau.

Le Muschelkalk supérieur est constitué par des calcaires coquilliers à intercalations de marnes fossilifères; les fossiles les plus fréquents sont : *Coenothyris vulgaris, Hoernesia socialis, Myophoria vulgaris, Lima striata, Encrinus liliiformis. Ceratites nodosus* est assez rare : on en cite des gisements près de Varages et de Tourves. Dans le Muschelkalk supérieur, on a reconnu une succession de dépôts qui se présentent toujours dans le même ordre. De la base au sommet, on observe en effet : un complexe coquillier inférieur, à intercalations marneuses (*Coenothyris,* entroques); des calcaires à Dasycladacées; un complexe coquillier supérieur, à Myophories; des calcaires gris-fumée et bicolores, renfermant des niveaux à algues, à terriers et des bancs de calcaires vermiculés.

Au dessus-viennent les marnes et dolomies blanches de la Lettenkohle. Entre les calcaires à Dasycladacées et le complexe coquillier supérieur, on signale une intercalation de basalte altéré renfermant des boules de lave fraîche.

Au Keuper, le milieu sédimentaire perd son caractère marin franc. La formation, dans son ensemble, ayant été considérablement déformée par les actions tectoniques, il est rare de rencontrer sur le terrain de bonnes coupes. Grâce à une reconstitution de la série à partir d'observations fragmentaires, on arrive cependant à rétablir l'ordre des dépôts que nous résumons ainsi :

— à la base : marnes, cargneules et gypses, auxquels font suite des dolomies cargneulisées disposées en bancs stratifiés;

— dans la partie moyenne : marnes noires avec gypse, puis marnes vertes et argiles plastiques à enclaves de lignite, entre Monferrat et Callas, à Bramefan (sur le Loup) à Vescagne...; le tout est surmonté de dolomies stratifiées;

— à la partie supérieure : marnes irisées lie de vin et vert pastel, avec blocs de cargneule et cristaux de quarts bipyramidés; la formation est gypseuse. Au-dessus viennent des dolomies blanches alternant avec des lits de marnes verts réséda.

Le Keuper gypseux constitue le troisième niveau de décollement de la couverture.

Au Rhétien, la mer envahit de nouveau le territoire. Les dépôts débutent généralement par des marnes, au sein desquelles s'intercalent des dolomies rousses ou blanches. Ce faciès rappelle celui du Keuper supérieur.

Au-dessus viennent des calcaires gris en petits bancs et à patine beige, associés à des calcaires marneux, des dolomies rousses, des marnes noires ou « vert réséda ». Le fossile carac-

téristique est *Avicula contorta*. Les calcaires marneux renferment localement des dents et ossements de poissons (*bone beds*). Au sommet, des calcaires dolomitiques, où l'on a signalé des pistes de Dinosauriens, évoquent une très faible bathymétrie tendant vers l'émersion.

2. Au Jurassique,

La diversité des faciès et la variation de puissance des dépôts indiquent une paléogéographie beaucoup plus diversifiée que pendant les périodes précédentes (fig. 30). A partir du *Lias*, une juste physionomie de la répartition des aires sédimentaires doit logiquement s'obtenir par un dépliage des structures provençales. Une telle démarche ne peut trouver sa place que dans la partie du texte consacrée à l'évolution tertiaire.

Dès l'Hettangien, il faut distinguer deux parties. Dans le haut fond du moyen Verdon, qui s'étend, au Sud, jusqu'à une ligne Barjols-Tourtour-Figanières, l'Hettangien est absent, comme le reste du Lias. Dans le reste de la Provence, l'Het-

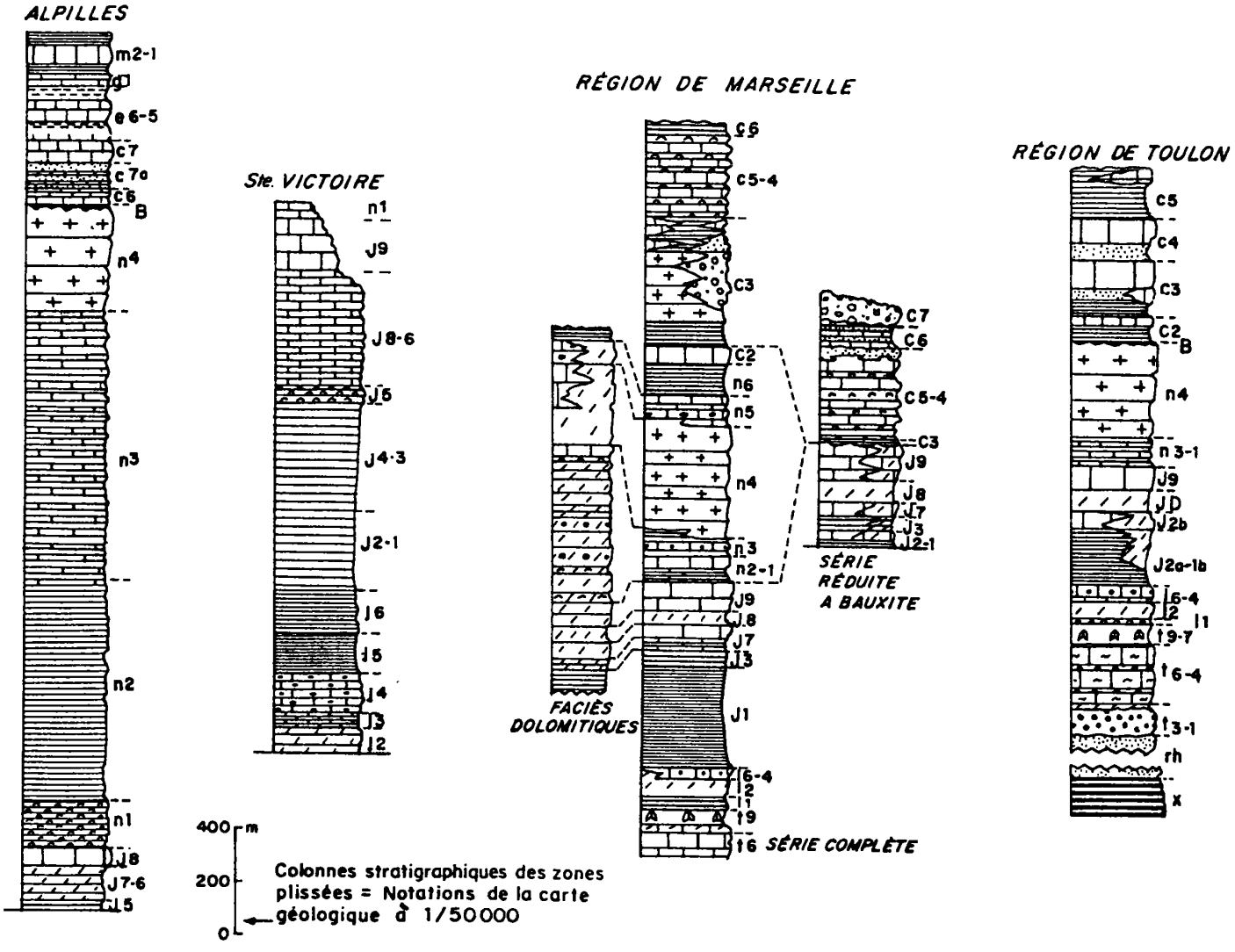

Fig. 30.

Colonnes stratigraphiques de la basse Provence.

Noter la grande épaisseur du Néocomien dans les Alpilles (au Nord du « front nord-provençal » et à l'Ouest de la faille d'Aix-en-Provence) et dans l'Étoile (« faciès dolomitiques »). La colonne « région de Toulon » concerne l'extrémité E du bassin du Beausset.

Stratigraphic columns of Lower Provence.

Note the great thickness of the Neocomian in the Alpilles (to North of N-Provençal front and West of Aix-en-Provence fault) and in Étoile (dolomitic facies). The Toulon region column concerns the East end of the Beausset Basin.

tangien (et, *pro parte,* le Sinémurien) est représenté par des dolomies blanchâtres à intercalations de marnes vertes, rappelant fortement des niveaux analogues des Grands Causses.

Cette différenciation va se renforcer par la suite. En particulier, les forages de recherche pétrolière nous apprennent que la partie de la Provence située à l'W-NW de la faille d'Aix constitue comme un prolongement du domaine dauphinois jusque près du littoral actuel. En effet, l'on a coutume de distinguer un Lias dauphinois et un Lias provençal, dont les limites varient suivant qu'on examine la question en partant du SW ou du NE. Dans le premier domaine, se développent des assises puissantes, dont la sédimentation terrigène fine admet des intercalations carbonatées (calcaires à silex, calcaires noduleux...); la subsidence est importante dans ce bassin dauphinois *sensu lato*. Dans le domaine provençal, les dépôts sont beaucoup moins puissants; ils sont même localement absents (haut fond du moyen Verdon) (fig. 10).

Dans les zones à sédimentation continue, les déformations du fond, tenues pour responsables de lacunes par certains auteurs, n'auraient en fait entraîné que des condensations locales de la série. Les calcaires gris-bleus à *Gryphaea cymbium* du Carixien et les calcaires roux à chailles du Domérien sont les mieux représentés.

Le Dogger correspond indubitablement à une période d'augmentation de la bathymétrie, surtout si on le compare au Lias. Mais les dépôts ne sont jamais très profonds : un régime de sédimentation rythmique (marnes-calcaires marneux) permet de localiser des affaissements du fond en plusieurs zones. Des intercalations de calcaires zoogènes, oolitiques ou dolomitiques, montrent que l'enfoncement du fond n'a pû toujours équilibrer les apports; la séquence est de tendance régressive.

Au Bajocien, les dépôts sont marneux au SE (Carcès), alors que, vers le haut fond Nord-Oriental, ils passent à des formations de calcaires à silex (Montauroux, Villecroze) et même, à des formations oolitiques et dolomitiques (Grasse). Au SW (région de Marseille), le Bajocien présente encore le faciès du Lias supérieur, tandis que dans la région aixoise, l'étage est calcaro-marneux.

Le Bathonien est marneux, avec *Cancellophycus* et ammonites, en Provence centrale et Provence occidentale. Son épaisseur peut atteindre 300 m. En Provence orientale, il est calcaire (Cotignac, Entrecastaux) et calcaro-dolomitique. Au Nord et au NE de Draguignan, et dans le Var méridional (Bandol), se différencie un Bathonien supérieur formé de calcaire blanc zoogène, également signalé à l'Est de Marseille, dans la Lare.

Le Malm présente une différenciation des faciès, permettant de localiser, à partir du Kimméridgien :

— au Sud et à l'Est, une zone carbonatée à tendance coralligène, avec calcaires blancs et dolomies;

— au centre et au NE, une mer ouverte où la subsidence se prolongera presque jusqu'à la fin du Jurassique, avec des faciès marneux et marno-calcaires et des calcaires pélagiques.

En Provence méridionale et orientale *pro parte,* l'Oxfordien n'est souvent pas caractérisé paléontologiquement et plusieurs niveaux semblent confondus sous un faciès de calcaire sublithographique en bancs bien lités, montant dans le Kimméridgien moyen.

Le Kimméridgien, qui peut dépasser 300 m en Provence orientale et en Sainte-Victoire, se réduit à 200 m environ, au Sud, en même temps qu'il change de faciès : calcaires à grosses chailles de la partie moyenne, dolomies grises ruiniformes de la partie supérieure, semblant dériver de l'évolution diagénétique de calcirudites. A la limite de ces deux formations, on note, dans la région de Marseille, un niveau de brèches intraformationnelles reconnues dans une aire de près d'un millier de kilomètres carrés et paraissant liées à une agitation exceptionnelle du fond.

Il semble que ce soit au Kimméridgien que la mer ouverte provençale ait atteint ses plus grandes dimensions. La suite de l'évolution sédimentaire montre, au contraire, une tendance régressive, avec les puissants dépôts dolomitiques du Kimméridgien supérieur et les calcaires coralligènes du Portlandien qui peuvent atteindre 500 m de puissance dans la région du Verdon.

Le Portlandien montre, à la base, des calcaires blancs, massifs parfois marmoréens, à polypiers; dans la partie moyenne, des calcaires bien lités à nérinées; au sommet, des calcaires blancs massifs, zoogènes, à minces lits bréchiques, surmontés de calcaire à intercalations marneuses vertes, témoins d'un épisode saumâtre. Les derniers bancs représentent déjà le passage au Berriasien.

Dans le reste de la Provence et, notamment, en Haute Provence, la plus grande partie de l'Oxfordien est encore sous le faciès Terres noires.

Au Kimméridgien, des calcaires fins à ammonites, lités, localement porteurs de silex, peuvent atteindre 400 m de puissance. Ils témoignent de l'étalement de la mer, alors largement ouverte, mais de tendance déjà régressive, comme en attestent les faciès de bordure.

Le Portlandien présente alors le faciès tithonique, avec dépôts de calcaire fin à calpionelles et globigérines, lits de brèches sédimentaires et, parfois, accidents siliceux. Ce faciès est représenté en Sainte-Victoire, où son rapprochement avec le Portlandien coralligène est d'origine tectonique. Il s'amincit du Sud vers le Nord dans les Baronnies et à Lure, d'Ouest en Est au Nord de Sisteron. Enfin, les faciès observés dans le Portlandien de Salon et des Alpilles (Opies) sont de type tithonique.

3. Le Crétacé

débutant voit la mobilisation de l'accident W-E de Ventoux-Lure qui va séparer, pendant le Néocomien, le domaine vocontien, au Nord, du domaine provençal, au Sud. A l'Est de sa région d'interférence avec la faille d'Aix, le môle de Valensole s'incline progressivement vers la mer alpine et les

faciès rappellent ceux des Baronnies (bordure subalpine, de Digne à Castellane). Dans la région de Grasse, la diminution d'épaisseur du Néocomien est frappante, sans que les faciès perdent leur caractère pélagique. La plate-forme de Basse Provence évoque déjà les conditions de sédimentation de la Sardaigne.

C'est dans cette partie méridionale que va intervenir *l'émersion du Crétacé moyen,* suivie de *l'altération bauxitisante* d'une partie des sédiments déposés peu avant (Néocomien à Albien). On sait que la mise hors d'eau de territoires assez vastes, entre les Pyrénées, les Cévennes, la Sardaigne et la mer alpine est hétérochrone. On connaît des bauxites berriasiennes (Bédarieux), barrémiennes ou aptiennes (Ariège). En Basse Provence, la lacune la plus resserrée *permet de placer la bauxitisation à l'Albien terminal-Cénomanien inférieur.* Il est cependant impossible de dire si des bauxites ne se sont pas formées beaucoup plus tard, spécialement dans le Nord et l'Est de la Basse Provence où le toît est fort tardif (Rognacien). L'examen des minerais de fer rognaciens de Pécoules permet d'affirmer que les conditions climatiques de la bauxitisation persistaient à cette période. En tout cas, il semble démontré que la kaolinisation des ocres d'Apt est intervenue au Cénomanien moyen, donc un peu plus tard que la bauxitisation dans le Sud de la Basse Provence.

Si, dans certains secteurs, des vestiges plus ou moins importants de Crétacé inférieur recouvrent le Portlandien, ce dernier peut être ailleurs subordonné à des dépôts néo-crétacés : la lacune, soulignée par la bauxite, est plus importante encore aux abords de la Provence orientale où elle s'étend du Bathonien supérieur au Campanien, alors que dans les Alpilles, où le toit est aussi campanien, le mur est urgonien.

En fait, dans les territoires caractérisés par cette serie réduite, on ne peut préciser qu'approximativement le début de la phase d'émersion (Albien supérieur). Un bombement important était localisé dans la région varoise (le Val-Vins) et il se prolongeait à l'Ouest par des bandes et des îlots dont les restes actuels ont une direction NW-SE. La limite d'érosion actuelle de la Provence primaire tranche obliquement le bombement oriental. Le dispositif géographique résultant a donné lieu à des interprétations faisant état de la présence d'un « isthme durancien » entre les Maures et le Massif Central. La paléogéographie du Crétacé moyen exclut ce concept (G. Guieu, C. Rousset, J. Philip). Dans l'aire ainsi délimitée se sont constituées, dans les mers crétacées, les premières ébauches de plis plus accusées à l'Est qu'à l'Ouest, tandis que sur les terres exondées sévissait l'érosion. Elles ne sont aujourd'hui connues qu'à l'état de vestiges : massifs du Regaignas, d'Allauch, de la Lare et de l'Aurélien.

A cette *série réduite* on peut opposer une *série complète,* résultat d'une sédimentation qui s'est prolongé presque sans interruption jusqu'au Campanien et qui s'étend partout ailleurs, mais avec des variantes. Dans les régions de Marseille et de Toulon, le *Berriasien* a pu être caractérisé paléontologiquement. Il est présent au Nord et au NW (150 m). Les faciès noduleux à fossiles néritiques qui abondent au Nord dans le *Valanginien* et surtout *l'Hauterivien,* admettent au Sud (bassin du Beausset) et à l'Est de puissantes intercalations de calcaires biodétritiques massifs, rappellant beaucoup certains niveaux portlandiens et annonçant les faciès urgoniens qui apparaissent au Nord de Marseille dans l'Hauterivien moyen.

L'évolution des reliefs sous-marins et certaines dispositions océanographiques ont abouti à une répartition spéciale de *l'Aptien,* connu seulement au Sud et à l'Est. Des calcaires à silex et à céphalopodes et des marnes se sont sédimentés sur le flanc méridional d'une ride WNW-ESE qui unissait, par Marseille, le bas Rhône à la région toulonnaise (G. Guieu) tandis qu'au Nord se déposaient des sédiments glauconieux et siliceux et des marnes gréseuses à orbitolines. Les mouvements du fond s'accentuant, on peut même observer une discordance du Gargasien sur le Bédoulien.

L'Albien manque souvent. Des vestiges en sont conservés dans des secteurs tectonisés (Nerthe, Massif de Puget) appartenant au domaine de la série complète où des courants sous-marins ont contrecarré son dépôt. Sur les aires émergées pendant l'Albien et le Cénomanien inférieur, les terrains ont pu être décapés jusqu'au Portlandien : la lacune évoquée équivaut donc à un biseau d'érosion qui a affecté les flancs de plis à grand rayon de courbure, sans que l'on puisse vraiment parler d'une « phase » orogénique.

On a pu prouver, par une étude micropaléontologique fine, l'appartenance d'une partie des terrains de l'« Aptien siliceux » à l'Albien.

Ailleurs, une discordance s'observe au niveau du *Cénomanien* qui révèle, par ses faciès très différents, des variations rapides des milieux sédimentaires et des conditions bathymétriques. Dans le bassin du Beausset, il est, à la base, saumâtre ou lagunaire, puis marneux et gréseux avec une riche faune d'ammonites, enfin récifal avec rudistes, madréporaires, spongiaires (100 m de puissance au total). La variété des faciès est encore plus grande lorsque, passant des sillons aux rides, c'est-à-dire au domaine de la série réduite, on atteint les faciès de rivage (par exemple dans le massif d'Allauch).

Au *Turonien,* la transgression supracrétacée n'est pas encore générale. A côté de zones d'approfondissement comme celle du bassin du Beausset où s'accumule un Ligérien marneux à ammonites, on note des aires de rivage ou de non-dépôt (massif d'Allauch, Lare). En beaucoup de secteurs, la bauxite est recouverte seulement à l'Angoumien, présentant, dans la série réduite, un mélange de faciès d'eaux douce, saumâtre et marine (Allauch, Saint-Baume). Les calcaires récifaux angoumiens ont, dans la série complète, une plus grande extension. Mais ils s'intriquent au Sud dans un complexe deltaïque aux variations latérales complexes où de puissants conglomérats témoignent d'une reprise de l'érosion sur le continent pyrénéo-sarde.

Cette brusque débâcle détritique locale résulte-t-elle des mouvements qui sont à l'origine de la transgression supracrétacée ? On peut le penser puisque le Jurassique et le Crétacé inférieur sont particulièrement pauvres en matériaux de provenance paléozoïque.

1. La question de la bauxite et de son origine sera détaillée en VII.

Il faut penser aussi à une activité tectonique vraie, préfigurée dès l'Albien-Cénomanien, aggravée avant le dépôt du Santonien qui parvient à reposer directement sur le Muschelkalk au Sud de Saint-Cyr-les-Lecques.

Il faut noter que le Valdo-Fuvélien est localisé, en ce qui concerne la partie nord, autochtone, de la Basse Provence, à son extrémité ouest (Alpilles). Il se développe, au contraire, largement vers l'Est, au Sud du front nord-provençal (voir ci-dessous); dans cette zone (bassins de l'Arc et du Val-Vins), on peut suivre la limite des faciès marins santoniens et du fluvio-lacustre exclusif (limite WNW-ESE). La transgressivité des dépôts dulçaquicoles doit certainement beaucoup au comblement du golfe néo-crétacé.

4. La phase maestrichtienne

Cette phase orogénique intervient de façon assez soudaine : des reliefs s'érigent, entre lesquels s'étendent les premières ébauches des bassins que nous connaissons. Dans ces derniers, la sédimentation continentale se poursuit. Les paléo-chaînons sont immédiatement attaqués par l'érosion, et ce davantage sur leur flanc nord, car, dissymétriques, ils s'échelonnaient en gradins d'altitude croissante au Sud. Certains furent, à partir de la phase maestrichtienne, définitivement exondés et leur évolution fut principalement morphotectonique.

Cette particularité déterminera définitivement le style des déformations ultérieures, comme l'a montré L. Lutaud dès 1935. De puissantes brèches de démantèlement s'accumulèrent, en sédimentation inverse, sur le flanc nord des anticlinaux dont le cœur fut profondément attaqué. Vers les dépressions, elles s'intriquaient dans les calcaires à faune rognacienne mais aussi dans des argiles, grès et poudingues formant le complexe du Bégudo-Rognacien, très puissant dans le bassin de l'Arc (600 m).

Les dépôts rognaciens donnent de très larges affleurements entre Barjols et Salernes. A l'Ouest (Barjols, Rognette), ils débutent par des grès grossiers à reptiles, alternant avec des marnes roses et rouges et des bancs de grès à pisolithes. Des calcaires marneux et rognoneux couronnent la série détritique de base. A l'Est, (Salernes), le Rognacien est à l'état de marno-calcaires et calcaires blanc-rosé, alternant avec des marnes mauves. Au Sud (Bessillons), les dépôts passent à une brèche à éléments portlandiens.

C. L'HISTOIRE TERTIAIRE ET QUATERNAIRE : LES STRUCTURES ACTUELLES DE LA PROVENCE

Les terrains tertiaires sont surtout développés dans la Basse Provence occidentale, dont ils permettent de dater la tectonique paroxysmale de l'Éocène terminal. C'est donc cette partie de la Provence que nous décrirons en détail.

En Provence orientale (région de Draguignan), les dépôts tertiaires sont plus rares et très incomplets par suite de la surélevation générale de l'édifice. La tectonique est donc difficile à dater, et cela d'autant plus qu'elle subit certainement l'influence alpine à l'Oligocène et au Ponto-Pliocène.

Nous examinerons successivement ces deux régions.

1. La Basse Provence occidentale

Pendant l'Éocène, la sédimentation lacustre et continentale se poursuit dans les bassins, nourrie par le démantèlement des reliefs de bordure et par des apports d'origine plus lointaine. Les dépôts lacustres se localisent surtout au Sud des Alpilles, dans le synclinal de l'Arc et dans de petits bassins nord-varois. L'Éocène est inconnu dans les bassins de Marseille et du Beausset.

Une succession continue du Montien au Lutétien se développe de l'étang de Berre à la Sainte Victoire. Elle montre une alternance de dépôts fluviatiles localisés au sommet des étages et de calcaires lacustres à characées et Microcodium formant leur base (calcaire de Vitrolles du Montien inférieur; de Meyreuil, du Thanétien inférieur; de Saint-Marc, du Sparnacien inférieur; de Langesse, du Montaiguet et du sommet du Cengle, représentant tout le Lutétien). En bordure de la Sainte Victoire les brèches du Montien inférieur, intriquées dans les argiles et marnes, témoignent de l'érosion d'un relief en formation.

Les dépôts fluvio-lacustres supra-crétacés et éocènes du bassin de l'Arc se sont accumulés dans un synclinal dont le centre s'est vraisemblablement déplacé vers le Nord avec le temps. A l'Éocène supérieur, le lac, très réduit, couvrait, la région du Cengle et de ses environs immédiats.

a) La phase fini-éocène

Au Lutétien supérieur intervient la phase majeure des plissements provençaux. Les anticlinaux érigés pendant la phase fini-crétacée sont alors profondément délabrés et en particulier érodés jusqu'en leur cœur triasique (fig. 31). Une morphologie continentale est apparue, dont le détail ne pourra qu'influer sur la nature et la localisation des plissements et accidents. Les déformations orogéniques profondes, dont le vieux fonds hercynien est le siège, se manifestent dans la couverture par des poussées S-N, mais peut-être aussi N-S, comme dans la région toulonnaise et par une surélévation générale du socle, capable de créer un déséquilibre de la couverture. La dissymétrie antérieure des plis, la pente générale des topographies vers le Nord favorisent le décollement de la couverture provençale au niveau du Trias (trois niveaux de décollement : sommet du Grès bigarré, Anhydritgruppe, Keuper). Le Trias inférieur, formant tégument, est resté adhérent au socle permien et cristallophyllien.

Les chevauchements qui en résultèrent furent épiglyptiques et leur style fut puissamment influencé par la dualité série réduite-série complète. Sur l'emplacement des variations latérales de faciès (zone de faiblesse mécanique), se sont locali-

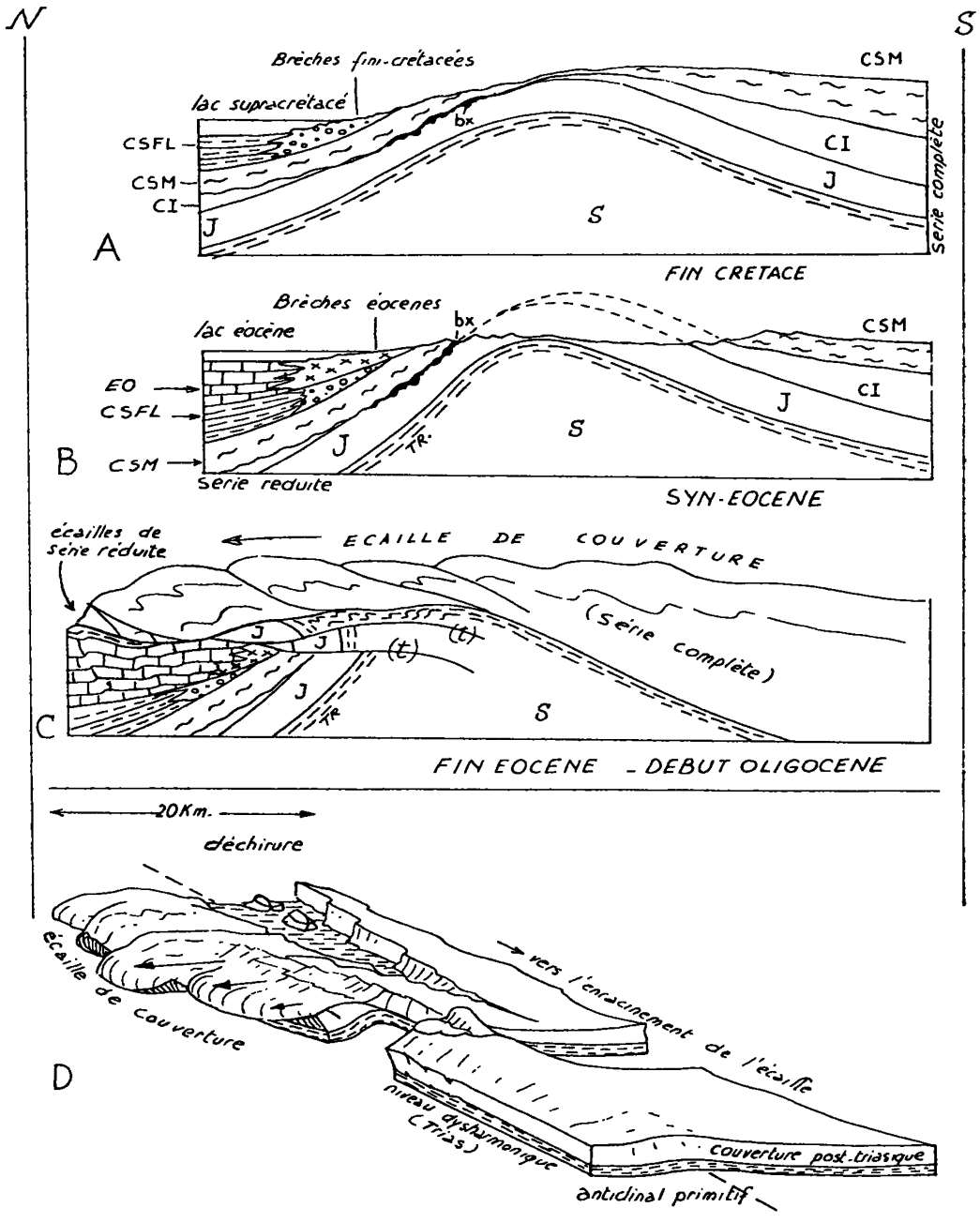

Fig. 31.

Formation des écailles de couvertures en Provence (en partie inspiré de L. Lutaud, 1934).

A. — Noter le biseau d'érosion du Crétacé moyen et la disproportion de masse entre séries complète et réduite.

B. — Les brèches accumulées en piedmont sur les flancs nord des plis soumis à l'érosion ne contiennent jamais d'éléments anté-triasiques. Cela peut apparaître comme une anomalie. En effet, l'érosion n'a pû entamer partout les plis jusqu'au même niveau. On est donc obligé d'admettre, sans preuve directe, que la couverture était déjà en partie décollée à la fin du Crétacé supérieur.

C. — On ignore encore quelle fut exactement l'intervention du socle paléozoïque dans cette phase de la tectogenèse provençale. On peut cependant penser que des mouvements en compression conjugués au relèvement d'ensemble, ont provoqué un décollement puis un glissement de la couverture en direction du Nord ou du NE. Le Trias. bourré en certains points, a pû être ailleurs totalement éliminé, en même temps que certaines couches du Jurassique inférieur (rabottage basal). Noter les troncatures (T) qui se développent sous la surface de décollement principale, isolant des écailles renversées.

Formation of cover slices in Provence (partly inspired by L. Lutaud, 1934).

A. — Note the Middle Cretaceous erosion wedge and the disproportion between the mass of the complete series and that of the reduced series.

B. — The breccia accumulated as piedmont on the northern flanks of the folds subjected to erosion never contain Pre-Triassic elements. This may seem to be anomolous. Erosion did not attack the folds up to the same levels in all areas and it must therefore be admitted, although there is no direct proof, that the cover was partially detached at the end of the Upper Cretaceous.

C. — The exact role of the Paleozoic basement in this phase of Provençal tectogenesis is still not well understood. It can however be supposed that compressive movements together with the general uplift lead to the detachment and then to sliding of the cover in North or NE direction. The triassic is piled up at certain points but has been completely eliminated elsewhere along with certain layers of the Lower Jurassic (basal truncation). Note the truncations (T) which develop under the surface of the main detachment feature, isolating the overturned slices.

sées, sous la forme de grands cisaillements inverses, les ruptures initiale grâce auxquelles la série complète est venue chevaucher tangentiellement la série réduite. Plus pesante, quasi-monolithique, avec ses mille mètres de dolomies, la série complète s'est avancée sur le domaine de la série réduite jusque sur un avant-pays lacustre sans qu'apparaissent de flancs inverses, et à fortiori, de plis couchés.

C'est qu'en effet la substance même d'éventuels flancs inverses était depuis longtemps convertie en brèches sur les versants. Ces derniers, très rigides, furent redressés, puis chevauchés, parfois écaillés, avec le moignon de flanc inverse qui les supportait. Cette phase tangentielle a donc donné des chevauchements de série normale, monoclinale, peu déformée au départ. Les déplacements élémentaires furent importants, de l'ordre de 8 à 20 km. Mais ils ne sont que la manifestation superficielle, localisée, d'une translation massive de la couverture.

Au cours de nouvelle répartition des masses tectoniques apparaissent des vides par déchirure d'une couverture parvenue à un état critique d'étirement. A ces accidents de forme irrégulière qui interrompent la continuité des structures antérieures, on a donné le nom de bandes ou arcs triasiques (de Barjols, de l'Huveaune, par exemple), correspondant souvent à des dépressions. Il a été établi que le bassin de Marseille est apparu sur l'emplacement d'une déchirure ayant affecté les arrières du chevauchement de l'Étoile dont la patrie se situe dans la bordure nord du bassin du Beausset. Dans l'espace vide s'accumuleront, à l'Oligocène, de puissants dépôts détritiques. Cette nouvelle catégorie de dépressions — qui vont en particulier conditionner la répartition des bassins oligocènes — a donc une signification bien différente de celle des bassins sédimentaires antérieurs.

Malgré les tronçonnements liès aux érosions préalables et (ou) aux déformations et érosions posthumes, il semble que la structure actuelle et la paléogéographie s'accordent pour permettre d'admettre *l'existence d'une nappe de couverture de la Basse Provence.* La définition, due à M. Bertrand, de la grande nappe de recouvrement de la Basse Provence, fut reprise par E. Haug, avec des variations. On sait ce qu'il advint de l'interprétation résolument ultra de certaines structures, comme du courant réactionnel de pensée fixiste qui s'ensuivit. Mais l'accord est maintenant fait sur l'essentiel, et les géologues reconnaissent l'existence de vastes territoires allochtones en Provence (fig. 32).

La nappe de recouvrement de la Basse Provence serait constituée de trois unités principales : l'unité de Bandol (fig. 32), l'unité du Beausset, l'unité de l'Arc. Le contact frontal de cette dernière, pour lequel a été proposé le nom de front nord-provençal, affleure de façon plus discrète et discontinue à l'Ouest (Mouriès, la Barben) qu'à l'Est. Au Sud de l'unité de Bandol, l'écaille du Cap Sicié témoigne de la mise en compression du socle lui-même, pendant la phase majeure. La quatrième unité de couverture, dite nord-provençale, est autochtone, bien que des recouvrements localisés affleurent (Vinon, Gréoux) ou aient été découverts par sondage (Rognes, Mirabeau).

Les recouvrements sont de plus en plus récents vers l'Ouest. Ce sont de grandes écailles de couverture présentant collectivement une tendance à s'enfoncer vers l'Ouest. Pour cette raison, elles ont pu mutuellement se chevaucher, en sorte que le bord oriental de l'une — celle-ci plus récente — chevauche le bord occidental de l'autre — celle-là plus ancienne. Le chevauchement de la Nerthe méridionale s'est effectué pendant l'Oligocène, celui de l'Étoile avant le dépôt de l'Oligocène.

Nous pensons que le chevauchement de la Sainte Baume est lui-même antérieur (peut-être de peu) à celui de l'Étoile. Les subdivisions de l'unité charriée septentrionale sont moins évidentes, peut-être à cause du taux très supérieur de recouvrement par des terrains plus récents.

Ainsi, malgré l'évidente parenté des grandes structures, on peut douter de leur continuité latérale harmonieuse. La disjonction de la couverture, déjà très accusée à la suite de la phase maestrichtienne, n'a fait que s'aggraver à la fin de l'Éocène. La distribution des structures dans chaque unité — on devrait presque dire, leur éparpillement — s'explique par des déplacements entrecoupés d'érosions, qui se sont effectués en plusieurs étapes, entre la fin du Crétacé supérieur et le Miocène.

b) L'histoire oligocène

Cette histoire est purement continentale. Elle est commandée par des déformations qui, en se surimposant aux effets de la phase fini-éocène, impriment à chaque secteur concerné un remarquable particularisme stratigraphique et structural. Compte-tenu des déformations ultérieures on peut distinguer actuellement, en schématisant, trois types d'affleurement oligocènes : (1) des dépressions synclinales, telles que celles d'Aix-Les-Milles, d'Apt-Forcalquier, de Manosque; (2) des gouttières pincées au front de chevauchements (Rians, Salernes) et des petits fossés-syclinaux du Var moyen (Montmeyan, la Mourotte...); (3) des déchirures d'origine tectonique, comme le bassin de Marseille (fig. 33).

La structure de ces dépressions, quelle qu'en soit l'origine, et la nature des dépôts, indiquent que la sédimentation y a été le plus souvent contrôlée par la tectonique et la morphologie. Dans le Sud de la Basse Provence, l'Oligocène ne représente pas une suite stratigraphique de l'Éocène. Les déplacements tangentiels ont pû se prolonger à l'Oligocène inférieur : les structures sont, en effet, scellées par des calcaires lacustres généralement attribués à la base de l'Oligocène moyen (horizon à Striatelles). Avant l'installation des lacs, certaines dépressions ont pu connaître une période de relative vacuité : tel le bassin de Marseille. Se sont alors constitués des chaos aériens et des brèches calcaires, aux variations extrêmement confuses, témoins d'une altération et d'une érosion qui, accélérées par les rejeux tectoniques, se sont prolongées pendant l'Oligocène inférieur.

A Marseille, se déposent, à l'Oligocène moyen, des calcaires lacustres, dits de l'Estaque, à intercalations d'argile et de grès, passant vers le haut — et latéralement ? — à des argilites dont la puisance dépasse 150 m. En plusieurs points, autour de la

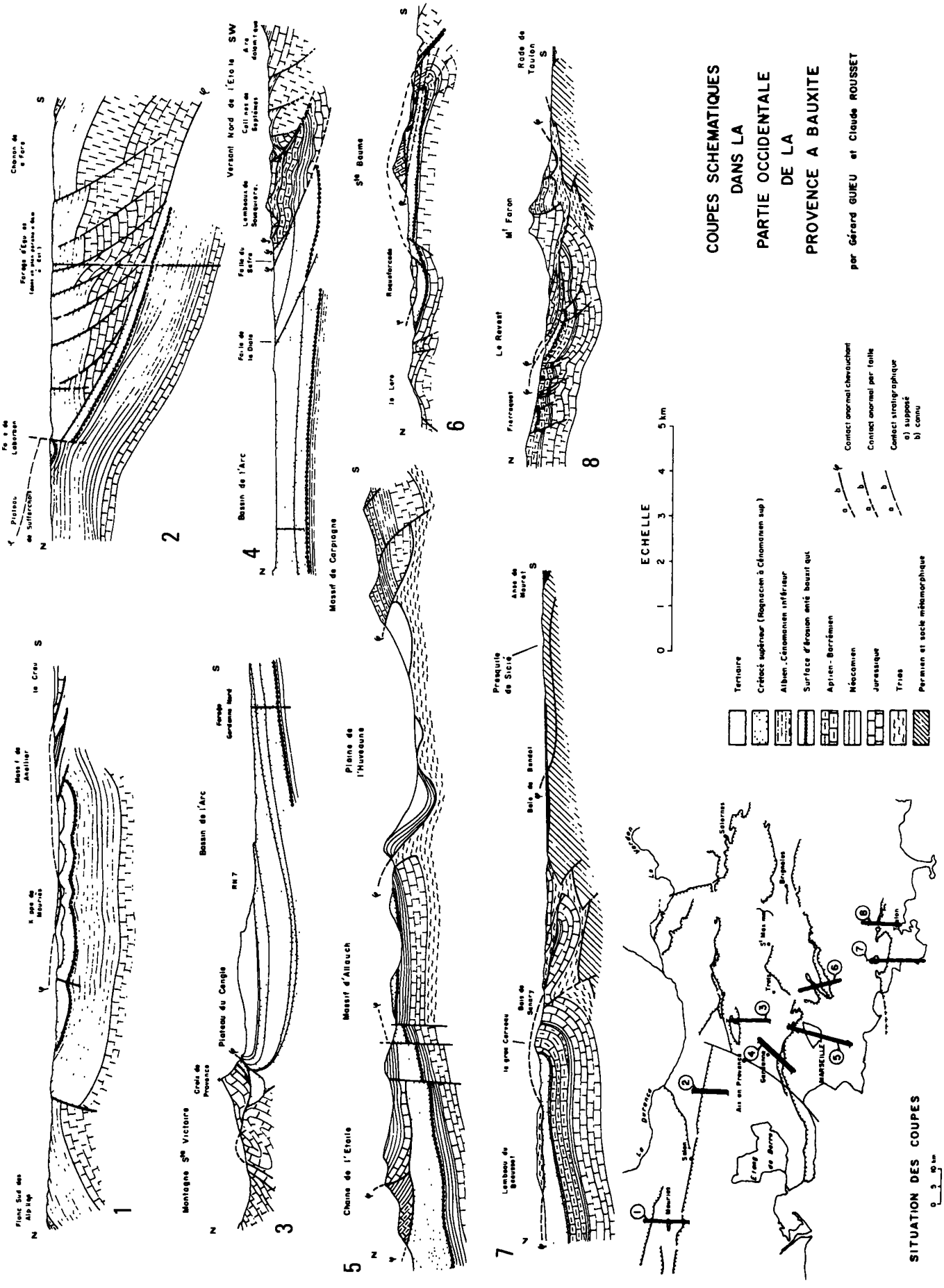

Fig. 32.

Coupes schématiques dans la partie occidentale de la Provence à bauxite.

Sectional sketches through western bauxite-bearing part of Provence.

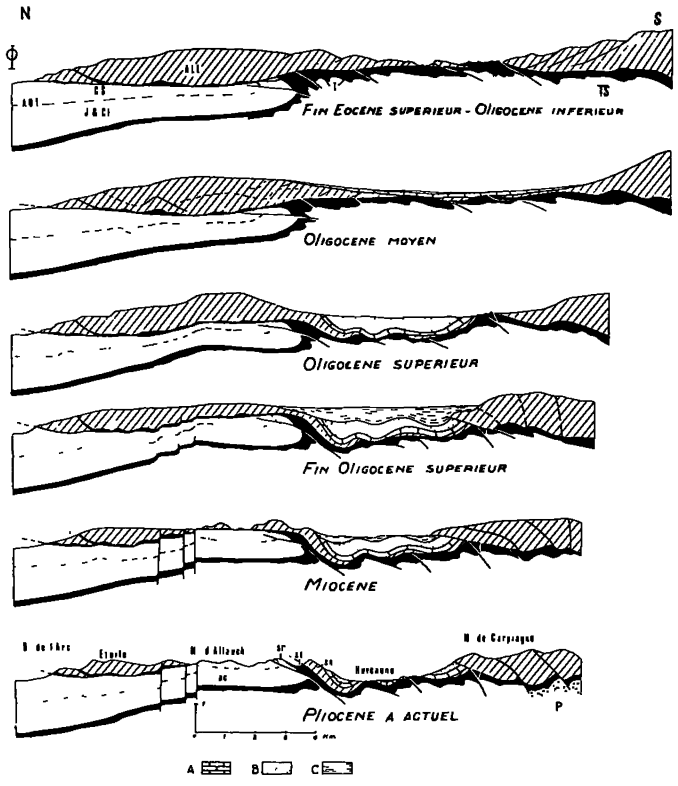

Fig. 33.

Tectogenèse des régions sud et sud-est du bassin de Marseille.

Par souci de simplification, les détails de structure dans les terrains anté-oligocènes ont été réduits au minimum. Les déformations représentées à la base du Trias (T) sont hypothétiques. Son épaisseur dans les zones bourrées ou étirées est en fait inconnue. Le tégument et le socle ont été simplement mentionnés (T-S). Leur structure et la profondeur de leur gisement sont en effet ici inconnues sauf pour le Permien (P) à Carpiagne.

AUT : Autochtone relatif ou parautochtone, avec (J) : Jurassique; (CI) : Crétacé inférieur; (CS) : Crétacé supérieur marin et fluvio-lacustre. Dans le masif d'Allauch : (ac) : aire centrale; (sr) : série renversée.

ALL : Allochtone indifférencié, sauf dans le massif d'Allauch : (st) : série triasique (sn) : série normale.

I : surface de décollement de la couverture.

Terrains oligocènes : caissons de A à C : (A) : calcaires de l'Estaque; (B) et (C) : argiles, grès et poudingues de l'Oligocène supérieur.

Tectogenesis of southern and southeastern regions of Marseille Basin.

For the sake of simplification, structural details in the Ante-Oligocene terrain have been reduced to a minimum. The deformations shown at the base of the Triassic (T) are hypothetical. Thicknesses in the piled up or thinned zones are unknown. The cover and basement have been simply mentioned (T-S). Their structure and the depth of deposit are unknown here except for the Permian (P) at Carpiagne.

AUT : Relatively autochtone or parautochthone, with (J) : Jurassic; (CI) Lower Cretaceous; (CS) Marine and fluvial-lacustrine Upper Cretaceous. In the Allauch massif : (ac) Central area; (sr) Reversed series.

ALL : Undifferentiated allochtonous except in the Allauch massif : (st) Triassic series; (sn) Normal series.

I : Detachment surface of cover.

Oligocene terrain : Boxes A to C : (A) : Estaque limestones; (B) and (C) : Clays, sandstones and pudding stone of Upper Oligocene.

dépression, des glissements synsédimentaires assurent la mise en place de nombreux olistolites. Pendant l'Oligocène supérieur, des grès, argilites et surtout des poudingues à éléments locaux, mais aussi permo-triasiques et cristallophylliens, édifient une séquence détritique dépassant 1 000 m de puissance. Sa constitution montre que les rapports de la dépression avec les domaines voisins se sont profondément modifiés à partir de l'Oligocène supérieur, par arasion des reliefs et ouverture des seuils, et que le massif pyrénéo-corso-sarde constituait à cette époque, une importante source d'apports détritiques.

Enfin, la rupture de ces massifs permet l'arrivée de la mer en limite SW du bassin (Carry, Cap Jeannet) dès la fin de l'Oligocène.

Dans le bassin d'Aix s'accumulent, à l'Oligocène moyen, d'abord des calcaires, argilites et conglomérats (300 m de puissance aux Milles), puis la série du gypse d'Aix, avec sables, marnes et calcaires contenant une riche faune, notamment de poissons, et une flore rendue célèbre par les reconstitutions de Saporta. Tous ces faciès passent, en bordure est et le long de la faille d'Aix-en-Provence, à des conglomérats locaux, souvent mégabréchiques, soulignant l'activité oligocène du grand accident.

Dans le Var moyen (Nord Varois des auteurs), on peut distinguer deux groupes de formations dont la répartition cartographique ne se superpose pas : (1) des dépôts calcaires et des dépôts conglomératiques, d'une part, indépendants des structures E-W; (2) la formation des sables bleutés (si l'on admet son âge oligocène), d'autre part, paraissant impliquée dans les recouvrements tectoniques de Rians et Salernes. Dans le premier groupe, on trouve des calcaires à Bithynies (faciès des Bourdas, riche en Striatelles), reposant en discordance sur des substrats d'âge varié, y compris sur le Sparnacien. Les rapports de cette formation avec les conglomérats de type la Combe ne sont pas nets; ces derniers devraient être plus récents, car l'on y décrit des éléments allant du Permien au niveau à Striatelles.

Les sables bleutés varois ont une puissance estimée à 300 m; ils contiennent des intercalations de calcaires, de grès, de poudingues. La présence d'une faune oligocène à côté de fossiles crétacés et éocènes (vertébrés) suggère qu'il s'agit d'une formation remaniée, voire même, localement, d'un mélange tectonique. L'âge de cette formation est encore controversé, Éocène à Rians d'après les Mammifères (mais sont-ils en place ?), Oligocène par le reste de la faune et de la flore. La deuxième interprétation pourrait conduire à rajeunir les déformations tangentielles de cette partie de la Provence, mais l'on voit mal comment le Stampien pourrait à la fois sceller, à Aix, des failles transverses recoupant la structure charriée vers le Nord et, 20 à 30 km plus à l'Est, supporter la même structure.

Cependant, l'évolution tectonique se poursuit, sans qu'on puisse définir une phase, tant sont nombreuses les discordances intra-oligocènes. Des déformations simultanées de l'autochtone et de l'allochtone se produisent, très nettes au niveau des plis anciens du substratum (apparition du horst d'Allauch, se dégageant en fenêtre sous le chevauchement de l'Étoile, soulèvement de celui de la Sainte-Baume par le pli de la Lare). Dans la Nerthe, des déplacements tangentiels dirigés vers le Nord, et d'une amplitude de plusieurs kilomètres, reprennent pendant l'Oligocène moyen les structures mises en place à l'Éocène supérieur, de sorte que le nouveau chevauchement vient coiffer un avant-pays lui-même en partie allochtone.

L'ensemble est encore replissé à la fin de l'Oligocène.

Les bandes triasiques ont été replissées pendant l'Oligocène. Leur évolution s'explique différemment suivant l'âge qu'on attribue à leur mise au jour. Dans l'hypothèse où elles datent de la phase tangentielle, ces zones de déchirure se sont d'autant plus facilement replissées qu'elles ne supportaient plus de charge. Il faut de toute façon connaître la géométrie de leurs déformations intercutanées, avant de se prononcer, ainsi que la nature de leur substratum car ces terrains triasiques ne sont certainement pas partout en connexion stratigraphique avec leur socle d'origine. Quoi qu'il en soit, le Trias paraît avoir été porté assez haut pour que son ascension provoque des glissements tangentiels dans la série réduite fortement érodée (Aurélien) ou agrandisse certaines déchirures (Rougiers).

La glyptogenèse oligocène, en nivelant beaucoup de reliefs et en comblant les dépressions, prépare ainsi le paysage sur lequel vont s'avancer les mers miocènes à la suite d'un enfoncement vers l'Ouest des régions rhodaniennes. Correspondant au niveau d'équilibre des karsts anciens, la surface antémiocène évolue en surface d'abrasion marine pendant la transgression (perforations de pholades de la plaine des Dés, au Sud d'Aix). Elle est remarquablement conservée dans la Nerthe : en majeure partie exhumée, elle se prolonge autour de l'Étoile occidentale. Toutefois des mouvements sont connus à la limite Burdigalien-Vindobonien et ce n'est que pendant ces derniers temps que se paracheva la planation. L'examen de faciès résiduels piégés dans les karsts, et notamment la découverte d'une microfaune helvétienne près d'Aubagne, ont permis de proposer d'étendre à toute la Basse Provence (quelques paléo-îles exceptées : Étoile, haute Sainte-Baume, Bessillons...) la plate-forme d'abrasion. Celle-ci englobe le haut Var et le domaine subalpin jusqu'à Majastres et Aiguines.

c) Le Miocène

Le Miocène marin n'existe qu'à l'Ouest d'une ligne Carry-Istres-Aix-Jouques. Il débute par *l'Aquitanien,* composé de sédiments variés (conglomérats, grès, calcaires, lumachelles, marnes, etc.). Le Burdigalien, de faciès molassique, transgresse le Comtat et s'étend ensuite sur les régions subalpines (fig. 24). Le faciès « schlier » représente un estran burdigalien.

Les termes sus-jacents présentent des microfaunes utilisables seulement dans la région d'Istres : on reconnaît le *Langhien* au sommet des marnes de Bayanne, et la base du *Serravallien* dans la molasse superposée. La microfaune permet aussi de considérer comme serravalliens les dépôts « tortoniens » du secteur d'Aix-en-Provence.

Les dépôts supérieurs montrent une récurrence des faciès burdigaliens : à l'Ouest de l'étang de Berre, une molasse (27 m) couronne la série miocène. Ces calcarénites très zoogènes se réduisent en épaisseur vers Salon (20 m). Au Nord de la Crau, le Tortonien est absent. Dans la région d'Aix, le Vindobonien, bien que transgressif, présente des passées continentales.

Plus à l'Est, dans le Var, le Miocène est connu par des faciès continentaux.

Volcanisme miocène. — A Baulieu, près d'Aix-en-Provence, on trouve à l'affleurement un basalte doléritique à grain fin, dans lequel un faciès pegmatitoïde forme des sills de 2 m d'épaisseur, et un basalte à nodules de péridotites. Le manteau supérieur intervient aussi dans la pétrogenèse de filons découverts dans le Lubéron; il s'agit là de basalte avec brèche volcanique et éclogite à grenats. Malheureusement, l'on ne dispose pas encore de datation sur ce site.

Dans la région d'Ollioules (Var) à Évenos, les basaltes constituent des coulées totalisant une trentaine de mètres d'épaisseur. Les laves auraient été émises par la zone filonienne du Rocher de l'Aigle et auraient coulé vers le Sud, dans une paléo-vallée contenant des sédiments détritiques rouges. En fin de course, le basalte rejoignait un lac à Bandol (boules contenant 15 % de verre). Il faut rapprocher de ces émissions, plus récentes que celles d'Aix-en-Provence (Miocène terminal), les coulées de basalte de la Môle dans les Maures.

d) Le cycle ponto-plio-quaternaire et la morphogenèse moderne

Les prémisses de la phase tardi-tectonique alpine entraînent la régression définitive de la mer, au Vindobonien supérieur. Dans les secteurs les plus calmes, ou pendant des périodes privilégiées, un régime s'établit. Les dépôts sont alors soit à dominance marneuse (Aix-en-Provence), soit à dominance calcaire (Vallée de la Durance). Des brèches et poudingues se forment au voisinage de zones instables (synclinal du Cucuron, Vautubière, Aix-en-Provence). Un dernier stade de dépôt, caractéristique de la rhexistasie alpine, est celui des conglomérats de Valensole et de la vallée de la Durance, entre Mirabeau et le Petit-Lubéron.

Des réajustements importants, par cassures verticales ou petits cisaillements ou par des plis à grand rayon de courbure, se manifestent enfin, pendant la fin du Miocène. Les chevauchements locaux et écaillages (avec déplacements vers le Sud) sont fréquents dans une zone située au Nord d'Aix-en-Provence. Citons les chevauchements du Mont Major, de Vautubières et du Concors, des Costes et de Roque-Rousse; les écailles d'Aix, de Salon et du front des Alpilles. Les accidents oligocènes rejouent, comme la faille d'Aix-en-Provence.

Enfin, les mouvements verticaux peuvent revêtir une grande ampleur; la surface d'abrasion pré-tortonienne est portée de 300 à 1 000 m d'altitude, entre les Bonfillons et la crête de Sainte-Victoire.

La fin du Tortonien est donc marquée par une régression importante; des mouvements tectoniques non négligeables aboutissent à l'érection des principaux reliefs actuels. L'érosion et la corrosion reprennent leur activité. Au Pliocène, une brève invasion de la mer dans les rias du Rhône et de la Durance (Plaisancien supérieur) permet de se faire une idée de l'état d'avancement du creusement dans les vallées principales. Le pertuis de Mirabeau est déjà forcé, jusqu'au dessous de la côte actuelle de la rivière; les gorges du Régalon (Lubéron occidental) sont façonnées pour l'essentiel.

L'évolution des karsts, en fonction de l'enfoncement des circulations, s'accompagne d'une évolution pédologique des résidus de la couverture marneuse ou molassique. Du Pontien aux phases chaudes anciennes du Quaternaire, s'élaborent ainsi les terra-rossa. La kaolinisation et la rubéfaction sur le karst, les néoformations minérales au sein des masses calcaires (montmorillonite, gœthite) sont les deux pôles de cette évolution. Ensuite, le mélange de ces deux phases et leur répartition dans les vides du karst conduisent à la distribution actuelle de ces sols fersiallitiques fossiles (C. Rousset).

Au cours du Quaternaire (1), l'instabilité climatique affecte fortement la morphogenèse. Pendant les phases froides, la vallée du Rhône subit l'influence du Mistral et connaît des conditions climatiques très rigoureuses, en particulier au Quaternaire ancien (Mindel ?) (fig. 34). Les dépôts péri-glaciaires s'accumulent au pied des reliefs calcaires (grèzes litées de l'Étang de Berre). L'influence glaciaire est ressentie indirectement par l'intermédiaire des épandages caillouteux des terrasses rhodaniennes et duranciennes. Deux unités morphologiques caractérisent le grand développement des dépôts quaternaires dans la partie ouest de la Provence : la Crau et la Camargue.

La Crau est considérée traditionnellement comme formée de deux parties : l'une, à l'Ouest, attribuée au Villafranchien, formée de cailloutis à ciment souvent très rubéfié (affectée par les fentes en coin péri-glaciaires); l'autre, à l'Est et au Sud, largement étalée et formée de cailloutis beaucoup moins altérés.

Des échancrures d'érosion montrent la disposition de la deuxième nappe sur la première. C'est la Durance qui est responsable de ces dépôts, comme le montrent les relations entre la vallée de cette rivière et la Crau, au col de Lamanon, et à Eyguières.

En fait, l'étude détaillée a montré que la complexité est plus grande. Au Villafranchien *sensu lato* (pour l'essentiel, au Pliocène tardif) on attribue toujours la Crau d'Arles (ou d'Eyguières) dont les galets représentent un échantillonnage des faciès subalpins (calcaires, grès, quartzites), la contribution des Alpes internes devant être recherchée dans la fraction sableuse (glaucophane, épidote). On peut admettre que la paléo-Durance moyenne et inférieure (en aval de Sisteron) n'était pas encore en connexion avec la paléo-Durance supérieure, celle-ci s'écoulant encore vers le Bas-Dauphiné par la région du Drac actuel. Dans le jeune Crau, il convient de distinguer plusieurs niveaux, qui, au débouché des défilés des Alpilles soulignent les passages successifs d'une Durance pléistocène draînant les Alpes internes (galets de roches vertes). Ces niveaux apparaissent aisément en relation avec les terrasses correspondantes de la vallée moyenne, en contre-bas de Valensole (Biber à Riss) — cependant que la vieille Crau s'apparente aux dépôts de Valensole même. Le dernier épisode, avant la capture de la Durance par le Rhône au seuil d'Orgon, voit, au Riss récent, le dépôt de la Crau-de-Miramas.

La Camargue est le delta moderne du Rhône (c'est une zone de subsidence dont les dépôts s'appuient, à l'est, sur les sédiments duranciens de la Crau et, à l'Ouest, sur les terrasses

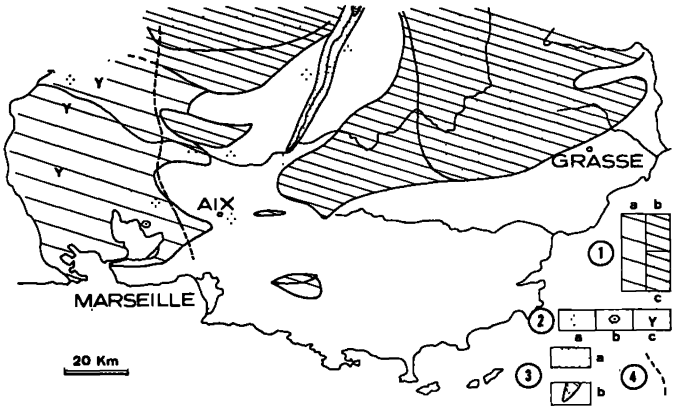

Fig. 34.

Actions périglaciaires quaternaires en Provence. 1 : aire des grèzes litées (a : s.l.; b : pergélisol; c : périglaciaire montagnard); 2 : détails très caractéristiques (a ; loess; b : polygones de cryoturbation; c : fentes en coin); 3 : dépôts de la Durance fluvio-glaciaire (a : terrasses fluvio-glaciaires dont b : sandur rissien de Saint-Puy); 4 : limite orientale du couloir climatique rhodanien à influence du Mistral.

Noter que les fentes en coin qui impliquent un développement du pergélisol à basse altitude dans le couloir rhodanien sont des formes anciennes (Günz ? Mindel ?).

Quaternary periglacial activity in Provence. 1 : Area of layered « grèzes » (a : s.l.; b : Pergelisol; c : Mountain periglacial area); 2 : Very characteristic details (a : Loess; b : Cryoturbation polygons; c : Ice wedges); 3 : Fluvioglacial deposits of Durance (a : Fluvioglacial terraces, of which b : Saint-Puy Rissian fluvioglacial deposit); 4 : Eastern limit of Rhone climatic corridor for influence of Mistral.

It should be noted that the ice wedges implying a development of low altitude pergelisol in the Rhone corridor are ancient forms (Günz ? Mindel ?).

1. Au sens large, incluant une partie du Pliocène des stratigraphes (avant 1,8 Ma).

rhodaniennes anciennes de la Costière). Les alluvions du Rhône, remaniées par la mer, avancent dans le golfe de Fos (They de la Gracieuse). Par contre, une partie de la côte de Camargue occidentale est attaquée par l'érosion marine. Des vases à Cardium se déposent dans le Vaccarès et des coussins de stromatopores envahissent les eaux calmes, à fond vaseux.

Un trait morphologique original des côtes provençales est l'existence des *calanques*. Il s'agit de profondes encoches littorales aux parois abruptes, dans les massifs calcaires, entre Marseille et Cassis. Elles sont prolongées dans les massifs par des vallons, actuellement secs, qui peuvent présenter une forte pente, ou, au contraire, se convertir en véritables vallées sèches. On remarque, en avant de ces entailles, des sources sous-marines. Le creusement des calanques a été attribué par certains au creusement subaérien, pendant les phases de blocage du karst par le pergélisol. En fait, si l'intervention de ce facteur ne fait pas de doute dans les régions plus élevées (Alpes Maritimes) ou dans le couloir rhodanien, il n'en est pas de même sur cette côte abritée et exposée au Sud.

L'intervention d'une forte pluviosité, avec couverture végétale fournie, et donc corrosion intense sous climat frais, pendant les stades régressifs (abaissement du niveau de base), suffit à expliquer la genèse de ces formes. Comme leurs homologues dalmates, elles sont constamment installées conformément au canevas tectonique régional.

Les variations du niveau marin évoquées pour expliquer le creusement des calanques sont attibuables à la conjonction de deux facteurs : les mouvements épirogéniques récents (néotectonique) et les oscillations glacio-eustatiques. La régression pré-flandrienne a atteint une amplitude de 100 m environ et l'oscillation positive suivante a dépassé de quelques mètres le niveau actuel. Les traces les plus intéressantes de ce dernier stade avant le retour au zéro actuel s'observent dans la région de Saint-Cyr, dans le Var. Ce sont des grès et des sables dunaires qui s'élèvent assez haut dans les reliefs voisins.

Les tendances modernes de la morphogenèse ne sont pas toujours aisées à dégager. Les cours d'eau, affaiblis par le dessèchement du climat, surcreusent leurs alluvions, à l'exception des deux grands axes de drainage allogènes : Durance et Rhône, qui édifient une terrasse inter-glaciaire dans leurs cours inférieur. Après l'intermède humide de l'âge de Bronze (tufs de Roquevaire), l'édification des tufs s'est fortement ralentie. Les eaux du karst sont modérément bicarbonatées et seule l'évaporation intense dans le lit des rivières peut entraîner quelque concrétionnement pendant l'été.

En milieu calcaire, l'érosion fluviale est nulle, sauf en quelques points privilégiés où interviennent des torrents temporaires (massif d'Allauch). La corosion superficielle est active, dans les zones boisées. Les sols sont des sols bruns calcaires ou, plus fréquemment, des sols squelettiques réduits aux horizons A et C. L'érosion anthropique parait avoir entraîné la troncature de sols bruns récents. Partout, l'ancien fersiallitique (terra-rossa) est enfoui dans le karst ou sert de roche-mère au sol humifère actuel.

2. La Provence Orientale (région de Draguignan)

Le Tertiaire n'y affleure qu'en quelques points de la région de Salernes, jalonnant le prolongement oriental de la bande rognacienne d'Aix-en-Provence.

A l'Éocène, la sédimentation persiste dans cette gouttière, envahie par des sédiments argileux rouges, parfois gypsifères, avec épisodes de dépôts de calcaires lacustres. Ces derniers sont localement remaniès en brèches, ce qui montre l'instabilité du fond. La série se termine par une puissante formation de sables calcareux bleutés à éléments roulés de quartz et rhyolite. Ces dépôts, nourris par des cours d'eau issus d'une terme émergée située à l'Est et au SE, et décapée jusqu'au Cristallin, ont débordé la gouttière rognacienne vers le Nord et l'est. Le gypse peut provenir du lessivage du Trias.

En dehors de ces affleurements, la Provence orientale ne montre, outre le socle primaire et son auréole permo-triasique, qu'une série presque exclusivement jurassique. Il est donc difficile de décrire, pour cette région, une évolution structurale aussi précise que pour la basse Provence occidentale. Nous nous contenterons donc d'indiquer le style tectonique de ses différentes parties.

a) Le socle

En dehors de la bordure nord-occidentale de la dépression périphérique des Maures, le socle n'apparaît, dans la Provence triasique, qu'à l'Ouest de Carcès, dans le dôme de Terrubi. Son rôle dans la tectonique de cette région a été décrit en détail; l'évolution des hauts-fonds du Verdon moyen et de l'arc de Barjols, le développement des grandes lignes de plissement et de fractures dans le Trias et la couverture jurassique, porteraient la marque d'une intervention du socle, par des rejeux d'anciens accidents et des phénomènes de contraction. De telles actions sont bien identifiables dans les massifs paléozoïques dégagées de toute couverture (les Maures, le Tanneron, le Cap-Sicié), mais leur rôle dans la couverture triasique et jurassique paraît assez mal défini.

b) Le Trias calcaire

a une structure très complexe, en raison des deux surfaces de décollement sur lesquelles le Muschelkalk inférieur et Muschelkalk supérieur ont pu se déplacer et se plisser indépendamment. Les observations faites, en particulier dans la région de Draguignan, permettent de noter une dysharmonie de plissement entre les deux niveaux calcaires du Muschelkalk. Les calcaires supérieurs donnent des plis anticlinaux parfois très aigus, au cœur desquels gisent les formations marneuses et les gypses du Muschelkalk moyen. Sous cette tranche de terrains triasiques plissées, dans laquelle les marnes et les gypses s'accumulent par bourrage ou diapirisme, des forages profonds effectués au Sud du Malmont, ont montré la présence des calcaires inférieurs très faiblement inclinés.

Cette structure est celle des zones triasiques dites « tabulaires », dont le type a été pris au SE de Draguignan. Il est rare

que, dans ces zones, les calcaires inférieurs affleurent; ils forment, sous la partie supérieure plissée, un horizon presque continu affecté par des plissements à large rayon de courbure (les caractères hydrologiques de la région de Draguignan témoignent de la continuité de l'horizon calcaire du Muschelkalk inférieur). Si les calcaires inférieurs échappent aux observations de surface dans les zones « tabulaires », c'est qu'ils sont recouverts presque partout par une puissante formation de brèches. Ces brèches ont pour origine la destruction de la tranche supérieure plissée. Elles sont constituées de blocs calcaires et dolomitiques du Muschelkalk supérieur et moyen, associés à des éléments de Keuper et même du Rhétien. La matrice marneuse est fournie par le Muschelkalk moyen. Nous avons la preuve que cette destruction a été provoquée par des éboulements après dissolution des roches salines du Muschelkalk moyen ou par des effondrements de toits karstiques.

Il n'est pas exclu, cependant, qu'elle soit due à une trituration des horizons plissés, sous l'action de masses de terrains jurassiques se déplaçant tangentiellement. Cette formation détritique est puissante (80 m au SE de Draguignan).

Au Nord et au NE de Draguignan, le Muschelkalk apparaît dans des lanières « anticlinales » orientées SE-NW. Ces lanières se raccordent au SE avec le Trias de la zone « tabulaire » de Pennafort et s'ennoient, au NW, sous le Keuper gypseux, dans des zones à structures mal définie. Les calcaires du Muschelkalk supérieur donnent des affleurements discontinus.

La structure en écailles est la plus fréquente. La disposition du matériel tectonique révèle une mise en place sous contrainte de la couverture jurassique.

Au SW de Draguignan, le Trias (moyen et supérieur) donne des faisceaux de plis décrits sous les noms d'arc du Villard et d'arc de Carcès. Le premier se développe entre Taradeau et Flayosc; le deuxième borde, au Nord, l'unité Jurassique du Thoronet, Carbasse, Vins, le Val. Au Sud de cette dernière, la bande triasique de Flassans-Brignoles sépare la région étudiée du dispositif tectonique de la Basse-Provence occidentale. Les arcs de Villard et de Carcès, entre lesquels se développe le faisceau de Lorgues-Taradeau, sont formés de plis très serrés, dans lesquels apparaissent surtout les calcaires du Muschelkalk supérieur, ainsi que les marnes, dolomies et cargneules du Muschelkalk moyen. L'allure générale des plis conduit à admettre que ces terrains, désolidarisés du Muschelkalk inférieur, se sont plissés sous forte contrainte dans des zones à couverture allégée.

A l'extrémité ouest de l'aire, l'arc de Barjols se présente sous la forme d'un système complexe d'anticlinoriums et de plis simples de direction N-S, NW-SE et NE-SW, s'interrompant sur des accidents transverses. Le dispositif de Pourrières-Seillons, dont les grandes lignes structurales sont orientées E-W, s'interrompt en effet brusquement sur cette aire triasique, selon un contact dont une grande partie est cachée par le Miocène lacustre.

Au Nord de Barjols, la bande triasique change de direction et paraît s'engager en direction de fossés d'extension comme celui de Bourdas. Bien des contradictions tombent si l'on considère le Trias de Barjols (et celui de Rians) comme la semelle de la nappe de l'Arc. Au Nord de Barjols, il se serait effondré en fossé au sein de la Provence septentrionale autochtone (dont le Jurassique réapparaîtrait en fenêtre à la Verdière). Dans cette conception, la nappe de l'Arc s'étend vers Draguignan, au Sud d'un contact tangentiel unique Esparron-Bessillons-Salernes-Lorgues, portion du front Nord-provençal.

c) Le Jurassique

forme l'ossature des compartiments Nord-varois qui se chevauchent vers le SW, émettant des diverticules d'allure synclinale qui paraissent « flotter » sur le Trias.

Par sa structure d'ensemble, cette zone fait transition avec l'arc de Castellane. Au SW et à l'Ouest, l'influence des plis subalpins s'atténue fortement. Il semble cependant logique d'attribuer encore à cette influence la genèse des recouvrements affectant le bord nord du synclinal du Val, dans lequel se trouve l'affleurement le plus oriental du Crétacé supérieur de cette partie de la Provence (Valdo-Fuvélien, sous lequel, à l'Ouest, se trouve un mince banc de Sénonien marin). Le dispositif septentrional plissé, s'appuyant au Nord sur le Trias de Carcès, chevauche le Crétacé supérieur au Sud, en s'écaillant et en entraînant des lambeaux de ce dernier accompagnés de bauxite. L'amplitude du chevauchement est importante, ainsi que le montrent la structure de Peygros et les sondages effectués par les sociétés exploitant la bauxite.

Les chevauchements vers le Nord de la région de Salernes sont, eux, le fait de la phase provençale de l'Éocène terminal. Ils se font suivant deux lignes correspondant à des fronts d'érosion, irréguliers dans le détail. On assimile la plus méridionale au front nord-provençal par suite de l'importance des différences lithostratigraphiques entre les deux compartiments qu'elle met en contact. Par exemple, une puissante couche de bauxite, recouverte par le Santonien marin ou le Fuvélien, git au Sud, alors que l'on ne retrouve, au Nord, que des poches de bauxite scellées par le Rognacien.

La seconde ligne de contact, du fossé de Montmeyan à Fox-Amphoux et Aups, correspondrait à un recouvrement moins important de type Vinon. Il est tentant de chercher son prolongement dans le chevauchement d'Ampus, au Nord de Draguignan.