
CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU PLIOCÈNE NIÇOIS

par Jean VERNET

Résumé.

Dans la région s'étendant depuis Nice vers le Nord, rive gauche du Var, peuvent se définir dans les formations détritiques grossières pliocènes ou assimilées situées sous les « sables de Colomars » quatre faciès principaux, dont trois sortes de poudingues essentiellement caractérisés par leur composition pétrographique, et des brèches sédimentaires. Dans les trois faciès de poudingues s'observe une variation concomitante de la grosseur des galets ; l'ensemble trahit le même sens général des courants d'apports que celui de la géographie actuelle. Il s'y distingue des faciès latéraux, au sein de chacun desquels doivent être encore distingués des poudingues continentaux de poudingues déposés en milieu marin et des faciès successifs : les formations, très pauvres en galets du socle anté-triasique, de la région de Tourrette-Levens et de l'Est de Levens, ne peuvent provenir que d'une époque d'érosion moins avancée ; elles apparaissent d'ailleurs sous-jacentes aux poudingues du faciès classique de la région Nice-Ouest à Saint-Martin-du-Var.

Les ravinements mutuels des diverses formations superposées sont la règle normale. Le ravinement du substratum général trahit la vigueur des reliefs ensevelis.

La tectonique est vigoureuse et a dû aboutir, en individualisant des plis, à une surrection correspondant à peu près à l'altitude des reliefs émergés actuels. La description de certaines formes est possible. Le plan du plissement est dans ses grandes lignes celui même de l'arc actuel de Nice, défini par les structures des terrains antépliocènes.

La sédimentation syntectonique depuis le Miocène trahit l'incessante démolition de reliefs puissants « entretenus » par l'orogénèse.

Limites de l'étude.

La partie d'affleurements pliocènes et formations assimilées des Alpes maritimes qui s'étend sur le territoire de la commune de Nice et, de là, selon un axe approximativement méridien, jusqu'au Nord de Levens, ne montre qu'un petit nombre d'affleurements réduits de marnes bleues plaisanciennes, situées soit en marge (Saint-Martin-du-Var, La Trinité-Victor, fondations du réservoir du Château d'Eau de Villefranche, Port de Nice), soit en boutonnière d'érosion et à l'intérieur (Nice-Nord : V^{on} de Gorbella) du domaine des puissants amas détritiques grossiers. On sait que la majeure partie de ceux-ci appartient à une formation de poudingues géographiquement définie, classiquement mais incorrectement appelée « delta pliocène du Var ».

Les questions suivantes concernant ce Pliocène et les formations assimilées seront examinées : — définition et rapports de faciès détritiques grossiers distincts ; — ravinement du substratum sous l'ensemble de la sédimentaire pliocène et assimilée ; — situation particulière du Bassin de Tourette-Levens ; — Tectonique.

Quatre faciès détritiques grossiers principaux. Leurs rapports avec les formations fossilifères datées. Faciès latéraux et faciès successifs.

J. BOURCART et F. OTTMANN [1954] ont déjà décrit, entre Aspremont et Tourette-Levens, l'accroissement de proportion des cailloux de calcaires jurassiques et crétacés dans les poudingues, matériel également plus grossier, mal façonné, témoignant selon eux d'apports locaux importants dans des cônes d'anciens affluents. De son côté, J. PERRIAUX [1948 ; publ. en 1957] avait distingué dans les poudingues du « delta du Var » une formation marine d'une formation continentale, d'après des tests morphoscopiques ; la formation continentale ainsi définie débute, du côté Sud, dans la région située entre Aspremont et Tourette-Levens, englobe le bassin de Tourette et se cantonne à tout le côté Est et Nord d'une limite passant à l'Ouest de Saint-Blaise, au Sud de la Roquette, et aux lisières Est de Saint-Martin-du-Var ; pétrographiquement, cette formation constitue un ensemble varié, pouvant aller d'une composition en galets présentant les mêmes éléments que dans le « delta » marin, à une association donnée comme uniquement constituée de calcaires et de grès oligocènes.

Ainsi se trouvait posée l'existence, dans les poudingues, d'une part de faciès pétrographiquement et morphologiquement différents, d'autre part — et quelle que soit la valeur des tests morphoscopiques utilisés — de l'association étroite, par passage continu, des faciès marins et de

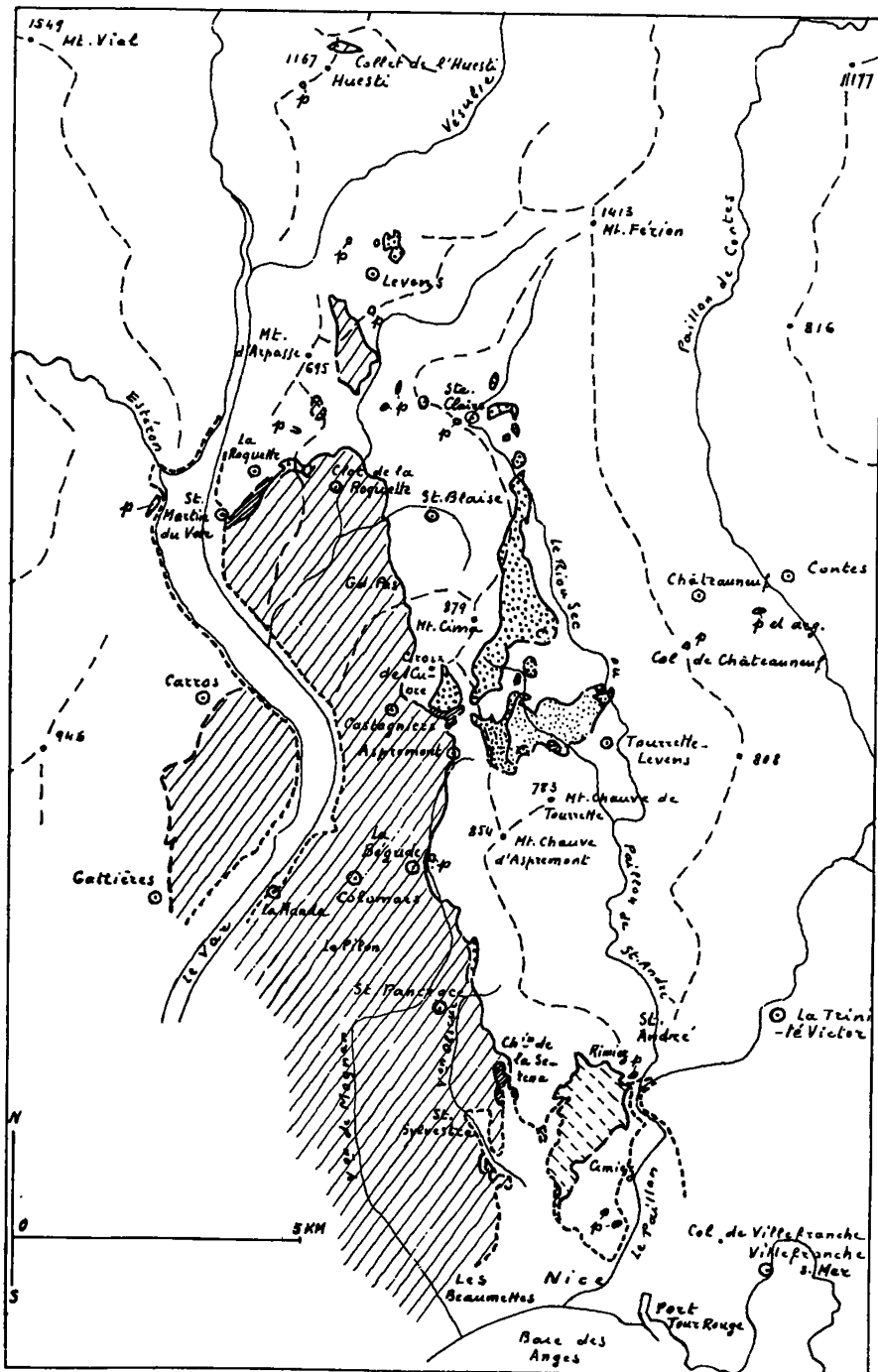


Fig. 1. — Affleurements pliocènes et assimilés entre le Var et le Paillon.

Hachures serrées : marnes plaisanciennes. — Hachures larges en traits continus : pouddings du « faciès classique ». — Hachures larges en traits discontinus : pouddings du « faciès de Nice-Est ». — Pointillé : pouddings du « faciès du Mont Cima » (avec les grès et marnes du Bassin de Tourrette-Levens).

Sables de Colomars non cartographiés.

leurs correspondants continentaux latéraux, enfin de faciès latéraux à caractéristiques locales.

Le *faciès classique* des poudingues est celui d'une association d'éléments très roulés en général, à galets de nature très variée : à des calcaires variés dominants s'ajoutent, en deuxième position, des grès oligocènes puis des conglomérats, quartzites, grès rouges et pélites rouges éventuellement éotriasiques, mais surtout permien, des types de la couverture du socle cristallin du Massif de l'Argentera, et des gneiss et granites de ce dernier. Bien qu'en moindre proportion que les calcaires et les grès oligocènes, les éléments permien et cristallins sont abondants ici en général. Cependant ils peuvent se raréfier sensiblement, et ceci en même temps que se produit un enrichissement en grès oligocènes.

Ce *faciès équipolygénique à éléments du socle antétriasique fréquents* constitue les affleurements de la rive gauche du Var touchant directement à la plaine alluviale et allant à l'Est jusqu'à une ligne Nice (Le Ray) - Aspremont - Saint-Blaise - Ouest de Levens. Il est d'ailleurs identique à celui de la masse des affleurements de la rive droite, comme on peut l'observer le long de la route de Gattières au Pont de la Manda, et aussi d'ailleurs dans le lambeau plaqué sur le Nummulitique immédiatement au Sud du confluent de l'Estéron, juste en face de Saint-Martin-du-Var (par contre il n'y a pas de Miocène aux abords de ce point, contrairement à ce qui est indiqué par la carte géologique au 1/80 000^e, feuille de Nice, 2^e éd.).

Les traces observées d'appauvrissement en éléments du socle antétriasique se distribuent dans une zone marginale, en divers secteurs isolés (par exemple Nice dans le vallon de Gorbella et surtout au Nord où corrélativement augmente la proportion de l'Oligocène). La notion générale qui en résulte est celle que ces variations de faciès sont à la base de la série. Mais, indépendamment, apparaît un enrichissement relatif général en éléments calcaires en allant vers le Sud.

Le faciès classique atteint des cotes d'altitude de 350 m à la limite Nord de la commune de Nice, plus de 500 m au village même d'Aspremont et sur la crête Nord-Ouest du Mont Cima, près de 600 m à l'Est du Mont-d'Arpasse.

Il faut lui adjoindre le remarquable affleurement de poudingues à galets en grosse majorité oligocènes, avec des calcaires et du Cristallin, ce dernier peu altéré, du Collet de l'Huesti, à plus de 1 000 m d'altitude, sur la crête entre Vésubie et Var.

Un deuxième faciès, ou *faciès du Mont Cima*, est constitué par des éléments également roulés, mais moins parfaitement. Les éléments du socle antétriasique deviennent très rares, souvent difficiles à trouver, bien que toujours présents en général à l'état de galets disséminés de loin en

loin et fortement altérés : ces éléments rarissimes du socle paraissent appartenir principalement au substratum cristallin.

Ce faciès polygénique à éléments du socle antétriasique très rares est à peu près circonscrit à une région située au Nord du Mont Chauve et à l'Est d'une ligne village d'Aspremont - Collet de Carretier (Castagniers) - Croix de Cuore - Levens. Ses affleurements n'atteignent quelque importance que dans la demi-ceinture qu'ils dessinent autour du Mont Cima, sur les côtés Sud et Est, puis se poursuivent vers le Nord par une série de lambeaux traversant en écharpe la vallée supérieure du Paillon de Saint-André, aux environs de Sainte-Claire; un dernier lambeau isolé gisant au voisinage Nord-Est du village de Levens est longé par la route de Duranus. On peut y rattacher les petits affleurements qui, du Riou Sec (Paillon de Saint-André) au Nord de Tourette-Levens, par le col de Châteauneuf et sur le versant du Paillon de Contes jusqu'à une crête suivie par la route de Châteauneuf à Contes, jalonnent un axe de direction Est 30-35° Nord; mais ici il semble que les éléments du socle aient complètement disparu. Plus au Sud, au Nord-Est de St-Pancrace (versant Ouest de la colline de l'Aire Profonde), de même que dans la région Nord plus à l'Ouest entre La Roquette et le Clot de la Roquette, on retrouve le faciès à éléments du socle très rares dans une position isolée à la limite des affleurements de faciès classique.

Ce faciès du Mont Cima atteint les plus fortes cotes d'altitude d'ensemble : près de 600 mètres au Nord-Est de Levens, plus de 600 m au col de Châteauneuf, 700 au Collet Est de la Croix de Cuore et devant l'entrée de la Grotte du Mont Cima, 720 à l'Est de Ste Claire.

Un troisième faciès, typiquement plus distinct encore du faciès classique, est un *faciès essentiellement calcaire à éléments peu roulés (faciès de Nice Est)*. Il ne comporte qu'une petite proportion de grès oligocènes et je n'ai pu y trouver nulle part aucun échantillon du socle antétriasique. Il caractérise les poudingues de tout l'Est de Nice, à partir du vallon de Gairaut et du bas-versant de colline au Sud du domaine de Valrose. Il n'atteint nulle part des altitudes élevées, dépassant à peine la cote 150 au Nord du Vallon des Fleurs et à Rimiez, limite Nord de sa principale masse d'affleurements, aux caractères morphologiques également les plus prononcés (région de Brancolar au ravin de Cap de Croix).

Ces divers faciès comportent, mêlés en proportion variable aux bancs de galets très diversement serrés, des lentilles d'extension et d'épaisseur variables de sable, argile (ou marne), sable argileux ou grès consolidés plus ou moins grossiers. On notera encore pour mémoire la présence çà et là de lits de calcaires lités toujours en intercalations lenticulaires, mais les rapports de ces diverses intercalations avec chaque faciès type, leur distribution dans l'ensemble, ne peuvent être examinés dans le cadre de cette étude. Il faut toutefois noter que les intercalations argileuses sem-

blent absentes dans toute une zone Nord, à partir du Nord de Castagniers, aussi bien dans le faciès classique que dans celui du Mont Cima.

Le calibre des éléments constitutifs des poudingues, capricieusement variable dans le détail, présente des variations d'ensemble régulières selon deux lois bien déterminées. Les calibres moyen et maximum des galets augmentent dans les formations appartenant à chacun des trois faciès type, d'une part en allant de l'aval à l'amont par rapport à la géographie actuelle, d'autre part en descendant dans la série stratigraphique.

C'est ainsi que dans le faciès classique le diamètre maximum des galets ne dépasse guère 25 cm entre la Manda et le village de Colomars ; il atteint jusqu'à 50 cm environ dans le vallon de Magnan au Sud d'Aspremont et prend de plus en plus fréquemment des valeurs de l'ordre de plusieurs dizaines de centimètres à un mètre au-delà vers le Nord, vers la bordure de ses affleurements, pour donner enfin un poudingue à très gros galets, de dimensions linéaires supérieures au mètre, à l'Est du Mont d'Arpasse et, essentiellement pour les grès oligocènes, au Collet de l'Huesti.

Dans le faciès du Mont Cima, on n'observe pas, en réalité, de variation bien nette en allant du Sud au Nord, mais elle est très sensible en descendant dans la série stratigraphique. Il faut considérer que ce faciès comprend, dans son ensemble, les plus gros galets, avec des diamètres pouvant approcher ou atteindre 1 mètre en de très nombreux endroits, près de la base de la formation aussi bien au Sud qu'au Nord et dépasser encore ces dimensions (un galet mesuré de plus de 2 m \times 1,20 m \times 1 m) en plusieurs endroits depuis la Croix de Cuore jusqu'au Nord-Est de Levens.

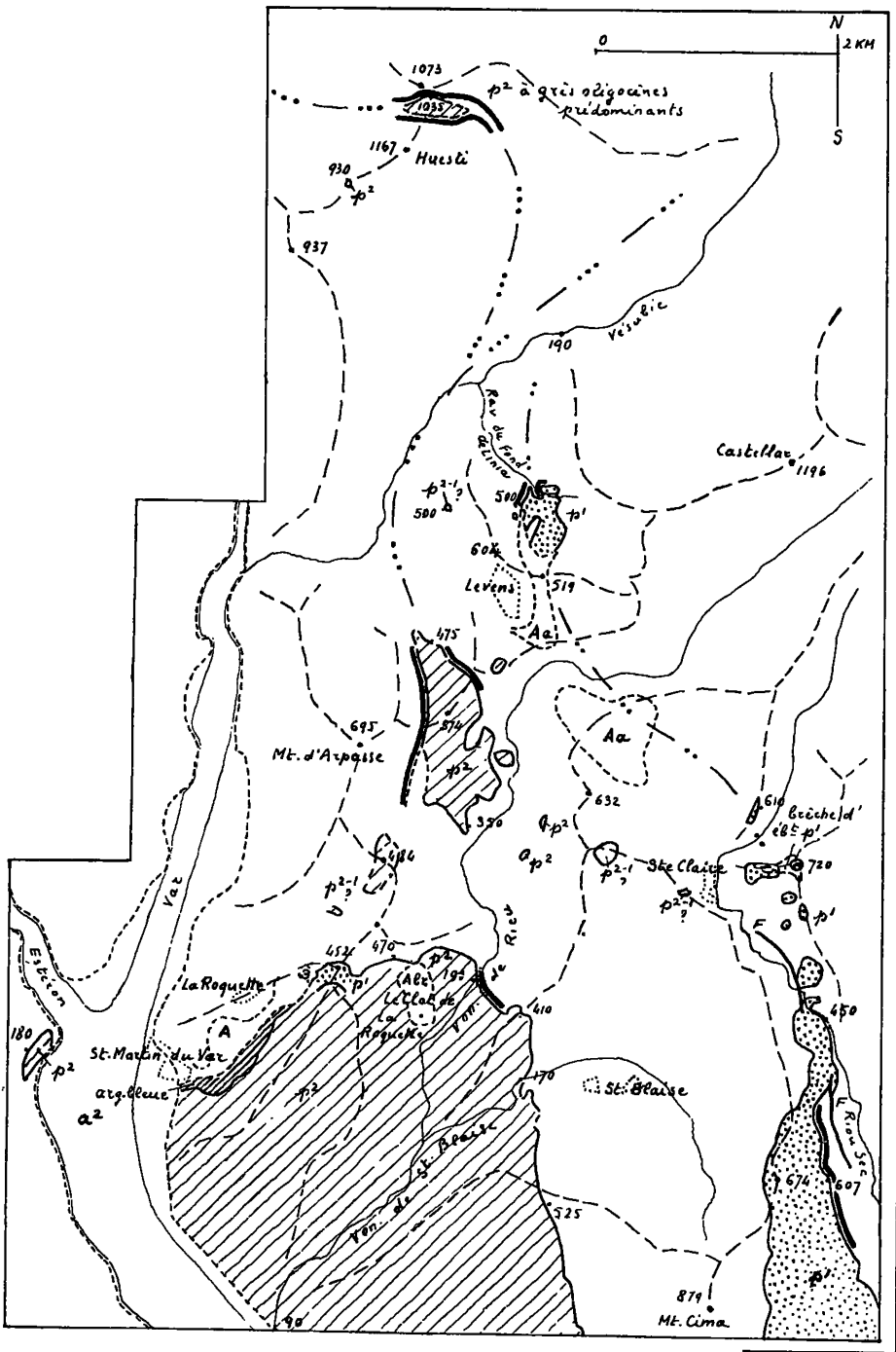
Le faciès de Nice-Est voit ses diamètres croître en allant de Cimiez-Ouest au ravin de Cap-de-Croix, où à la base de la formation près du contact avec le Jurassique et du Crétacé inférieur (apparaissant en minuscule fenêtre d'érosion) un poudingue à galets atteignant jusqu'à 50 cm comprend même un galet, celui-ci d'ailleurs bien roulé et formé de grès oligocène, de l'ordre du mètre de diamètre.

Fig. 2. — Aspects de ravinement du substratum des poudingues au Nord du Mont Cima.

Hachures serrées : marnes plaisanciennes. — p^1 : poudingues du « faciès du Mont Cima ». — p^2 : poudingues du « faciès classique ». — Abr, Aa, a² : quaternaire.

Traits gras : falaises ou talus escarpés au bord des bassins de sédimentation des poudingues et leurs prolongements morphologiques. — F : faille. — Ligne de tirets et deux points : axe du sillon de sédimentation des poudingues p^1 . — Ligne de tirets et trois points : axe des sillons de sédimentation p^2 .

Sables de Colomars non représentés.



Le quatrième faciès détritique grossier considéré est celui d'une brèche à ciment calcaire ou à liant argilo-calcaire et sableux jaune et dont les éléments peuvent être très gros.

De nombreux placages de brèches fortement consolidées, parfois épais, s'observent dans toute la région. Les données actuelles de l'observation ne permettent pas, en général, de leur attribuer un âge certain ; elles conduisent seulement, dans bien des cas, à la notion d'une grande ancienneté, en particulier d'après leur position dans la topographie actuelle. Nous laisserons l'ensemble de cette question de côté.

Il existe de tels placages au Nord de Nice. Au Sud-Ouest de la Croix-de-Cuore, la brèche à très gros blocs qui se développe au-dessus et au-dessous de la route d'Aspremont à Saint-Blaise semble passer sous les poudingues de chacun des deux faciès (classique et du Mont Cima) en présence. C'est-à-dire qu'elle se trouve dans les mêmes conditions de gisement que la Brèche de Carros (que l'on peut observer avec beaucoup plus de netteté au talus de la route de Gattières au pont de la Manda). Un peu plus au Sud, soit au Sud-Est du Mont Chauve, une brèche recouvrant localement le contact anormal du chevauchement du Mont Chauve (au niveau précis de la route de Nice à Aspremont) s'étend jusqu'au fond du vallon de Magnan. Celle-ci montre un rapport d'âge beaucoup plus étroit avec les poudingues du faciès classique contigus ; en effet, elle se charge peu à peu vers le bas de galets roulés : elle est donc contemporaine du dépôt de galets au voisinage.

Il existe donc dans la région, à côté des brèches de Carros pontiennes s. l., et peut-être de brèches miocènes plus anciennes (brèche du Caire de J. GOGUEL, 1936; mais voir à ce sujet G. GOHAU et J. VESLIN, 1959), des brèches plus récentes, contemporaines des poudingues assimilés ou associés au Pliocène.

D'autre part, le faciès de brèche s'observe de façon courante dans les poudingues et dans les marnes pliocènes elles-mêmes, à proximité immédiate du contact avec leur substratum de roche massive, sous forme de blocs anguleux isolés, le plus souvent gros, pris dans la masse de sédiments fins ou roulés.

On rattachera à ce faciès les énormes blocs de calcaire dolomitique (comprenant des dalles massives de plus de 10 mètres de dimension) qui se disséminent sur les crêtes à l'Est de Sainte-Claire, liés aux lambeaux de poudingues à très gros galets conservés sur le Crétacé entre 600 et 720 mètres d'altitude, mais avec une aire d'extension différente : on doit avoir affaire ici à des restes d'un puissant éboulement en masse contemporain des poudingues du Mont Cima.

Parmi les trois faciès de poudingues, en l'état actuel de l'observation, seul le faciès classique montre clairement sa superposition aux « marnes

bleues plaisanciennes », aux extrémités Nord et Sud de ses affleurements terrestres, c'est-à-dire entre Saint-Martin-du-Var et La Roquette et à Nice (vallon de Gorbella ; colline des Beaumettes), et aussi au Nord d'Aspremont, reposant sur le Jurassique par l'intermédiaire d'une mince formation de marnes bleues fossilifères, incluant d'ailleurs quelques cordons de galets (affleurement très récemment mis à nu par les travaux d'élargissement de la route d'Aspremont à Saint-Blaise).

Pour le faciès du Mont Cima, il y a encore doute à l'Est de La Roquette. Partout ailleurs ces poudingues reposent directement sur un substratum mésozoïque. Mais au Nord d'Aspremont (coupe des travaux routiers), il est très important de noter que *les marnes bleues* qui, vers le Sud, reposent sur le Jurassique ou une brèche type Carros, collée à ce dernier, *viennent buter contre une falaise verticale de poudingues*, ce qui trahit le ravinement de ces derniers avec leur substratum jurassique et bréchique sous le dépôt des marnes bleues.

Quant au faciès de Nice-Est, on peut admettre sa superposition aux marnes bleues au Nord du vallon des Fleurs, mais avec doute.

Il faut ajouter qu'en ce qui concerne divers petits affleurements antérieurement attribués à la formation des marnes bleues, à Nice en particulier, ils s'agit certainement dans maints cas, et peut-être dans tous les cas, de lentilles de marnes incluses dans les poudingues du faciès classique.

Quoi qu'il en soit, les faunes antérieurement recueillies dans ces diverses marnes bleues désignent toutes un âge plaisancien [voir J. PERRIAUX, 1957] ou pliocène de la terminologie actuelle. Les déterminations plus récentes de *microfaune* (dues à Y. LE CALVEZ) étendent le Pliocène marneux daté aux gîtes découverts à Nice par les fouilles pour immeubles près de la Tour Rouge [J. BOURCART et M. SIFFRE, 1958; L. DAMIANI, L. FEUGUEUR et J. VERNET, 1959, inédit] et par les travaux routiers effectués au talus de la tranchée S.N.C.F. des Beaumettes (1961).

Or c'est le même âge pliocène qui est à attribuer à tous les gîtes récemment datés dans les formations des poudingues de Nice comme à leurs correspondants à l'Ouest du Var [Cagnes, J. BOURCART, 1956]. A Nice, le faciès classique contient des faunes pliocènes à Saint-Philippe, vers 80-90 mètres d'altitude [M. MARMET et M. SIFFRE, 1956], au versant de colline entre Saint-Barthélemy et Saint-Sylvestre (inclusion de marne dans les poudingues, à la cote 135 m dans un sondage; microfaune déterminée en 1960 par Y. LE CALVEZ), sur le chemin de la Serena, au Nord du vallon de Gorbella, 230 m d'altitude (espèces caractéristiques : *Pecten reghiensis* Sequenza, *Chlamys bollenensis* Mayer, *Pycnodonta squarroza* de Serres; détermination B.R.G.M., 1960) : ce dernier gîte est exactement situé dans la formation. De bonnes conditions d'observation ont été momentanément créées ici par les travaux de terrassement

d'un grand chantier d'immeubles. Les poudingues reposent sur les marnes bleues du vallon de la Fontaine du Temple, selon un contact fortement raviné; en bas du versant, les marnes reposent sur le Jurassique dont la surface est plus ou moins rubéfiée (portant aussi des individus d'« *Ostrea* »,) mais elles se terminent très rapidement en biseau vers le Nord, et les poudingues viennent reposer directement à leur tour sur le Jurassique. La faune recueillie se trouvait au contact même du Jurassique dans un grès tendre. Plus au Nord, à Colomars, deux autres gîtes [J. BOURCART, détermination LE CALVEZ] concernent des affleurements de lentilles marneuses; le plus élevé topographiquement (315 m) se situe sur la route de Bellet, aux lacets du Pilon, le plus septentrional est à l'Ouest du Village, dans la partie en lacets supérieure de la route vers la Manda (tête du Vallon de Saint-Sauveur) à 230 m environ : ces deux gîtes présentent l'intérêt de se situer à peu près exactement au sommet bien observable de l'ancienne surface d'érosion des poudingues, ravinée et colmatée par les « sables de Colomars » étudiés par J. BOURCART [J. BOURCART et F. OTTMANN, 1954; et travaux encore inédits].

Le faciès de Nice-Est environne dans le quartier de Valrose, vers 50 à 60 m d'altitude, une puissante formation de sable argileux très fin dont un sondage très récent (terminé en juin 1961) vient de démontrer l'intercalation dans la série à galets. Cette marne sableuse contient une microfaune pliocène [Y. LE CALVEZ]; il s'agit ici d'un faciès marin moins profond que ceux des Beaumettes ou de Saint-Martin-du-Var. Enfin, aux limites orientales de la commune de Nice, sous la Moyenne Corniche, entre 90 et 110 m d'altitude, un grès marneux à galets est pétri d'individus de *Pycnodonta squamoza* de Serres; dans l'attente de la découverte d'autres espèces, on doit y voir du Pliocène plutôt que du Miocène, par comparaison avec l'ensemble des autres gisements.

Le faciès du Mont Cima n'a encore fourni de faune nulle part.

Les âges relatifs des trois faciès de poudingues ci-dessus, non définissables d'après la paléontologie, ne peuvent être encore que partiellement éclairés par des rapports de superposition.

Dans l'état actuel de l'observation, le faciès de Nice-Est se présente, avec son voisin classique, dans des rapports de simple juxtaposition cartographique.

Mais en ce qui concerne le faciès du Mont Cima, on a noté plus haut l'importance du fait qu'il est raviné par les marnes bleues au Nord d'Aspremont. Il passe donc, en définitive, ici, sous le faciès classique. On peut ajouter que la liaison du gisement des marnes bleues récemment mis au jour avec une bande couverte de terre végétale et quaternaire récent séparant les affleurements des deux faciès, était déjà susceptible d'être interprétée comme la trace d'une telle superposition.

Les « Sables de Colomars » de J. BOURCART reposent sur l'ensemble des formations de poudingues. Si au Sud de Levens [J. BOURCART] ils ont directement pour substratum le Mésozoïque, en allant plus au Sud on les voit raviner avec beaucoup de vigueur, successivement, tout d'abord les poudingues du Mont Cima au Sud de la Croix de Cuore (talus de la route en voie d'élargissement et probablement aussi vers 550 m à l'Ouest

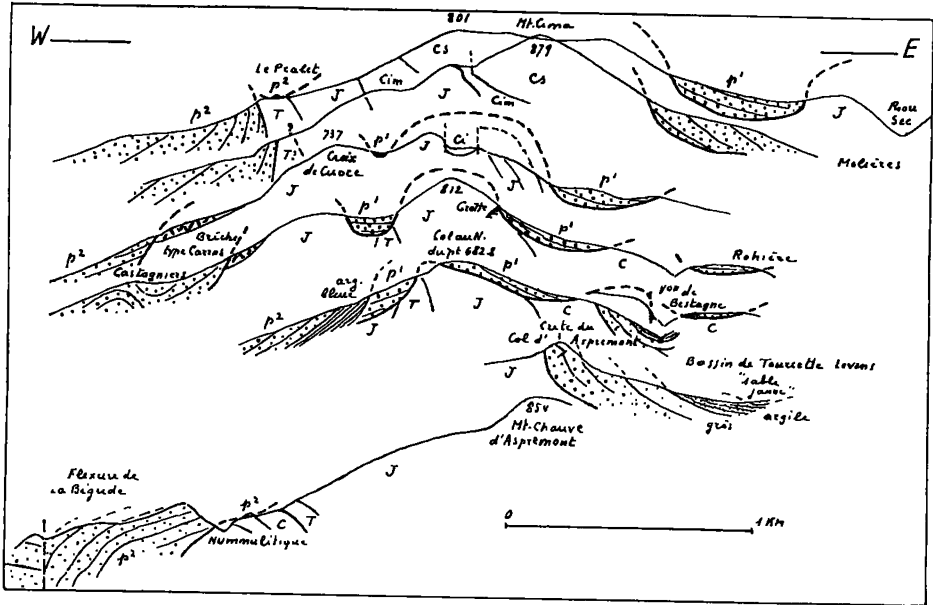


Fig. 3. — Coupes séries entre le Mont Cima et le Mont Chauve.

T : Trias. — J : Jurassique. — Cim, Cs, C : Crétacé. — p¹ : poudingues du « faciès du Mont Cima ». — p² : poudingues du « faciès classique ». — Grotte : Grotte du Mont Cima.

du point 682,8), puis les poudingues du faciès classique (ravin du Brecq, à l'Ouest d'Aspremont, Colomars, etc.).

On sait [voir J. BOURCART] que ces grès friables ocres, très caractéristiques, à nuages et lentilles de graviers et galets (parfois assez volumineux), contiennent une faune continentale de Gastéropodes, très abondante à peu près partout mais d'âge encore indéterminable. Un renseignement toutefois précieux sur l'âge de la formation paraît contenu dans certains caractères climatiques [J. BOURCART et F. OTTMANN, 1954] : ces dépôts continentaux apparaissent antérieurs au grand refroidissement de la période glaciaire qui a perturbé leurs couches supérieures.

Les sables de Colomars et la phase d'érosion subaérienne qui a précédé et alimenté leur dépôt donnent une limite inférieure d'âge aux poudingues des couches les plus élevées de la série, mais en l'état actuel de la recherche la question ne peut être autrement précisée.

Des observations précédentes, il résulte encore que les venues sédimentaires se sont partout produites dans une direction générale conforme à la géographie actuelle : les caractères morphologiques les plus évidents des poudingues (grosseur des galets), leur composition manifestent un classement correspondant.

Mais diverses considérations sur la grosseur et la forme des galets et la composition pétrographique des poudingues sont à examiner par comparaison avec les cailloutis des lits des rivières actuelles de la même région. Le lit du Var à la Manda renferme des galets dépassant rarement et de peu 25 cm, moins bien roulés et plus dissymétriques, de formes plus irrégulières dans l'ensemble que ceux des poudingues pliocènes du faciès classique ou de la partie aval du faciès de Nice-Est; il compte en forte majorité des calcaires (100) et ensuite encore beaucoup de Cristallin (30) et relativement de Permien (12) avec peu de grès oligocènes (7). Le lit du Paillon, dans son cours inférieur (amont du confluent avec le Paillon de Tourette-Levens), présente un cailloutis très mal roulé en général, dont les éléments, ne dépassant que çà et là 25 cm (pouvant aller à 50), sont aussi en grande majorité calcaires, avec rares échantillons de grès oligocènes en éléments assez petits et bien roulés; le lit du Paillon de Contes, un peu à l'aval de Contes (très près des actuels affleurements de grès oligocènes), renferme des galets dans l'ensemble beaucoup plus gros (jusqu'à 50 cm), mal roulés, où les grès oligocènes sont encore beaucoup moins représentés que les calcaires mais cependant fréquents, et toujours les mieux roulés.

On distinguera, parmi les formations étudiées, les *faciès latéraux* et les *faciès successifs* suivants.

Même en laissant de côté une application par trop étroite de tests morphoscopiques, il est difficile de ne pas admettre la coexistence dans les poudingues, et aussi dans les brèches, de *formations sédimentées en milieu marin* et de leurs *prolongements latéraux* (contemporains) *continentaux*. Dans cette perspective, les poudingues à gros éléments ne paraissent pouvoir être marins que dans le cas de dépôts sur une lisière côtière très étroite au débouché même de torrents plus courts que les fleuves côtiers actuels et aux sections de lit en forte pente aboutissant directement à la mer. Pour une importante région amont du faciès du Mont Cima et aussi pour la tête extrême amont de faciès classique (à l'Est du Mont d'Arpasse et évidemment au Collet de l'Huesti), la disposition géographique des affleurements est en faveur de la notion d'une

sédimentation continentale, fluviale (lits alluviaux de gros torrents fossiles encore encaissés entre des témoins de leurs berges de Jurassique et de Crétacé); à l'Est de Sainte-Claire resteraient de plus des débris d'un gros éboulement en masse survenu dans une telle vallée torrentielle aux flancs escarpés et élevés et non recimenté.

La notion de *faciès latéraux locaux* apparaît avec netteté dans le faciès classique : d'une part au Collet de l'Huesti (affluent « tinéen » apportant de très gros et très nombreux galets de grès), d'autre part dans l'augmentation de proportion de calcaires en allant vers le Sud (enrichissement progressif par des ruisseaux côtiers drainant des reliefs calcaires). Elle s'applique mieux encore à la juxtaposition, à Nice, des poudingues du faciès classique à ceux du faciès essentiellement calcaire de Nice-Est : au Pliocène a existé ici un fleuve côtier correspondant à peu près au Paillon actuel (mais plus court, apportant à son embouchure des galets aussi mal roulés mais plus gros des mêmes calcaires et des mêmes grès, sans aucun élément du socle; d'autre part, malgré leur petite proportion, les grès sont plus abondants dans le Paillon pliocène que le Paillon actuel au voisinage, témoignant d'une couverture oligocène moins démantelée). On verra d'autres exemples de faciès latéraux locaux dans le bassin de Tourette-Levens.

Des faciès successifs se définissent dans les *rapports de succession entre le faciès du Mont Cima et le faciès classique*.

La question se pose même de savoir si le faciès inférieur, séparé des marnes bleues et poudingues de faciès classique d'Aspremont par une érosion, n'est pas miocène, contemporain du poudingue de Roquebrune dont l'âge vient d'être récemment précisé [G. JAWORSKY et M. CURTI, 1960; J. BOURCART, 1960] et dont il serait un équivalent purement alpin.

Si l'on considère la composition pétrographique, la notion de faciès successifs s'accorde tout à fait ici avec l'idée que, les bassins supérieurs d'alimentation étant approximativement les mêmes dans l'espace, l'on peut se faire des effets de la dénudation progressive des terrains en cours de soulèvement. Celle-ci, envisagée jusqu'à une ligne de partage des eaux axée sur le massif cristallin de l'Argentera, a dû faire affleurer une surface toujours croissante du socle cristallin, puis de sa bordure permienne, d'où leur participation croissante jusqu'à aujourd'hui à l'alimentation des stocks successifs de galets; au contraire, les affleurements de la couverture la plus élevée, déblayée par l'érosion, se sont de plus en plus réduits, d'où la diminution de la part des grès oligocènes dans ces mêmes stocks.

Cette notion de faciès successifs paraît encore applicable à la variation d'ensemble (dans le même sens) de la composition pétrographique au sein même du faciès classique en considérant ses couches superposées.

Mais la question mérite d'être vue sur un plan plus large. Dans la suite des formations superposées se trouvent des marnes bleues. La super-

position des poudingues du faciès classique aux marnes bleues de Saint-Martin-du-Var ne traduit pas une coupure stratigraphique, comme l'a déjà souligné J. BOURCART [1956]; toutefois, si des graviers et sables apportés par des courants ont pu se déposer dans la mer en même temps que des marnes dans des zones d'eaux calmes, il y a eu, durant le Pliocène, le changement régional qui a fait cesser la sédimentation marneuse tranquille et lui a substitué un apport apparemment généralisé de poudingues.

Ravinement des contacts. Les érosions successives et l'ensevelissement de reliefs par les diverses venues sédimentaires.

L'observation des conditions de gisement montre que toutes les formations sédimentaires de la région niçoise depuis le Miocène supérieur (s. l.) se sont constituées sur un substratum non arasé, à la topographie vigoureuse, qui a laissé de très nombreux témoins de reliefs abrupts (talus escarpés, pitons, falaises verticales), aux limites des affleurements actuels des sédiments sus-jacents. Les multiples formations de brèches qui s'étalent dans le temps depuis l'apparition des brèches miocènes du Caire et de Carros, ou encore de Roquebrune [J. BOURCART, 1960; L. FEUGUEUR et Y. LE CALVEZ, 1961] jusqu'à la mise en place des éboulis actuels soulignent ces escarpements. Ces caractères paléotopographiques expliquent la présence, dans les marnes bleues pliocènes, de faunes profondes, non littorales, au bord même du bassin de sédimentation, c'est-à-dire au pied des grands talus rocheux qui forment la côte.

De nombreuses observations suggestives de ces témoins de côtes escarpées ensevelies sous les sédiments pliocènes peuvent être faites un peu partout, et le site de Nice est particulièrement caractéristique à cet égard (piton crétacé à l'Ouest du boulevard de Cessole, relief jurassique du vallon de la Fontaine du Temple noyé sous les marnes bleues à la base, les poudingues au-dessus, falaises crétacées de la rive droite du vallon des Fleurs, etc.). A l'intérieur des terres, les témoins de vallées fossiles, notamment ceux du faciès du Mont Cima suggèrent l'existence en ces points de gorges profondes, comme les actuelles vallées de la Vésubie inférieure et du Var à la Mescla, d'où la possibilité de gros éboulements de parois du modèle de celui dont les débris sont conservés à l'Est de Sainte-Claire.

Ainsi, à la notion déjà exprimée de sédimentation pliocène dans des golfes et des rias [« Golfe du Var » : J. PERRIAUX, 1957; Rias du Pailon : J. BOURCART et F. OTTMANN, 1954] s'ajoute celle d'une grande vigueur de reliefs présents.

D'autre part, les témoins d'érosions successives indiquées par les ravinements de chaque nouveau substratum sous la nouvelle couverture indiquent une histoire complexe, qui ne peut être en rapport par exemple

avec de simples translations de la ligne de rivage, soit par régression continue rejetant peu à peu la mer à son emplacement actuel, soit par une alternance de transgressions et de régressions. Ces mouvements sont à considérer d'ailleurs nécessairement dans leurs rapports tectoniques et orogéniques. Il convient de rappeler les données acquises sur l'émergence de marnes bleues altérées en sables jaunes [« Faux Astien » : F. OTTMANN, 1953; J. PERRIAUX, 1957] puis recouvertes de poudingues; or ce phénomène n'apparaît pas général; d'autre part, la preuve n'est pas donnée que les poudingues appartiennent, du moins partout, à la formation marine. Avec l'érosion dont témoigne le dépôt des « sables de Colomars » apparaît cette fois la trace certaine d'une émergence généralisée; elle met fin à l'histoire proprement pliocène et inaugure les conditions ici purement continentales qui sont déjà sans doute celles du Quaternaire.

Particularités du Bassin de Tourette-Levens.

Les marnes et sables de Tourette-Levens ont été considérés soit comme récents, quaternaires [J. MONJAUX et F. OTTMANN, 1955], soit comme appartenant encore au Pliocène, dont ils représenteraient un faciès terminal [J. BURCART, 1956].

Les marnes ont fourni anciennement [cf. J. MONJAUX et F. OTTMANN] une faune définie comme une faune d'eau douce, d'ailleurs indatable. Des échantillons plus récemment étudiés au B.R.G.M. [1959] ont été malheureusement stériles. La pauvreté de la faune dans le bassin de Tourette-Levens, soit dans les sables, soit dans les marnes, semble d'ailleurs un fait général. Par contre, il s'y trouve de nombreux débris de bois flottés et carbonisés, parfois volumineux; pour vérifier l'hypothèse d'une grande jeunesse éventuelle de la flore en présence, des échantillons ont été étudiés (1960) dans les laboratoires du Commissariat à l'Energie Atomique par dosage du C14 : l'âge a été trouvé supérieur ou égal à l'âge limite d'application de la méthode, soit 30 000 ans.

Les formations fines du bassin de Tourette-Levens reposent normalement sur les poudingues du Mont Cima, et plus précisément, sauf au Nord (Molières), sur une variation latérale de ce faciès ne contenant plus aucun élément du socle. Par remblaiement progressif de creux en pied de falaises (l'une de celles-ci nettement verticale dans le Riou-Sec), les formations fines reposant sur les poudingues peuvent se trouver cependant au contact du substratum mésozoïque. De bonnes coupes peuvent se suivre du bas en haut de la série, notamment à travers le vallon descendant du Mont Chauve : en gros, le poudingue de base à très gros éléments contre le substratum mésozoïque diminue peu à peu de calibre pour admettre vers le haut des lentilles de grès; il passe à un grès tendre,

ocre clair, où des lentilles de poudingues disparaissent bientôt pour laisser place à des graviers et galets disséminés; au grès, très friable, s'incorporent ensuite des lits ou des lentilles de marne sableuse grise qui, devenant prédominante, conserve des lits du grès friable; enfin ce niveau argileux est surmonté à son tour par un grès très tendre, ocre clair, auquel il passe (au moins localement) par une alternance progressive d'éléments de moins en moins différenciés (d'ailleurs très vite : sur 30 cm) : la progressivité des variations de calibre et de nature des diverses formations superposées et la régularité de leur succession n'excluent pas l'intercalation locale dans les marnes d'un banc de grès à galets.

Il est un point, du côté Ouest des affleurements, où le grès tendre à galets s'appuie à une falaise verticale du poudingue; s'il fallait écarter l'hypothèse d'une faille (hypothèse qui a été retenue par J. MONJAUX et F. OTTMANN), ce ne pourrait être qu'en supposant un ravinement considérable du poudingue par le grès, alors qu'en aucun autre endroit du bassin il ne semble y avoir traces de ce phénomène.

Au Nord du Mont Chauve de Tourrette, J. MONJAUX et F. OTTMANN ont indiqué l'intercalation d'éboulis dans les grès tendres du sommet de la série (« sables jaunes »). En réalité les dépôts de pente récents largement étalés ici laissent émerger çà et là des affleurements isolés de poudingues, argile grise et « sables jaunes ». Un de ces affleurements (lacets du chemin de la Fontaine au col d'Aspremont, vers 350-375 m) montre, reposant sur un poudingue à gros galets de calcaires et grès (nombreux galets plats) par l'intermédiaire de sables jaunâtres à galets roulés, un conglomérat à gros cailloux calcaires plus grossièrement roulés : il ne peut s'agir d'éboulis d'un versant, mais bien encore d'éléments transportés par un cours d'eau, un affluent de faible longueur drainant vers le Nord une région exclusivement calcaire.

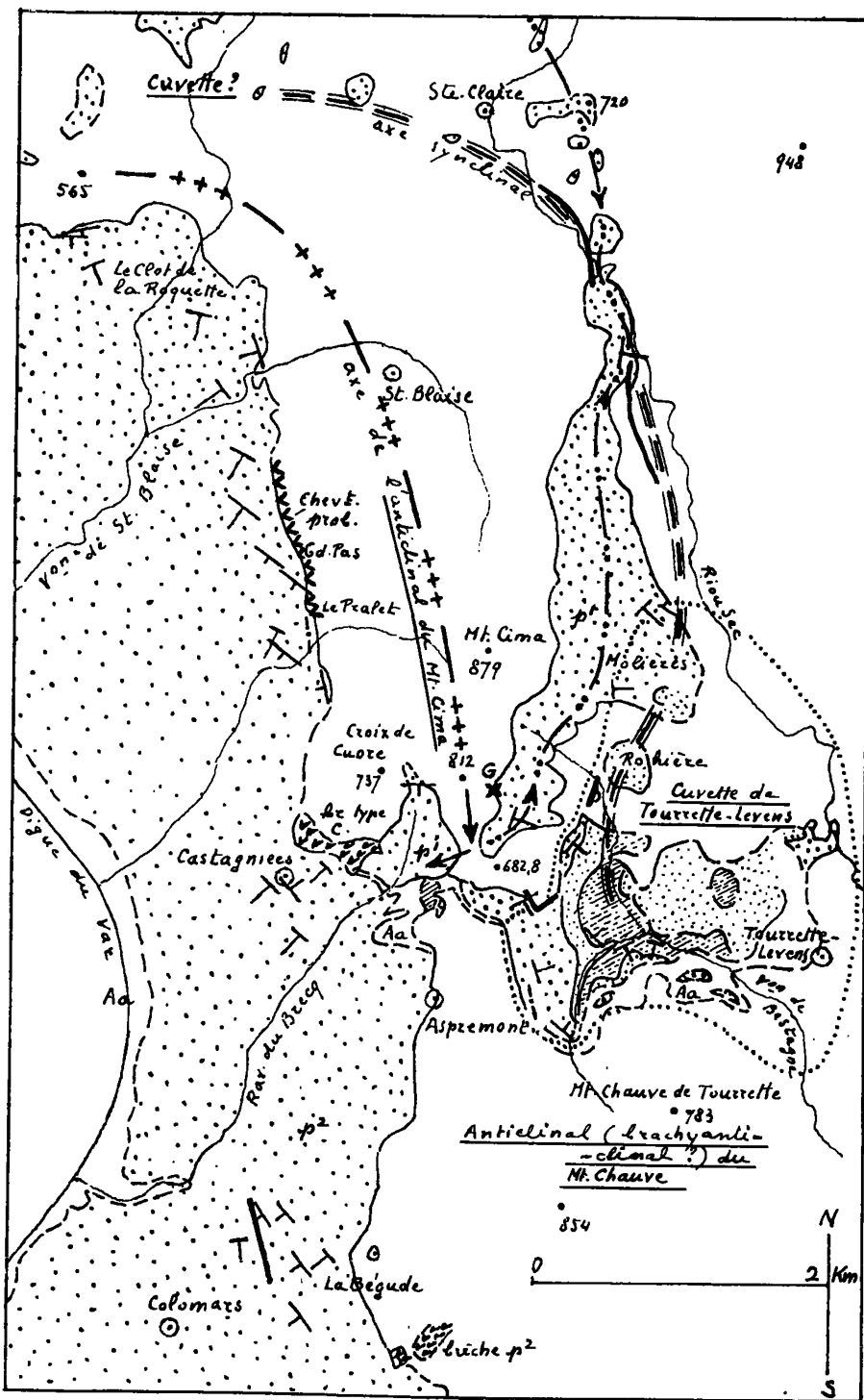
Enfin, dans le col de Rohière, entre Molières et Tourrette, un affleurement isolé se réduisant à des grès à graviers et galets repose directement sur le Crétacé.

B. GÈZE [1960] considère le bassin de Tourrette-Levens comme marquant à peu près la confluence, au Villafranchien, d'une vallée Nord-Sud

Fig. 4. — Esquisse tectonique de la région Colomars - Tourrette - Levens - Sainte-Claire.

p¹ : poudingues du « faciès du Mont Cima ». — p² : poudingues du « faciès classique ». — Hachures : marnes. — Pointillé fin : sables du bassin de Tourrette-Levens. — Aa : quaternaire. — G : Grotte du Mont Cima.

Traits gras : failles déterminables (directement visibles entre Aspremont et Sainte-Claire). — Ligne de tirets et deux points : axe du sillon de sédimentation des poudingues p¹. — Flèches : sens d'engorgement des structures. — Contour en pointillé : courbe du niveau de 500 m définissant schématiquement la cuvette de Tourrette-Levens.



avec une vallée Est-Ouest, avec débouché général vers Aspremont selon l'idée de J. MONJAUX et F. OTTMANN. En réalité, les limites d'érosion actuelles ne permettent guère de définir des limites originelles à cette zone de sédimentation marno-sableuse. D'autre part, la vallée Nord-Sud des poudingues a dû se déverser vers l'Ouest par-dessus les contreforts du Mont Cima, au Nord du point 682,8, jalonné par la présence constante, dans les poudingues, des rares galets très disséminés de Cristallin et de Permien; à cette vallée serait associé le petit bassin (actuel) de Molières. Le seuil de Rohière marquerait la séparation des vallées des poudingues. La vallée Est-Ouest, provenant de Contes par le col de Châteauneuf, paraît assez bien tracée par la morphologie soulignant les affleurements alignés depuis le lambeau d'argile grise et les vestiges de poudingues de la petite crête suivie par la route de Châteauneuf à Contes, vers 250 m d'altitude; vallée locale appartenant au domaine « Paillon » actuel, ses poudingues, jusqu'au Sud du point 682,8 et dans tout le bassin (actuel) de Tourrette, ne renferment que des calcaires et des grès.

Le problème du bassin de Tourrette-Levens rebondit du fait de la possibilité d'un âge sensiblement plus ancien que celui récemment attribué à son poudingue de base. Si celui-ci date du Miocène supérieur, il est possible que l'on ait affaire à une sédimentation pliocène peut-être précoce, et non quaternaire.

Tectonique.

A. GUEBHARD [1904], E. MAURY [1916, 1923], L. LUTAUD [1924], L. PERRIAUX [1936] ont signalé tout un ensemble de structures plissées dans la série pliocène sur les deux rives du Var. Sur la rive gauche, E. MAURY décrivait des plis dans la région d'Aspremont où il montrait l'existence d'un anticlinal du Mont Cima et de failles. L. PERRIAUX mettait en lumière la vigueur du plissement entre Aspremont et Saint-Blaise. Plus récemment, J. PERRIAUX [1957] a encore précisé ce point (couches verticales du Pralet) et attiré le premier l'attention sur le fort gauchissement général relevant le Nord et l'Est de la région pliocène, c'est-à-dire plus précisément la rive gauche du Var par rapport à la rive droite. Puis J. MONJAUX et F. OTTMANN ont indiqué que la tectonique du bassin de Tourrette-Levens, au flanc Ouest duquel ils décelaient une faille subméridienne vigoureuse, a eu pour résultat de drainer vers le Sud (cours actuel du Paillon de Tourrette) le bassin primitivement drainé vers l'Ouest. Enfin B. GÈZE [1960] devait préciser encore ce fait en montrant l'existence à l'Est d'un autre anticlinal important, celui du Férion; il pense d'autre part qu'au Nord du Pralet (flanc Nord-Ouest

du Mont Cima) le substratum mésozoïque chevauche légèrement le Pliocène.

Dans le domaine de l'observation à petite échelle, le pendage des couches, leur redressement très au-delà des limites admissibles pour des dépôts subaquatiques et même pour des éboulis subaériens, sont lisibles en de très nombreux points.

On peut voir également de nombreuses failles, sans nul doute petits accidents locaux en général, soit intraformationnelles dans les sédiments pliocènes et assimilés, soit formant des contacts locaux avec les terrains mésozoïques. De tels accidents s'observent le plus souvent au talus des routes, éventuellement dans des fouilles de chantiers d'immeubles, mais il en est de directement décelables dans les conditions naturelles des actuelles surfaces d'érosion.

Au Nord de Nice, sur la route d'Aspremont (virage au passage de la crête de La Vallière à Laouvas), une faille verticale Nord-Nord-Est met au contact un grès subhorizontal aux lits cassés avec un poudingue dont la stratification apparaît désordonnée sur une largeur d'un mètre contre l'accident.

Dans le poudingue du Mont Cima et les formations associées du Bassin de Tourrette-Levens, les failles d'importance très diverse, soit intraformationnelles, soit montrant la participation du substratum mésozoïque, paraissent particulièrement nombreuses. Il s'agit de cassures verticales ou obliques sur l'horizontale; ces dernières, au col d'Aspremont et vers la base du vallon Nord du Mont Chauve, séparent des panneaux de pendages différents, soit des gros poudingues, soit des marnes et sables (« plis cassants »).

Dans un cas au moins, il semble qu'une faille vigoureuse (ou deux failles se relayant) de direction générale Nord-Nord-Ouest, bien visible dans le fond de la vallée du Paillon de Tourrette, en aval de Sainte-Claire, ait fini de jouer ou ait rejoué après le dépôt des poudingues.

Par ailleurs, une petite faille donne, à Nice même, une indication précise sur le caractère syntectonique de la sédimentation des poudingues et sables qu'elle affecte. Une récente fouille par un chantier d'immeubles a mis à nu (à l'angle du boulevard Carnot et du chemin conduisant à la Villa Terra Amata) un substratum de Crétacé marno-calcaire avec niveaux glauconieux, surmonté par 2,50 m de galets et sables (ceux-ci plus ou moins durcis en grès) sous 1,50 à 2 m de marne sableuse, puis 2 m de « limons rouges » et terre végétale avec cailloutis. Le Crétacé se présente en couches verticales Nord-Est. Une faille l'affecte, à fort pendage approximativement Sud-Est, entre deux bandes de roche très écrasée; l'accident détermine un rejet franc de 25 cm au contact avec les niveaux de galets de la couverture; il se répercute au sein de ceux-ci en s'y transformant très vite en une flexure nette, d'amplitude à peu près égale. Or la couche

suivante de galets du côté du rejet se poursuit à peine onduleuse au-delà, laissant sous elle un intervalle, terminé en biseau contre la flexure, où l'arrangement des galets reste aussi régulier et tranquille. Il reste ici à déterminer l'âge des galets, sables et marnes; des échantillons étudiés au B.R.G.M. [1959] se sont révélés stériles; ici ou au voisinage, J. BOURCART et M. SIFFRE [1958] pensent voir du Quaternaire; cependant ici la formation de galets reposant sur le Crétacé apparaît bien encore attribuable au Pliocène, dont la bande d'affleurements est datée au Port, sous la moyenne Corniche et au Château d'Eau de Villefranche.

Une observation curieuse est à rapprocher de la précédente en tant qu'aspect très probable de sédimentation syntectonique du jeu d'une faille locale, au Nord de Levens, au contact de poudingues et du Crétacé (ravin de Fond de Linia, au-dessus de la route de Duranus). Dans ce lambeau isolé extrême nord du faciès du Mont Cima, les poudingues et grès sont affectés de pendages de l'ordre de 20°, aux directions variables, pouvant définir grossièrement un synclinal; l'affleurement définit de plus un témoin du fond de la vallée remblayée par les poudingues et montre des lambeaux des talus et falaises de Jurassique et de Crétacé des flancs de la vallée. Le ravin de Fond de Linia est traversé par un contact incliné à 45° des poudingues reposant sur les marnes crétacées; on peut voir un laminage énergétique des marnes noires crétacées contre le contact et parallèlement à lui, tandis que le poudingue reste d'allure tranquille, non perturbé.

A Nice même, les traces de plissements du Pliocène sont sensibles en divers points, bien que notablement moins vigoureuses que plus au Nord. Nous ne tenterons pas d'en tirer une représentation d'ensemble. Il faut cependant noter qu'au Nord du vallon de Gorbella, sur le chemin de la Serena, les pendages observables dirigés au Sud vont jusqu'à plus de 45° dans une intercalation calcaire des poudingues du faciès classique.

Toujours dans le faciès classique, en allant vers le Nord, on note essentiellement un redressement des couches très systématiquement distribué le long de la bordure Est, puis Nord, de la masse principale des affleurements.

A l'Ouest du Mont Chauve, la flexure de La Bégude, axée Nord-Ouest, aboutit vers le bas à des pendages de 60° ou peut-être plus: il s'agirait plutôt d'une demi-flexure, qui se termine brutalement contre une zone de pendages de 15 à 20° au Sud-Sud-Est (Colomars). Il doit y avoir à la limite une faille, ce qui définirait un synclinal à charnière cassante, mais très déjeté.

De nettes ondulations synclinales et anticlinales se voient à Castagniers. C'est au Nord de ce point qu'a été décrit le redressement de couches du Pralet et la possibilité d'un léger chevauchement du Mésozoïque du versant Ouest du Mont Cima sur le Pliocène: ce dernier n'est toutefois

que suggéré par la cartographie. On observe directement dans le Pliocène des bancs verticaux ou très redressés dans une zone de contact large d'environ 200 à 300 mètres, les pendages diminuant rapidement au-delà. En général les pendages ne sont pas perpendiculaires au contact, mais se dirigent en moyenne au Sud-Ouest.

Cette croissance des pendages dans une zone proche de l'ancien talus bordier du bassin d'accumulation du Pliocène s'observe jusqu'aux abords de La Roquette, donnant à nouveau des inclinaisons très fortes (70° environ) et peut-être un renversement des couches, au Nord du Clot de La Roquette, région où cette fois les couches plongent au Sud-Sud-Est.

Au Nord du Pralet, au Grand Pas, les couches de poudingues très redressées, traversées par la route de Saint-Blaise, sont séparées du Trias, au Nord par une zone moins redressée, mais à stratification assez confuse et, plus au Sud (dans le ravin), par des poudingues d'allure « malaxée », sans stratification visible, donnant une impression de broyage par étirement contre le contact subvertical des calcaires et des gypses.

En ce qui concerne les poudingues du Mont Cima et les grès et marnes associés, entre Aspremont et Tourrette-Levens, on peut décrire les faits suivants :

Au Sud de la Croix de Cuore, les pendages de 35° Sud-Sud-Ouest dans l'ensemble passent vers le haut à 50°. On ne peut observer de véritable clef de voûte anticlinale dans les mauvais affleurements conservés en crête au Nord et au Sud du point 682,8. Par contre, des couches verticales puis moins inclinées avec des pendages à l'Est, ou l'Est-Nord-Est, et recoupées par des failles, annoncent, près du col d'Aspremont, le flanc Ouest d'un synclinal de Tourrette-Levens à allure de cuvette. En fait, ce pli n'est qu'esquissé du côté Ouest, par les plongements des poudingues et des grès (allant de 50° vers le Nord-Est, au Sud du col, à 30° vers le Sud-Est à Rohière). Aucun flanc oriental n'est indiqué, soit par des affleurements en hauteur (sinon le point haut extrême, isolé, du col de Châteauneuf, définissant la région axiale de l'anticlinal du Férion), soit par des pendages dans les affleurements du fond de vallée. Des témoins d'un repli enfermant la cuvette au Sud-Est et correspondant au Mont Chauve de Tourrette doivent apparaître dans les affleurements de poudingues du versant Nord de ce sommet, auxquels il faut associer, vers l'Est, des marnes et grès en position supérieure : cette série se trouve plus haut que les marnes et grès du fond du bassin. Cependant les pendages de ces derniers, de l'ordre de 20 à 30°, restent dirigés vers le Sud ; ces couches viennent donc buter contre un vigoureux redressement du substratum marqué par la topographie du Mont Chauve de Tourrette. Il doit y avoir ici intervention de failles, peut-être notables. Au Sud-Est du Mont Cima, l'association de failles entre Jurassique ou Crétacé et poudingues, à des panneaux de poudingues redressés à leur contact, s'observe directement en quelques points.

D'après les observations ci-dessus décrites, les structures tectoniques sont aussi vigoureuses dans les poudingues du faciès classique que dans ceux du Mont Cima. Il est tentant, bien que non rigoureux, d'en faire les éléments d'une seule et même phase de déformations, responsable de l'individualisation de deux anticlinaux pliocènes du Mont Cima - Mont Chauve, s'ennoyant au Nord de Nice et du Férion, et d'une cuvette synclinale intermédiaire de Tourrette-Levens.

Au Nord du Clot de La Roquette, le redressement de la bordure doit être en rapport avec les déformations qui, plus au Nord, ont porté le Pliocène du Collet de l'Huesti à plus de 1 000 m d'altitude, soit à plus de 800 m au-dessus des lits des rivières actuelles au voisinage de part et d'autre.

Mais, de plus, d'autres détails de ce plissement peuvent être dégagés, en particulier de l'observation des divers affleurements de poudingues et formations associées marquant le passage d'anciennes vallées. A l'Ouest, en allant du Sud vers le Nord, on peut distinguer un anticlinal, à allure probable de brachyanticlinal, du Mont Chauve, de l'anticlinal du Mont Cima proprement dit ; dans sa partie Nord, l'axe de ce dernier doit se recourber vers l'Ouest, épousant le bord du bassin principal des poudingues du faciès classique, tandis que l'amplitude du pli s'atténuerait. A l'Est, la cuvette synclinale de Tourrette-Levens apparaît prolongée vers le Nord par un sillon synclinal qui, se recourbant aussi vers l'Ouest, doit former une autre cuvette moins vigoureusement accusée et plus étroite.

Par ailleurs, le plissement observé dans le détail à la bordure des poudingues du faciès classique de Nice à La Roquette est conforme au gauchissement général déjà signalé par J. PERRIAUX.

Le style du plissement présente les signes d'un serrage général. Il s'y ajoute, au Mont Cima, des apparences d'« éjection » ou extrusion du substratum resté dénudé ou peu chargé par rapport aux parties très recouvertes par les poudingues et formations associées. A la limite du domaine d'apparence extrusive, une étroite bordure des poudingues a été basculée parfois jusqu'à la verticale ; le léger chevauchement qui existe peut-être à l'Ouest du Mont Cima trahirait, quant à lui, la part de mouvement de bascule subi au flanc de l'anticlinal par l'ancien talus du bord du bassin de sédimentation (cas particulier de « pli couché par déformation ultérieure » de L. U. de SITTER).

B. GEZE [1960] attribue au Pontien la phase tectonique majeure ayant entraîné le dessin général de l'arc subalpin de Nice. Ceci ne veut pas dire que les mouvements antérieurement responsables de l'émersion de l'ensemble de la région subalpine et alpine externe dès la fin de l'Oligocène, ne paraissant laisser à la sédimentation miocène marine qu'un étroit chenal à Vence et une région bordière extrême-Sud d'ailleurs fort mal déterminée (seuls témoins jusqu'ici connus à Roquebrune-Cap Martin,

très récemment découverts : voir G. IAWORSKI et M. CURTI, 1960 ; J. BOURCART, 1960 ; L. FEUGUEUR et Y. LE CALVEZ, 1961) n'ait pas été un événement orogénique beaucoup plus important. On sait en tout cas qu'à Roquebrune le poudingue provient, à côté d'apports venant du Sud ou du Sud-Est, de la démolition de reliefs alpins fini-miocènes.

Nous avons vu que le poudingue du Mont Cima pourrait être du même âge, avec des caractères dans l'ensemble continentaux, et purement alpin, apportant des très vigoureux reliefs émergés de l'époque des témoins situés à leur intérieur lui-même. L'anomalie que constituent dans le paysage actuel les débris d'un éboulement de calcaires jurassiques à l'Est de Ste-Claire, associés à des lambeaux de poudingue, loin des affleurements actuels de Jurassique tant à l'Est (anticlinal du Férion) qu'à l'Ouest, accentue la force de ce témoignage. En prolongeant géométriquement dans les airs les structures actuelles, on ne rétablit pas de manière satisfaisante, semble-t-il, un modelé topographique susceptible d'avoir permis l'accident glyptogénétique ; il faut imaginer soit un fort chevauchement disparu par érosion, soit des déformations tectoniques postérieures qui auraient éloigné les affleurements de Jurassique (solution invraisemblable du fait de la tectonique d'extension qu'elle impliquerait sans autres traces de cette dernière), soit de préférence un décoiffement produit au cours de l'érosion immédiatement antérieure et dont la translation aurait amené en position convenable au sommet d'un versant abrupt la masse jurassique qui a alimenté l'éboulement.

Ainsi le Pontien s. l. connaissait déjà l'existence de hauts reliefs avec des cours d'eau venus du plus haut d'une chaîne cristalline alpine externe. Mais si ceux-ci trouvaient déjà vers le Sud leur issue marine à la lisière de l'actuel « Arc de Nice » (Roquebrune), vers l'Ouest la question reste obscure.

Au Pliocène, l'existence du golfe du Var et celle d'un rias du Paillon, que vont combler progressivement les sédiments, soit fins, soit grossiers, ne peut guère être mise en doute : en tant que relief émergé, l'« Arc de Nice » semble alors esquissé dans l'existence de ses deux branches, mais disjointes. On ne reviendra pas ici sur les problèmes d'évolution des cours d'eau déjà évoqués dans leurs rapports avec la tectonique post-pliocène des anticlinaux du Mont Cima - Mont Chauve et du Férion, et de la cuvette synclinale intermédiaire [cf. J. MONJAUX et F. OTTMANN, 1955 ; B. GEZE, 1960]. Mais c'est vraisemblablement en relation avec une surrection s'étendant à la partie Nord de l'Arc de Nice, dès l'aube du Pliocène (ou la fin du Miocène), qu'il faut considérer le déplacement vers l'Ouest des courants de sédimentation (continentale ou marine), accusé par les positions relatives des affleurements du faciès à éléments du socle très rares et du faciès classique. Ce déplacement a eu lieu, au Nord, par saut brusque, sans doute à la surface émergée à la suite d'un phénomène

de capture du cours d'eau primitif (Var fini-miocène) par un voisin plus occidental. Cette évolution de l'hydrographie, donnant naissance au Var pliocène, trahissait le début du gauchissement dont l'accentuation progressive devait rejeter ultérieurement encore plus à l'Ouest le Var quaternaire.

Mais au cours de cette évolution complexe se conservent deux traits constants.

Depuis la fin du Miocène et durant le Pliocène, l'aspect caractéristique de l'érosion est celui de puissants torrents directement issus de hautes montagnes. Il faut insister sur cet aspect des choses que nous révèle la granulométrie des divers poudingues de chacun des faciès définis, depuis le Collet de l'Huesti jusque dans le ravin du Cap de Croix à Nice. Si de nos jours l'érosion du Var et du Paillon reste toujours très torrentielle, on voit qu'il faut s'enfoncer plus avant vers la tête des vallées pour retrouver la même granulométrie dans les alluvions des lits des rivières. A la fin du Miocène et au Pliocène, les reliefs régionaux étaient donc sans doute plus abrupts qu'aujourd'hui, y compris ceux de la dorsale cristalline en cours de dénudation, par rapport à un bord marin plus rapproché (marnes pliocènes marines portées aujourd'hui à 500 m d'altitude au Nord d'Aspremont) ; peut-être cet état de fait accompagnait-il une puissance plus grande des reliefs, mais ce n'est pas nécessaire. Au cours de cette histoire de démolition torrentielle violente, les argiles bleues plaisanciennes, déposées au pied de falaises vives et sans doute contemporaines d'apports torrentiels, et les argiles et sables de Tourrette-Levens, à allure d'accident sédimentaire local, ne semblent pas indiquer des périodes de rémission.

Le deuxième trait constant est celui du *caractère syntectonique général de la sédimentation depuis la fin du Miocène jusqu'à aujourd'hui.* D'une part, chaque nouveau dépôt a eu lieu sur un substratum raviné, dont l'arasement n'a jamais eu le temps d'être réalisé. D'autre part, non seulement l'orogénèse n'a cessé de reproduire les reliefs démantelés, mais encore, bien que certainement avec des fluctuations, l'aire soulevée émergée s'est étendue, entraînant les nouveaux sédiments de sa marge engagés aussi dans le plissement connexe du soulèvement. Enfin on rappellera la présence des structures qui, à petite échelle, doivent s'interpréter comme des accidents tectoniques contemporains de la sédimentation.

Dans quelle mesure le dépôt des poudingues de faciès classique pourrait-il de plus correspondre à une subsidence marquant l'affaissement de son substratum dans le golfe du Var à la lisière de la région en cours de soulèvement ? A ce problème est liée la question de la puissance des dépôts des poudingues et marnes dans les divers affleurements, question que nous ne pouvons pas aborder.

Le dépôt des « sables de Colomars » est venu marquer le début de l'histoire proprement continentale de l'actuelle région niçoise émergée. Ces grès à galets occupent certainement, eux aussi, avec leur substratum encore raviné, une surface basculée et gauchie par la suite, mais la question n'a pas fait l'objet d'études et ne peut être précisée.

On peut constater que le soulèvement plio-quaternaire atteint aux plus hauts points observables des altitudes au-dessus du niveau de la mer du même ordre que celles des crêtes de l'orographie actuelle. Ce fait est particulièrement net au Collet de l'Huesti, mais encore sensible dans les régions d'Aspremont et de Levens.

D'autre part, on remarque que le dessin du plissement plio-quaternaire vient coïncider avec les grandes lignes de celui de la branche Nord de l'actuel « Arc de Nice » et de son raccord avec le faisceau de plis de la Vésubie inférieure. L'étude des rapports des plis plio-quaternaires avec les structures plissées érodées du substratum antépliocène (s. l.) reste à faire. Néanmoins il semble déjà possible de considérer qu'au Plio-Quaternaire, avec le soulèvement d'une bordure subalpine étendant son domaine continental, le plissement en cours se poursuivait par l'accentuation des principales structures.

Il résulte, du fait que la sédimentation pliocène ou ponto-pliocène était syntectonique, une dernière remarque : l'allure éjective de l'anticlinal plio-quaternaire du Mont Cima ne doit être que l'effet d'une accentuation du redressement des couches superposées avec leur ancienneté relative (pseudo-style éjectif).

OUVRAGES CITÉS

- BOURCART (J.) (1956). — Sur l'âge du Delta du Var (*C.R. somm. S.G.F.*, 1956, p. 264).
 — (1960). — Sur le conglomérat de Roquebrune (*C.R. somm. S.G.F.*, 1960, p. 200).
- BOURCART (J.) et OTTMANN (F.) (1954). — Pliocène et Quaternaire des feuilles de Nice et Antibes au 1/50 000^e (*Bull. Serv. Carte géol. France*, C.R. collab., 1953, t. 52, n° 241).
- FEUGUEUR (L.) et LE CALVEZ (Y.) (1961). — Présence du Miocène dans le « tunnel ferroviaire de Monaco », entrée de Roquebrune - Cap Martin (*Bull. S.G.F.*, t. 3).
- GÈZE (B.) (1960). — L'évolution quaternaire de l'Arc de Nice (*C.R. somm. S.G.F.*, 1960, p. 37).
- COHAU (G.) et VESLIN (J.) (1959). — Un exemple de morphotectonique en haute Provence (pays niçois) (*Rev. de Géogr. phys. et Géol. dynamique*).

- GOGUEL (J.) (1936). — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var (*Mém. Carte géol. France*).
- IAWORSKI (G.) et CURTI (M.) (1960). — La faune des poudingues de Roquebrune (*C.R. Acad. Sc.*, 11 juillet).
- MARMET (M.) et SIFFRE (M.) (1956). — Sur la découverte d'une faune dans des argiles interstratifiées dans les poudingues du Var à Nice (*C.R. somm. S.G.F.*, p. 262).
- MONJAUX (J.) et OTTMANN (F.) (1955). — Le Bassin de Tourette-Levens et sa tectonique quaternaire (*C.R. somm. S.G.F.*, p. 72).
- OTTMANN (F.) (1953). — Les formations plio-quaternaires de la région d'Antibes (*Bull. S.G.F.* [6], t. 3).
- PERRIAUX (J.) (1957). — Les formations pliocènes des Alpes maritimes (*Bull. S.G.F.* [6], t. 7).
- GUEBHARD (A.) (1904), LUTAUD (L.) (1924), MAURY (E.) (1916-1923), PERRIAUX (L.) (1936). — Bibliogr. in J. Perriaux, 1957.
- BOURCART (J.) et SIFFRE (M.) (1958). — Le Quaternaire marin du pays niçois (*Bull. S.G.F.* [6], t. 9).
- GÈZE (B.) (1960). — La genèse néogène de l'Arc de Nice (*C.R. somm. S.G.F.*, p. 33).