

CENTRE DE DOCUMENTATION  
DES ARCHIVES DES ALPES-MARITIMES

TRIMESTRIEL

# RECHERCHES RÉGIONALES

(Côte d'Azur et Contrées Limitrophes)

---

ARCHIVES DÉPARTEMENTALES  
5, AVENUE EDITH-CAVELL — NICE

# LES RECHERCHES REGIONALES

---

## BULLETIN TRIMESTRIEL

édité par le

CENTRE DE DOCUMENTATION DES ARCHIVES DES ALPES-MARITIMES

---

Directeur : **M. DALMASSO,**

Agrégé de l'Université, Institut d'Etudes Littéraires de Nice.

Secrétaire de Rédaction : **Mme DEVUN,**

Documentaliste - Archiviste des Alpes-Maritimes.

---

Ce bulletin, conçu dans le cadre régional, se propose de présenter les travaux (mémoires, diplômes ou thèses) rédigés pour l'obtention d'un titre universitaire.

Nous demandons aux auteurs de résumer leur étude, d'en dégager les conclusions et d'indiquer sommairement leur bibliographie. Ainsi, espérons-nous, en faisant mieux connaître des résultats qui risquent quelquefois de demeurer un peu ignorés, faciliter les recherches futures. Dans le même but nous publierons également des documents destinés à préparer le terrain pour de nouvelles études de détail et de synthèse.

En assurant la publication de ce périodique, les Archives des Alpes-Maritimes sont fidèles à leur mission qui est essentiellement de fournir aux chercheurs les instruments de documentation indispensables à la réalisation de leur œuvre.

Les "Recherches Régionales" reproduisent objectivement les textes présentés par les auteurs. Les opinions émises ne sauraient en aucun cas engager la responsabilité de la Direction.

CENTRE DE DOCUMENTATION  
des  
ARCHIVES des ALPES-MARITIMES

---

TRIMESTRIEL

1966 - N°3

6° Année

---

RECHERCHES REGIONALES

Côte d'Azur et Contrées limitrophes

=====  


**RECHERCHES  
REGIONALES  
N° 19**

**Alpes-Maritimes**

**et**

**Contrées limitrophes**

**SOMMAIRE**

Géographie

La région de Cannes-Grasse. Explication géomorphologique.

Ille partie d'un D.E.S préparé à la Faculté des Lettres d'Aix, sous la direction du Professeur P. Gabert - soutenu en juin 1965, présentée par J. Nicod du laboratoire Raoul Blanchard de Nice

**6<sup>e</sup> année  
1966 - n°3  
juillet-septembre**

# **LA REGION DE CANNES - GRASSE.**

## **Étude géomorphologique**

**IIIe partie d'un D.E.S préparé à la Faculté des Lettres d'Aix, sous la direction du  
Professeur P. Gabert - soutenu en juin 1965, présentée par J. Nicod du laboratoire Raoul  
Blanchard de Nice**

## Avant-propos<sup>1</sup>

Nous présentons ici la troisième partie, essentielle à nos yeux, du travail de notre ancien étudiant R. BOSSARD. Il s'est attaqué dans ce mémoire de D.E.S. à une région pleine d'intérêt, puisqu'elle se trouve être à la fois un avant-pays préalpin et une région de contact avec un massif ancien en grande partie enneigé, et qu'elle est située en bordure de l'énorme accumulation détritique plio-quadernaire du delta du Var.

Dans une première partie, R. Bossard analyse longuement les paysages : aplanissements du plateau de Valbonne, rebord préalpin des Baouès et combe du Bar, bassin de Vallauris, cuesta de Super-Cannes à Mougins, dépression de la basse Siagne. Au passage, les problèmes du réseau hydrographique sont soulignés.

Comme il se doit dans toute étude géomorphologique, R. Bossard étudie les différents faciès rencontrés (cf.fig.1), puis à l'aide de nombreuses coupes, que nous ne pouvons reproduire ici, examine les dispositions structurales et les phases tectoniques. Rappelons, avec lui, à la suite de L.GINSBURG que cette région a été affectée :

- 1 - par les phases "provençales" : bégudien, éocène moyen
- 2 - par la première phase alpine : fini-oligocène fossé tectonique des Terres blanches, entre Roquefort les Pins et La Colle.
- 3 - par la seconde phase alpine (pontienne, chevauchement des Baouès, puis éruptions sous-marines dans la Baie des Anges.
- 4 - par des mouvements récents (soulèvement du delta du Var).

La région est émergée et soumise à une érosion active.

- 1 - pendant le crétacé supérieur et l'éocène, avant la transgression de la mer plaisancienne,
- 2 - pendant tout l'oligocène,
- 3 - au Pontien, en liaison avec le deuxième mouvement alpin. Les vallées profondes creusées à cette époque, sont envahies par la transgression plaisancienne,
- 4 - au pliocène supérieur et au quadernaire, en fonction des crises climatiques et des variations du niveau marin.

Riche d'une histoire géologique complexe, héritière de situations paléogéographiques variées, la région de Cannes-Grasse se prête bien à une analyse géomorphologique détaillée, qui nous éclaire sur de nombreux problèmes. Tous ne peuvent être résolus par ce premier travail de R. Bossard, mais n'est-ce pas un mérite de les avoir, avec l'aide de P. GABERT, clairement posés ?

---

<sup>1</sup> Par J. NICOD, maître-assistant à la Faculté des Lettres de Nice (Laboratoire Raoul Blanchard).



Nous allons étudier les problèmes géomorphologiques selon un plan régional. Plusieurs facteurs nous ont conduits à élaborer ce cadre. Notre secteur d'étude est en effet assez vaste et différencié pour que des régions apparaissent, et que leurs aspects, et par là même, les questions qu'elles posent, soient très différents les uns des autres.

La description du relief et l'étude géologique nous amènent à distinguer cinq régions géomorphologiques.

- au nord, de Grasse à Vence, la portion de plateau entrant en contact avec les Préalpes.
- au centre, le plateau de Valbonne et sa marge méridionale de la Maure.
- à l'ouest, le pays du plateau de la Roquette, de la cuesta de Mougins et de la vallée de la Siagne.
- à l'est, les collines pliocènes de St-Paul de Vence.
- dernier élément : le littoral de la Cagne à la Siagne, et ses terrains quaternaires.

## **A- LE FRONT PREALPIN**

Du S.O au N.E de Grasse à Vence, le front des Préalpes, c'est-à-dire le front des chevauchements de Caussols et de la Marbrière, entrent en contact avec les plateaux et dépressions de la Basse-Provence extrême-orientale, de trois façons.

Au nord de Grasse, le plan de Caussols et le bois de la Marbrière, s'élancent vers le sud à des altitudes différentes, et au pied de ce dernier ne s'étend qu'une dépression plus ou moins bosselée.

Au centre, le plateau de Cavillone et le Pic de Courmettes, pointe avancée de la série chevauchante, dominant une énorme combe, l'anticlinal crevé triaso-jurassique du Bar.

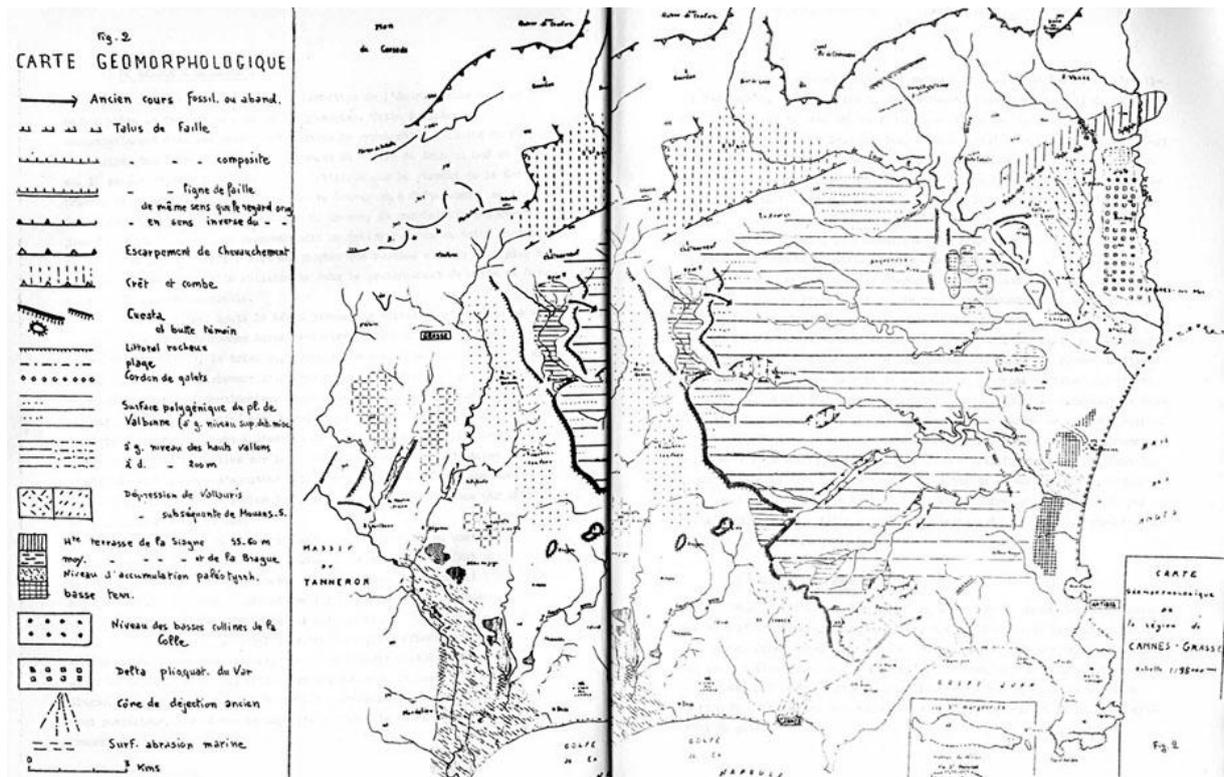
A l'ouest, les "baouès" aspect morphologique particulier du chevauchement de Caussols, descendent brutalement sur un plateau, une "banquette d'altitude", ainsi que l'appelle Y. Mesurai, où la molasse miocène, prise d'ailleurs dans le chevauchement, a une grande part.

### **1) DE GRASSE A MAGAGNOSC.**

Il nous faut expliquer ici la formation de l'énorme talus du Bois de la Marbrière en face de la zone basse grassoise. Cette dernière est façonnée essentiellement dans les marnes entrecoupées de gypse et de dolomies du Keuper et atteint même le calcaire dur sous-jacent au Moulin de Brun au S-E de Grasse. Le keuper s'élève à presque 41 m d'altitude sur le versant de la Marbrière, alors que plus au sud, vers le Pey Loubey ou à Châteauneuf, sa limite supérieure est vers 360-370 m près de Grasse, le muschelkalk s'élevant jusqu'à 200 m, il nous faut supposer soit un épaissement du trias supérieurs ce qui n'est pas impossible, soit une montée des couches vers le nord plus ou moins liée à une ondulation anticlinale dans le prolongement de celle du Per, ce qui est plus vraisemblable.

A la Marbrière, toute la série jurassique calcaire ou dolomitique recouvre de ses 400 m de roches dures (calcaire légèrement métamorphisé et transformé en marbre), le trias supérieur de Grasse, mais le sommet du Talus est le fait d'un chevauchement d'importance mineure et locale qui amène le Bajociens au dessus du portlandien, tandis que des lambeaux de jurassique supérieur plus ou moins laminé sont pincés sous ce charriage. L'accident s'amortit latéralement, notamment à l'est où il fait place à un simple anticlinal arrêté par un jeu de failles sur le plateau de la Serrée. Cette masse chevauchante bajo-bathonienne s'ajoutant à la série normale donne une épaisseur totale d'environ 500 m de roches dures et perméables, résistantes par là même, à l'érosion torrentielle.

Il est certain que les mouvements tectoniques ont eu une grande importance dans le dégagement de ces formes de relief. Il nous faut supposer, en effet, QU'EU miocène, sans doute, au moment même où se formait l'anticlinal du Bar, un mouvement a déformé une topographie aplanie oligocène, relevant les terrains du nord de Grasse en permettant une action rapide de l'érosion. Cette action a pu se développer d'autant plus efficacement que le niveau marin de la régression pontienne était à environ 100 m. Elle a fourni ainsi la majeure partie des cailloutis pliocènes de la basse vallée de la Siagne. Le chevauchement de la Marbrière contemporain, ou peut-être légèrement postérieur, n renforcé la capacité potentielle de résistance du talus Grassois.



La forme convexo-concave du versant du bois de la Marbrière s'explique facilement. Les dolomies du chevauchement donnent la convexité, tandis que la concavité de base apparaît dans les marnes de base. Un secteur plus rectiligne raccorde ces deux parties, et est marqué vers la base par un abrupt de 30 à 50 m dans le calcaire localement le plus résistant : le bajocien. La gélivation a de être active aux périodes froides du quaternaire et doit être encore actuellement sur le sommet dépourvu de forêt à plus de 800 m d'altitude.

Sur le versant, la concentration de l'hydrographie est peu poussée, les ruisseaux descendant parallèlement les uns aux autres en des vallons faiblement enfoncés et à écoulement temporaire. Deux faits expliquent en grande partie ces phénomènes. D'une part, la pente extrêmement forte (35% en moyenne) gêne la concentration des eaux. Cette pente résultant du mouvement tectonique et de l'agressivité de l'érosion. D'autre part, les calcaires laissent s'infiltrer l'eau de pluie grâce à leur perméabilité. Si des formes karstiques comparables à celle du Plan de Caussols ne sont pas visibles, un réseau hydrographique souterrain doit cependant y exister. Tous les ruisseaux se rassemblent dans le Grand Vallon et creusent dans les marnes de profonds ravins.

La présence de collines comme celles du Pey-Loubey dans la dépression grassoise doit s'expliquer par leur position d'interfluve et par des horizons dolomitiques plus durs dans le keuper. La butte du Pey-Loubey est un élément de la cuesta de Mougins que nous verrons par ailleurs; elle est séparée par un col à 280 m de la colline de calcaire lissique de la Treille, extrémité occidentale de l'anticlinal du Bar.

## **2) L'ANTICLINAL EVENTRE DU BAR.**

Dans la série normale, à la base et au sud du chevauchement de Caussole suit l'anticlinal triasique du Bar, affectant aussi le lias et le jurassique moyen. Dissymétrique, en ce sens que son flanc nord est infiniment plus long que son flanc sud, ce qui n'entraîne cependant pas un pendage plus fort des couches du Rouret, l'anticlinal a été tranché par la cluse du Loup. En fonction de cette cluse, une combe s'est développée, évitant le secteur occidental du plis.

L'axe du plis est suivi par le vallon des Escures, et atteint un lieu à mi chemin entre la ferme Villars et le loup.

Les données géologiques nous permettent de penser que la formation du plis a eu lieu après l'helvétien, car le mouvement tectonique se poursuit vers l'est affectant les terrains miocènes, helvétiques.

Il résulte sans doute, soit des premiers mouvements de la deuxième phase alpine, prélude aux tendes chevauchements, ce qui nous paraît le plus vraisemblable, soit de ces charriages eux-mêmes.

Le Loup, dont le tracé -un tracé proche de l'actuel- ne pouvait exister au début du miocène à cause de la proximité du golfe burdigalien, a dû s'établir sur une surface antérieure au plaisancien, sans doute pontienne, où l'anticlinal du Bar n'était pas encore apparu. La rivière s'est ensuite enfoncée par antécédence dans le plis et a dû attaquer la masse chevauchante par érosion régressive. Dans ce dernier cas le plateau de Cavillone aurait ressemblé à une biche qui s'avancerait régulièrement vers une scie circulaire représentée ici par le Loup.

Toute surimposition est exclue car on ne voit vraiment pas quels seraient les terrains qui auraient pu masquer l'anticlinal triasique, et à plus forte raison le chevauchement. D'une part, en effet, la molasse burdigalienne n'est sûrement pas venue à l'ouest du Loup car il n'y a là aucun dépit, et d'autre part, elle a été prise dans des mouvements alpins.

Nous ne pensons pas, non plus, que la rivière s'est établie, sans surimposition ni antécédence, en coulant très simplement sur le versant méridional de l'ensemble montagneux, car dans ce cas, le Loup serait passé par le col de la Croix de St. Estève et non par le bois de l'Hubac.

De toute manière, c'est à partir du niveau de base du Loup ancien ou actuel que s'est produite l'attaque de l'anticlinal. Une voûte très résistante recouvre un centre marneux et gypseux de keuper, tandis que le cœur du plis, le calcaire du muschelkalk n'apparaît qu'en bordure de la rivière près du lieu indiqué la Fabrique.

Les lambeaux de l'ensemble calcaire-dolomitique du lias et du jurassique moyen des deux crêtes sont d'épaisseur inégale, le bathonien du Rouret étant moins épais.

Il a pu, bien sûr, être enlevé depuis le plissement, mais il nous semble qu'auparavant l'érosion avait déjà arraché une bonne part de ce terrain au sud du Rouret.

Au sud, le crête est remarquablement rectiligne de Pré du Lac au bois de l'Hubac. Le léger saillant du château du Rouret s'explique par la position des deux instruments de la formation de la combe : le Loup et le vallon des Escures. Au château, le crête était en position d'interfluve et a moins reculé. L'abrupt du sommet du crête n'apparaît qu'à l'est du col de la côte 408 m., c'est-à-dire avec le début de l'affleurement des calcaires et dolomies bathoniens ayant

un pendage d'environ 20 %. Au-dessous, les calcaires bajociens et liasiques constituent encore 200 m de roches résistantes surmontant les marnes. De part et d'autre du château du Rouret, le versant a dans les marnes un aspect faisant penser à un glacis d'érosion. Une surface plane qu'égratignent à peine les ruisseaux actuels, s'abaisse vers le Loup. Il n'y a cependant aucune preuve permettant d'affirmer que ce sont là les traces d'un système d'érosion, d'un système morphogénétique différent de l'actuel. La présence du phénomène dans un seul affleurement tendrait même à prouver le contraire.

Le crêt du Rouret a été également attaqué au sud par les ruisseaux affluents de la Siagne et les affleurements de jurassique moyen ont été isolés en presqu'île à l'ouest du château.

Au nord, le crêt est totalement différent, et change d'aspect de part et d'autre du Loup. Plus élevé, il est massif à l'est, tandis qu'à l'ouest il est fait d'une alternance de saillants et de rentrants. L'altitude plus forte du crêt de Gourdon s'explique facilement par l'inclinaison de l'axe du plis vers le nord. De Magagnosc à Gourdon, l'abrupt du sommet du crêt haut d'environ 30 m, est tout entier dans le calcaire bajocien. Sur l'autre rive du Loup l'altitude du sommet du versant s'élève grâce à la masse chevauchante, mais l'abrupt disparaît. Cette opposition doit s'expliquer assez facilement par l'action de l'érosion sur la série chevauchante. En effet, à Gourdon, cette dernière est très en retrait par rapport aux pointes avancées des Courmettes et du Haut Montet. Il y a donc tout lieu de penser que cette position résulte du travail des agents d'érosion. Ce travail se comprend d'autant plus facilement que la partie supérieure de la nappe devait se trouver à une altitude d'environ 1200 ou 1300 m, légèrement plus élevée que celles des Courmettes, permettant ainsi une érosion plus vive. La nappe ayant été déblayée, la série normale constituant le flanc nord de l'anticlinal est apparue entre le Bar et Gourdon.

Le cœur marneux du plis offre une énorme masse de terrains tendres qui explique l'ampleur de la combe. Tandis qu'à l'est du Loup, le keuper, très pincé, n'affleurait que peu, et ne permettait pas un développement en combe, à l'ouest le ruisseau des Escures s'est enfoncé dans des marnes plus faiblement ployées malgré la tendance du gypse à donner un plis diapir. Le ravinement est intense sur ces roches imperméables, (le gypse n'a que des affleurements d'ampleur réduite) d'autant plus que les eaux absorbées par le plateau de la Sarée ou le bois de Gourdon ressortent en sources au contact du keuper. La terminaison périclinale de Pré du Lac est, elle aussi, éventrée, la différence d'altitude entre les deux niveaux de base du Grand Vallon et du Loup et le Pré du Lac dépassant 300m. A cet endroit, le diapirisme a été violent et les affleurements dolomitiques du keuper ont été redressés à la verticale par la pression du gypse. Dans ce dernier se développent des dépressions formées, des entonnoirs de dissolution ainsi qu'une hydrographie souterraine. Lors des grandes pluies, la capacité d'évacuation des conduits est parfois insuffisante et les dépressions se transforment en mares (le Pré du Lac). Les couches les plus résistantes du keuper donnent parfois des replats comme celui du Bar. Le fond de la dépression a atteint le calcaire du muschelkalk, mais celui-ci n'a pu donner de mont dérivé pour deux raisons : d'une part le plissement n'a pas été assez puissant, et, d'autre part, le niveau de base local du Loup est encore trop élevé pour que la couche dure inférieure ait pu être dégagée.

Alors qu'au nord du Pont du Loup, la rivière enfoncée dans un calcaire en pendage vers le nord d'environ 10 à 20°, coule dans une gorge étroite, au sud par contre, les marnes ont permis à la vallée de s'élargir. Au pied du Bar existe une petite zone alluviale où se trouvent des blocs roulés atteignant jusqu'à 1 m de diamètre enrobés dans un ciment calcaro-argileux. Cette petite plaine et ces blocs peuvent être en rapport soit avec un niveau marin différent de l'actuel, soit avec un système morphoclimatique antérieur. Le Loup avait creusé un lit sensiblement aussi profond que l'actuel lors de la régression pontienne, ce qui permit à la mer plaisancienne de remonter jusqu'à Pont du Loup, puisque L.GINSBURG (1959) dit avoir

trouvé un affleurement d'une molasse sableuse et gréseuse semblable à celle de Biot. Ceci apporte d'ailleurs la preuve que, dès cette époque, l'anticlinal du Bar avait été éventré. Logiquement, des débris des grès du Pont du Loup devraient se trouver sous les blocs roulés, ce qui ne paraît pas être le cas, si les cailloutis étaient postérieurs au plaisancien. Or, on ne retrouve pas ces blocs dans le cours inférieur actuel du Loup à l'ouest du mont Mille. C'est donc, ainsi que le pense Y. MASUREL (1964), que les blocs datent de la fin du pontien lors de la conquête de son cours supérieur par le Loup, au détriment de la Siagne et qu'ils se trouvent sous les marnes plaisanciennes, qui fossilisèrent un tracé du Loup pré-plaisancien à In Colle. Les cailloux enrobés dans un ciment témoignent d'un niveau marin plus bas que l'actuel, donc d'une érosion plus vive, d'autant plus marquée, d'ailleurs, qu'elle s'exerçait sur un relief en voie de création. Cette explication n'est peut-être pas suffisante et un système climatique plus pluvieux que l'actuel ne doit sûrement pas être écarté.

À partir des Valettes, la rivière pénètre peu à peu dans le flanc méridional du plis et retrouve une vallée étroite en gorges. Elle ne va être, pour la zone de contact de Tourrette-sur-Loup, qu'un niveau de base local.

### 3) DE TOURRETTE À VENCE.

Dans ce secteur, le grand chevauchement ayant à sa base les couches plastiques du keuper, surmonte vers 800 ou 900 m, la série normale du jurassique et du miocène, et en résulte, à l'opposé de ce qui existait à Gourdon, l'existence d'un seul talus.

L. GINSBURG (1959) voit le tortonien marin, conglomératique du Gaire en discordance sur le jurassique supérieure, le burdigalien et l'helvétien. À Courmes également, dit-il la discordance existe. C'est donc qu'un mouvement s'est produit, permettant la création de falaises et, par là même, d'éboulis. Ce mouvement est antérieur au chevauchement puisque ce dernier a recouvert le tortonien. Une brèche plaisancienne étant transgressive sur la nappe charriée à Carras, en dehors de notre zone d'étude, il en conclut à un âge anté-pliocène du chevauchement.

Si GOHAU et VESLIN pensent que la brèche de Carras comme celle du Caire est prise sous le charriage, ils n'en arrivent pas moins aux mêmes conclusions sur le nombre des mouvements. Il y eut au miocène supérieur un premier mouvement soulevant la région et une attaque d'érosion qui affaiblissait la capacité de résistance de l'anticlinal et créait des brèches importantes.

Lorsque le keuper fut atteint, un deuxième mouvement eut lieu, sans qu'il y ait évidemment de rapport cause à effet entre les deux phénomènes, et le flanc septentrional de l'anticlinal put glisser sur les marnes plastiques et s'avancer sur les éboulis. En effet, à cause de la combe de flanc, la poussée ne pouvait plus se transmettre d'un côté de l'anticlinal à l'autre.

Entre le Bar et Tourrettes-sur-Loup, dans la zone du vallon de Pied Lombard, il n'y a plus de combe comme au Rouret mais pas encore de banquette d'altitude comme à la Colle Loubière. Le cœur marneux de l'extrémité orientale de l'anticlinal du Bar, très pincé, affleure vers la côte 500 m, tandis que le Loup coule dans le jurassique supérieur du flanc méridional du plis, c'est-à-dire dans une structure monoclinale. Le sommet dolomitique du plis a été en partie décapé mais du fait de sa protection par la masse chevauchante, de sa forme très pincée entraînant un affleurement réduit du centre moins résistant et la position du Loup enfoncé dans d'épaisses couches calcaro-dolomitiques résistantes, aucune combe n'a pu se développer.

A partir des Quénières, la molasse et les marnes miocènes qui apparaissent, ont été affectées par un mouvement tectonique, prolongement de celui du Bar, qui donne soit des compartiments faillis, soit à un pli en genou. Le talus marqué d'un abrupt sommet, au nord immédiat de Tourrettes et des Quénières est de ligne de faille sur la majeure partie de sa

hauteur. Le sommet doit être cependant, de faille, car la molasse, les marnes, et même le calcaire récifal helvétique ne devaient pas monter aussi haut.

Au sud de Tourrettes le plateau que dissèquent les vallons de Plascassier et du Cassant correspond à une deuxième ondulation parallèle à la première, faite d'un petit anticlinal à la hauteur du village et d'une zone synclinale au pied de laquelle le Loup est encaissé. Le plis à tendance anticlinale de Tourrettes a été très vite débarrassé de ses couches supérieures marneuses ou molassiques qui formaient un replat dans le grand versant. Cette érosion fait apparaître dans le jurassique sous-jacent une faille au relief nivelé mettant en contact le calcaire portlandien et les dolomies kimméridgiennes, une faille antérieure à l'ondulation puisque la molasse l'avait fossilisé. Le faille anté burdigalienne normale et conforme ayant abaissé le compartiment de Tourrettes, ce dernier peut-être considéré comme un graben, mais un graben complexe, qui, s'établissant sur un versant de forte déclivité n'a jamais pu donner autre chose qu'une rupture de pente.

Au sud de Tourrettes, la molasse a pu se conserver dans l'ondulation synclinale, tandis que le Loup s'enfonçait dans l'anticlinal suivant, à Vigne Franquet.

Le caractère très rectiligne du vallon du Claret, de N.D. des Fleurs au Leuron, ainsi que la convergence des eaux vers ce secteur, se comprennent grâce à la présence d'un synclinal N-S prolongeant le graben des Terres Blanches, et affectent l'éocène mais non le burdigalien qui le recouvre en discordance. On peut penser que le synclinal ne fut pas recouvert par la molasse dans son extrémité méridionale et qu'il fut ainsi une zone d'attraction pour les eaux, ou bien que la molasse discordante fut légèrement ondulée.

Entre le Claret et Vence, le contact en forme de toboggan ainsi que l'appelle fort justement Y. MASUREL (1964), s'élargit considérablement jusqu'à la Colle Loubière, La molasse ne demeure que dans le secteur de N.D. des Fleurs où elle subsiste sur le versant du talus. Le plateau des Sines, tout entier dolomitique est relativement peu attaqué. Cela doit venir, soit de la protection d'une molasse transgressive, au cas où cette dernière aurait recouvert ces terrains et d'une immunité plus récente due à un important réseau karstique, soit de cette seule hydrographie souterraine.

A Vence, la série chevauchante avec un pendage net vers le nord et une masse dolomitique inégalement gélive et résistante a donné grâce à l'intense dissection des ravins, les abrupts du Baou des Blancs et du Baou des Noirs.

Au pied de ce grand talus, le relief s'explique essentiellement par la dissection du synclinal pré-burdigalien de Vosgelade. La molasse est en effet discordante au N-E de Vence sur l'éocène du plis, les terrains de ce dernier étant tous arasés. Actuellement, entre la Cagne et le Malvan, il a tendance à être mis en relief. Entre la première épingle à cheveux au sud de Vence et le lieu dit le Vert, l'extrémité S-O du synclinal avait été attaquée dès avant le plaisancien. Cette érosion a sûrement été précédée par un mouvement tectonique cessant, car le long de la route St-Paul de Vence, les couches de calcaire jurassique sont bouleversées, faillées et pendent souvent vers l'est avec un angle approchant 90°. Le fossé ainsi créé par la tectonique et l'érosion fut rempli d'argiles plaisanciennes qui à leur tour ont été ravinées par le Malan, tandis que le ruisseau de St. Michel s'installait en contact des grès bartoniens du synclinal et des argiles plaisanciennes. Il y a là une tendance de l'érosion actuelle à restituer le relief dans son aspect antéplaisancien. Le synclinal arasé vers 265 m. dans sa partie méridionale, comme les reliefs encadrant a mieux résisté grâce à sa couche supérieure de grès bartoniens surmontant les sables en beaucoup moins épais.

Ce n'est pas sur le synclinal que s'est installée la Cagne, mais sur le flanc de l'anticlinal des Barres. Cette inadéquation à la structure peut s'expliquer par une surimpression réalisée grâce à un revêtement plio-villafranchien essentiellement conglomératique, ainsi que le pense Y. MASUREL (1964). Cependant, bien que cette solution nous apparaisse comme la plus probable, nous pensons que rien ne prouve l'existence de dépôts plio-quadernaires importants

au dessus de la surface de 265 m en cet endroit, les argiles ne montant pas à plus de 250 m. D'autre part, la Cagne n'existait-elle pas avant le plaisancien? La dépression remblayée d'argiles du Malvan nous fait envisager une réponse affirmative. Dans ce cas, la Cagne coulant sur une surface arasée plus ou moins inclinée vers le sud, anté-plaisancienne, se serait enfoncée sur place en ne s'adaptant pas à la structure. L'écoulement, arrêté pendant la transgression, aurait repris sensiblement à la même place lors de la régression suivante.

Si la genèse de la Cagne nous apparaît d'une manière encore insuffisamment claire, il n'en est pas de même du rôle de la rivière dans la mise en relief du synclinal. Il s'agit d'une mise en relief et non d'une inversion de relief. En aucun cas, il ne peut y avoir formation d'un synclinal perché. A l'est et à l'ouest, la Cagne et le ruisseau de St. Michel ont entouré le synclinal d'une tranchée, alors qu'au sud le vallon d'angle de faille qu'emprunte le ruisseau de St. Michel est la troisième limite.

Le dernier élément du réseau hydrographique est, lui aussi, inadapté: la Lubiane traverse le synclinal du N-O au S-E.

Le plateau de la Colle Loubière, profondément disséqué et déformé dans le Nord, est aplani. C'est sans doute ainsi que le pense Y. MASUREL (1964) une plateforme littorale du miocène moyen. Le rebord du plateau, plus bas vers 250-270 m, tranchant le synclinal de Vosgelade, est peut-être dû au recul en falaises du plateau de la Colle Loubière devant une mer probablement plaisancienne.

Ainsi, de Grasse à Vence, les formes du relief trahissent une érosion violente faisant parfois réapparaître une morphologie fossilisée depuis le tertiaire.

Avec le plateau de Valbonne, c'est un paysage beaucoup plus doux que nous allons rencontrer.

## **B. LE PLATEAU DE VALBONNE et la DEPRESSION de VALLAURIS**

Dans l'ensemble que nous appelons le plateau de Valbonne, nous analyserons successivement les formes du plateau lui-même, puis le type de contact qui le lie, ou plutôt le sépare, par la dépression de Vallauris, des gneiss du bois de la Maure.

### 1) Le plateau de Valbonne : une surface polygénique.

Notre description du chapitre premier nous a permis d'établir que la surface topographique s'inclinait doucement vers le pays de Biot. La platitude n'est pas parfaite, mais jamais cependant, des reliefs ne se détachent véritablement de l'allure générale. Jamais non plus, des niveaux très nets ne s'y découvrent. Depuis la fin du secondaire, les phases d'érosion entrecoupées de quelques périodes de dépôt se sont succédées; c'est pourquoi notre étude commencera par l'identification des surfaces ou plutôt, par celle des différents moments qui ont façonné le plateau. Cette analyse nous permettra d'ailleurs, de fournir un essai d'explication des formes du relief. Le réseau hydrographique sub-aérien occupera un deuxième paragraphe tandis que le troisième sera consacré aux phénomènes des régions à écoulement aérien, très limité, c'est-à-dire aux problèmes du karst sur le calcaire du plateau.

#### a/ La surface polygénique.

D'ouest en est, les couches géologiques secondaires deviennent de plus en plus récentes, mais leurs affleurements ne correspondent en rien, l'on s'en doute, à ce qu'ils étaient lors du dépôt. Il suffit, pour s'en convaincre, d'examiner la dépression occidentale de Mouans-Sartoux, dont la couverture, au minimum lissique, a été enlevée.

Dès l'éocène d'ailleurs, date des premiers dépôts discordants, la topographie post-portlandienne avait été sérieusement rabotée. C'est ainsi que les sables blancs ou rouges sont les témoins d'une surface d'érosion ou plutôt, d'une certaine topographie d'érosion. Des lambeaux de cette surface existent-ils encore ? A première vue, il semble difficile de les retrouver et de reconstituer ainsi l'allure générale du niveau ante-éocène. Malheureusement, l'examen de quelques gisements nous amène à douter des possibilités de datation qu'ils nous offrent.

A Biot, le long de la rive droite de la Brague, le sable exploité en carrière est à une altitude de 15 à 20 m à sa base, mais il a été abaissé par une faille. La surface anté-éocène se trouverait au moins à 120 m de haut, sans cet accident.

Autour du village, les roches sableuses d'origine karstiques ou les ravins comblés par l'éocène ne nous donnent pas d'indication. Au mont Mille, les sables bariolés sont à 120 m, mais là aussi ils ont été conservés dans un petit fossé. Quant au gisement plus important, celui des Terres Blanches, il est dans un graben dont la formation fut postérieure. Dans la région du front alpin, l'éocène de Vosgelade est pris dans un synclinal.

Des lambeaux de la surface anté-éocène existent donc, mais tous n'ont dû leur salut qu'aux mouvements tectoniques postérieurs qui, en les abaissant, les ont protégés. Ils n'ont aucun rôle par eux-mêmes dans la topographie actuelle.

Les effets des plissements provençaux et alpins, bien qu'ils ne se voient plus qu'assez peu, et peut-être parce qu'ils ne sont plus guère visibles, vont nous être beaucoup plus utiles. Entre Antibes et Valbonne, nous avons une structure plissée : anticlinaux bajobathoniens de Valbonne et du Val Martin, anticlinal hettangien faillé de Bouillide, anticlinal bathonien faillé de la Valmasque. Il s'agit, en fait, d'une structure concordante inclinée, ondulée. Les plis sont nés lors du mouvement provençal après le lutécien et au cours de l'oligo-miocène avec la phase alpine. Cela ne prouve pas cependant, avec certitude, que chaque accident a joué les deux fois. Caractère original et apparemment paradoxal, les ruisseaux majeurs, la Brague, la Bouillide, la Valmasque, et même le petit ruisseau du Val Martin, coulant dans l'axe des plis certes, mais sur les anticlinaux. La Brague a crevé l'anticlinal de Valbonne, donnant ainsi une combe en forme de boutonnière. Le keuper ayant été atteint et affleurant largement grâce au faible pincement du plis, la boutonnière a pu se développer assez largement. Au Val Martin, la même évolution s'est produite. A Bouillide et à la Valmasque, c'est dans un anticlinal, faillé sur ses flancs N et S (failles inverses) que coulent les ruisseaux. Les blocs soulevés, les horsts ont ainsi donné naissance à deux dépressions. Comment expliquer ce tracé aberrant, presque totalement et parfaitement aberrant, puisque seul le petit ruisseau de Freyourou ne tient pas compte de l'axe anticlinal?

L'antécédence est à rejeter dès l'abord. On ne peut penser que les ondulations anticlinales se sont formées sur l'emplacement exact des ruisseaux. La surimposition n'est pas non plus admissible, car aucun dépôt important n'a recouvert la région après les mouvements tectoniques. A. KAZMITCHEFF a trouvé une solution à ce problème, découlant évidemment de son schéma d'explication de la genèse des plis. Examinant la zone failleuse de Bouillide, il a pensé à l'existence de deux failles inverses, inclinées l'une vers l'autre. Il rattache en faille du flanc nord à des mouvements pyrénéens ayant provoqué des failles de compression à chevauchement du sud vers le nord, alors que la phase alpine serait responsable de la cassure méridionale. Le même raisonnement vaut pour la Valmasque ou la Croix Rouge. C'est ainsi qu'il a pensé que la position des ruisseaux ne dépend que de la structure de la région. Coulant sur une surface topographique miocène, les rivières se sont installées très logiquement dans les synclinaux, mais les plis étant déversés, en s'enfonçant elles ont rencontré les anticlinaux où elles se trouvent maintenant.

Plusieurs objections peuvent être faites : les deux plis de Valbonne et du Val Martin ne semblent pas avoir été déversés et cela non seulement dans la réalité, mais même sur les

coupes de A. KAZMITCHEFF; comment comprendre que, dans ces deux cas précis, l'on puisse voir, malgré tout les ruisseaux enfoncés dans les anticlinaux ? D'autre part, admettre qu'une épaisseur de terrain aussi médiocre, 50 m tout au plus, une ondulation anticlinale se rencontre sous un synclinal, paraît difficile.

Une dernière solution beaucoup plus convaincante se présente à nous, faisant intervenir une surface d'érosion postérieure aux plissements. De quand pouvons-nous la dater ? Si l'on fait intervenir ainsi que cela s'est passé, les deux phases orogéniques pyrénéennes et alpines, la surface doit leur être postérieure, c'est-à-dire qu'elle daterait dans ce cas, de la fin de l'oligocène ou du miocène. Mais il est possible qu'après le plissement pyrénéen post lutécien, le plateau ait été arasé, et que cette surface datant de la fin de l'éocène et du début de l'oligocène, le réseau hydrographique se soit installé. Le rejeu alpin, tout en relevant les ondulations pyrénéennes E-O, selon l'expression de Raoul BLANCHARD, n'aurait pas changé l'emplacement des ruisseaux et aurait même accentué le caractère anormal de leur position. Cette hypothèse est compliquée, nous devons la reconnaître, et comme toute hypothèse compliquée, sans doute éloignée de la réalité, cependant nous ne pensons pas devoir la rejeter complètement.

Nous admettons donc la présence d'une surface d'érosion sur laquelle le réseau hydrographique a creusé ses talwegs. L'enfoncement s'étant effectué selon une position bien précise, toujours anticlinale, nous devons constater que la nature de la roche et sa résistance ont dû guider l'évolution du réseau. Les ruisseaux qui se sont imposés ont suivi les couloirs les plus dépourvus de calcaire bathonien supérieur plus résistant, et par là même, les ondulations anticlinales qui en avaient été débarrassées lors de l'élaboration de la surface d'érosion.

Il y a donc sur ce plateau, un relief appalachien si l'on considère simplement cette topographie comme résultant de l'évolution, sous l'influence d'une érosion sélective d'une structure, plissée ou simplement affectée de plis, au relief arasé. Mais ici, des nuances sont à apporter. Le relief est seulement ondulé et dans deux cas au moins, les plis sont compliqués par des failles.

Les talus de Bouillide et de la Valmasque vers la chapelle St-Jean de Vallaur sont en ligne de faille, mais dans le cas d'un rejeu de plis postérieur à la surface d'érosion, le sommet pourrait être de failles.

Ainsi dans sa partie occidentale, le plateau de Valbonne a subi une évolution de style appalachien, le réseau hydrographique s'est adapté aux conditions lithologiques locales mais non à la structure. Dans le cas d'une plantation antérieure aux mouvements alpins, il y aurait en plus, une antécédence des ruisseaux s'encaissant malgré le rejeu des plis.

S'il est difficile de dater cette phase érosive qui aplanit la région de Valbonne, on peut, peut-être, déterminer avec plus de précision l'âge des niveaux d'érosion mentionnés dans le premier chapitre.

Le rebord de la cuesta que nous appelons de Mougins, aplani entre Pinchinade et Plascassier vers 300-320 m ainsi que le sommet de cette côte dédoublée à partir de Plascassier à une altitude d'environ 315-310 m près de Tourreviste ou au collet de Gavot, doivent pouvoir être mis en relation avec les buttes du plateau des Courraouts au nord de la Miagne et peut-être avec le plateau de Roquefort (260 m au lieu dit Las Bertrands). L'altitude élevée des aplanissements des buttes à 310 m et 358 m près du Pas de l'Aï, et à 321 m à Vigne Franquet, s'explique par les déformations dues aux mouvements tectoniques postérieurs au burdigalien. Cette surface des buttes semble liée au plateau, à l'ancienne plateforme littorale de la Colle Loubière. L'existence d'affleurements miocènes près de la ferme du Vignal à quelques centaines de mètres à l'ouest de N.D. du Brusç, entre Opio et Plascassier, vers 270 m (Y. MASUREL 1964), en contrebas par conséquent, de la surface précédente, nous incite à penser que cette dernière est antérieure au burdigalien. Ce miocène continental d'origine lacustre

(travertin à tiges de roseaux) daté du burdigalien inférieur par L. GINSBURG se retrouve dans le pré de la Gouargo au sud des Terres Blanches où il est pris sous le conglomérat volcanique. Mais il est là très certainement abaissé et sa situation n'a pas un grand intérêt. Par contre, entre le château du Rouret et le Pas de l'Aï, la carte Géologique indique un gisement de molasse burdigalienne dont la présence identifierait beaucoup plus certainement un niveau burdigalien, en contrebas de la haute surface dont nous établissons l'existence.

L'évolution suivante a donc dû se produire : création d'une haute surface, située actuellement entre 270 et 350 m d'altitude selon les déformations tectoniques subies à l'oligocène supérieur, surface correspondant peut-être à la topographie aplanie qui permit l'évolution appalachienne de la région de Valbonne. Au sud il n'y a aucune preuve qui permette d'affirmer que les 249 m des Encourdoules ou les 270 m du Pezou en sont des témoins. Dans ce niveau, l'enfoncement du réseau hydrographique a été authentifié par l'existence des dépôts burdigaliens.

La présence des quatre larges fonds de la vallée de la Drague, des Bouillides, des Bréguières et des Impiniers pose une question irritante, car il est difficile de les carter. Leur pente d'amont en aval étant beaucoup plus faible que celle des ruisseaux des secteurs de Clausonnes, nous en concluons que le niveau marin en fonction duquel ils ont été édifiés était plus élevé que l'actuel, mais n'avait cependant rien de comparable avec les 100 ou 200 m de la mer plaisancienne. L'élargissement, considérable pour ce plateau, des vallons, est à mettre en relation avec un niveau marin resté stable assez longtemps, avec la présence de sources sur le revers de calcaire hettangien, et dans deux cas, pour la Drague et la zone de l'Étang avec des affleurements de keuper. Il semble qu'un affluent de la Drague aujourd'hui disparu, venant de l'ouest ait permis le déblaiement du secteur de Plascassier. Avec l'Étang, le fait est certain, aucune autre démonstration ne pourrait faire comprendre cette zone large et mal drainée dans les marnes. Ce niveau très bas est postérieur au burdigalien puisque la Brague s'est enfoncée dans le niveau des dépôts des calcaires lacustres, et antérieur à la capture que nous analyserons dans l'étude du contact, des ruisseaux de la dépression de Vallauris, par le vallon de même nom.

A l'est, autour de Roquefort et de Biot, la fréquence des altitudes 200-205 m nous a frappé. Ce niveau 200 m tranche indifféremment le calcaire portlandien et le conglomérat volcanique : ce très net aplanissement, visible du Terme Blanc à St. Pierre, en passant par la colline de la côte 207.

Il ne semble pas possible de la suivre à l'ouest de la ferme de la Charlotte. Comment l'expliquer? Cette surface très disséquée est-elle la surface originelle immédiatement postérieure au dépôt? De toute manière, il est lié au niveau de la mer plaisancienne, car jamais depuis, le Méditerranée n'a atteint un niveau aussi élevé.

Cette masse à 200 m d'altitude pose d'ailleurs un problème sérieux. N'a-t-elle pas été relevée par un mouvement d'ensemble depuis son dépôt? S'il est facile de la relier à la masse septentrionale des plateaux calcaires d'altitude équivalente, et si l'on peut imaginer un écoulement du Mardaric à 200 m d'altitude, la présence au S-O de Biot d'un plateau à 130m sans couverture andésitique est, elle, particulièrement troublante.

Autour de la chapelle Funel: les blocs andésitiques ont disparu, mais des traces demeurent par exemple dans l'aven comblé de Terra Rossa, de limons rouges et de cinérites, tranché par l'autoroute. Le remplissage difficile à dater est de toute manière très postérieur au dépôt des andésites. Étant dû très certainement au ruissellement, il prouve l'existence de blocs volcaniques au S-O de la basse Brague. Il est cependant difficile d'admettre qu'une épaisseur aussi considérable que celle du Terme Blanc y existait. Les conditions de dépôt des blocs andésitiques et des cinérites peuvent nous expliquer la localisation du gisement, mais l'altitude est plus difficile à justifier. Si la mer du pliocène inférieur a atteint 200m, elle a dû recouvrir la majeure partie du plateau du sud-ouest de Biot. Or il n'y a pratiquement pas de preuve de

son existence. D'autre part, les marnes et argiles du plaisancien sont à une altitude plus élevée à Villeneuve Loubet qu'à Biot et beaucoup plus encore à Vence. Un soulèvement du nord de la région apparaît donc incontestable (Nous reviendrons sur ce point à propos de la Siagne et du delta pliocène du Var).

C'est dans cette partie orientale du plateau qu'existent les deux accidents majeurs de direction N-S, le fossé tectonique des Terres Blanches, dans le prolongement du synclinal pincé du vallon du Claret s'est formé vraisemblablement avec les premiers mouvements alpins de l'oligo-miocène. La présence de quelques terrains du miocène inférieur sur le bloc effondré ne prouve en rien qu'il leur est postérieur étant donné qu'ils ont pu se déposer dans ce couloir. Nous pouvons cependant admettre un rejeu au miocène moyen ou supérieur du fossé. L'accident total, en incluant le Claret et le vallon de la Gouargo dépasse 5 kms, et son rejeu est d'environ 150m. Le fossé topographique actuel a 300m de large et 3500m long. La résistance de ses flancs calcaires lui a permis de subsister. Le conglomérat volcanique ne subsiste que près de la Gouargo, mais il doit être témoin d'une masse plus importante, ayant remblayé le fossé. En effet, les débris andésitiques sont visibles près des ruines de Pré Olivier, et dans le sol, près de Camprassier, Robert a trouvé des blocs de cinérites.

Le fossé ayant été complètement fossilisé par les tufs, les deux talus seraient de ligne de faille. Si la partie supérieure du fossé ne l'avait pas été, le sommet des talus serait évidemment de faille. Le Loup a tranché l'extrémité septentrionale du fossé provoquant ainsi un perchement du graben par rapport son niveau de base du Luron, et l'encaissement du petit ruisseau, le drainant. C'est essentiellement sa couverture gréseuse qui a permis au fossé de n'être pas plus profondément creusé. Son hydrographie apparaît d'ailleurs comme anormale, car le ravin de St-Pierre qui le draine, ne coule pas selon l'axe nord-sud, mais du sud-ouest au nord-est, s'encaissant dans le flanc oriental calcaire. L'érosion régressive peu en être responsable, mais il est beaucoup plus vraisemblable de penser que c'est par surimposition sur une face postérieure au dépôt des andésites que cet écoulement s'est établi.

Plus au sud, à Biot, la faille N-S d'âge miocène pontier selon L. GINSBURG, mettant en contact le calcaire kimmeridgien et les sables éocènes a vu son relief nivelé. En effet, sur la colline de la côte 84, dolomies et sables se succèdent pratiquement à la même altitude.

Plus au nord, à la ferme de la Tour, par contre un talus d'environ 50 m les sépare, tandis qu'au sud de la Valmasque au quartier des Rastines, aucun relief n'est plus visible. Elle disparaît même, fossilisée sous les argiles plaisanciennes à partir du vallon de Laval. La préservation des sables de l'éocène dans le bloc abaissé où s'est pourtant enfoncé la Brague, peut se comprendre grâce à la protection assurée à partir du plaisancien par les dépôts de marnes. La topographie douce comprise entre 100 et 130m du bloc soulevé d'où les sables et même les calcaires portlandiens ont été enlevés et qui s'étend du bois de la Rinne à St. Maymes par les Croutons, St-Claude et Pierrefeu ne peut correspondre qu'à un niveau marin plus élevé que l'actuel, compris entre + 70 et + 90m. Ce devait être le niveau qu'une mer post-plaisancienne, étant donné que c'est de cette plateforme qu'ont été évacués les débris volcaniques.

C'est en fonction d'une importante baisse du niveau marin que Brague et Valmasque se sont profondément enfoncées aux Clausonnes dans le plateau. Actuellement le golfe de Biot ayant été remblayé au quaternaire, le niveau de base local à la sortie du plateau est plus élevé et le creusement moins important.

Surface homogène marquée d'aplanissements que l'on ne discerne qu'après un examen détaillé, le plateau de Valbonne est formé d'éléments en continuité topographique mais dus à des cycles d'érosion d'époques différentes : c'est une surface polygénique, une surface tertiaire retouchée dans le détail au quaternaire.

b) Le modelé du plateau et les traces des systèmes morphogénétiques anciens

Dans la majeure partie du plateau, les versants des interfluves dans les roches calcaires ou dolomitiques sont de forme convexe. Lorsqu'ils sont convexo-concaves, la convexité est toujours plus importante que la concavité. C'est le signe d'une évolution des versants par départ des matériaux fins. L'importance de l'infiltration, entraînant une immunisation des pentes est un élément d'explication comme l'est aussi la décomposition de la dolomie des sables, en arène, que nous avons pu observer aux Clausonnes, à Camprassier ou au Collet Matraou.

Actuellement, l'influence du gel sur les terrains au sud du Mardaric est minime. De 1951 à 1960, à Antibes, il n'y a eu en moyenne que 9 jours de gel par an (température relevée sous abri) et la température minimale au sol durant cette période de 10 ans a été de  $-6^{\circ}8$ . Dans la zone du Loup par contre, le gel ou plutôt le nombre de cycles gel-dégel est beaucoup plus considérable. L'altitude dépassant toujours 200 m, l'éloignement de la mer, l'encaissement de la vallée du Loup, peu ensoleillée de ce fait, expliquent cette diminution de la température. C'est au Lauron sur le Loup que nous avons vu un grand abri sous roche résultant de la superposition de deux bancs calcaires inégalement gélifs. Près du Moulin du Pont existent des éboulis de cailloux anguleux calcaires déjà cimentés par la calcite. Au pied de la colline de la Tour proche de la Colle, les éboulis sont répartis en lits fins et plus grossiers, ou tout au moins un début de répartition existe. Cette amorce de grèze semble très récente. Ce sont les preuves de l'action du gel, l'un gel ayant pu être plus actif lors des périodes passées du quaternaire. Les limons des plateaux, jaunes ou rouges dont nous étudierons les incidences dans le paragraphe sur le littoral sont aussi les témoins d'un climat très différent de l'actuel.

Les conglomérats andésitiques qui portent un sol encore moins épais que les calcaires sont attaqués essentiellement par le ruissellement qui, agissant sur des couches de composition hétérogènes déchaussent les blocs de leur ciment, les met en relief et finalement les déplace. Ils résistent bien, en particulier les cinérites qui, sous l'action du ruissellement, donnent des surfaces lisses. Lorsque l'érosion chimique agit profondément, ce qui est assez rare et ne se voit surtout qu'au gisement du cap d'Antibes sous l'action des embruns, le ciment devient friable et les blocs s'éboulent très vite. Les petits abrupts sont dus le plus souvent à l'action subaérienne sur des couches de résistance inégale ou à des failles. Mais parfois, par exemple près du château de Vaugrenier, il semble que de nombreuses falaises soient d'origine marine.

C'est en fonction de systèmes morphoclimatiques anciens, différents de l'actuel, mais aussi en fonction de l'actuel climat méditerranéen que le réseau hydrographique s'est établi.

### c) Le réseau hydrographique.

Il draine toutes les eaux recueillies sur le plateau en direction de l'est vers la baie des Anges. Il est bien hiérarchisé, ce qui dénote une assez longue histoire, et par conséquent, sa position exprime un effort d'adaptation permanent. La Valmasque, La Brague jusqu'à Biot, le Mardaric même jusqu'à la hauteur de la ferme de la Charlotte, se dirigent vers le pays de Biot, c'est-à-dire vers l'emplacement du golfe antéplaisancien qui avait déjà vu l'avancée de la mer éocène. Le cours inférieur du Mardaric et du Loup, très différents, s'adaptent manifestement aux nouvelles conditions nées des dépôts plaisanciens.

Si le Loup est une rivière permanente dont les eaux sont encore abondantes en plein été, il est loin d'en être de même pour le Mardaric et La Brague et à plus forte raison pour leurs affluents. Le Mardaric est bien souvent à sec dans sa partie aval au printemps et en été, tandis que la Brague dans les sections de son cours en faible pente n'est parfois qu'un filet d'eau stagnante et que le Valmasque ne conserve de l'eau que dans ses mouilles.

Les ruisseaux du plateau ont un débit extrêmement irrégulier et par là même, leur pouvoir érosif l'est également. Nul en été et pendant la majeure partie du printemps et de

l'hiver, il n'est pas à négliger en automne. Sur le plateau, les lits presque toujours rocheux, sont une succession de seuils et de mouilles ou plutôt des marmites de géant encombrées de galets assez peu roulés que recouvrent dans certains secteurs des dépôts de tufs.



**Le réseau de la Brague.**

Le cours supérieur de la rivière est tout entier dans un affleurement de keuper, ce qui explique d'une part le développement de la vallée et d'autre part la capture du faisceau

d'affluents qui, au nord du Piol, se dirigeaient autrefois vers le vallon des Dones. La capture s'est faite grâce à un enfoncement plus rapide de son cours et à la faible résistance des marnes. La différence d'enfoncement est encore très visible aujourd'hui : sur le méridien de la ferme de la Charlotte, le Mardaric est à 111 m et la Brague à seulement 80. Entre le Tombeau et Plascassier, la rivière n'est pas seule à modeler sa vallée. L'abondance des poches de gypse explique qu'une dépression fermée existe à quelques mètres du lit du ruisseau. A 300 m au nord du village, une autre dépression existe à 240 m. Dissymétrique, elle a un fond herbeux et est en pente douce du S-O au N-E. En cet endroit, un mur étroit de gypse, sur lequel passe la route, la ferme. L'eau est drainée sur le mur gypseux du N-E. Elle disparaît, mais ressort à l'air libre après une dizaine de mètres de trajet souterrain, et s'en va ainsi à la Brague.

Les cours supérieurs des ruisseaux affluents sont alimentés par des sources qui apparaissent sur le revers de calcaire hettangien de la cuesta. Peut-être apparaissent-elles grâce à la présence de lits d'argile, peut-être sont-elles liées à un réseau karstique dans le calcaire. Les sources du vallon de Bouillide semblent beaucoup plus être dues aux failles.

Les cours moyens sont intimement liés aux anticlinaux plus ou moins faillés ce qui explique leur tracé rectiligne. Les coudes qui affectent, à la hauteur de la forge St. Philippe la Valmasque, le Fleuret, les Bouillides et la Brague posent un problème plus ardu. Se répétant sur quatre ruisseaux, ils ne peuvent être fortuits. Il ne paraît pourtant pas y avoir là une faille ou un plis qui aurait pu orienter hydrographie. Il nous semble qu'au sortir d'une zone où l'influence des directions tectoniques S-O N-E était prépondérante, les ruisseaux se sont mis, au moins pour quelques centaines de mètres à suivre une direction S-E que la pente générale leur désignait.

Après la zone de confluence de part et d'autre de la ferme St. Philippe, surviennent les méandres, très larges, de la Brague, plus courts, de la Valmasque. Ils correspondent à une section en pente rapide. La roche, calcaire ou dolomitique du plateau, variant assez peu, on peut comprendre leur existence en voyant qu'ils se forment surtout après les confluences. Sur la Valmasque, le versant de rive convexe du méandre au nord du château Fumel, est fait d'une arène dolomitique. Tout le versant étant profondément décomposé en sables, l'attaque de la roche s'est produite depuis l'enfoncement de la rivière.

La vallée inférieure de la Brague s'élargit dans les marnes plaisanciennes et reçoit la Valmasque qui, auparavant, devait se jeter dans le golfe de Biot. C'est un tracé récent datant de la fin du plaisancien.

Le réseau de la Brague est un symbole de dissymétrie, tous les affluents étant de rive droite. La rivière est véritablement une gouttière concentrant les eaux du secteur méridional du plateau.

### **Le réseau lu Loup.**

Il est très différent et beaucoup moins homogène. Le Loup traverse le plateau calcaire de roquefort dans un canyon dont la direction N-O S-E répond à un critère, celui de la distance la plus courte. Son tracé est affecté de méandres dont certains ont très visiblement des rapports avec la structure : au Lauron, la rivière est sous l'influence des failles N-S et du fossé tectonique. Elle s'est enfoncée à une époque où le graben n'apparaissait pas dans la topographie; elle s'est ensuite adaptée aux possibilités qu'offrait le fossé, et c'est là qu'une zone de dépôts alluviaux a pu s'établir. Les versants abrupts sont maintenus grâce à la perméabilité des dolomies.

L'encaissement surprenant du Loup entre le Mont Mille et la Boyère est la conséquence du dépôt des marnes plaisanciennes qui avait envahi l'ancien tracé de la rivière contournant le Mont mille pas l'est. A la fin du plaisancien, le Loup n'a pas repris son tracé primitif que les argiles masquaient jusqu'à environ 140-150 m et a dû se surimposer sur la

mince couche d'argiles recouvrant le calcaire de la Tour. Actuellement, le ruisseau de Vallongue déblayant les argiles, l'ancien Tracé est en train de réapparaître.

La rivière ne reçoit pas que l'eau du Claret ou de la Miagne, mais également celle des sources liées au réseau karstique ou aux failles comme au Lauron. La Magne est un ruisseau sans affluent, traversant une région à l'hydrographie aérienne désorganisée par les formes karstiques.

Plus au sud, le Mardaric a été amputé de quelques uns de ses affluents du cours supérieur ainsi que nous l'avons vu.

Le vallon des Dones est actuellement totalement disproportionné avec le ruisseau qui le parcourt. A partir du Jas de Madame, le Mardaric coule entre de hauts versants andésitiques, ce qui laisse à penser qu'il s'est établi, même s'il existait auparavant, sur la surface d'émersion, des conglomérats vers 200m. Il les traverse par une vallée assez large, à fond plat. Les conglomérats semblent en effet, résister moins bien à l'érosion linéaire et d'autre part vers la Tour de la Madone, les marnes de l'éocène sous-jacentes ont été atteintes. Plus facilement déblayées, elles ont entraîné l'éboulement des versants andésitiques,

Malgré l'abondance du réseau hydrographique, de vastes surfaces ne présentent pas de drainage visible. Ces plans troués de dolines et creusés de vallons sans écoulement font pressentir l'importance du karst.

#### d) Le karst.

De Valbonne à Roquefort-les-Pins et à Antibes se succèdent des bancs de calcaire plus ou moins argileux et de dolomies. Nous pourrions donc nous trouver en présence d'un relief karstique. Si les paysages résultant de la prépondérance des processus d'érosion par dissolution existent, leur importance est inégale selon les secteurs. Dominants, entre la Miagne et le Loup, ou mime entre la Miagne et le vallon du Carnier, ils le sont infiniment moins au sud de la Brigue, où aucune doline actuelle vivante n'apparaît, bien que les vallons non drainés demeurent nombreux.

Si les manifestations karstiques actuelles sont peu abondantes et inégales dans leur répartition géographique, il n'en existe pas moins des traces d'un karst ancien dont nous essaierons de découvrir s'il a été fossilisé alors qu'il était encore en activité, ou bien si le remblaiement n'a fait disparaître que des formes déjà mortes.

Au nord de la Brague, en liaison avec la restriction de l'hydrographie aérienne, se développent les formations karstiques. Elles prédominent sur les 4 kms de plateau, entre le Loup et la Miagne. Les lapiez n'y apparaissent pourtant pas et n'apparaîtront pratiquement pas, d'ailleurs, sur tout le plateau. Lorsqu'ils existent, ils sont recouverts par un sol brun et sa végétation. Cette dernière, très dense, envahit aussi bien lapiez que dolines grâce à sa formation majeure : la forêt.

La colline 320,2 Proche des Courraouts est ceinturée par les dépressions fermées. Deux ouvalas, faits chacun de deux dolines entrées en coalescence, épousent les contours de la butte à 260 et 265 m et s'allongent sur 500 ou 600 m. Sans entonnoir d'absorption des eaux visible, ils portent un épais manteau d'argile brune et ne sont séparés que par une mince cloison. S'ils ne semblent pas pouvoir être inondés, la nappe d'eau est parfois presque au niveau du fond de la doline ainsi que nous avons dû le constater à la fin de l'hiver. Au sud, cette ceinture de dolines fait place à des vallons non drainés, comme le sont tous ceux du plateau du Pas de l'Aï à Loous. Nous supposons que les conduits souterrains sont en relation avec la Magne plus qu'avec le canyon du Loup, encore que nous n'ayons pu voir aucune résurgence dans le lit de la rivière.

Sur le plateau de Roquefort, les dolines, moins vastes, se maintiennent à une altitude voisine de 250 m. Comme au nord de la Miagne, elles ont une forme mineure, mais malgré tout, un aspect du karst, alors que les lapiez sont toujours invisibles.

Au sud de Roquefort, les dolines méritent d'être signalées car leurs formes sont mieux affirmées. A 180 m, celle du Collet des Espères entre le vallon du Curnier et celui des Dones est au sommet de la colline. D'un diamètre de 300 m, elle porte un bois sur une argile brune semée de blocs de calcaire résiduels. En son centre, vers 175 m, existent deux entonnoirs d'absorption des eaux, deux ponors éloignés d'à peine 20 m. L'un, où se développent de jeunes arbres âgés de 10 à 15 ans au maximum, paraît momentanément inutilisé, alors que le second est incontestablement actif. Dans ce trou de 2 m de profondeur, le calcaire n'affleure que sur un côté au bas duquel se fait d'ailleurs l'infiltration. Le restant du versant est fait d'une argile fine presque pulvérulente par temps sec; d'aspect brun rougeâtre. L'argile est rapidement soutirée, aucune végétation n'ayant pu s'y fixer, ce qui indique une activité importante et actuelle, une activité récente, les racines des arbres étant déchaussées par le départ de l'argile de décalcification.

La grande doline de Ville Bruc comporte également un entonnoir d'absorption que, malheureusement, les hommes totalement irrespectueux de la géomorphologie, ont rempli de gravats est donc incontestable qu'il existe au nord de la Brague, tout autour de Roquefort, de nombreux témoins d'une morphologie karstique active qui, par endroits, semble avoir désorganisé un ancien réseau hydrographique sérien (les Courraouts) et qui, ailleurs, (les Collets) est peut-être antérieure à l'enfoncement récent du réseau fluvial. Le karst s'est moins bien développé dans les roches les plus dolomitiques où, localement, la décomposition en arène sableuse l'emporte.

Au sud de la Brague, la rivière ne constituant pas évidemment une limite mais simplement un repère commode, les formes typiques majeures, dolines, lapiez, lorsqu'elles existent, ne sont plus actuelles, alors que les zones sans hydrographie demeurent. L'autoroute permet, par ses tranchées, d'observer des dolines et des avens. Toutes ces formes de dissolution sont comblées par des terrains sédimentaires au des argiles de décomposition plus ou moins remaniées. Au nord d'Antibes sur la colline d'altitude 106,4 m, une poche karstique ou un aven est rempli de terra rossa, de cette argile de décomposition qui empâte les lapiez: des dolomies de St. Claude ou du Vallon de Laval. Quelques dizaines de mètres bariolés de l'éocène inférieur, tandis qu'aux Rastines, un autre aven communiquant avec une petite grotte est comblé par un mélange de terra rossa, de cinérites et de limons rouges. Le nombre des manifestations anciennes d'une morphologie karstique en quelques centaines de mètres indique bien leur importance, d'autant plus que la route de Biot-Vabonne à, elle aussi, mis à jour une doline rebaloyée par les limons rouges.

Comment et quand ont eu lieu ces fossilisations d'un karst peut-être déjà mort ?

Les sables ne peuvent nous indiquer l'âge de la poche karstique où ils se trouvent. En effet, ou bien elle existait avant l'éocène inférieur et a été submergée par cette mer du tertiaire et fossilisée par les sables, ou bien les sables y ont été entraînés par le ruissellement et la cavité a pu être façonnée bien après l'éocène. Nous pensons, après avoir comparé les dépôts de la carrière de Biot et de l'autoroute, que cette dernière solution est la plus vraisemblable.

Les cinérites ne sont guis plus utiles. Cependant, on peut penser que les cinérites étant mêlées à la terra rossa et à des limons rouges, ont été amenés par le ruissellement quaternaire. C'est pourquoi l'on peut supposer que l'aven s'est formé après le plaisancien, ou au moins qu'il n'a été vraiment ouvert à l'air libre qu'après cette période.

Les produits résiduels de la décomposition du calcaire, beaucoup plus que les sédiments marins, ont obstrué les cavités, ont étalé encrassé les lapiez. Ces derniers existent mais sont toujours recouverts, en particulier le long de la route d'Antibes à Vallauris, par une argile rouge ou jaune à laquelle se mêlent des cailloux anguleux de faible diamètre

issus de l'attaque par un gel, le plus souvent inactuel des cloisons de lapiez. Des blocs résiduels importants percés de lapiez, demeurent en place sur les pentes, alors que les affleurements de calcaires sont creusés de coupelles de dissolution.

Les petites aiguilles ou clochetons de quelques portions des versants de la Valmasque sont les seuls respects typiques de lapiez dolomitiques. Souvent la proportion de calcaire est si faible que sa dissolution n'amène pas la création d'un relief ruiniforme et que l'action brutale des averses méditerranéennes n'affecte qu'une arène continue, fixée d'ailleurs par une végétation de sol acide.

Après les lapiez encrassés, sous sommes également en présence d'une forme fossile de karst. C'est la phase C indiquée par J. NICOD (1959), la terre rouge emballant les cannelures du lapiez et les cailloux. La végétation n'est pas encore (souhaitons pouvoir rayer cet adjectif) très dégradée, c'est pourquoi les lapiez sont invisibles. Selon la formule de P. GEORGE que rapporte notre auteur "En Provence, sur les plateaux, comme les champs de pierres tendent à être empâtés de terra rossa" l'argile rouge est un fait que nous avons constaté, mais nous doutons qu'il se produise actuellement aussi rapidement, s'il se produit, que lors des différentes périodes du quaternaire.

Le problème se pose donc de savoir pour quelle raison, des fermes karstiques actives et relativement importantes existent au nord de la Brague et non au sud, ou plutôt, pourquoi dans une région où incontestablement les vallées sèches sont nombreuses, les dolines ne se rencontrent que dans la partie septentrionale.

Nous pouvons dire que les formes karstiques pouvant dater du début du tertiaire, mais datant plus probablement de la fin du pliocène, c'est-à-dire d'une époque encore chaude et humide, existaient. Cette morphologie karstique fut par la suite recouverte de terra rossa, de limons rouges et de débris de roche en place. La gélivation ayant affecté et affectant encore la surface calcaire, les débris anguleux se trouvaient emballés dans la terre rouge. Les argiles rouges ne sont demeurées que dans le S-SE du plateau, et elles ont dû contribuer à gêner les phénomènes karstiques puisqu'en imperméabilisant le terrain, elles freinaient les infiltrations. Leur absence au nord ou plutôt leur surface restreinte dont nous ne savons si elle est originale ou si elle résulte d'une érosion par le ruissellement a favorisé la naissance de dolines ou leur résurrection. Le soulèvement de la région du Loup explique peut-être aussi ce renouveau du cycle karstique.

Au sud du plateau de Valbonne, surface polygénique où les formes dérivées de l'érosion fluviale s'allient à celles du karst, mais encore dans ce plateau au moins topographiquement, la dépression de Vallauris est le premier type de contact avec le massif ancien, que nous examinerons.

## **2) LA DEPRESSION DE VALLAURIS.**

Un type de contact par faille évoluant en dépression périphériques.

Autour de Vallauris, le plateau central n'entre en contact avec le bois de la Maure qu'au col St. Antoine et au Devens, par deux pédoncules étroits. Au centre, et c'est là le trait marquant du contact, une dépression dans les assises sédimentaires les sépare.

Toute l'évolution a été sous la dépendance d'une capture, celle des ruisseaux affluents du vallon des Impiniers par le ruisseau de Vallauris.

a/ L'évolution générale.

La faille du bois de la Maure normale et conforme, contemporaine des mouvements alpins a mis en contact le trias supérieur et les gneiss grâce à son rejet d'environ 200 m. La couverture sédimentaire de la Maure, comme celle du Tanneron oriental s'était déposée en transgression frontale. Elle devait submerger l'îlot de la Maure au trias et sûrement aussi au

Lias. Nous constatons aujourd'hui qu'il n'en reste plus rien par suite du soulèvement et de l'érosion qui s'ensuivit. Le mouvement tectonique a donc exhaussé le compartiment gneissique, mais il e en même temps abaissé le plateau des Encourdoules par rapport au Devens grâce à la faille de la Chapelle St. Bernard parallèle à la première. Son rejet, beaucoup moins important, n'en a pas moins, à l'est de Vallauris, créé un ensemble de blocs en marche d'escalier.

L'érosion miocène est responsable du déblaiement des terrains sédimentaires du bloc soulevé. Elle s'est exercée selon deux directions, d'une part vers la Baie des Anges par le réseau de la Valmasque ou un réseau antérieur, et d'autre part vers le golfe juan. L'alternance des couches dures et tendres, calcaires et marneuses, portées à une forte altitude, environ 300 m à proximité de la mer, explique que le déblaiement ait été assez facile. Nous pensons d'ailleurs que la couche de calcaire hettangien, si elle existait sur le bois de la Maure avait dû être amincie par une érosion antérieure. Il a pu s'établir alors, en accord avec le reste du plateau une surface d'érosion plus ou moins aplanie, cette même surface qui aurait permis une évolution de style appalachien entre Valbonne et Antibes. Le contact devait s'établir soit par plan incliné, soit par un talus de faille plus ou moins net.

Grâce à l'enfoncement du réseau hydrographique lors du pontier ou d'une régression plus récente, les ruisseaux de la zone de Vallauris qui coulaient vers la Valmasque avaient pu commencer à développer une dépression du type de celle de la Peyrière ou des Bréguières. Ce fait est certain, car le col entre les Impiniers et la butte de la ferme de la Font est actuellement à 150 m alors que le Pezou s'élève à 269 m et le bois de la Maure à 243. Or ce col est le témoin du passage du réseau hydrographique. Sous le calcaire hettangien en effet, le calcaire rhétien et les marnes du keuper n'offraient pas une grande résistance. Un fait nous amène à dire que les marnes apparaissaient déjà avant que la dépression soit drainée vers le S-E, c'est que des galets gneissiques ne pouvant provenir que du bois de la Maure ont été retrouvés par A. KAZMITCHEFF dans le lit de la Valmasque nous avouons n'avoir pu en trouver, mais nos recherches, faute de temps, ne se firent qu'en quelques points de la rivière? Les galets furent transportés par le ruisseau du col St. Antoine qui avait très certainement atteint les marnes du keuper, les coupes de la planche 5 nous le montrent.

Les cailloux roulés sont également la preuve d'une capture puisqu'actuellement aucun ruisseau ne se dirige plus vers la Baie des Anges. Cette capture, les coudes à angle droit dessinés par les zones de confluence des ruisseaux avec le vallon de Vallauris, ainsi que la gorge sans hydrographie des Impiniers, nous l'avait déjà laissé prévoir. Comment pourrait-on expliquer sans la capture, le tracé aberrant du ruisseau non permanent dont la route Vallauris-Mougins emprunte le vallon, coulant à flanc de versant parallèlement à la dépression.

C'est à une époque que nous ne saurions déterminer avec exactitude, peut-être au pontien, peut-être lors de la régression qui suivit le plaisancien que le ruisseau de Vallauris tranche le bois de la Maure par érosion régressive et captura les affluents du ruisseau des Taulières. Il était avantagé par sa proximité de la mer : 2 kms environ, contre plus de 10 par le réseau de la Valmasque. Cette pente d'environ 50 alliée à l'imperméabilité gneiss et très certainement à une période humide a permis le capture et l'aménagement de la dépression. C'est le type de contact mis en place que, nous allons maintenant analyser.

#### b/ Le type de contact.

Le contact est ici on ne peut plus net; c'est un contact par faille. L'évolution morphologique a entraîné en fonction des conditions tectoniques deux paysages. Le premier qui est en meule tempe le plus important, est une dépression périphérique dérivée d'une faille. Le second sur la limite orientale du massif ancien dérive du premier talus de ligne de faille de sens inverse au regard original domine les gneiss.

Du col de St. Antoine à la chapelle St. Roch.  
Un contact par faille évoluant en dépression périphérique.

Les couches sédimentaires, malgré leur pendage général vers l'est ont tendance à se redresser vers le S-E, c'est-à-dire en fait, vers le massif ancien, sans que le pendage ne soit jamais très important, aux alentours de 7%. Le muschelkalk affecte même, latéralement, une disposition en berceau. Il pend vers le N-E, du col St. Antoine au ruisseau des Fournas tandis qu'à l'est du ruisseau de Vallauris s'incline vers le S-O.

C'est cette structure très favorable qui a permis une évolution en dépression périphérique. Toutes les conditions, tectoniques et lithologiques étaient remplies. Sur le socle, les couches sédimentaires étaient alternativement tendres et dures, le trias moyen calcaire résistant étant placé entre les grès de base de dureté moyenne, et les marnes du trias supérieur. Le rejet de la faille permettait d'autre part à la couche tendre marneuse, venir buter latéralement contre le socle. L'attaque de l'érosion ayant été capable de déblayer les terrains sur les deux blocs, c'est que les nécessités génétiques avaient été réalisées. Un climat humide a permis à l'érosion différentielle de jouer et au creusement de se développer.

Le talus septentrional du bois de la Maure est du incontestablement à l'érosion puisque le calcaire hettangien du compartiment abaissé, le plateau de Valbonne atteint une altitude plus élevée que les gneiss du bloc soulevé. C'est donc un talus de ligna de faille. Au nord, un autre talus de sens inverse, se dresse taillé dans la couverture sédimentaire.

C'est un talus de ligne de faille de sens inverse au regard originel reculant en cuesta, En effet, la couche dure nasique surmonte les marres du keuper dans une structure concordante inclinée vers l'extérieur du massif. La cuesta n'a pas d'abrupt par suite de la faiblesse du pendage mais surtout de la médiocre différence de résistance entre le lias et le keuper. Le fond de la dépression à la fois périphérique et subséquente est constitué par le calcaire dur du muschelkalk, c'est-à-dire par le revers de la couche dure sous-jacente. Ceci explique la forme de la cuvette qui se relève vers le massif ancien et aussi la difficulté d'un approfondissement.

L'escarpement de ligne de faille de sens inverse au regard originel du Pezou ne présente pas un front uni et rectiligne. Découpé en buttes par les ruisseaux il est armé du N.-E vers le S-O vers le col St. Antoine. On peut se demander pourquoi le pédoncule sédimentaire du col St. Antoine est demeuré. Les 190 m du col paraissent anormalement élevés par rapport aux 100 m de Vallauris et aux 10 m du boulevard Carnot de Cannes. Deux faits permettent d'expliquer cette altitude. D'une part la position d'interfluve implique une attaque plus tardive, mais d'autre part et surtout, c'est le point où, par suite de la faille, le calcaire du trias moyen atteint son altitude la plus élevée : 190 m environ. La résistance du calcaire et le plus fort. pendage des couches, au voisinage de la faille sont essentiels dans la compréhension de la préservation de cette cloison.

À l'est de Vallauris, progressivement, les formes engendrées par le contact se modifient car deux faits nouveaux interviennent : la faille de la Chapelle St. Bernard et le moindre exhaussement du compartiment du bois de la heure dont la couverture triasique a subsisté. C'est ainsi que la dépression à l'est de la ville des potiers ne résulte plus, si l'on s'en tient au sens restreint des termes, d'un contact par faille ayant évolué en dépression périphérique; c'est un palier tectonique évidé. On comprend fort bien qu'il l'ait été. En effet, la situation entraînée par la faille du bois de la Maure ne diffère que sur un point de celle créée à l'ouest du village. Le calcaire du trias moyen est en contact avec le sommet des gneiss et les marnes dominant le massif ancien. La structure était donc favorable à une érosion active des marnes. La deuxième faille ayant exhaussé le plier de Vallauris, donc le keuper, a favorisé l'inversion de relief.

C'est l'exagération de ces faits qui a entraîné le contact oriental du Devens par talus de ligne de faille de sens inverse au regard originel.

### **Le Devens**

Un contact par talus de ligne de faille de sens inverse au regard originel.

L'abaissement de plus en plus net des gneiss, qui se trouvent dominés par les calcaires durs du trias moyen, l'exhaussement de ce même muschelkalk qui affleure à 145 m au Devens, l'accentuation du pendage et par là même, le rétrécissement de l'affleurement marneux ainsi que l'éloignement du centre d'attaque, le ruisseau de Vallauris, n'ont pas permis à une dépression de se développer.

C'est cependant l'épaisse carapace calcaire, d'environ 150 m des Encourdoules, où le calcaire liasique est surmonté par celui du bajocien qui a été l'élément déterminant de l'évolution morphologique. Le mouvement tectonique, en abaissant le compartiment des Encourdoules a permis au bajocien de subsister. Il a été en même temps responsable de la forme de la colline qui se redresse vers le sud. Elle est avec le Devens, l'un des deux éléments de cet escarpement de ligne de faille de sens inverse au regard originel, qui domine la chapelle N. Dame et clôt la cuvette et Vallauris à l'est.

### **Le versant méridional du bois de la Maure.**

Au sud il n'y a pas eu de faille. Les grès demeurent seuls plaqué contre les gneiss, de Bijou sur Mer à la chapelle, le trias moyen recouvre le grès. Au niveau de la mer, près du château Robert, les grès sont à 130 m, deux kms plus à l'est, à cause, au moins en partie, de l'inégal soulèvement du massif ancien. Rien ne marque le passage des grès aux gneiss, les grès ont été amincis, mais l'on ne peut parler de contact en glacis car la pente est vraiment trop forte. Il existe simplement un versant, gneissique au sommet, à couverture gréseuse à la base.

c/ Aspect de l'évolution morphologique.

Il n'y a pratiquement pas de trace de replats ou de niveaux d'érosion sur les versants de la dépression de Vallauris. Il ne semble pas, par exemple, que l'on puisse retrouver ici des traces des aplanissements découverts sur le plateau vers 100-130 m.

Le fond de la cuvette est remblayé par des alluvions dont malheureusement, aucun travail de terrassement n'y existant en 1964-65, nous n'avons pu reconnaître la nature. C'est la preuve d'un creusement en fonction du niveau de base plus bas que l'actuel correspondant soit à la glaciation rissienne, soit au würm humide. Ce creusement important, est également attesté par les cônes de déjection fossiles des ruisseaux de Vallauris et de Madé. C'est également le signe d'un remblaiement dû soit à un niveau marin plus élevé, soit à une modification dans le système morphoclimatique, le ruisseau n'arrivant plus à écouler les débris.

Sur le versant septentrional, la carrière proche de la chapelle St. Bernard montre une roche calcaire bouleversée, des pans entiers de roche étant disjoints et les fissures larges de plusieurs mètres, comblées de brèches aux blocs de forte taille. La faille des Encourdoules passant en cet endroit, la solution paraît simple; il s'agit de brèches tectoniques. Cependant, des poches bourrées de cailloux anguleux cimentés en brèches à la surface du versant doivent être le fait de la gélivation. On peut aussi se demander si des éboulements en masse n'ont pas affecté cette roche déjà fracturée, accentuant ainsi la tendance à la dislocation, grâce à la couche marneuse sous-jacente, sensible aux glissements.

Le versant du bois de la Maure suit très exactement le tracé de la faille. Il est découpé en facettes par les ruisseaux, des facettes encore très nettes remarquablement visibles sur les

photos aériennes. Sur la pente, la roche est pourrie sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et a parfois subi une décomposition isovolumétrique. Cette attaque est-elle actuelle, ou bien la décomposition est-elle le témoin d'un climat plus chaud et plus humide ? La raideur de la pente, 30 % le plus souvent, ne permet pas de penser que l'altération est très ancienne. Des altérités aussi épaisses n'auraient pas manqué d'être emportées par le ruissellement. Le climat actuel étant encore chaud pendant la grande saison pluvieuse d'automne, il n'est pas surprenant qu'une importante décomposition chimique puisse se poursuivre. Produisant surtout des éléments fins, cette érosion explique la convexité des versants.

Le réseau hydrographique est tout entier tourné vers le golfe Juan. Il est, nous l'avons vu, en ce qui concerne la cuvette de Vallauris, le résultat d'une capture. Sur une partie de leur tracé, les ruisseaux du col St- Antoine et des Fournas sont remarquables vallons d'angle de faille. Le coude du vallon de Vallauris dans sa traversée des gneiss est difficile à expliquer. Peut-être est-il né de la présence d'un affleurement gréseux E-O, peut-être est-ce le résultat de son enfoncement sur place. Le vallon de l'Aube ressemble à celui de Vallauris mais n'a pas eu une évolution aussi poussée. Il n'a pu trancher le massif et communiquer avec la région sédimentaire car il était placé dans la partie la plus élevée de la laure, celle où les gneiss étaient les plus épais; n'ayant pu effectuer de capture, sa situation vis à vis du ruisseau de Vallauris a été de plus en plus défavorable.

Le contact de Vallauris a déterminé une unité morphologique particulièrement remarquable. D'une faille est dérivé un relief qui a évolué en dépression périphérique, une dépression fermée à l'ouest par la jonction des deux talus de ligne de faille, l'un de même sens et l'autre de sens inverse au regard originel, et à l'est par le seul escarpement des Encourdoules de sens inverse eu regard originel.

Ce sont des types de contact différents que nous allons trouver plus l'ouest en longeant le Tanneron de Cannes à Grasse.

### **C. LA REGION DE CANNES-GRASSE : de bas plateaux entre la cuesta de Mougins et la basse vallée de la Siagne**

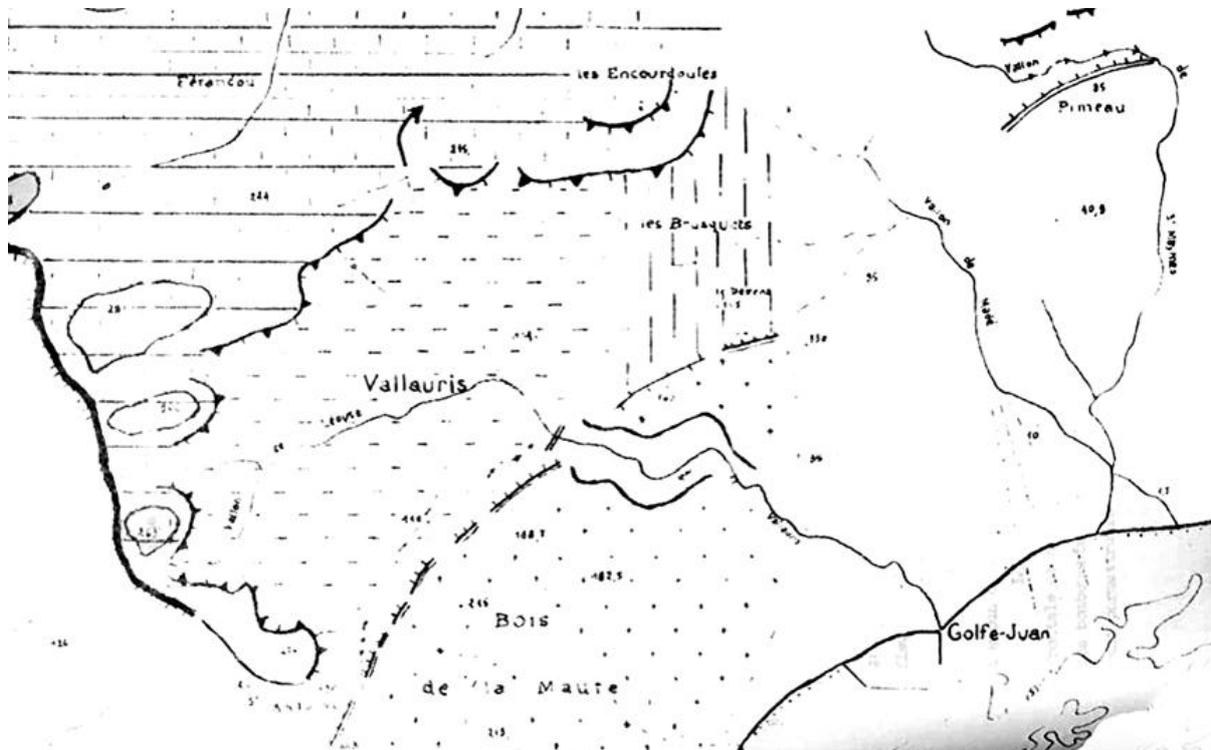
A l'est de la lourde et sombre masse du Tanneron, les bas plateaux de la Roquette et plus loin la cuesta de Mougins sont le fruit du dégagement du massif ancien de sa couverture sédimentaire sous l'influence d'un facteur primordial : la présence de la Siagne, encaissée sur la bordure gneissique du Tanneron.

Nous étudierons en premier lieu les formes du contact entre le socle et sa couverture, puis la cuesta orientale et ses buttes témoins, que l'on peut, peut-être faire entrer dans la définition d'un contact beaucoup plus large. Tout ceci évoluant en fonction de la basse vallée de la Siagne, ce sont les formes issues du creusement anté-pliocène et du remblaiement plaisancien de l'ancienne ria de Mandelieu qui occuperont le troisième paragraphe.

#### **1/ Les formes du contact de Cannes à la forêt de Peygros.**

Avant le miocène, puisque c'est à cette époque que la Provence cristalline a été dégagée de ses enveloppes sédimentaires par suite des mouvements orogéniques alpins, le Tanneron et le plateau de Valbonne, c'est-à-dire l'une des portions de la couverture sédimentaire périphérique, formaient un seul ensemble en continuité topographique. L.LUTAUD. (1924) a écrit ainsi: "Je considère que la haute plateforme de Besse et de Lorgues ainsi que la surface d'érosion du Tanneron forment avec le plateau de Vallauris un seul ensemble topographique ancien, de même âge. Cette unité morphologique constitue une vaste surface d'érosion continentale... Le haut Tanneron était lui-même modelé en une

plateforme à forte pente s'inclinant vers la surface d'érosion du Tanneron occidental. Elle devait se compléter par une contre-pente vers le plateau de Vallauris, actuellement masquée par la dépression de la Siagne".



Carte topographique de la dépression de Vallauris. Un contact par faille évoluant en dépression périphérique. Échelle 1/20 000 ème

Cette rivière, en effet, coule sur le massif ancien. Venant des terrains sédimentaires du nord, de la région d'Escagnolles, elle les quitte pour pénétrer dans les gneiss, et ce qui est plus étrange, sur leur bordure. Sa position peut s'expliquer par une couverture, masquant le substratum, fournie par les terrains sédimentaires arasés avec le reste du massif. Il y aurait là une surimposition. Nous pensons cependant, que le tracé de la rivière a été guidé par l'affleurement d'une couche du trias ou du lias. Cela permettrait de comprendre la courbe décrite par la Siagne, le St-Cassien, point de confluence du Briançon jusqu'à Mandelieu.

*"La basse vallée de la Siagne, par rapport à la topographie miocène s'est établie plus près du faite topographique du miocène que les autres vallées. Cette disposition est due à ce que les terrains du trias et du jurassique s'étendaient jusqu'au voisinage du faite".*

La singularité de la position de la rivière est à la base de l'explication de l'originalité du contact. Ce n'est pas, en effet, avec l'ensemble du massif qu'il s'effectue d'Auribeau à Mandelieu, mais avec une étroite bande de moins de 4 kms de large L'ensemble du drainage s'est organisé en fonction de la Siagne, et ainsi, le dégagement des formes du contact et le recul de la cuesta ont été soumis au niveau de base de la rivière.

Deux parties se dégagent dans cette zone de contact et ce sont elles que nous allons analyser successivement. Au sud-est de la Mourachonne, de la Roquette à La Croix des Gardes, les formes sont à peu près semblables, alors qu'au nord-ouest, l'influence de nombreuses failles perpendiculaires aux affleurements triasiques est prépondérante.

## DE LA CROIX DES CARDES À LA ROQUETTE

Le type de contact qui s'est développé ici ne correspond vraiment à aucune des grandes catégories habituellement définies.

Le massif ancien, homogène, a reçu une couverture à transgression frontale et n'a été affecté, au moins dans la zone qui nous occupe, que par des bombements à grand rayon. C'est à dire qu'il avait là des éléments pouvant permettre le déblaiement d'une dépression périphérique, mais le facteur lithologique allait s'y opposer. Au dessus des gneiss, les grès sont assez résistants, surtout trop peu épais (20 à 30 m) pour donner une dépression.

Par contre, s'il est possible de considérer la dépression subséquente des marnes du keuper comme un élément de contact, on ne peut plus nier qu'il y ait une dépression, périphérique. Elle est malgré tout un cas très particulier car elle est peu neutre, mal fermée et déployée vers le centre du massif ancien.

Nous avons là affaire à un type de contact évoluant par vallée surimposée sur la périphérie du massif ancien.

Au sud des buttes de Mougins, le massif ancien est représenté par le bois de Ranguin et le petit massif de la Croix des Gardes. Le trias et peut-être aussi le lias devaient recouvrir cette colline et ont été déblayés essentiellement par des affluents de la vallée anté-pliocène de la Siagne : la Grande Frayère et le ruisseau de Roquebillière et par le ruisseau du Riou descendant vers Cannes. C'est ainsi que le versant gneissique septentrional du rocher de Roquebillière correspond à un plan recoupant la surface anté-triasique sous un angle assez faible. Les grès en faible pendage, moins de 100 et encore un pendage vers l'est et non vers le nord ne forment jamais vraiment une dépression, tout au plus font-ils partie d'un aplanissement qui affecte également les gneiss ainsi que le montrent les coupes.

Parfois même lorsqu'un ruisseau comme celui de Roquebillière coule au pied de la ligne de contact entre les gneiss et les grès, ces derniers arrivent à dominer les roches métamorphiques. De la côte 113 à la côte 104,2 sur la rive droite du ruisseau de Roquebillière, les grès constituent le sommet des buttes. Le calcaire du trias moyen ne domine qu'à peine, et encore très rarement les grès, c'est pourquoi, lorsque l'on considère les sommets des buttes actuelles, l'image nait d'une surface en pente relativement douce descendant de la Croix des Gardes vers la cuesta et les buttes de Mougins. Il n'y a aucune preuve qu'il puisse y avoir là un glaciaire l'érosion. Nous pensons qu'il s'agit de l'évolution d'une structure concordante, inclinée, sous l'influence du réseau de la Grande Frayère. Les sommets des buttes, aux altitudes semblables doivent correspondre à une topographie élaborée en fonction d'un niveau de base plus élevé que l'actuel. Elle doit comporter en certains endroits, des aplanissements qui, tel celui du bois de Ranguin, sont des surfaces d'abrasion marine.

C'est grâce au cloisonnement par la cuesta et ses buttes témoins permettant une concentration des eaux vers la Grande Frayère que l'attaque du réseau hydrographique a été très prononcée. Le tracé extrêmement curieux, en épingle à cheveux, du ruisseau de Roquebillière est probablement le résultat d'une capture. Le ruisseau a dû capturer, aux dépens de la Grande Frayère, ses affluents de tracé S-N. Sa plus grande proximité de la mer expliquerait son pouvoir conquérant, que la zone karstique de l'Aubarède, en absorbant une partie des eaux et en freinant ainsi la capacité érosive de l'affluent de la Grande Frayère aurait facilité.

La fonction de conditions lithologiques particulières et de la présence de la Siagne, un contact original s'est réalisé. Le passage des gneiss aux grès se fait pratiquement sans transition sur un même versant en pente assez douce. En arrière le calcaire du trias moyen est creusé d'une dépression que nous appellerons subséquente au pied de la cuesta du Cannet. Tout le drainage est dirigé vers l'intérieur du socle.

Entre le secteur précédent et celui du plateau de la Roquette, près du lieu dit Relate Gourguette, dans l'étroit interfluve entre le vallon de Coudouron et son affluent de rive

gauche, le socle est très bas. Le contact, si l'on peut parler ici de contact, s'effectue par un talus dont le gneiss forme le bas du versant.

Sur le plateau de la Roquette, dans le secteur de Gombadoux au N-O du village, on passe pratiquement sans transition des gneiss aux grès et aux calcaires, un même aplanissement semblait les avoir arasés. Cette surface d'érosion vers 160-180 m est en rapport, soit avec un niveau marin élevé, celui du plaisancien, soit avec la mer plaisancienne elle-même, le niveau étant alors une ancienne plate forme d'abrasion.

C'est la faible différence de résistance entre les roches alliée aux phénomènes karstiques du calcaire de la Nartassière qui a permis de conserver des formes planes.

Cependant, à l'occasion de l'enfoncement d'un ruisseau, une amorce de dépression dans les grès a pu se former au vallon des Cannebiens. Le réseau hydrographique se dirigeant vers la Siagne et ayant par conséquent une direction N-E S-O à N-S, n'a pas permis la mise en valeur des différences de résistance le couches s'allongeant du N-O au S-E.

## **AU N-O DE LA MOURACHONNE.**

Le contact s'établit ici par des failles S-SO perpendiculaires au massif. Elles ont donné le fossé du Couloubrier et le horst de Peygros. Les blocs ainsi créés sont limités par des talus de ligne de faille, puisque très certainement, lors des mouvements tectoniques, le trias supérieur y existait encore. Les versants occidentaux et orientaux de Peygros ainsi que celui à regard occidental; N.D. de Valcluse, sont des talus de ligne de faille de meule sens que le regard originel, tandis que le versant à regard oriental de N.D. de Valcluse, créé par le ruisseau d'angle de feule, est de ligne de faille de sens inverse al regard originel.

Les grès et les calcaires s'avancent vers la Siagne dans le fossé du Couloubrier où les gneiss disparaissent sous le éocène. Les grès se sont maintenus aussi, grâce à leur forte résistance en cet endroit, au sommet de Peygros.

Les plateaux du château de Clavary et de St. Jacques sont également aplanis entre 180 et 200 m, en liaison avec le haut niveau de la mer plaisancienne comme pour le contact de la Roquette.

Le contact par failles autour d'Auribeau est, comme celui de la Roquette, un contact sous la dépendance de la Siagne.

Le contact par faille évoluant en dépression périphérique de la Roquette est le seul à être indépendant de la vallée de la Siagne. De Cannes à Auribeau, les formes du contact se sont développées en fonction de cette vallée surimposée sur la périphérie du massif ancien. Les conditions lithologiques ne permettant pas l'ouverture d'une dépression périphérique, et localement, des failles intervenant, trois paysages se sont dessinés : les blocs faillés mais aplanis de N.D. de Valcluse, le plateau doucement incliné de la Roquette et la cuvette de la Grande Frayère. À l'est de cette zone de contact la prolongeant, s'élève la cuesta de Mougins.

## **2/ La cuesta de Mougins.**

Le premier élément de la cuesta de Mougins, cette forme de relief dissymétrique dont l'autre Coté est constitué par le plateau doucement incliné en sens inverse de Valbonne, c'est le talus. Il est très rectiligne et constitué de couches en structure concordante inclinée, peu résistantes à la base avec les marnes du keuper, beaucoup plus au sommet avec le calcaire du lias. Son profil est concave et sa pente raide.

Le tracé rectiligne, qui n'a pas empêché cependant la naissance de battes à Mougins et à Peygros, l'absence d'abrupt au sommet, abrupt que l'on s'attendrait à trouver sous climat méditerranéen, le dédoublement de la cuesta au nord de Plascassier, l'absence de ruisseaux conséquents ou même de vallons subséquents, nécessitent des explications,

La direction très rectiligne du front de cote n'est pas fortuite, car ce caractère se manifeste malgré les différences notables existant dans le front de la cuesta qui, constituée par le calcaire hettangien du Pezou à la Tête du Guillet, l'est par le rhétien bien moins résistant du bedon au Tombeau dominant Plascassier et même par le keuper, de ce village au Pey Loubey. Il faut donc penser que la cuesta s'est alignée sur l'emplacement d'une variation brutale de pendage, d'une descente violente des couches. Le calcaire hettangien de la cuesta actuelle ayant été mis en contrebas de celui de Mouans-Sartoux, a été protégé et c'est sur cet emplacement que s'est stabilisé la cuesta. Il n'y a pas de preuves de ce phénomène, et les buttes de Mougins ne nous en fournissent pas, mais leur position particulière que nous allons expliquer empêche qu'elles ne soient un argument contraire. Cette idée d'une rupture de pendage est la seule qui apporte une explication satisfaisante de cet aspect rectiligne.

Nous n'irons pas aussi loin qu'Y. MASUREL, (1964) et ne lierons pas cette accélération du pendage au tracé des gorges du Loup.

Les deux buttes de Mougins et de Peygros ne forment qu'un même alignement. Elles sont faites de keuper avec une mince couverture liasique peu résistante qui explique qu'elles aient pu être séparées par le haut vallon de la Frayère. C'est, semble-t-il, à une ondulation synclinale d'axe S-O N-E trahissant un affaissement du socle, ce dernier E- on effet nettement plus bas à la Haute Gourguette, que nous devons la préservation des buttes. N'étant pas portées à une forte altitude grâce à un pendage assez faible, elles ont pu subsister.

L'absence d'un abrupt au sommet différencie très nettement cette côte de celle, par exemple, de la région aixoise. C'est la médiocre différence de résistance entre les marnes à bancs de dolomies du keuper et les calcaires lits d'argile du rhétien et même des calcaires de l'hettangien, qui a permis au profil du talus d'être convexe au sommet et concave à la base sans avoir d'abrupt marqué. Malgré la sécheresse marquée d'été, le total relativement élevé des précipitations avoisinant 900 m ne permet pas la mise en valeur de chaque effleurement résistant. Cependant, grâce au dégagement en fonction du bas niveau de la Siagne, et à l'épaisseur des couches : 100 m de marnes et surtout de calcaire, bien que ce dernier n'affleure jamais au sommet du talus avec toute son épaisseur, le talus est très puissant.

C'est cette masse qui est dédoublée au nord de Plascassier. Le premier talus, celui de Brassauris, est formé de keuper, alors que le second à Tourreviste, a une couverture de calcaire rhétien. Le dédoublement s'est effectué grâce à une rivière conséquente de revers, la Brague, et à ses affluents. Sa vallée N-S, parallèle au front a constitué une dépression subséquente en face de la côte de Tourreviste. Le talus de Brassauris a pu se maintenir grâce à quelques affleurements dolomitiques plus résistants dans le keuper. On peut encore parler de côte dédoublée bien qu'elle ait perdu sa coiffe de calcaire liasique.

Le premier fait à noter sur le réseau hydrographique de la cuesta, c'est l'absence de rivière conséquente. Le niveau de la Siagne, très bas, a permis un recul rapide du front de côte sous l'action des ruisseaux obséquents. Les rivières conséquentes de revers qui avaient tout le plateau à parcourir n'ont pu s'enfoncer aussi rapidement, et ont perdu très souvent leur cours supérieur par suite du recul de la cuesta. Ainsi aucun ruisseau conséquent n'a pu s'établir, la dépression de l'Étang est un entonnoir de percée conséquente avortée. Aucun ruisseau subséquent n'a pu non plus se développer car l'attraction de la Sine était trop grande. Vers Mouans-Sartoux, le plan de Grasse les ruisseaux d'origine obséquente comme le Grand Vallon, ont tendance à couler en position subséquente dans la dépression marneuse. Les facilités de creusement offertes par le keuper ont modifié la direction originelle du tracé de la Mourachonne et de son affluent du Grand Vallon.

Actuellement, malgré son pendage assez faible, le front de côte reste massif, et les marnes de Plascassier ne reculent pas plus vite que les calcaires du Pezou. La dépression subséquente n'est bien développée dans les marnes qu'autour de Mouans-Sartoux, grâce à un

pendage plus faible qu'au Cannet. Les mouvements du socle ne l'ont pas gêné comme à Cannes.

La seconde limite des bas plateaux est cette basse vallée de la Siagne où nous allons retrouver les variations du niveau marin et les changements climatiques déjà entrevus.

### **3/ La basse vallée de La Siagne**

Lors de la grande régression sahélienne, la Sine avait creusé une vallée plus profonde que l'actuelle, puisque les sondages dans la plaine ont rencontré le pliocène à -5 m et plus au sud à -20 et -25 m, et encore ne s'agit-il là que de la surface supérieure du plaisancien. Cette vallée avait dû s'adapter à partir de Gavelier à la zone faillée de Mandelieu. Avec la transgression plaisancienne, se forma une ria qui devait remonter jusqu'à Cante Perdrix, et l'ancienne vallée fluviale fut certainement agrandie par l'action de la mer.

Les argiles bleues et jeunes se différencieraient selon Y.PERRIAUX non par leur époque de dépôt, mais uniquement par un processus d'altération. Il est de fait que leurs plans stratigraphiques sont strictement parallèles, mais que leur surface de discontinuité n'en tient aucun compte. Leur pendage régulier vers le sud ainsi que leur ondulation synclinale transversale sont le résultat d'un mouvement tectonique. Les collines de rive gauche qui conservent ces dépôts sont près de St. Jean recouvertes par d'épais cailloutis d'origine marine ravinant les argiles. Une raide régression abaissant le niveau de base des rivières s'est produite après le dépôt des argiles permettant leur érosion. Grâce à un nouveau mouvement de surrection des Alpes, et sans doute aussi à une période pluvieuse, les cailloux roulés ont été amenés en grande quantité. La proportion des cailloux d'origine sédimentaire, au moins deux ou trois fois plus forte que celle des galets cristallins prouve que la tectonique alpine était essentielle et que déjà à cette époque, l'essentiel des apports du bassin versant de la Siagne parvenait du nord et de l'est.

L'analyse des sables pris dans la partie supérieure de ces dépôts a fait apparaître qu'une partie importante d'entre eux devait provenir des Préalpes, les grains de glauconie verdâtre étant issus de la molasse burdigalienne, et qu'ils ont subi l'action du vent,

Le picotement des grains a pu être causé soit par le vent remaniant une plage ou une étendue basse en bordure de la mer sans végétation, soit par le vent agissant en sein d'un climat sec villafranchien.

De toute manière, c'est la preuve que le comblement de la ria était effectué et que les actions continentales se développaient déjà.

Ce remblayage plaisancien est responsable du changement de cours de la rivière Auribeau. L'ancien tracé devait emprunter au nord du village le secteur de Cante-Perdrix actuellement composé de collines argileuses. Deux arguments en faveur de la surimposition existent. D'une part, les argiles qui vers Moulin Vieux s'élèvent à 105 m, ont dû très certainement atteindre les 150 m nécessaires; d'autre part, comment expliquer la présence de cette masse plaisancienne enserrée dans les gneiss sans supposer l'existence d'un ancien cours de la Siagne.

De Pégomas à Labadie, les buttes de la vallée sont toutes aplanies vers 55-60 m. Ce sont soit des argiles jaunes, soit des cailloutis qui en constituent le sommet. Les gneiss de Garibondi ont eux-mêmes été arrosés à 54 m. Des cailloux et des blocs roulés étant désignés par la carte géologique comme des alluvions, à St. Jean et à l'Estérel Terrasse, nous pouvons considérer que nous sommes là en présence de la haute terrasse.

C'est après la création de cette terrasse que la Siagne s'est très fortement enfoncée en fonction d'une régression quaternaire, suivie en cela par la Frayère de la Bocca, ce qui donne aux débris de la haute terrasse une position d'interfluve. Le creusement se fit au dessous du niveau marin actuel, puisque nous l'avons vu, le pliocène est en profondeur dans la plaine de

Laval. Entre temps, une moyenne terrasse entre 15 et 20 m avait dû être élaborée. Elle est moins bien conservée, et les buttes de St. Joseph à 21 m, de St. Cassien ainsi que le petit rebord de la Tour paraissent en être des lambeaux.

La basse terrasse où coule actuellement la rivière est, par opposition aux deux précédentes, essentiellement le résultat de remblayages et du dépit récent de limons l'inondation. Des dépôts marins sableux ont comblé la vallée, puis la tendance lagunaire s'est affirmée, grâce très certainement au début de l'édification d'un cordon littoral. Le climat était humide, car les troncs d'arbres pris dans la vase témoignent d'une importante couverture forestière.

L'existence de terrasses essentiellement sur la rive gauche s'explique par une tendance de la Siagne à aller vers la droite et à ronger le flanc du Tanneron. Cela n'a pas empêché la Siagne de se déplacer assez considérablement sur la basse terrasse.

En 1800, les cartes en font foi, son cours suivait à peu près le tracé du Béal, une lentille alluviale au dessus des limons d'inondation en est le témoin. Le cours actuel, résultat d'une dérivation, n'a fait que retrouver un tracé plus ancien, puisque sous le fleuve existe une masse importante de graviers recouverts cette fois par les limons jaunes d'inondation.

Région de dépôt des terrains plaisanciens, la basse vallée de la Siagne est cependant très différente de son homologue, à l'est du plateau de Valbonne : le pays de St. Paul de Vence.

## **LA BORDURE OCCIDENTALE DU DELTA PLIOCENE DU VAR:**

Les collines de Saint-Paul de Vence.

La question essentielle dans cette région concerne les trois-niveaux topographiques que l'on peut déceler dans les collines. Telle est la cause de l'apparition dans le paysage de ces trois séries d'altitudes? Quels processus ont permis leur formation ? Le caractère originel du réseau hydrographique principalement dans ses formes sera le dernier point qui retiendra notre attention:

### **1/ LA FORMATION DES COLLINES.**

C'est dans un golfe à l'est du plateau de Valbonne que les énormes dépôts du pliocène, plusieurs centaines de mètres, se sont accumulés, grâce à une subsidence manifeste. Avec la transgression plaisancienne, les dépôts fins comblent les rias et se sont vite recouverts par le cône de déjection ou plutôt le delta sous-marin du Var dont l'énorme masse de cailloux est la conséquence de l'orogénèse du Mercantour et d'une érosion brutale.

Les argiles et les poudingues ont été déformés, exhausés au nord, nous l'avons vu dans le chapitre sur la géologie de la région, car il ne serait pas possible de comprendre que les argiles plaisanciennes s'élèvent jusqu'à 250 m près de Vence alors que dans la vallée de la Siagne on ne les rencontre qu'à 105 m au maximum, et que leur plus haut niveau ne dut jamais dépasser de beaucoup les 150 m.

L'explication des déformations est fournie par le déplacement de la flexure, au sens de J. BOURCART, entre la région soulevée et la région immergée. Au plaisancien, elle passait au nord du littoral actuel, alors qu'après elle s'en est rapprochée; Cela a provoqué le soulèvement des dépôts qui, en liaison avec l'abaissement du niveau marin ont émergé et se sont déformés.

Il semble bien que les cailloutis ne sont issus que d'un seul delta sous-marin et non de deux ainsi que le pense J. TRICART. Fondant son étude sur les directions des pendages, il a reconstitué un second delta coalescent, celui de St. Paul. Deux arguments nous font douter de la véracité de cette théorie: d'une part le matériel est en tout point semblable à celui du Var, et

d'autre part on ne voit pas bien quelle rivière différente du Var aurait pu apporter une telle quantité de matériaux. Ce sont très certainement les mouvements tectoniques qui sont responsables des pendages. Ils ont ainsi redressé les poudingues de St. Paul de Vence.

## **2/ LES DEUX TYPES DE COLLINES.**

C'est dans cette masse détritique que les trois niveaux ont vu le jour. Le plus élevé, celui de Peire Long Cagnes-sur-Mer est fait presque exclusivement de cailloutis du Var plus ou moins cimentées en poudingues; bien qu'au N-E de St. Paul, les argiles que longe le Malvan en fasse également partie. Il s'incline régulièrement de la côte 221.3 au N-E de St. Paul, vers les 91 m de Cagnes et se rattache à l'ensemble des collines entre la Cagne et le Var. Le second est en totalité constitué par les argiles jaunes plaisanciennes, c'est celui des collines de La Colle, plus bas d'environ 50 m. Fait remarquable, qui nous aidera à déterminer leur origine, les deux niveaux se rejoignent, se recourent en bordure de la mer de Cagnes à la Bastide Giraud. Le troisième niveau, celui des vallons est actuel, ce qui ne veut pas dire que les deux autres résultent obligatoirement d'une évolution ancienne.

Le plus haut niveau, celui de Peire Long, doit être dans l'ensemble quelque peu différent de la surface originelle d'émergence. Certains aplanissements significatifs trahissent des phases érosives. A l'est de St. Paul, entre le Malvan et la Cagne et au sud de la faille de Passeprest, le calcaire portlandien et les conglomérats, sensiblement à la même altitude, 210-220 m témoignent d'un aplanissement dans le haut niveau. Il est assez difficile d'en déceler l'origine. Une évolution par glacis d'érosion tranchant le calcaire et les poudingues a pu exister, mais nous n'en avons aucune preuve. Elle a été en tous cas antérieure à l'enfoncement du réseau hydrographique et en particulier du vallon d'angle de faille de St. Michel. Plus vraisemblablement, il doit s'agir d'une ancienne surface d'abrasion marine de la fin du plaisancien.

C'est à partir d'une surface originelle de même altitude que celle de Peire Long que les collines de la Colle se sont formées. En effet, il est certain qu'à la Colle les argiles atteignaient au minimum 160 m, altitude nécessaire pour assurer la surimpression du Loup au Mont Mille, ce qui correspond à peu près au niveau actuel sur le même parallèle des conglomérats de Peire long. Pourquoi dans ces conditions, ne trouve-t-on plus les longues échines qu'à une altitude très sensiblement inférieure à celle de St. Paul de Vence ? Le delta du Var ou, si l'on admet son existence, le delta de St. Paul n'a jamais recouvert le secteur de la Colle-sur-Loup. Les poudingues ravinent les argiles, ce qui est particulièrement bien visible à St. Paul. C'est pourquoi leur présence à 100 m, au pied du village n'implique pas qu'ils aient existé à 96 m au lieu dit "Les Arnauds". Dans ces conditions, l'évolution a pu être simple, c'est la différence de résistance des roches qui est responsable de la différence de niveau. Lors de la formation de l'enfoncement très rapide du réseau hydrographique, ce dernier a rencontré entre Peire Long et les Bernardines, une forte résistance dans l'énorme masse de poudingues, alors que vers la Colle-sur-Loue, les argiles sans couverture ou avec une couverture très faible de cailloutis étaient beaucoup plus rapidement déblayées. Cette érosion fut d'autant plus rapide qu'au würmien la régression de la mer fut très importante.

L'existence des deux buttes de la Bastide Giraud et de Villeneuve-Loubet, l'une dans les cailloutis du Var et l'autre dans les conglomérats volcaniques et les argiles plaisanciennes, mais toutes deux arasées vers 83-84 m et dominant, comme à Cagnes-sur-Mer ou à St. Laurent du Var la plaine littorale par un talus, nous fait penser que l'érosion des collines a pu évoluer un moment en fonction d'un niveau 83 m. Ce niveau marin 83 m a été reconnu vers Monaco et correspondrait au sicilien transgressif chaud. Bien que fragile, rien ne prouve en effet, qu'un niveau marin reconnu vers Monaco puisse se retrouver à la même altitude dans le delta du Var, cet argument permettrait de résoudre le problème que pose les deux buttes.

On peut également penser qu'un glaciaire d'érosion a modelé les collines de la Colle en contrebas du talus de Passeprest en fonction d'un niveau marin voisin de 80 m. aucune preuve ne peut en être apportée-car il n'y a de St. Etienne aux Arnoux, aucun bloc ou galet issu du talus de la plateforme de Vence.

Dans ces deux cas, le sommet des collines correspondrait à un niveau marin donné et ne serait pas simplement le résultat de l'enfoncement continu du réseau hydrographique et de l'abaissement correspondant des interfluves.

La butte de St. Paul s'est maintenue à 181 m grâce aux conglomérats du Var qui protègent les argiles entrant en contact avec la falaise calcaire. C'est la position adoptée par le Malvan qui l'a détachée du reste de l'ancien delta.

Les deux buttes méridionales de Villeneuve-Loubet ont protégé par leur position l'échine des Espères qui sans cela aurait très certainement reculé.

Le dernier niveau, celui des vallons actuels, est en accord avec le niveau marin actuel. C'est un secteur d'érosion qui, aboutissant dans la plaine littorale, se transforme en zone de dépôt, de remblaiement, par suite de la transgression flandrienne. C'est le réseau hydrographique qui est responsable des directions N-S du relief.

### **3/ LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE.**

Le parallélisme des ruisseaux et leur manque de hiérarchisation s'explique par la rapidité de la régression plaisancienne. S'enfonçant rapidement, les ruisseaux sont restés dans la position qu'ils occupaient lorsque le réseau s'est constitué.

Les rivières se sont en gros, adaptées à la structure, la Cagne coule dans une ondulation synclinale et le Loup, entre la Bastide Giraud et St. Andrieu, utilise un synclinal très marqué dans les cailloutis,

C'est cette ondulation synclinale de la Cagne qui, alliée au creusement plus rapide de cette rivière grâce à son fort débit de crue, lui a permis le drainage vers l'est de la presque totalité de l'interfluve entre Malvan et Cagne.

La roche est responsable des différences d'aspects du réseau hydrographique de part et d'autre du Malvan. La proportion des ruisseaux permanents est beaucoup plus forte dans les argiles de la Colle que dans les conglomérats perméables de Peire Long. Ces derniers donnent des vallons très encaissés où les abrupts se conservent assez bien, alors que les argiles n'offrent que des formes douces.

La vallée assez large et à fond plat de la Cagne est le résultat de la combinaison de deux facteurs. Le climat méditerranéen à saisons contrastées entraîne un écoulement à caractère spasmodique. Les crues très brutales donnent au ruisseau une forte capacité à éroder ses berges et à élargir son lit. Les abrupts où les pentes raides se forment facilement dans les poudingues dont le ciment est assez résistant.

Le bas du versant est débarrassé de ses éboulis par la crue, dont la brutalité résulte certes de la répartition mais aussi de l'étroitesse de la vallée dans les calcaires du plateau de Vence.

La rivière balaie alors sa vallée inférieure, y posant en même temps les matériaux venus des Préalpes et contribuant par là, à aplanir son fond. Méandrant à la surface de sa vallée sans s'y enfoncer, elle était un danger permanent en automne pour les habitants de Cagnes, et a dû être canalisée.

La basse vallée du Loup est alternativement large et resserrée. Très normalement, les sections larges correspondent aux argiles alors que les deux défilés de Villeneuve Cabet et du Moulin du Loue ont casés dans les roches conglomératiques dures, d'origine volcanique dans le premier cas, et deltaïque dans le second.

De la Colle-sur-Loup à Cagnes-sur-Mer, les niveaux observés dans les collines sont essentiellement le résultat de l'action de l'érosion différentielle sur un matériel varié. Tandis que l'interfluve entre Malvan et Cagne grâce à sa composition lithologique a bien résisté et conservé une altitude élevée, quoique sûrement assez différente de celle de la surface originelle des cailloutis; les argiles de la Colle ont été plus vite érodées et leur niveau supérieur correspond à un abaissement des interfluves, consécutif à l'enfoncement de l'hydrographie

Deux petites surfaces d'abrasion marine se sont cependant développées à 210-220m et à 83-84 m.

Il ne faut pourtant pas exclure, bien que nous n'ayons aucune preuve la possible existence d'un glacis d'érosion ayant façonné les argiles du niveau moyen sud de Cagnes s/Mer, la petite plaine de l'hippodrome fait déjà partie du littoral, de la partie la mieux régularisée du littoral de la région.

## **LA REGION LITTORALE.**

Le rivage a une forme très régulière, très régularisée, pourrions-nous dire par la suite.

De petites plaines littorales donnent une cote basse alternant avec les retombées rocheuses des collines gneissiques ou du Cap d'Antibes, pointe avancée mais déformée du plateau de Valbonne. La plage et la grève sont les formes les plus étendues, les formes majeures.

Deux secteurs bien différents doivent retenir notre attention. De Mandelieu à Antibes, les plages de sable jaune succèdent aux saillants rocheux, tandis qu'au nord d'Antibes, la plaine littorale de Biot est ourlée d'une grève de galets.

Deux questions très générales se posent, Comment la régularisation a-t-elle pu s'effectuer, et pourquoi une aussi grande différence de sédimentation existe-t-elle de part et d'autre du Cap d'Antibes ?

### **1/ LA REGION LITTORALE DE BIOT.**

Plate et marécageuse, la plaine littorale de Biot entre en contact avec le plateau de Valbonne par une marche, un petit plateau régulier vers 25-30 m. Nous essaierons d'expliquer le processus de formation de ce replat et de la basse plaine ainsi que l'aspect marécageux de cette dernière.

Le bas plateau est fait de sables (sables de Vaugrenier) recouverts d'épais cailloutis, déposés sur les argiles pliocènes ravinées. Le niveau doit correspondre à une transgression marine datée du paléo tyrrhénien qui aurait accumulé les sables sur une zone déjà lagunaire. C'est l'attaque de la mer, en fonction du niveau marin de cette période, qui a créé un replat entre 20 et 30 m sur l'éperon des conglomérats andésitiques des Meurettes, replat recouvert d'une mince couche de cailloutis. Dans l'ensemble, cependant, cette surface correspond à un remblaiement. Il est possible que les cailloutis soient le résultat d'une succession de cordons littoraux s'établissant au cours d'une régression continue, mais il est plus vraisemblable de penser qu'ils sont dus à un remblaiement alluvial, consécutif à une période d'érosion plus vive, en fonction du niveau marin élevé de la fin de la transgression ou du début de la régression suivante. E. BONIFAY date ces graviers du paléo-tyrrhénien.

Par contre, plus bas, entre 8 et 15 m. les cailloutis d'Antibes, que l'on peut, ou que nous avons pu observer, grâce à des travaux de terrassement, près de la gare, avenue Robert Soleau ou boulevard Wilson, sont d'origine marine, comme le sont également ceux du logis de Bruneau ou de la halte de Biot. Très certainement ce sont d'anciens cordons littoraux.

Le creusement, lors de la régression würmienne, fut important, si l'on pense que dans la région de la basse Brague et de l'étang de Vaugrenier, les argiles pliocènes ne se rencontrent qu'à 60 m par suite de leur ravinement. Il s'explique en partie par la faible résistance des terrains argileux, sableux et caillouteux qu'il en a rencontrés. C'est ainsi que la basse vallée de la Brague et le vallon de Vaugrenier furent ouverts.

La transgression flandrienne provoqua un remblaiement et amena la topographie actuelle. Les 15 à 30 m de vase qui combleront la vallée sont certainement à mettre en rapport avec les vases noires de marécage de la Siagne. Comme à Mandelieu, un cordon littoral, mais de galets cette fois, et en provenance du Var a dû enserrer entre le bas plateau et lui, une zone lagunaire à l'embouchure de la Brague. Les eaux stagnantes déposaient les éléments fins qu'amenait la rivière. Par le grau qui était maintenu, ou qui peut-être n'existait, comme actuellement, qu'en période de crue ou de forte tempête, l'eau de mer pouvait pénétrer dans la lagune et devait accélérer la précipitation des éléments fins.

Aujourd'hui encore, le cordon littoral de galets en provenance du Var gêne considérablement le drainage de cette zone et explique les marécages et les inondations de la basse Brague. Si le Loup et la Cagne arrivent à jeter leurs eaux à la mer en permanence, il n'en est pas de même de la Brague.

Un problème complexe que nous abordons à l'occasion de l'étude des bas plateaux de la zone littorale est celui des terrains rouges. Quelle est leur genèse et quelle date se sont-elles formées ?

Vars St. Claude, à l'entrée de l'autoroute, c'est-à-dire sur le plateau jurassique, ou beaucoup plus loin à l'est sur les calcaires de la Roquette-sur-Siagne, cette terre rouge qui encrasse les lapiez et s'est accumulée dans les vallons, ne s'est que fort peu déplacée, lorsqu'il y a eu transport; c'est une terra rossa.

Par contre, deux autres sortes de terres rouges existent. Les limons rouges, fins, homogènes qui recouvrent l'ouest du plateau de Vaugrenier ou les îles de Lérins, c'est-à-dire des zones calcaires aussi bien que des cailloutis quaternaires et les limons plus clairs de couleur rouge orangé, qui entourent les cailloutis du Logis de Bruneau, de Vaugrenier et d'Antibes, ne sont plus des terra rossa. En ce qui concerne ces derniers limons à cailloutis, le problème est de savoir s'ils résultent de l'altération des galets comme le pense E. BONIFAY, ou bien si, identiques, au départ, aux précédents, ils sont venus se mêler aux cailloutis à matrice sableuse. N'ayant pas fait d'analyse mécanique ou chimique, nous ne pouvons rien affirmer de plus.

Même si, comme il apparaît, la formation des terres rouges a duré pendant une grande partie du quaternaire, il est pratiquement certain qu'un même système morphoclimatique et par là même, morphogénétique les a élaborées. De grands contrastes saisonniers ont dû être à la base de cette altération et ont été responsables de la couleur rouge caractéristique des dépôts. Le lessivage du calcaire a été rapide grâce, très certainement, à une forte pluviosité.

Le limon de Vaugrenier est évidemment postérieur aux terrains sur lesquels il repose, c'est-à-dire au paléo-tyrrhénien, et donc probablement d'âge rissien. Celui des îles de Lérins est würmien, car s'il était rissien, la transgression post-rissienne l'aurait, très certainement fait disparaître ou remanié.

Bien qu'étant pour l'essentiel liés au ruissellement, certains limons ont pu être déposés par le vent. Des limons rouges à dreikanter ont été retrouvés au nord du champ de courses de St. Véran. Cette action éolienne a dû se manifester à la fin du würm II grâce à une sécheresse plus grande.

Au sud d'Antibes commence un rivage beaucoup plus contrasté.

## **2/ DU CAP D'ANTIBES AU GOLFE DE LA NAPOULE.**

Le Cap d'Antibes est la limite de la zone sous l'influence du Var. A l'ouest, les gros galets, les graviers et les sables gris disparaissent.

Le cap est séparé par une faille du reste du plateau de Valbonne. Il a été abaissé, et la région faillée de l'anse de St. Roch à Juan-les Pins moins résistante par suite de la présence des marnes du keuper, et profondément creusée reçut les argiles plaisanciennes. Presque toutes les anses du cap sont le résultat de l'attaque par l'érosion marine de dépôts installés dans des zones basses résultant soit de mouvements tectoniques comme à la Garoupe, soit peut-être de phases de creusement comme à la Salis et aux Nielles. Les grès et les poudingues éocènes du synclinal de la Garoupe moins résistants que les calcaires, ont été presque totalement enlevés. A la Salis et aux Nielles l'évolution a été semblable, les conglomérats volcaniques se sont maintenus grâce à leur position dans des golfes plaisanciens résultant très certainement de l'érosion.

La côte orientale, la plus élevée du Cap, la plus rocheuse est due à la valeur du pendage des couches : 20 à 25 p, plus qu'à son sens qui est défavorable, le calcaire s'inclinant vers l'est. Des failles, comme au sud de la villa Eilenroc, sont parfois responsables des falaises.

L'anse de la Salis et la plage de la Garoupe sont la conséquence de la tectonique, mais aussi de la nature des dépôts. Le sable de la Garoupe par suite de la destruction du gisement très local de gris de l'éocène. Les conglomérats volcaniques dont le ciment cinéritique est fortement attaqué et désintégré par les embruns ne peuvent fournir une côte élevée. La pointe des Pendus est une exception.

Le pendage est beaucoup plus favorable à la batterie du Graillon.

Les couches s'inclinent à 25° vers le N-E. Ce fait, lié à l'homogénéité du calcaire a permis à des falaises d'une dizaine de mètres de haut d'exister.

La roche est fortement Marquée par les lapiez. Ils se sont développés en liaison avec la mer et ne sont pas une forme karstique fossile. Ce sont les embruns et l'eau de mer projetée par les vagies des grandes tempêtes qui permettent cette dissolution du calcaire. Le pendage des couches vers l'intérieur du Cap est un facteur favorable à l'évolution de ce processus car il empêche l'eau projetée par la mer d'y retourner. L'érosion actuelle subaérienne et marine érode les falaises en détachant des blocs. C'est ainsi qu'une épave étrusque du VIe siècle av. J.C. gisant à -15 m au sud du cap est recouverte par de petits blocs.

Le Golfe Juan a d'abord été un golfe plaisancien puisque ce sont ces argiles qui constituent la plaine littorale et qu'elles ne sont recouvertes sur la côte que par de faibles dépôts de limons sablonneux. Près de la fabrique d'émaux de Golfe-Juan, le cône de déjection fossile, actuellement immergé sous quelques mètres d'eau, est le témoin, d'une part, d'un niveau marin différent, pré-flandrien peut-être, d'un tracé du vallon de Madé quelque peu plus oriental que l'actuel et d'une érosion sans doute plus vive. La zone marécageuse du quartier de Lauvert est évidemment la conséquence de la transgression flandrienne, mais elle est due également à l'imperméabilité des argiles. En automne, lorsque les pluies et les fortes tempêtes concordent, le marécage rogne indiscutablement.

Les sables du golfe proviennent des arènes du bois de la Maure, des analyses ayant été effectuées par W. NESTEROFF. C'est le sens des courants qui explique leur présence. Ils ont généralement tendance, surtout par vent d'est à décrire un cercle, ou plutôt une ellipse, suivant le sens des aiguilles d'une montre. C'est pourquoi les plus fortes accumulations sont situées à la Pinède à Juan-les-Pins. Elles ont même, remaniées par le vent, donné de petites dunes paraissant fossiles aujourd'hui. Peut-être peut-on penser que lors de leur formation, grâce à un climat un peu plus pluvieux, le bois de la Maure, fournissait plus de sables. Une preuve irréfutable de cette explication du transport des sables par des courants existe à Golfe-Juan. La construction de la digue S-O du port a entraîné un dépôt accru à l'ouest de la jetée alors que la plage de Juan-les Pins a tendance à s'appauvrir.

Les îles n'ont sûrement pas été isolées constamment. Une liaison avec le continent a existé au quaternaire. Des grès de cette période, érodés et creusés de fentes que nous appellerons des lapiez, affleurant à 2,5 m entre Ste-Marguerite et la pointe de la Croisette. Une flèche littorale sableuse devait les unir, créant ainsi un tombolo. Une phase d'émersion permis la consolidation des sables en grès et le début de leur érosion. La platitude de Ste - Marguerite, toute relative d'ailleurs, est difficile à expliquer uniquement par une surface d'abrasion marine, car aucun galet ne paraît exister, et une couverture de terre rouge recouvre la roche. Il ne paraît pas possible qu'il en ait été autrement à St-Honorat où le calcaire hettangien et bajocien ondulé est arrosé vers 5-6 m. Cette surface d'abrasion marine serait de toute manière antérieure au dépôt des limons rouges de l'île.

Si l'on admet, ce qui est très vraisemblable, que les limons rouges sont d'origine allogène et sont venus du plateau, on doit penser que les déformations récentes ont immergé les terres reliant les îles ou continent, déformations qui n'auraient rien de surprenant puisqu'il est pratiquement certain que l'ensemble formé par le Golfe Juan, les îles et le Cap d'Antibes a été abaissé.

Les régressions rissiennes ou würmiennes ont fait émerger assez considérablement les terres du golfe, car W. NESTEROFF signale des cavités d'origine karstique profondes de 20m par 40 m de fond au pied des falaises sous-marines du flanc nord de la grande île. On peut se demander ce qu'est cette falaise qui constitue la rive droite du canyon du vengeur. Est-elle d'origine subaérienne, et dans ce cas résulte-telle d'une cuesta ou d'une faille?

Entre le Suquet et la Napoule, la côte du golfe est basse et régulière. Manifestement, un cordon littoral s'appuyant sur les rochers de la Napoule et ceux de la Croix des Gardes a fermé la vallée de la Siagne. D'après les sondages faits dans la plaine de Laval, il existe sous les limons d'inondation superficiels des argiles puis des sables grossiers. Le cordon littoral sableux s'est établi à partir des dépôts sableux fluviatiles ou marins et sur eux et non sur les argiles plaisanciennes comme dans le golfe Juan. En fermant la plaine, il a provoqué la création de marécages. C'est là que se déposèrent les argiles, puis les limons d'inondation après le comblement de la lagune ou de l'étang. Dans ce secteur, la régularisation du littoral est totale : le cordon ne peut avancer vers le large car la profondeur augmente très vite.

C'est le quaternaire qui a permis au littoral d'atteindre un niveau élevé de régularisation.

## CONCLUSION

Entre les Préalpes de l'arc de Castellane, de l'arc niçois et la Provence cristalline, la région boisée de Cannes-Grasse constitue à l'est du massif primaire un petit domaine provençal-calcaire.

Ce domaine relativement calme par rapport aux régions encadrantes était en effet éloigné du centre de la tectonique pyrénéenne dont il n'a subi que des effets amortis, et, plus tard, l'orogénèse alpine ne put s'y développer à loisir par suite de la résistance du socle.

C'est de l'enfoncement de la Siagne consécutif aux mouvements miocènes qu'est issue toute la topographie de la région occidentale, aussi bien les bas plateaux de la zone de contact avec le massif ancien que la cuesta de Mougins. Le revers de cette dernière est une surface polygénique essentiellement tertiaire, limitée à l'est par l'ancien golfe marin de Biot, St-Paul de Vence, que les terrains plio-quaternaires ont remblayé, comme ils ont contribué à la régularisation du littoral.

Si les preuves de l'existence de systèmes morphogénétiques anciens sont visibles, il n'en est pas moins vrai que les traces de l'action du froid lors des périodes de refroidissement du quaternaire, sont beaucoup moins nombreuses que dans la basse Provence occidentale.

Aujourd'hui, l'extension des cultures florales et arbustives accélère les phénomènes érosifs.

La variété règne dans le paysage, la colline gneissique de la Maure ne ressemble guère à la cuesta de Mougins ou au plateau calcaire dolomitique et boisé de Valbonne et encore moins aux collines de St. Paul.

Cette variété que l'on retrouve sur la côte n'a pas seulement un intérêt géomorphologique, elle offre à l'homme des possibilités et lui pose des problèmes.

Région touristique, cette partie de la Côte d'Azur entre la Siagne et le Var utilise au maximum son littoral et les plages de sable jaune alternent avec les rochers gris ou rouges et avec les grèves de galets. Les îles, l'Estérel et le Tanneron si proche contribuent à la formation d'un paysage d'où la monotonie et la brutalité sont exclues.

Les villes, après avoir conquis la cite, s'aventurent encore prudemment dans les bois de l'intérieur. Elles n'ont pas été gênées, comme à l'est du Var, pour s'agrandir, car la pente des collines qu'elles gravissent n'est jamais très forte.

Les cultures florales s'y étaient également propagées facilement avant que l'invasion urbaine actuelle ne commençât à les chasser.

Les établissements industriels eux aussi trouvent dans la région les terrains plats qui leur sont nécessaires. L'envahissement récent de la plaine littorale de Biot ou de celle de Mandelieu par des usines ou des entrepôts, en est une éclatante démonstration.

La poterie de Vallauris elle-même, à intérêt essentiellement touristique, est liée à l'argile extraite des "terriers" du plateau.

Région riche de possibilités et de beauté, le pays de Cannes-Grasse attire les hommes et les retient.

B I B L I O G R A P H I E

(abrégé)

- BLANCHARD R. Les Alpes occidentales, T.IV, 1, les Préalpes françaises du sud.
- BOURCART J. & OTTMANN F.- 1954. Pliocène et quaternaire des feuilles de Nice et d'Antibes. Bull.Serv.Carte Géol.Fr. LIII,241,P.321-329.
- BOURCART J., LE CALVEZ J., SIFFRE M.- 1959. Sur l'âge des tufs volcaniques du pays niçois. Bull.Soc.Géol.Fr. 7,I,6,p.551-554.
- GINSBURG L. 1959.- Etudes géologiques de la bordure subalpine à l'ouest de la basse vallée du Var. Bull.Serv.Carte Géol.Fr.LVII,259.
- GOHAU G. & VEZLIN J. 1959.- Un exemple de morphotectonique en Haute-Provence, pays niçois. Rev.Géog.Phys.Géol.dyn.,p.189-192.
- GOGUEL J. 1936.- Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Mém.Carte Géol.Fr.
- KAMITCHEFF .. 1935.- Contribution à l'étude tectonique de la région de Cannes-Antibes. Mém.Inst.Géol.Louvain, t.VIII.
- LUTAUD L. 1924.- Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, thèse.
- MASUREL Y. 1960.- Sur la bordure orientale du massif du Tanneron et la "ria" pliocène de la Siagne. C.R. S.G.F., p.56-57.
- "" 1964.- La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Thèse.
- NESTEROFF V. 1958.- Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes. Thèse.
- NICOD J. 1954.- Les Lapiez de Basse-Provence. Rev.de Géog.Alpine, p.303.
- OTTMANN F. 1953.- Les formations plio-quaternaires de la région d'Antibes. Bull.Soc.Géol.Fr. 6,III. p.67-84.
- PERRIAUX J. 1957.- Les formations pliocènes des Alpes-Maritimes.Idid,VII, p.751-766.
- ROBERT. Les formations volcaniques des Alpes-Maritimes. D.E.S. Paris.
- TRICART J. 1953. Etude technique des formations détritiques grossières. Rev.Géo.dyn. 6.