

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 15 (1962)
Heft: 3

Artikel: Nouvelles données sur l'unité du col de Tende entre ce col et le Gesso : conséquences paléogéographiques
Autor: Guillaume, André
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-738683>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 29.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

NOUVELLES DONNÉES SUR L'UNITÉ DU COL DE TENDE ENTRE CE COL ET LE GESSO

CONSÉQUENCES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

PAR

André GUILLAUME *

Il y a maintenant plus d'un demi-siècle que les géologues italiens mettaient nettement en évidence au Col de Tende la présence en superposition anormale d'une série dont S. Franchi et D. Zaccagna (1934) allaient suivre ensuite vers le nord le contact basal, dans la région fort complexe du versant oriental du massif de l'Argentera.

Les principales données valables sur la stratigraphie de cette série furent l'oeuvre de Franchi; les travaux récents ont entrepris de préciser ces données. L'unité structurale composée par cette série fut dans cette région pendant longtemps assez mal définie et rangée dans la catégorie des écailles para-autochtones. Ces dernières années, les recherches des géologues italiens (A. Ascheri, R. Malaroda, L. Zappi) et français (P. Fallot, A. Faure-Muret, A. Guillaume, M. Lanteaume) soulignèrent son individualité.

Comme il ressortait déjà des travaux de Franchi, cette unité forme un ensemble pratiquement continu entre le Col de Tende et la Stura. Divers termes ont été utilisés pour la désigner.

Certains géologues, peut-être influencés par les travaux d'auteurs septentrionaux (D. Schneegans 1938, Y. Gubler 1955, B. Franceschetti 1960, F. Carraro 1961), l'appellent « subbriançonnais » (A. Ascheri 1955, L. Zappi 1960, M. Cita 1961). R. Malaroda remarque les analogies avec les régions plus septen-

* Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géologie dynamique de la Sorbonne, Paris.

trionales; il la dénomme « complesso II » (1957) et la parallélise avec le « sub-briançonnais » (1960).

P. Fallot étudie cette unité dès 1953 avec A. Faure-Muret. Après l'avoir suivie vers le nord-ouest, il l'appelle ensuite, seul (1956-57), ou en collaboration avec A. Faure Muret et M. Lanteaume (1955, 1956, 1957) écaïlle de Pépin ou écaïlle du Fort Haut et Pépin, ou écaïlle (ou unité) I.

Comme précédemment, nous utilisons ici le terme « d'unité du Col de Tende » employé par M. Lanteaume (1958), pour désigner cette sorte d'entité structurale. Malgré sa longueur, ce terme a au moins l'avantage de ne pas suggérer d'équivalence paléogéographique (ceci n'implique évidemment pas que cette équivalence n'existe pas).

La présente note fait le point actuel des recherches entreprises par l'auteur sur cette unité dans le cadre d'une étude régionale en cours. Dans les deux premières parties seront traitées, dans une brève mise au point, les questions stratigraphiques et structurales*. Les considérations paléogéographiques qui en découlent seront envisagées dans une dernière partie.

I. STRATIGRAPHIE

L'unité du Col de Tende est composée par une série de terrains d'âge triasique à tertiaire. S'il n'a pas été possible de prouver l'existence de certains étages ou groupes d'étages dans cet ensemble, aucune preuve formelle de la présence de lacunes n'a été jusqu'ici apportée. Cette carence de données certaines est principalement due aux difficultés d'observations objectives provoquées d'une part par les terrains quaternaires et les écrasements locaux, et d'autre part par le fait de l'apparition des faciès dits « provençaux » dans la partie méridionale de l'unité. Les subdivisions proposées ici correspondent donc à des coupures lithologiques et n'ont pas de valeur stratigraphique absolue.

A. *Trias et Jurassique*

1) *Trias moyen*

S. Franchi qui avait reconnu ces terrains dès le siècle dernier, cartographie (feuille de Boves et Limone) quelques affleurements de niveaux qu'il rapporte au Trias moyen et qui forment la base stratigraphique de

* Les descriptions ci-après peuvent être suivies sur les feuilles topographiques au 1/25.000^e de Limone Piemonte, Boves, Valderi, Entracque (feuilles géologiques de Boves et Demonte).

la série. Le niveau du décollement de l'unité est parfois situé au voisinage du Werfénien supérieur, aussi les niveaux correspondants sont-ils fortement écrasés et rarement observables à l'affleurement. Dans le secteur de Pallanfré, les niveaux broyés de la base du Trias montre quelques éléments de quartzites blancs et de schistes versicolores attribués au Werfénien supérieur.

L'ensemble du Trias moyen est observable surtout à l'ouest du Val Grande. D'épaisseur assez réduite (15 à 20 m) (stratigraphiquement déjà ?), il montre, outre des niveaux plus ou moins cargneulisés, des dolomies et calcaires dolomitiques en général à faciès ladinien.

2) *Trias supérieur et termes de passage au Lias*

Les formations attribuées au Trias supérieur débutent par des schistes noirs ou rouilles renfermant localement (Pianard) de nombreux débris de plantes. Dans le massif du Monte Bussaia, ces niveaux sont liés à des grès assez fins, noirâtres, micacés; ils sont équivalents des niveaux à débris de plantes du secteur du Col de Tende (M. Lanteaume 1958, 1962) et représentent le « Keuper à *Equisetum* » ou le Carnien. Ces formations sont surmontées par des niveaux qui n'ont pu être observés dans toutes les coupes et sont constitués par des calcaires dolomitiques lités (A. Guillaume, 1962) qui peuvent représenter un Norien ou un Keuper terminal mal différencié; ces calcaires paraissent exister aussi plus au sud-est (M. Lanteaume, 1962).

Les formations sus-jacentes sont constituées par des niveaux marneux gréseux, bariolés rouge et jaune et d'épaisseur moyenne 10 m. environ. Dans le massif du Monte Bussaia, cette série colorée admet quelques passées de schistes noirs à faciès de Keuper. Ces derniers niveaux paraissent correspondre à ceux qui en rive gauche du Gesso ont livré des fossiles à R. Malaroda (1957). La série bariolée passe vers le haut à un ensemble (d'épaisseur moyenne 8 m. environ) formé par des couches dolomitiques jaunâtres plus ou moins bréchiques et rubéfiées qui sont liées à des calcaires bleus à Bivalves (surout à la base). Dans le secteur Bec Matlas-Col de Tende ces niveaux à Bivalves sont bien individualisés. Plus au nord-ouest, ils le sont moins, mais ont cependant livré des *Avicula contorta* (A. Ascheri, 1955). Faute d'arguments décisifs, différents âges ont été attribués récemment à cet ensemble:

A. Ascheri (1955) range les couches bariolées et lumachelliques dans le Rhétien et les couches sus-jacentes dans le Lias.

P. Fallot et M. Lanteaume (1956) se demandent à quoi correspond la série colorée qui apparaît dans le vallon Baral-Matlas et signalent des calcaires à Bivalves d'âge inconnu à l'aplomb du Bec Matlas.

R. Malaroda (1957) attribue la série colorée au Trias et les couches sus-jacentes au Rhético-Hettangien.

M. Lanteaume (1958) signale que les couches à roseaux qu'il attribue au Keuper sont surmontées par les couches bariolées et pense que le Lias n'est représenté dans la région du Col de Tende-Bec Matlas que par quelques mètres de calcaires bleus à bivalves qu'il attribue au Rhétien.

A. Guillaume (1959-1960) range les couches bariolées dans le Trias supérieur-Rhétien et signale un Foraminifère à cachet liasique dans les formations lumachelliques qu'il attribue au Lias inférieur.

M. Lanteaume (1962) propose d'attribuer au Rhétien le complexe bariolé et le complexe lumachellique à l'Hettangien.

S'il paraît logique de conserver les coupures que nous avons adoptées précédemment, soulignons que la limite supérieure du Rhétien ainsi compris n'a qu'une valeur cartographique.

3) *Lias*

Le Lias à Gryphées est connu dans l'unité du Col de Tende depuis les travaux de Franchi. Il affleure au nord-ouest du Monte Bussaia sous le faciès de calcaires noirs lités parfois schisteux et renfermant des silex. Cet ensemble d'épaisseur de 15 à 20 m. a livré des Gryphées dans sa partie inférieure. Si l'Hettangien existe sous ce faciès, il ne doit donc pas être très épais. Il en est de même pour les étages supérieurs du Lias qui n'ont pu être jusqu'ici caractérisés.

Au sud-est de la transversale Monte Testa-Monte Balur, des niveaux dolomitiques apparaissent dans les calcaires du Lias qu'ils envahissent progressivement vers le sud-est. Près de Pallanfré (Massif du Rocca d'Orel), le Lias n'est plus représenté dans sa partie supérieure que par des calcaires dolomitiques plus ou moins pulvérulents. Plus au sud-est encore, dans le massif du Matlas, la présence de Lias n'avait pu être exclue précédemment (A.G. 1960).

Il est d'ailleurs possible que dans la coupe du ravin Matlas, le niveau 5 (calcaires échinodermiques) représente aussi le Lias et non seulement le niveau 4, comme je l'avais envisagé (A.G., 1960, p. 952-954).

Il est intéressant de souligner enfin que des calcaires siliceux pouvant représenter le Lias, viennent d'être signalés dans le secteur du Col de Tende (M. Lanteaume, 1962).

4) *Dogger*

Le Dogger n'a pu jusqu'ici être très nettement mis en évidence. Il paraît représenté localement par des niveaux récifaux lumachelliques (T°. Verna) ou plus ou moins brèchiques (A. Guillaume, 1960). Notons que certaines brèches à éléments calcaires admettent quelques passées de schistes noirs à faciès de Keuper (Monte Pianard). Compte tenu des variations de faciès observées dans le Lias du massif du Monte Bussaia, on peut penser que le Dogger offre, dans la partie étudiée de l'unité du Col de Tende, un faciès généralement récifal et qu'il a érodé localement son substratum.

S. Franchi a signalé que le Jurassique terminal était discordant sur le Sinémurien dans le massif du Vancharampi. Nous n'avons pu jusqu'ici trouver d'argument valable pour justifier cette hypothèse.

5) *Jurassique supérieur*

Le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires à débris d'Echinodermes, marmoréens et plus ou moins dolomitiques (80 m d'épaisseur environ). Les anciens auteurs y avaient récolté des Polypiers. Dans la partie nord-occidentale de cette unité, des niveaux roses apparaissent dans ces formations; celles-ci ont livré *Solenopora cf. jurassica* à A. Ascheri (1955).

B. *Crétacé et Tertiaire*

1) *Crétacé et Paléocène (?)*

Bien que connu depuis les travaux de Franchi et Sacco, le Crétacé de cette région n'a été que récemment l'objet d'études détaillées. Ces recherches ont été particulièrement effectuées dans le synclinorium du Monte Sapé (A. Guillaume 1959-60, L. Zappi 1960).

a) Les formations rapportées au Néocomien (épaisseur 50 à 60 m) sont constituées, dans le vallone Pioccia, par des calcaires bien lités bleus, plus ou moins détritiques et à lits siliceux, qui passent vers le haut à des calcaires échinodermiques, localement détritiques et renfermant des Bélemnites peu aplaties. Avec S. Franchi, on peut rapporter ces formations au Néocomien (s.l.); les niveaux de base représentent probablement les étages inférieurs et les niveaux élevés le Barrémien et le Crétacé moyen (complet ?).

Le contact entre les niveaux rapportés au Nécomien et ceux à faciès jurassique est en général franc. Dans le massif du Monte Balur, les calcaires jurassiques montrent une surface localement silicifiée indiquant un « hard ground » mal différencié.

b) Les formations attribuables à la base du Crétacé supérieur (25 à 30 m d'épaisseur) sont constituées par des calcschistes sombres qui nous ont fourni des débris d'Inocérames et de Rosalines. Ce sont apparemment les mêmes niveaux qui ont livré des Rosalines de type Cénomaniens à L. Zappi (*R. apenninica* (Renz), *R. cushmani* (Morrow)).

c) Le Crétacé terminal (60 m épaisseur) est représenté par un ensemble de calcaires bleutés plus ou moins schisteux qui nous ont livré: *Gltr. linneiana* (d'Orb.), *Gltr. gr. coronata* Bolli, *Gltr. gr. lapparenti* Brotzen (Dét. J. Sigal in A. Guillaume, 1960). L. Zappi a, de son côté, signalé dans les formations à faciès de Crétacé supérieur: *Gltr. lapparenti* Brotzen, *Gltr. coronata* Bolli, *Gltr. tricarinata* (Quereau), *Gltr. angusticarinata* (Gandolfi), *Gltr. cf. bulloides* (Vogler), *Gltr. renzi* Gandolfi, *Gltr. sigali* Reichel, *Microcodium* (vers le sommet).

Une bonne partie des étages du Crétacé supérieur apparaît donc représentée dans les formations décrites ici. Les niveaux élevés de la série n'ont fourni que quelques *Globotruncana* sp., aussi n'est-il pas possible de dire si les termes supérieurs du Sénonien sont représentés.

Il est important de noter que, localement dans le V^{ne} Pioccia, il y a continuité entre les niveaux crétacés et les niveaux calcaires à *Nummulites*, sans intercalation du conglomérat nummulitique qui sera décrit plus loin. Les niveaux supportant directement ces calcaires à *Nummulites* n'ont jusqu'ici montré que des fantômes d'organismes à rapprocher de *Globorotalia*. De toutes ces considérations, il résulte qu'il n'est pas possible d'exclure la présence de Sénonien supérieur et de Paléocène (cf. A.G. 1960) dans les formations étudiées.

Le Crétacé supérieur est localisé dans le synclinorium du Monte Sapé (partie interne de l'unité); il apparaît aussi au nord-ouest en rive gauche du Gesso, dans le complesso II de R. Malaroda. Au sud-est du col de Tende, dans ce qui constitue la prolongation méridionale de l'unité du col de Tende au sens large, le Sénonien existe (P. Fallot et M. Lanteaume 1955, M. Lanteaume 1958, 1962).

Pour la région étudiée, il est intéressant de remarquer que le Crétacé supérieur varie quelque peu de faciès dans le synclinorium du Sapé:

Les termes élevés du Crétacé supérieur contiennent des débris de porphyres quartzifères, de quartz corrodés et des plagioclases séricitisés (L. Zappi, 1960).

Ce détritisme apparaît aussi localement à la base du Crétacé supérieur. Par endroits on pourrait même employer le terme de flysch (dominante schisteuse et gréseuse) pour désigner ces formations. D'autre part, l'attention avait été précédemment attirée sur le fait que la série du Crétacé paraissait considérablement réduite en épaisseur par endroits, et ce abstraction faite des érosions soulignées par les conglomérats lutétiens. Toutefois, les études détaillées sont rendues délicates par les laminages tectoniques (A. Guillaume, 1960). Il est intéressant de souligner enfin que « au nord-ouest du Val Grande, on connaît du Néocomien venant en continuité sur le Malm et du Sénonien discordant semble-t-il, sur le Crétacé inférieur et le Malm » (M. Lanteaume, 1962). De telles relations entre le Sénonien et son substratum peuvent exister localement (R. Cornale, Bric del Omo-Baro). Malgré leurs imprécisions, il conviendra de tenir compte de ces données dans les reconstitutions paléogéographiques.

2) *Tertiaire*

Le Tertiaire débute par des formations à grandes Nummulites qui sont rapportées au Lutétien. Réserves faites pour certaines parties du synclinal du Sapé (voir plus haut), il repose sur les différents termes de la série sous-jacente comme il ressortait déjà des travaux de S. Franchi. La base du Tertiaire est formée en général par des conglomérats lutétiens à galets polygéniques, ceux-ci supportent du flysch noir, bartonien à la base, par l'intermédiaire d'une semelle plus ou moins épaisse de calcaire gréseux à Nummulites (Lutétien).

Il est intéressant d'insister sur les données apportées par l'étude des conglomérats lutétiens :

C'est S. Franchi qui, le premier semble-t-il, a tenté un inventaire des éléments du conglomérat qui apparaît souvent dans le Lutétien et qui en a tiré des conclusions paléogéographiques; pour cet auteur, les galets sont principalement constitués par du porphyre permien.

Le même travail a été récemment entrepris, dans le même but, par R. Malaroda d'une part, (1957) sur la rive gauche du Gesso, et par

A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume d'autre part (1957), dans la région de Tende et la Brigue.

Sur la rive gauche du Gesso, R. Malaroda signale les principaux éléments de roches suivants: porphyres quartzifères plagioclasiques, blancs à grains fins, porphyre plagioclasique rose-violacé ou violacé, gneiss à muscovite gris blanc à 60% de plagioclase albitique, granite rose, aplite quartzo siliceuse, porphyre quartzifère violet mylonitique (à plagioclases), porphyre quartzifère plagioclasique microcristallin, ardoise noire, pélite rose. *L'auteur rapproche ces roches de celles de l'Argentera.*

A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume (1957) étudient les conglomérats entre le nord de Limonetto et les régions plus méridionales (Unité du Col de Tende et Autochtone). Sur les 32 roches examinées, une seule correspond à une dacite. La majorité des roches est composée de rhyolites à biotite. Les auteurs signalent aussi quelques galets de roches sédimentaires et de rares rhyolites à micropegmatites ou à sphérolites. *Ils rapprochent les roches éruptives de celles du « briançonnais » du Besimauda et remarquent que la forme des galets évoque un apport fluvial.*

Des comparaisons et interprétations opposées ont donc été effectuées simultanément par les auteurs italiens et français. L'interprétation paléogéographique qui découle de l'étude de ces conglomérats étant l'une des pierres angulaires des reconstitutions paléogéographiques proposées actuellement pour les Alpes Maritimes (voir plus loin), nous avons été amenés à étudier ces formations dans notre région.

L'étude a été menée entre le Gesso et le Col de Tende. Les galets ont été prélevés en trois points principaux qui sont: Val Gesso (Tetti dei Banditi (26 galets), Massif du Balur (25 galets), Col de Tende (64 galets). Seuls des prélèvements de contrôle qualitatif ont été effectués dans les zones intermédiaires. Les résultats exposés ici devront donc être vérifiés statistiquement, en particulier dans ces dernières zones:

a) *Val Gesso*: Dans le secteur de T¹ Banditi, les conglomérats reposent sur le Jurassique par l'intermédiaire ou non d'un Crétacé très réduit en épaisseur. Sur 26 galets, 10 sont constitués par des porphyres massifs rougeâtres ou violacés dans lesquels les phénocristaux de plagioclase sont nettement plus abondants que ceux d'orthose*; un galet de porphyre montre sensiblement une proportion égale de phénocristaux de plagioclases et d'orthoclases; 2 galets sont composés par des pegmatites; un autre est en granite. Des arkoses plus ou moins schisteuses (8 galets) et des schistes (4 galets) complètent la série.

* Dans le texte qui suit on emploiera le terme « plagioclasique » ou « orthoclasique » pour éviter des périphrases.

b) *Massif du Balur*: Dans ce secteur, les porphyres plagioclasiques forment la majorité (50% environ) des éléments des conglomérats. Les schistes noirâtres forment environ 20% des éléments ainsi que les arkoses (à plagioclases). Les galets de formations sédimentaires interviennent pour 10% environ.

Il est important de remarquer qu'une lame mince effectuée dans le ciment des conglomérats, a montré un fragment de roche éruptive fraîche à albite, épidote et un peu de quartz.

c) *Col de Tende*: Les conglomérats reposent sur la partie supérieure karstifiée des calcaires marmoréens attribués au Jurassique (A. Faure-Muret et P. Fallot 1954, M. Lanteaume 1958). Les éléments des conglomérats sont, comme l'avaient bien remarqué nos prédécesseurs, constitués ici en majorité (80%) par des porphyres quartzifères.

64 galets prélevés *au hasard* sont composés par les roches suivantes:

- porphyres quartzifères plagioclasiques (33 galets)
- porphyres quartzifères à sphérolites, plagioclasiques (5 galets)
- porphyres quartzifères plagioclasiques, altéré (3 galets)
- porphyres quartzifères à feldspath profondément altéré (5 galets)
- porphyres quartzifères plagioclasiques à structure « pseudofluidale » (au sens de A. Rittmann) (3 galets + 1 galet plus douteux); peut provenir de l'érosion d'ignimbrites.
- porphyres quartzifères dont les phénocristaux sont en égale partie des feldspaths alcalins et des plagioclases (2 galets)
- grès plus ou moins arkosiques à débris de porphyres plagioclasiques (5 galets)
- grès arkosiques (6 galets)
- mylonite de grès arkosiques ou de porphyres quartzifères (1 galet).

L'aplatissement de 40 galets mesurés est situé entre 1,5 et 2, ce qui tend à confirmer les impressions de terrain qui évoquent un apport fluvatile. Toutefois, ces observations devront être vérifiées statistiquement.

Il est intéressant de remarquer que dans les zones intermédiaires, on observe dans l'ensemble les mêmes roches. Soulignons que dans la région du Haut Vallone Pioccia (partie interne du synclinorium du Sapé) les galets cristallins sont énormes et que parallèlement l'épaisseur du Crétacé apparaît réduite (A.G., 1960).

Remarquons enfin que les galets de roches sédimentaires (Jurassique, Crétacé, Trias ?) sont plus nombreux dans les conglomérats tertiaires près de la Fontana Liret (partie externe du synclinorium du Sapé).

C. Conclusion à l'étude stratigraphique

De cette étude ressortent les principales données suivantes :

Le Werfénien supérieur et le Trias moyen sont localement représentés dans l'unité dite du Col de Tende.

Le Trias supérieur-Rhétien-Hettangien est assez bien individualisé et offre des faciès assez constants.

Le Lias à Gryphées, bien caractérisé dans les régions nord-occidentales, paraît exister aussi sous un faciès « provençal » plus au sud.

La partie supérieure du Lias n'a pu être caractérisée de même que le Dogger; on ne peut cependant exclure leur présence entre le Gesso et le Col de Tende.

Le Jurassique supérieur et le Néocomien offrent des faciès assez uniformes.

Le Crétacé supérieur montre des faciès variables dans le synclinal du Sapé. Sa partie inférieure est localement détritique; sa partie terminale l'est aussi.

La présence du Paléocène ne peut être exclue.

Les éléments des conglomérats lutétiens sont en majorité constitués par des porphyres quartzifères dont les phénocristaux de feldspath sont principalement constitués par des plagioclases. La forme des galets évoque un apport fluviatile.

Le flysch noir lié à cette unité est bartonien dans sa partie inférieure. Sa partie supérieure n'est pas datée.

Rappelons enfin que des éléments de cristallin existent aussi dans le Crétacé autochtone (*cf.* note connexe) et dans le Nummulitique autochtone (voir A. Faure-Muret et *al.*, 1957). Il appartiendra de tenir compte de ces données dans les reconstitutions paléogéographiques d'ensemble.

II. TECTONIQUE

A) Structure

Entre le Col de Tende et le Gesso, l'unité du Col de Tende s'appuie sur du flysch considéré comme l'équivalent du « grès d'Annot ». Comme il ressortait déjà des travaux de Franchi, le contact basal de l'unité est oblique par rapport aux structures et il existe un rabotage basal assez net. Comme il a été souligné précédemment (A. Guillaume, 1959-60),

cette unité est fortement réduite dans la région du Col de Tende-Limonetto. L'anticlinal aigu et brisé qu'elle forme aux Bcs Matlas-Baral, se relie apparemment vers le nord-ouest à celui, plus tranquille, de Tetto Baro et du V^{ne} Pioccia et s'intègre dans le fond du vaste synclinorium du Sapé où il forme un simple bombement (A.G. 1959-60). Plus au nord-ouest, le Crétacé est plus réduit en épaisseur; simultanément, le Jurassique rigide forme l'anticlinal aigu plus ou moins écaillé de Liret-Testas-Baral. Ce pli est situé dans le prolongement de celui de Baral-Baro-Pioccia. Il subdivise le synclinorium du Sapé en deux parties dont la plus interne se prolonge (abstraction faite de quelques cassures transversales) jusqu'au Gesso.

Le flanc oriental du synclinorium du Sapé participe, sensiblement depuis la transversale du Vallone Biale, au flanc inverse d'un anticlinal couché, lui-même relayé vers le Gesso par une zone synclinale fortement pincée et dont les écaillages coïncident curieusement avec l'extrême réduction d'épaisseur du Crétacé (T¹. Banditi).

Le flanc occidental subvertical du synclinorium du Sapé se relie aux accidents du massif du Monte Bussaia. Dans ces massifs où le Crétacé est pratiquement absent quatre plis (au minimum) anticlinaux aigus ont pu être mis en évidence. Ce faisceau de plis couchés se prolonge jusqu'au Gesso; il sera ultérieurement décrit en détail mais il est toutefois intéressant de remarquer que la barre jurassique-tertiaire qui s'appuie sur le flysch autochtone au niveau du Passo P. della Colla appartient encore à l'unité du Col de Tende.

Sur la rive droite du Gesso, les plis sont beaucoup plus profonds que dans le massif du Monte Bussaia. Sur la rive gauche, d'après les données de R. Malaroda (1957), les structures sont plus écaillées que sur la rive droite.

B) *Style tectonique*

Le style tectonique de cette unité a été précédemment l'objet d'une analyse préliminaire (A. Guillaume, 1960). Abstraction faite de la région du Col de Tende, où la partie interne de cette unité peut être recouverte par les ensembles supérieurs, il a été montré que dans sa partie nord occidentale, l'unité du Col de Tende acquiert une structure nette en grands anticlinaux et synclinaux.

J'ai suggéré que la présence du Crétacé relativement plastique pouvait peut-être expliquer cette structure. Les données résumées ci-dessus

militent en faveur de cette hypothèse. Si cette série est plissée au nord-ouest en grands anticlinaux et synclinaux, il ne s'agit pas, en tous cas dans l'ensemble, de plis coiffés de type haut-jurassien, et si le style tectonique général de l'unité du col de Tende doit être comparé à un autre, c'est probablement à celui des Médiannes plastiques dont les plis sont beaucoup plus accentués et empilés que ceux du Haut-Jura.

Si la forme des plis apparaît dépendre ici de la constitution lithologique de la série, on ne connaît pas la *cause* du plissement propre de cette unité.

Sans que l'on puisse faire la part exacte des différents phénomènes agissants, il est probable que la structure actuelle de l'unité résulte des décollements et plissements initiaux de la série sur son substratum, du charriage, et du serrage de cette série entre l'autochtone et les unités supérieures. Sans que l'on puisse le prouver formellement, il semble que le dernier phénomène invoqué n'ait provoqué que quelques écaillages locaux et accentué les plis préexistants en modifiant leur forme dans certains compartiments limités par de petites cassures transversales.

Rappelons enfin que, du col de Tende au Gesso, cette unité forme un ensemble continu (compte non tenu de quelques petites cassures transversales et du quaternaire des vallons). Sa mise en place finale ne peut être datée qu'approximativement: elle est postérieure à la fin du dépôt du flysch autochtone tertiaire (non daté avec précision) qui supporte l'unité; d'après les données que l'on possède actuellement sur la série tertiaire de l'unité, l'achèvement de la mise en place apparaît d'âge bartonien ou postérieur.

C) *Prolongements et équivalents latéraux*

1° *Vers le Sud-Est*

On doit à P. Fallot d'avoir, avec M. Lanteaume, clarifié les données concernant les prolongements méridionaux de l'unité du col de Tende (1955). D'après les données de ces auteurs, l'unité du col de Tende est relayée au Sud-Est par de petites unités à faciès sensiblement identiques (unités de sommet 2215, de Pépin, des barres de Boaires, de la baisse de la Crocette). L'ensemble constitue, avec la série du col de Tende, l'unité du col de Tende *s.l.* de M. Lanteaume (1958). Il est intéressant de remarquer que, pour ces auteurs, le déplacement de la série apparaît réduit à la Crocette (P.F. et M.L., 1955 p. 73). Toujours d'après P. Fallot,

les galets des conglomérats lutétiens sont, plus au sud, principalement constitués par des rhyolites.

2° *Vers le Nord-Ouest*

Il est net que l'unité du col de Tende trouve son équivalent en rive gauche du Gesso, dans le « *complesso II* » de R. Malaroda (1947).

Plus au nord-ouest, les avis sont partagés :

Les géologues qui travaillent actuellement dans ces régions (B. Franceschetti 1959-60, F. Carraro, 1961) ont apporté des arguments en faveur de l'hypothèse admettant la liaison entre le « *complesso II* » et les unités « *sub-briançonnaises* » (*cf.* aussi R. Malaroda, 1960). Cette hypothèse est aussi envisagée par Y. Gubler (communication orale).

Pour R. Barbier et J. Debelmas (1961), le *complesso II* équivaut à l'unité de la Piconiera (sub-briançonnais médian des auteurs, au point de vue paléogéographique).

D'après M. Lanteaume (1962), l'unité du col de Tende-Complesso II pourrait se suivre jusqu'aux Barricates. Cet auteur remarque cependant qu'au-delà de Demonte les données sont trop fragmentaires et qu'il n'est possible de faire que des suppositions établies d'après les feuilles géologiques italiennes (M.L. 1962, p. 164). Cet auteur, étudiant à propos du Lias les cartes italiennes, pense que le Lias affleure entre Demonte et les Barricates « dans ce qui peut être la couverture du cristallin-cristallophyllien du massif de l'Argentera-Mercantour, ou la prolongation de l'unité du col de Tende (ou les deux ce qui impliquerait une autochtonie de l'unité du col de Tende dans ce domaine) » (p. 173).

Les recherches en cours permettront de clarifier les idées.

III. PALÉOGÉOGRAPHIE ET PALÉOTECTONIQUE

Nos prédécesseurs ont tous, depuis Franchi, été intéressés par la paléogéographie de l'unité du col de Tende, unité dont M. Lanteaume a, encore dernièrement (1962), souligné la parenté avec l'autochtone. Beaucoup de considérations ont été développées dans les travaux récents. Le texte ci-dessous montre que le sujet n'était pas épuisé et ne l'est pas encore.

A. *Paléogéographie locale*

Dans les considérations qui suivent, nous insisterons surtout sur les géographies du Crétacé et du Tertiaire.

1) *Trias et Jurassique*

Il est difficile de reconstituer la géographie de ce secteur au Trias moyen. Les affleurements sont trop exigües et les roches de cet âge sont souvent trop broyées. Le Trias supérieur — Rhétien s'apparente par ses faciès aux formations équivalentes du domaine septentrional. Jusqu'ici, si on connaît dans la partie méridionale de l'autochtone du « Keuper » à faciès identique, on n'y connaît pas les schistes bariolés; mais ceux-ci changent peut-être latéralement de faciès.

Le Lias est bien individualisé dans la partie nord-occidentale de l'unité et acquiert probablement un faciès « provençal » plus au sud. Il semble bien qu'il en soit de même pour le Dogger dont le dépôt a pu être localement précédé par des érosions. Pas plus que dans l'autochtone de Fontan, les lacunes du Lias terminal et du Dogger n'ont été, en tous cas, prouvées jusqu'à maintenant (mais ceci est un argument négatif).

Le Jurassique supérieur apparaît comme une période assez tranquille. Les niveaux qui le représentent sont plus récifs dans les régions méridionales.

2) *Crétacé*

Le Crétacé inférieur apparaît encore comme une période assez calme. Il n'en est pas de même pour le Crétacé supérieur, époque au cours de laquelle des bouleversements importants intervinrent, l'un probablement au Cénomaniens, et l'autre vers la base du Sénonien supérieur. Ces mouvements ont provoqué des venues détritiques non seulement dans le Crétacé supérieur de l'unité du col de Tende, mais aussi dans celui de l'autochtone, ce qui souligne la parenté d'évolution des zones de sédimentation des deux séries. Il est intéressant de remarquer que les éléments détritiques sont principalement constitués par des débris de rhyolites analogues à celles qui apparaîtront plus tard dans les conglomérats lutétiens.

Comme il a été rappelé plus haut, la série crétacée apparaît réduite sur les marges du synclinorium du Sapé et localement le Sénonien pourrait être, d'après M. Lanteaume (1962), discordant sur son substratum.

Sans aller jusqu'à envisager une « tectonique » embryonnaire très accentuée, on peut penser que des plissements locaux ont pu se produire. En se basant sur le fait que les éléments détritiques proviennent principalement du socle, on pourrait même envisager des décollements de couverture. L'argument est faible, mais n'a-t-il pas été invoqué à propos

des sédiments tertiaires (voir plus loin). Si l'on peut retenir une telle hypothèse, elle doit être évidemment plus nuancée pour le Crétacé supérieur que pour le Tertiaire. Dans la partie externe de l'unité (Bussaia-Vancharampi), le Crétacé supérieur n'existe pratiquement pas. Compte tenu, d'une part des réductions d'épaisseur locale du Crétacé (voir plus haut) et d'autre part de sa quasi-inexistence dans les conglomérats lutétiens, il est possible que, pour la région étudiée, le Crétacé supérieur ne se soit pas déposé dans cette zone externe. Il est à remarquer à ce sujet que le conglomérat lutétien repose sur un karst au col de Tende (A. Faure-Muret et P. Fallot, 1954); il n'existe aucune indication sur l'époque de formation de ce karst qui s'est constitué entre le Jurassique et le Lutétien. Ne serait-il pas d'âge Crétacé supérieur?

En résumé, au Crétacé supérieur s'individualise une ride (émergée?). Les érosions qui se produisent ont intéressé le Paléozoïque peut-être dénudé tectoniquement. Il en résulte un détritisme des séries crétacées de l'autochtone et de l'unité du col de Tende.

3) *Tertiaire*

La sédimentation se poursuit localement du Crétacé supérieur au Lutétien sans interposition des conglomérats à galets cristallins. Le Paléocène a pu se déposer en certains points.

L'activité tectonique reprend de la vigueur au Lutétien dont le conglomérat est souvent discordant et souligne le début d'une époque où la sédimentation va devenir essentiellement détritique et se terminer par du flysch dont l'âge de la partie sommitale n'est pas connu.

Depuis S. Franchi plusieurs hypothèses ont été envisagées pour expliquer cette explosion de détritisme soulignée par les conglomérats nummulitiques.

Résumons brièvement les principales données apportées et les hypothèses proposées:

1^o) S. Franchi qui étudie les conglomérats (1881-1906) pense que les éléments sont analogues aux roches du massif de l'Abisso; ils démontrent l'émergence anténummulitique du massif de l'Argentera. Il faut préciser avec R. Malaroda (1957) que Roccati a montré que les roches de l'Abisso sont des arkoses porphyriques (au moins pour une partie) et que ce fait enlève à l'hypothèse de Franchi une certaine valeur.

2^o) R. Malaroda (1957) pense aussi que l'abondance du matériel éruptif et métamorphique dans le Tertiaire du complesso II, doit être lié à un soulèvement de l'Argentera, mais remarque qu'il est difficile de reconstruire la paléogéographie locale. L'auteur insiste sur la composition particulière des por-

phyres quartzifères des galets : ceux-ci sont peu mylonitisés et peu recristallisés et leurs phénocristaux de feldspaths sont principalement formés par des plagioclases. Ceci les différencie pour R. Malaroda des roches équivalentes du groupe du Besimauda. L'auteur qui a mis en évidence des porphyres quartzifères plagioclasiques (Permien?) intimement associés aux migmatites de l'Argentera remarque que S. Conti et G. Rovereto (1951) ont signalé une éaille de porphyre quartzifère plagioclasiique située au front de la « nappe du Grand Saint Bernard ».

Dans le texte qui suit nous appellerons l'hypothèse de R. Malaroda « hypothèse I ».

3^o) A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume, qui font plus au sud un inventaire des galets de l'unité du col de Tende et de l'Autochtone, publient simultanément leurs conclusions (1957) (voir aussi P. Fallot 1956-57). Pour les auteurs, les galets sont composés par des rhyolites à biotite et se rapprochent beaucoup des roches du Besimauda vues au Colle del Pa par A. Faure-Muret et P. Fallot. Ils signalent néanmoins qu'aucun des galets examinés n'appartient aux divers types de roches clastiques écrasées accompagnant les roches éruptives dans le Pennique ligure. Les auteurs, qui ne connaissent pas de rhyolites dans leur périmètre de recherches de l'Argentera, pensent que les galets proviennent d'une ride située à l'est du domaine où s'étaient formés les sédiments mézozoïques de l'unité du col de Tende. Pour eux, cette ride séparait ce dernier domaine d'un autre plus interne où se formaient les séries de type Riou-Frei *p.p.* (domaine actuellement appelé « zone des Klippes », au sens paléogéographique, par M. Lanteaume) dont le Lutétien offre un faciès général différent de celui du Lutétien de l'unité du Col de Tende. Cette hypothèse, que nous appellerons hypothèse II, était fort attrayante pour l'époque. Le seul argument valable venant à l'encontre de cette idée était l'existence de rhyolites dans le massif de l'Argentera (R. Malaroda 1957).

4^o) M. Lanteaume, faisant en 1958 le point de ses connaissances, pense que l'unité du col de Tende équivaut sensiblement au « complesso II » de R. Malaroda et développe l'hypothèse II. Il note en outre que les galets ne peuvent provenir du Permien de l'Argentera car « entre la zone où ces galets auraient dû être prélevés et celle où ils se sont déposés, se sédimentait le Lutétien supérieur calcaire du Ciotto Mien — P^a Bussaia qui ne présente aucune passée conglomératique ni détritique ». Pour l'auteur, la disposition des conglomérats milite en faveur d'une alimentation de l'est vers l'ouest et les conglomérats se seraient déposés sur la couverture plissée et érodée de la ride permienne. Ils auraient atteint, par endroits, l'autochtone : là, les conglomérats paraissent provenir de l'est (disposition et taille des galets). Cet auteur reprendra à nouveau l'hypothèse II ultérieurement (1962).

En résumé deux hypothèses sont proposées pour expliquer l'origine des conglomérats lutétiens :

- 1^o Cette origine est liée à un soulèvement du massif de l'Argentera (R. Malaroda; hypothèse I).
- 2^o Les galets proviennent de l'érosion d'une ride dont la couverture externe a glissé et mis à jour du Permien à faciès « briançonnais »

dont les débris sont venus s'accumuler dans la région plus externe et sur les terrains mésozoïques décollés.

(P. Fallot, 1957, A. Faure-Muret et *al.* 1957, M. Lanteaume 1958, 1962; hypothèse II).

La solution au problème posé par ces interprétations divergentes pouvait résulter de la reprise de l'étude systématique des conglomérats et aussi de l'étude des séries s'apparentant aux sources de matériel détritique ou pouvant les constituer. Les premiers résultats de notre étude concernant les conglomérats ont été exposés plus haut; rappelons qu'entre le Gesso et le Col de Tende, les éléments des conglomérats sont en majorité constitués par des porphyres quartzifères plagioclasiques.

L'étude du Paléozoïque a été abordée simultanément. Les résultats préliminaires détaillés seront exposés ultérieurement et seuls seront résumés ici ceux qui ont une importance particulière pour l'interprétation paléogéographique concernant les séries de couverture.

Dans le massif de Besimauda, on connaît entre Ellero et Gesso des porphyres quartzifères plagioclasiques ou leurs produits de remaniement sur place:

Les uns apparaissent, d'une manière générale, vers la base de la série rapportée au Permien. Ils supportent la masse des porphyres orthoclasiques.

Les autres apparaissent dans la zone externe au front de l'unité du Vecchio. Ces niveaux, qui apparaissent près de Tetto Carletto (S. Conti, G. Rovereto, 1951), sont, pour nous, interstratifiés dans les formations paléozoïques: ils existent aussi dans le Vallone Secco. Il s'agit probablement d'ignimbrites d'après A. Rittmann * ou de tufs ignimbritiques.

Ces faits viennent à l'encontre de l'hypothèse I. *Mais*, même en faisant abstraction des laminages dus à la tectonique tertiaire, les premières roches, comme les secondes, n'offrent pas le faciès des galets inclus dans le tertiaire du col de Tende.

Les formations visibles actuellement dans les massifs Besimauda-Vecchio n'ont donc pu apparemment fournir de matériaux aux conglomérats de l'unité du Col de Tende. Ceci est conforme aux hypothèses

* Comme j'aurai ultérieurement l'occasion de le préciser, M. le Professeur Rittmann m'a conseillé pour l'étude du Permo-Carbonifère et je l'en remercie vivement.

I et II, qui invoquent toutes deux ce fait, mais pour des raisons différentes.

Les laves liées au cristallin de l'Argentera sont celles qui, par leur macrofaciès et leurs caractères pétrographiques, se rapprochent le plus des galets rencontrés dans l'unité du Col, de Tende.

Il importe maintenant de voir, en fonction de ces nouvelles données, s'il est possible de conserver l'une ou l'autre des hypothèses I et II ou de trouver une solution de compromis.

I. Examen de l'hypothèse II

a) Dans cette hypothèse, les porphyres de l'autochtone pourraient être des écailles venant du « briançonnais » et arrivées en position externe pour des raisons et par des mécanismes assez obscurs. En fait, l'hypothèse II ne serait toujours principalement basée que sur un argument négatif. De plus, on n'observe pas dans la région actuellement interne de formations offrant le faciès des porphyres externes.

b) En poussant cette hypothèse à l'extrême, on pourrait admettre que les terrains de l'unité du col de Tende formaient initialement le complément supérieur des terrains de l'unité de Vecchio. Mais, comme précédemment, on doit remarquer l'absence des porphyres à faciès externe dans les zones internes.

Il faut rappeler d'autre part que le déplacement de l'unité est minime vers la Crocette (P. Fallot et M. Lanteaume, 1956).

c) Si l'on admet que les galets proviennent d'une ride située à la marge interne du bassin de la future unité du col de Tende, on peut aussi envisager plusieurs hypothèses, *possibles mais non démontrées*, admettant des changements de faciès des séries du Besimauda.

d) En attendant des données pétrographiques détaillées sur les conglomérats lutétiens des parties plus méridionales de l'unité du col de Tende et de l'autochtone, on ne peut évidemment exclure complètement l'hypothèse II pour ces régions.

II. Examen de l'hypothèse I ; Remarques

a) L'hypothèse I paraissait se heurter dès l'abord au fait que le Tertiaire autochtone ne contenait pas de niveaux conglomératiques dans le massif Ciotto-Mien Bussaia.

En fait on doit tenir compte maintenant des données apportées dans la note connexe sur l'autochtone: le Tertiaire y est par endroits conglo-mératique: Certes on n'observe pas un détritisme prononcé dans tout le secteur, mais on ne peut ignorer que dans la région comprise entre Rio Chiesa et Gesso, le faciès de la partie *interne* de la série autochtone décollée, n'est pas connu du fait des structures actuelles.

b) Il n'existe pas d'argument contraire à l'hypothèse admettant que la ride de « socle » était située dans la partie interne de la série autoch-tone et plus probablement séparait au Lutétien les bassins de sédimenta-tion de la future unité du col de Tende et de son futur autochtone relatif.

Cette hypothèse I modifiée (que dorénavant nous appellerons hypo-thèse III) admet donc que l'unité du col de Tende avait un substratum paléozoïque dont les faciès offraient de grandes analogies avec ceux des séries paléozoïques du revers interne du massif actuel de l'Argentera. Les derniers affleurements de porphyres encore existants dans la partie interne de l'Argentera constitueraient les derniers témoins de la ride dispensatrice du matériel détritique ou d'un relai de cette ride.

III. Examen de l'hypothèse III

a) Dans l'hypothèse II, on devait jusqu'ici admettre, bien que ce soit là un argument négatif, que le matériel détritique venait s'épendre uniquement dans les zones plus externes. Dans l'hypothèse III, cette dissymétrie n'existe pas; en effet, on connaît au Sud des galets cristallins dans la série autochtone et le Crétacé autochtone est détritique comme celui de l'unité du col de Tende.

b) Si l'on veut tenir compte, entre autres, de la taille des galets des conglomérats lutétiens comme indicateur de la direction des apports (voir plus haut), on ne peut manquer de noter que la taille des galets est plus grande dans la partie interne de la série autochtone et aussi locale-ment dans la partie externe de l'unité du Col de Tende.

c) Il est intéressant de remarquer encore que la ride envisagée dans cette hypothèse III avait commencé à bien s'individualiser au moins au Crétacé supérieur, comme en témoignent les venues détritiques dans les formations correspondantes de l'autochtone et de l'unité du col de Tende. Ces faits sont à rapprocher de ceux présentés pour l'évolution de l'autoch-tone au Crétacé supérieur.

Il est d'ailleurs curieux que des phénomènes pouvant dater du Crétacé supérieur aient été mis en évidence en de nombreux points des Alpes françaises et qu'on ne leur attribue jusqu'ici qu'une importance locale; la somme de tous ces faits indique cependant un phénomène général.

d) Il faut noter enfin que la ligne hypothétique marquant la position de la ride invoquée dans l'hypothèse III se trouve approximativement dans le prolongement de l'accident Col de Tende-Chiamossero. Il y a là une coïncidence qu'il importe de retenir.

B. *Evolution régionale dans le cadre de l'hypothèse III.*
Conséquences et remarques d'ordre général.

Admettre l'hypothèse III conduit d'une part à simplifier la paléogéographie du domaine externe, mais d'autre part à la compliquer pour la marge interne de ce secteur.

La paléogéographie est simplifiée car la ride tendasque de l'hypothèse III se trouve coïncider sensiblement avec l'accident du col de Tende (ou un relai), qui passe probablement en profondeur sous le Ciotto-Mien. C'est en ce sens qu'il faut parler d'un « seuil » du Chiamossero en notant que le seuil du même nom, auquel il est fait appel pour expliquer le repos direct du Nummulitique sur le Jurassique au Ciotto-Mien, doit être reporté de quelques kilomètres vers l'extérieur.

Le fait qu'il existe des porphyres quartzifères, et plus généralement des formations volcaniques dans le massif de l'Argentera, éclaircit aussi quelque peu la paléogéographie permienne. Il n'y a plus, depuis les travaux de R. Malaroda (1957), obligation de penser que les éléments éruptifs des conglomérats proviennent des domaines internes, évitant ainsi un « seuil » d'ailleurs hypothétique.

La paléogéographie est compliquée car, dans la région étudiée, il faut réexaminer les problèmes concernant les relations entre le bassin de sédimentation de l'unité du col de Tende et celui (ou ceux) des unités plus internes.

Après les travaux de S. Franchi, ces unités internes n'ont été jusqu'ici l'objet que de recherches préliminaires (voir A. Guillaume, 1961). Parmi les ensembles reconnus certains se relient à ceux des régions plus méridionales (séries notées 2 in A.G. 1961), qui se prolongent au sud-est dans le Rio Freddo et près de Triora, en constituant des séries que R. Barbier comme M. Lanteaume considère comme « sub-briançonnaises ». Les

recherches pétrographiques statistiques ne sont pas assez avancées pour que l'on puisse avoir une idée exacte sur les zones de sédimentation de ces séries et savoir si elles ont été atteintes au Crétacé et au Tertiaire par les débris provenant de la ride tandasque. Il faut noter d'ailleurs que ces unités sont désolidarisées de leur substratum et que l'on ne peut connaître l'amplitude réelle de leur déplacement tangentiel.

L'examen de la paléogéographie de la marge interne de l'unité du col de Tende nous conduit ainsi à faire quelques remarques d'ordre général.

a) L'un des caractères principaux des Alpes, et particulièrement de leurs zones internes, est le fait qu'il existait probablement des discontinuités dans les bassins de sédimentation. La présence actuelle d'une discontinuité majeure sur la transversale du col de Tende a été soulignée précédemment. Cette discontinuité correspond à la terminaison méridionale de l'Argentera et se retrouve dans le « briançonnais » où elle intéresse aussi le Paléozoïque. *Si l'on admet l'hypothèse proposant que le chevauchement majeur du pennique s'effectue au niveau du socle, il en découle que l'on ne peut connaître la valeur exacte du déplacement relatif du socle briançonnais.* Il ressort de tout cela que les reconstitutions paléographiques effectuées sur la transversale du Col de Tende sont sujettes à caution car on ne connaît pas la position originelle ni l'orientation des blocs penniques et européens qui sont maintenant en contact. Les profils rétrotectoniques effectués, les uns au Nord sur la transversale du revers oriental de l'Argentera, les autres au sud sur la transversale du Monte Marguareis, ne seront donc pas forcément identiques.

Il y aura lieu de tenir compte dans les premières reconstitutions de l'existence de la série de l'unité du Monte Cologne (= complesso III de R. Malaroda, *pro parte* au moins).

Pour les reconstitutions sur la transversale du Marguareis, il faudra encore faire des hypothèses pour situer la position originelle de l'unité du Marguareis. D'après les travaux récents, on sait que cette unité formait la couverture du Paléozoïque du Besimauda, dans une région plus interne que celle de l'unité du Vecchio. Si le contact basal visible de l'unité du Marguareis est de 6 à 7 km. au maximum, on ne connaît pas la place initiale exacte de cette unité. Ces problèmes seront envisagés dans un travail ultérieur.

b) R. Barbier et J. Debelmas ont donné récemment (1961) une vue synthétique de leur interprétation paléogéographique de ce qu'ils appellent « zone subbriançonnaise ». Les auteurs ont situé l'unité du Col de Tende et le « complesso II-Piconiera » respectivement dans le

« subbriançonnais externe » et le « subbriançonnais médian », qui sont des domaines apparemment bien caractérisés au nord.

Il a été remarqué plus haut qu'il ressortait des travaux de S. Franchi et surtout des recherches récentes (voir en particulier R. Malaroda 1957, A. Guillaume 1959-60, L. Zappi 1960) que l'unité du col de Tende *s.str.*-complesso II forme pratiquement un ensemble continu entre le col de Tende et la Stura.

L'interprétation de R. Barbier et J. Debelmas est donc fort intéressante. Si on l'admet, on doit envisager, à titre hypothétique, soit une obliquité des zones paléogéographiques par rapport à l'actuelle unité tectonique, soit que la partie externe de l'unité du col de Tende correspond à du « subbriançonnais externe » et la partie interne à du « subbriançonnais médian ».

Ce serait là un des très rares endroits des Alpes où des séries appartenant à des domaines paléogéographiques, voisins mais différents, sont impliqués dans la même unité structurale.

Il faut remarquer à ce propos, au point de vue de la terminologie, que l'on devrait, dans cette hypothèse, appeler « subbriançonnais externe-subbriançonnais médian » l'ensemble formant la série du col de Tende-Stura. Bien que structuraux, les termes d'unité du col de Tende ou de complesso II sont plus faciles à manier et ne sous-entendent pas d'hypothèse paléogéographique.

c) Plus on avance dans la connaissance de la marge externe du domaine briançonnais, plus on s'aperçoit que les séries pouvant appartenir à cette zone marginale montrent surtout à partir du Crétacé supérieur, des faciès qui peuvent changer très rapidement longitudinalement et transversalement. C'est là un caractère d'instabilité que la majorité des auteurs reconnaît.

Il est donc possible qu'au Crétacé supérieur il y ait eu dans cette zone maintenant complètement comprimée par le « chevauchement pennique frontal du socle » (et plus ou moins cicatrisée) des domaines où se déposaient des séries à faciès aberrant par rapport aux séries marginales. On doit souligner que si l'on admet que les flyschs sont pour la plupart alimentés longitudinalement en matériaux détritiques fins, cela permet justement d'expliquer entre autres leur faciès aberrant.

À titre hypothétique, on peut penser que des flyschs crétacés offrant le faciès des flyschs internes peuvent s'être déposés dans la « zone subbriançonnaise ». Il est symptomatique que le flysch à Helminthoïdes de la Mandette soit maintenant attribué au subbriançonnais. Il est curieux

aussi que les flyschs à faciès « interne » soient presque inexistants sur le revers de l'Argentera et que cette extrême réduction d'extension actuelle coïncide avec celle du Paléozoïque « briançonnais ».

d) On doit souligner encore les problèmes que pose la découverte d'un fragment de roche éruptive fraîche dans les conglomérats *lutétiens* de l'unité du col de Tende. Même s'il n'en existe qu'un, il faudra bien ultérieurement en expliquer l'origine (volcanisme lutétien ou antérieur ou érosion d'une série à matériel volcanique y compris nappe de flysch).

e) Il faut insister aussi sur le faciès des galets de roches éruptives de l'unité du col de Tende.

Nos prédécesseurs avaient déjà noté (voir plus haut) l'absence de galets de roches écrasées du type de celles rencontrées dans le pennique. L'hypothèse II peut expliquer cela par le fait que les écrasements de ce genre sont principalement tertiaires. Il faut cependant noter que certaines de ces roches penniques miment par leur faciès les gneiss oillés du Sapey dont l'époque de formation serait paléozoïque. On peut cependant penser qu'il ne s'agit là que d'une convergence de faciès et que les roches du Besimauda ont pris leur aspect définitif au Tertiaire.

Il faut rappeler aussi que le grand développement de la séricite dans les rhyolites avait été remarqué (A. Faure Muret et *al.* 1957) et que l'on se demandait si la roche « n'avait pas subi un léger métamorphisme, bien que l'écrasement puisse produire des effets analogues ». Il est net que la roche a été altérée et écrasée avant de se trouver incorporée dans les galets, mais ces phénomènes ne sont probablement pas seuls en cause. Il semble indéniable qu'il existe des phases de métamorphisme alpin contemporaines ou postérieures à la tectonique tertiaire majeure. On est cependant en droit de se demander si une phase au moins de métamorphisme n'est pas intervenue dans cette région au Lutétien (ou plus probablement avec le Lutétien) car le ciment des conglomérats non écrasés est généralement indemne. Faut-il rapprocher cela du fait qu'il a pu exister des déformations dans ce secteur dès le Crétacé supérieur ?

f) Une dernière remarque concerne la chronologie des mouvements au Tertiaire. Appliquons à l'hypothèse III l'idée admettant un décollement et un plissement de la couverture mésozoïque de l'unité du col de Tende sur son substratum paléozoïque (P. Fallot 1956-57, M. Lanteaume, 1958) avant le dépôt des conglomérats. L'hypothèse III implique que le décollement lutétien ou antérieur de cette couverture s'est effectué vers

l'intérieur de l'arc alpin précédant ainsi le déplacement vers l'extérieur de cet arc. Il s'agit là d'un épiphénomène régional mais on doit remarquer que l'on soupçonne aussi de tels mécanismes dans le Paléozoïque du revers interne du Besimada (voir A.G. 1962 pour ce point *).

IV. CONCLUSION

De nouvelles recherches sur l'unité du Col de Tende ont permis d'envisager des reconstitutions paléogéographiques, certes encore hypothétiques, comme celles de nos prédécesseurs, mais qui permettront d'orienter les recherches dans cette région.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ASCHERI, A., 1955, Geologia della media Valle Gesso nella zona tra Valdieri, Entraque e Roaschia (Alpi Maritime), Como, Sagsa, 45 p.
- BALDACCIO et FRANCHI, 1900, Studio geologico della Galleria del Colle di Tenda. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, t. XXXI, p. 33.
- BARBIER, R. et DEBELMAS, J., 1961, Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise, *C. R. Ac. Sc.*, 252, p. 916 (Bibliographie).
- CARRARO F., 1961, Osservazioni sulla geologia della region compresa fra Ponteb Bernardo e Sambucco (fianco sinistro della Valle Stura di Demonte, Alpi Maritime). *Atti Ac. Naz. dei Lincei, Rend.*, 8a, 30, 3, p. 373.
- , 1961, Condizioni tettoniche del complesso subbriançonnese nella regione sulla sinistra della Valle Stura di Demonte fra Ponteb Bernardo e Sambucco. *Ibidem*, 8a, 31, 6, p. 439.
- CITA, M., 1961, Le Trias dans les Alpes occidentales italiennes. *Congrès de Montpellier*, prêtirage.
- FALLOT, P., 1956-1957, Résumé des cours professés au Collège de France. *Annuaire du Collège de France*, 1957, p. 113.
- FALLOT, P. et LANTEAUME, M., 1955, Le Col de Tende et le bassin du Rio Freddo. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, Camp. 54, n° 246, B, t. LIII, p. 45.
- , 1956, Feuilles le Boreon et Vieve au 50.000°. *Ibidem*, Camp. 55, n° 250, B, t. LIV, p. 35.
- Voir aussi les notes des mêmes auteurs aux *C. R. Ac. Sc.*, 342, 1956, p. 30, 311, 586.
- FAURE-MURET, A. et FALLOT, P., 1954, Sur le secondaire et le tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour. *Bull. Carte Géol. Fr.*, camp. 53, n° 241, t. LII, p. 283.
- , 1957, Feuilles Le Boreon, Vieve, St-Maryin et Tende au 50.000°. *Ibidem*, camp. 56, n° 252, B, t. LV, p. 39.

* Dans ce secteur, ces mouvements ont peut-être accentué des ondulations existant déjà dans le socle au Paléozoïque.

- FAURE-MURET, A., FALLOT, P. et LANTEAUME, M., 1957, Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Hte-Roya), *C. R. Ac. Sc.*, 244, p. 1977.
- FRANCESCHETTI, B., 1959, Osservazioni sulla tettonica della regione del Monte Oserot (fianco sinistro della Valle Stura di Demonte fra Ponteb Bernardo e Bersezio, Alpi-Maritimi). *Atti Acad. Naz. dei Lincei, Rend.*, 8a, 26, 4, p. 533.
- , 1960, Nuove osservazioni sulla geologia della regione montuosa posta a nord della Stura di Demonte fra Pietraporzio e Bersezio (Alpi-Maritimi). *Ibidem*, 8a, 29, 1-2, p. 87.
- GUBLER, Y., 1955, L'Eocène subbriançonnais au nord-est du massif de l'Argentera. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 82 (Bibliographie).
- GUILLAUME, A., 1959, Géologie de la dorsale comprise entre la Vermenagna et le Val Grande et du massif Bric del Omo, Monte Sapé, *C. R. Ac. Sc.*, 21/12/59, 250, 1960, p. 561.
- , 1960, Géologie des unités situées entre l'autochotone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII, 2, p. 951.
- , 1961, Observations géologiques entre le Val Grande et le Gesso (Alpes-maritimes). *Bull. Soc. His. Nat. Doubs*, 63, 4, p. 93.
- , 1962, Observations nouvelles sur le Trias des Alpes-maritimes et sur les « Schistes lustrés » du revers nord du Monte Besimauda (Bassin de Cuneo) Considérations paléogéographiques et paléotectoniques. *Revue Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, 1962, n° I.
- LANTEAUME, M., 1958, Schéma structural des Alpes-maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI, 8, p. 651.
- , 1962, Contribution à l'Etude géologique des Alpes-maritimes franco-italiennes, Thèse Paris A, n° 3798, n° 4649.
- MALARODA, R., 1957, Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le bassi valli della Stura di Demonte e del Gesso, *Mem. Ist. Geol. Univers. Padova*, vol. XX (bibliographie).
- , 1960, Istituto di Geologia della Università di Torino (Attività svolta 1956-1959). *La ricerca scientifica*, 30°, 9, p. 1366.
- UFFICIO GELOGICO D'ITALIA, Cartes géologiques de Demonte au 1/100.000 (S. Franchi, 1933) et Boves au 1/100.000 (D. Zaccagna et S. Franchi, 1934).
- ZAPPI, L., 1960, Il Cretaceo subbriançonnese dell-Alta Val Grande (Alpi Maritime) *Atti Ac. Naz. dei Lincei. Rend.*, 8, 28, p. 876.
-

