



LARCHE

La carte géologique à 1/50 000
LARCHE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : LARCHE AIGUILLES (N° 201)
au sud : ST-MARTIN-VÉSUBIE (N° 213)



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LARCHE

XXXVI-39

*Argentera -
Mercantour nord*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE, DU COMMERCE ET DE L'ARTISANAT
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

APERÇU GÉNÉRAL	2
SCHÉMA STRUCTURAL	2
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS CRISTALLINS AUTOCHTONES</i>	6
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES AUTOCHTONES</i>	6
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES DES ZONES INTERNES</i>	10
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	18
HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE	19
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	23
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	23
<i>GITES MINÉRAUX</i>	24
<i>AUTRES SUBSTANCES MINÉRALES</i>	25
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	26
<i>DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES</i>	26
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	26
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	28
AUTEURS DE LA NOTICE	28

APERÇU GÉNÉRAL

Le territoire couvert par la feuille Larche est géographiquement à cheval sur deux grands domaines :

— *les Alpes méridionales françaises* au climat sec et au ciel lumineux, englobant la partie nord-ouest du massif de l'Argentera—Mercantour (quart ouest de la feuille).

— *le versant padan de la chaîne frontière* (Alpes cottiennes) correspondant à l'essentiel de la feuille (parties centrale et orientale). Le climat, plus humide, y est caractérisé par la fréquence des *mers de nuages* stationnées entre 1.500 et 2.500 m d'altitude ; ceci entraîne en outre un développement plus important du couvert végétal et notamment des feuillus, ce qui nuit également aux observations géologiques.

Ces secteurs sont drainés :

— au Nord-Ouest, en direction du bassin de l'Ubaye (puis du Rhône) par le vallon de l'Ubayette et de Pelouse,

— au Sud-Ouest en direction de la Méditerranée par la haute Tinée, affluent de rive gauche du Var,

— au Sud-Est par le cours supérieur de la Stura,

— au Nord-Est par les affluents (à écoulement vers le Nord) de la haute Maïra.

Ces deux dernières rivières se jettent dans le Pô après leur débouché de la plaine padane ; leurs bassins sont séparés par une longue dorsale, fortement disséquée par des vallons longitudinaux suspendus, raccordés par des gorges aux torrents qui s'en échappent ; elle constitue la prolongation en territoire italien du massif de Chambeyron qui possède le sommet le plus élevé de la carte avec la tête de Moïse (3.104 m) mais s'abaisse progressivement jusqu'à 2.300 m en direction du Sud-Est ; elle partage à peu près la feuille en deux moitiés égales, de son angle nord-ouest à son angle sud-est.

SCHÉMA STRUCTURAL

RÉGIONS NATURELLES

Le territoire couvert par la feuille se partage en quatre grands domaines structuraux dont les limites sont orientées N.NW—S.SE, de façon sensiblement parallèle à l'une des diagonales de la carte ; ce sont, du Sud-Ouest au Nord-Est :

— *le massif cristallin autochtone de l'Argentera*, sa couverture autochtone mésozoïque et tertiaire et sa pseudo-couverture exotique constituée principalement par la nappe du *Flysch à Helminthoïdes* ;

— *la zone des chaînons calcaires briançonnais, sensu lato* (y compris les unités *sub-briançonnaises*), formant la grande dorsale montagneuse entre Stura et Maïra ;

— *la zone permocarbonifère briançonnaise* (parfois qualifiée de « zone axiale ») formée en quasi-totalité de terrains siliceux d'axe antérieur au Trias moyen ;

— *la zone des schistes lustrés*, traversée, dans l'angle nord-est, par le cours inférieur des affluents de la Maïra.

UNITÉS TECTONIQUES ET STYLE DES DÉFORMATIONS

Autochtone

Il dessine, autour du massif de l'Argentera (qui en constitue le socle anté-triasique), une vaste coupole à allongement N 130° E.

En ce qui concerne les déformations alpines, le fait structural majeur est l'existence d'un système de failles NW—SE dont les rejets comportent une composante verticale (contribuant au soulèvement de la coupole cristalline) ; une composante horizontale

dextre d'ampleur kilométrique est au moins très vraisemblable en ce qui concerne la principale de ces failles ou *faille de Bersézio* ; celle-ci affecte toute l'épaisseur de l'Autochtone et au moins la partie basse de l'édifice des nappes. La *faille du Colle di Stau* affecte le Cristallin et son tégument triasique, qui s'y trouve pincé ; elle ne se poursuit pas directement dans la couverture post-triasique par contre.

Deux structures plissées seulement affectent cet Autochtone :

— en haute Tinée le *synclinal de Tortisse*, recouvert par une écaille cristalline chevauchante vers le Sud. Cette structure, ne traversant pas les failles NW—SE, apparaît soit comme antérieure à elles, soit, plus probablement, comme contemporaine de leur fonctionnement (et liée au mouvement coulissant dextre dans le cadre d'un raccourcissement N—S).

— en haute Stura, à l'Est de Sambuco, l'*anticlinal du monte Nebius*, plongeant vers le N.NE (rétrodéversement). Cette structure, connue plus au Sud-Est jusqu'au delà de la vallée du Gesso (Entracque) tout au long de la bordure nord de l'Argentera, semble dysharmonique par rapport au socle cristallin ; elle intéresse également les unités allochtones et apparaît donc comme tardive (au moins par rapport aux phases principales de charriage du Briançonnais).

Les structures du socle cristallin, antérieures au cycle alpin, sont orientées à peu près parallèlement à l'axe actuel d'allongement du massif de l'Argentera (NW—SE). On peut y distinguer deux grands ensembles séparés par une zone d'écrasement anté-triasique (mylonite du colle della Valletta, feuille Saint-Etienne-de-Tinée) :

— un *complexe oriental* (Complexe de Châtillon-Valmasque, A. Faure-Muret) fortement migmatisé mais rétomorphosé (chloritisation généralisée) ;

— un *complexe occidental* (Complexe de la Tinée, A. Faure-Muret) non rétomorphosé et possédant un type métamorphique de haute pression (disthène-sillimanite).

Le complexe oriental était considéré (A. Faure-Muret) comme plus ancien (anté-cambrien) et repris dans le cycle métamorphique de la Tinée (peut-être hercynien). Cette interprétation est controversée en raison des âges de 210 MA fournis par les migmatites du complexe oriental (R. Malaroda). D'autre part le type de métamorphisme (haute pression) du complexe occidental est différent de celui de l'Hercynien des autres massifs cristallins externes des Alpes : certains (P. Vialon) envisageraient de comparer ce complexe occidental au complexe ancien à faciès granulitique du « noyau » du Pelvoux.

Les structures du complexe occidental sont étudiées par S. Bogdanoff qui en donne la description suivante : « le complexe occidental est formé de deux ensembles lithologiques différents, superposés tectoniquement : les migmatites d'Anelle-Iglière et les migmatites et gneiss de Rabuons. La tectonique la plus ancienne visible est matérialisée par les plis d'amplitude moyenne décimétrique, synchisteux. La structure suivante, post-schisteuse, est un pli couché pennique déversé au Nord-Est d'amplitude kilométrique. Un épisode de tectonique cisailante fait suite à cet épisode de tectonique souple : il est bien visible dans les gneiss leucocrates massifs à biotite (g₃). L'ensemble est ensuite déformé une nouvelle fois par des plis au style complexe, centimétriques à hectométriques, accompagnés par une linéation coaxiale pénétrative. Puis des plis en Z, d'amplitude métrique moyenne, succèdent aux plis en U. Enfin une déformation souple, à vaste rayon de courbure et dont l'axe de pli plonge fortement, achève le cycle des déformations anté-alpines ».

Unités briançonnaises

Elles constituent les éléments d'un dispositif fondamentalement imbriqué mais secondairement plissé (axes NW—SE) et fracturé (notamment par des accidents *longitudinaux* par rapport à la bande d'affleurement, c'est-à-dire NW—SE).

On a coutume d'y distinguer trois groupes :

— un *groupe inférieur, externe, dit subbriançonnais* dont la caractéristique principale est de posséder une série stratigraphique qui débute seulement au Trias supérieur : les terrains y présentent dans l'ensemble une grande plasticité, favorable aux replis multiples.

On peut y distinguer trois unités superposées dont les séquences stratigraphiques

sont assez différentes (fig. 1). Ce sont de bas en haut (de la plus externe à la plus interne) (M. Gidon, 1972) :

- . l'Unité du monte Salé
- . l'Unité de la Piconiera
- . l'Unité du monte Giordano

— *un groupe moyen ou Briançonnais calcaire proprement dit*, qui se caractérise par le développement d'une ossature de Trias moyen calcaréo-dolomitique. Ceci lui impose un style tectonique assez rigide avec de larges voûtes ou d'épaisses lames redressées (dans le détail les replis et les fractures sont nombreux néanmoins). Toutes ses unités semblent appartenir à une nappe unique, ou *nappe de Sautron*, clivée accessoirement en digitations que rien ne distingue particulièrement les unes des autres du point de vue stratigraphique. Les surfaces de chevauchement empruntent souvent le niveau de décollement du Werfenien supérieur mais une *semelle siliceuse* permo-werfenienne est souvent entraînée à la base des unités. De bas en haut on reconnaît trois unités (M. Gidon, 1962) :

. *une nappe de rocca Peroni* à laquelle il faut sans doute rapporter l'unité de la cima di Test et du monte Omo ;

. *une nappe du haut Rouchouze* formant l'essentiel des montagnes de Larche ; il est probable que l'on doit lui rattacher l'Unité de Tête Dure (compte tenu du rejet de la grande faille du Ruburent qui isole cette dernière de la masse principale de la nappe) ;

. *une nappe de Sautron* surtout représentée, plus au Nord, sur la feuille Aiguille-de-Chambeyron et qui constitue ici la grande arête calcaire subverticale qui court du monte Freid au Becco Grande par le Bric Cassin, le monte Cassorso et surtout rocca la Meja ; on lui rattache également la belle klippe de la Tête de Moïse.

Ces trois unités sont ployées en un vaste anticlinal d'axe NW—SE, à plongement axial vers le Nord-Ouest (anticlinal de rocca Peroni) et s'enracinent du côté nord-est dans une zone subverticale et même renversée au Nord-Est.

— *un groupe interne ou zone permo-carbonifère* où les terrains calcaires mésozoïques et tertiaires sont pratiquement absents (sauf dans la bande, à valeur synclinale, de *Chialvetta* qui se termine par effilement vers l'Est, avant d'atteindre la vallée de Preit). La rigidité du matériel lui confère un style en large voûtes ou en dalles rigides le plus souvent déversées vers le Nord-Est. Une structure en nappes superposées, secondairement replissées, s'y décèle également mais la distinction des unités y est plus délicate et leur coordination en grandes nappes n'y est guère possible. Il est probable que ces « nappes siliceuses » sont venues chevaucher les nappes calcaires du groupe moyen comme l'indique la klippe siliceuse de l'Auta Vallonasso qui repose sur la nappe de Sautron.

Il est certain, du point de vue paléogéographique notamment, que cette zone réunit des affleurements qui appartenaient à deux domaines différents au Trias et au Jurassique, savoir :

. *un briançonnais « classique »* avec Trias moyen bien développé : *la bande calcaire de Chialvetta* y représente le dernier témoin important de cette couverture calcaire qui, décollée en nappes de sa semelle siliceuse, constitue vraisemblablement les unités de la haute Ubaye (feuilles Aiguille-de-Chambeyron et Embrun) et notamment les diverses digitations constituant *la nappe de Peyre-Haute* au sens large ;

. *la zone d'Acceglio*, avec Trias moyen érodé dès le Jurassique supérieur, à laquelle se rattachent les affleurements du bord nord-est de la zone permo-carbonifère (rocca Corna, à l'Ouest de Canosio ; massif de la punta Tempesta entre vallone di Marmora et val Grana).

Si ces deux domaines sont clairement séparés par des accidents tectoniques dans le cadre de la feuille Aiguille-de-Chambeyron, il n'en est plus de même ici : par raison de continuité structurale la limite orientale de la bande de Chialvetta doit constituer la frontière entre ces deux domaines mais il est difficile de préciser la trace de sa prolongation vers l'Est ; d'autre part des séries de type Acceglio s'observeraient (R. Lefèvre)

jusqu'au bord méridional de la zone permo-houillère, à la rocca la Verde, en rive gauche de la vallée del Preit. On peut donc envisager soit que ces deux zones cessent d'être distinctes soit que leurs terrains soient ici intriqués tectoniquement.

Unités piémontaises

Elles affleurent en deux groupes, respectivement à l'angle nord-est du territoire de la feuille (Schistes lustrés) et à son bord ouest (flysch à Helminthoïdes) ; les relations initiales entre ces deux groupes d'unités sont inconnues bien que l'on suppose fréquemment que les flyschs à Helminthoïdes aient pu représenter la couverture des schistes lustrés, avant d'être charriés plus loin qu'eux vers le Sud-Ouest, par dessus le Briançonnais et l'Autochtone. Toutefois une origine encore plus orientale, « ultra-piémontaise », est de plus envisagée aussi pour ces unités.

Unités de Schistes lustrés. On y distingue deux complexes, superposés par un cisaillement à cargneules fréquentes, désignés par A. Michard (1967) sous le nom d'*Unité III* (inférieure) et *Unité IV* (supérieure, supportant le Briançonnais rétrocharrié).

En fait, on est conduit à voir dans ces Unités un empilement de termes hétérogènes, séparés par des contacts anormaux précoces donc peu visibles, et à regrouper ces termes en trois ensembles lithostratigraphiques (F. Schumacher, 1972 ; A. Michard et F. Schumacher, 1973) :

— *Série de Narbona*, ensemble fossilifère et continu, en série généralement normale, à la base de l'Unité III ; au-dessus de dolomies triasiques épaisses, elle comporte des Schistes lustrés calcaires à brèches calcaréo-dolomitiques. Vers le milieu de la série : Ammonites du Pliensbachien inférieur ; il est peu probable que la série dépasse le Lias moyen-supérieur. Elle affleure peu en dehors des limites de la feuille et peut-être comparée à la Série du Gondran, du Queyras.

— *Série (?) ophiolitifère supérieure*, ensemble de terrains plus ou moins disjoints mais susceptibles de dériver d'une série unique, comparable à la Série de Chabrière, en Queyras ou à ses équivalents corses et apenniniques. Outre des ophiolites (empruntées à une croûte océanique ?), on y trouve des Schistes lustrés d'âge probable Malm—Éocrétacé. Ces terrains constituent un *faisceau supérieur*, essentiellement à l'endroit, discontinu et coincé sous le Briançonnais (punta la Piovosa) et un *faisceau inférieur*, essentiellement renversé, développé au monte Festa et à S. Giovanni-di-Canosio. Vers l'Ouest, leur présence est possible vers le haut de l'Unité III (M. Plum).

— *Série (?) intermédiaire*, dont les termes métasédimentaires ont en commun une grande richesse en éléments détritiques siliceux, avec des éléments dolomitiques parfois énormes (olistolites), quelques niveaux d'ovardites (Piovosa) et peut-être d'autres roches vertes ? (M. Plum, hors la carte). D'origine énigmatique, ces terrains ne sont pas datés ; ils forment un faisceau apparemment anticlinal entre les précédents, dans l'Unité IV (Tolosano), et sont bien développés aussi au toit de l'Unité III (Marmora).

Unités de flyschs à Helminthoïdes. Elles sont à rapporter à deux nappes distinctes (C. Kerckhove, 1969) séparées par un chapelet de copeaux tectoniques, parfois minuscules, ou « écailles de base de la nappe du Parpaillon » :

— *la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie*, inférieure, affleure médiocrement sur la feuille (cime de Voga et Tête de l'Alpe en haute Tinée, Lauzanier et vallon de Pourriac) ; elle s'y présente dans un état très disloqué (Flysch dissocié) ;

— *la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon* forme un ensemble beaucoup plus cohérent qui se développe largement dans le massif du Lauzanier, au Sud-Ouest de l'Ubayette : il est affecté de nombreux plis, souvent couchés et presque isoclinaux, dont les cœurs anticlinaux sont marqués par les schistes pourpres de son Complexe de base. Un certain nombre de ces plis présentent une direction axiale NE—SW, complètement oblique par rapport à la limite du flysch à Helminthoïdes et du Briançonnais.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS AUTOCHTONES

Complexe occidental (de la Tinée)(*)

Série d'Anelle-Iglière

Mζ. **Migmatites schistoïdes à biotite, muscovite, disthène, sillimanite.** Ensemble de migmatites à mica noir et blanc, d'allure souvent feuilletée, à foliation flexueuse ou amygdalaire. On y trouve des porphyroblastes feldspathiques plus ou moins déformés ainsi que des agrégats polycristallins de quartz et de feldspath. Ces migmatites contiennent de la sillimanite en fibres, parfois en nodules, et du disthène.

Trois types de roches très subordonnées en volume y sont intercalées. Ce sont, par ordre d'importance :

ζb. **Gneiss leucocrates massifs à biotite.** Gneiss à gros grain où les micas (noirs surtout) dessinent une foliation plane fruste et dont le faciès est assez constant. La roche renferme des filonnets quartzo-feldspathiques sécants ou non. Ce gneiss forme trois assises superposées d'épaisseur inégale, séparées par deux minces bandes de migmatites schistoïdes (de 10 à 5 m de puissance moyenne) où l'on trouve du disthène. Le passage des uns aux autres se fait brusquement ou bien par récurrences respectives à contact franc.

δ. **Amphibolites massives ou rubanées,** formant des lentilles, amas ou bancs métriques à contact tranché avec les migmatites schistoïdes. Leur extension latérale peut atteindre le kilomètre.

Γ. **Cipolins gris à petits niveaux de silicates calciques.** Marbres gris clair, venant en contact net avec les migmatites encaissantes. La roche contient de minces bancs centimétriques continus, essentiellement formés d'épidotes, faisant souvent relief par rapport au marbre. Ces bancs forment avec le marbre des alternances minces qui apparaissent à plusieurs niveaux et qui sont parallèles à la foliation des migmatites.

Série de Rabuons

Le passage de la série d'Anelle à la série de Rabuons peut être progressif ou rapide, les foliations respectives restant parallèles. La série des gneiss et migmatites de Rabuons se distingue de la série d'Anelle-Iglière par la couleur grise, la foliation régulière, l'aspect massif, le grain fin du paléosome. La série de Rabuons, plus résistante à l'érosion que la série d'Anelle, peut se subdiviser de la façon suivante :

ζsi. **Gneiss pélitiques, œillés ou non à muscovite, biotite, sillimanite.** Gneiss à grain fin, à mica noir et mica blanc, souvent à sillimanite. Les porphyroblastes feldspathiques croissent en nombre du bas vers le haut.

Mm. **Migmatites massives à paléosome pélitique à muscovite, biotite, sillimanite.** On passe des gneiss pélitiques à ces migmatites progressivement. Le leucosome est plissé avec la foliation. Il est aussi disposé selon le plan axial des plis.

aM. **Agmatites à biotite, muscovite, sillimanite.** On passe des migmatites massives aux agmatites, par apparition progressive mais rapide, au sein des premières, d'*enclaves* en fuseaux ou en ovoïdes. Ces enclaves sont des gneiss pélitiques à foliation parfois fruste et contenant : quartz, feldspath, biotite, muscovite, etc. Les agmatites sont faites par l'association étroite des migmatites massives et de ces enclaves.

(*) Cette partie de la notice a été rédigée à partir des indications fournies par S. Bogdanoff (thèse en cours au laboratoire de géologie structurale de l'université de Paris-Sud).

δ. **Amphibolites massives ou rubanées et gneiss amphiboliques.** Ces roches forment des bancs, dont l'épaisseur ne dépasse en général pas la dizaine de mètres, et des lentilles, sauf dans le secteur frontalier du monte Peiron. Les contacts avec les gneiss et migmatites de la série de Rabuons sont nets. Elles ressemblent beaucoup à leurs homologues de la série d'Anelle.

Granite à sillimanite. Petit affleurement du lac de Vens constitué par une roche leucocrate, recoupant la foliation des gneiss encaissants.

La roche contient, entre autres, grenat et sillimanite.

Complexe oriental (de Châtillon-Valmasque)

χ. **Quartzites du Pel Brun (haute vallée de Ferrière).** Quartzites clairs, localement feldspathiques, plus ou moins micacés. Ils ont été attribués parfois au Carbonifère (par analogie avec la « mollièresite » qui affleure dans une position analogue sur le territoire de la feuille Saint-Etienne-de-Tinée) mais peuvent être également comparés aux faciès leptynitiques des formations affleurant plus à l'Est.

ξ. **Micaschistes de rocca Verde (paléomylonites ?).** Gneiss lités très fins, micaschistes et leptynites, à faciès toujours très chloriteux. On y rencontre quelques bancs de cipolins micacés. Les auteurs italiens attribuent la totalité de ces faciès à des paléomylonites créées antérieurement à la migmatisation. Pour P. Vialon une partie seulement de ces faciès correspondrait aux zones écrasées de la « cicatrice de la Valletta ».

λ. **Leptynites.** Zones encore peu migmatisées, à faciès de quartzites, leptynites ou gneiss leptynitiques, intercalées en bandes dans les faciès plus mobilisés ; il s'agit de faciès à grain très fin, de teinte grise ou gris-vert ; les faciès gneissiques montrent de la biotite et parfois de l'amphibole au microscope.

ζb. **Gneiss à biotite et à amphibole (gneiss de Chastillon).** Gneiss dépourvus de feldspaths alcalins, biotitiques (chloritisés) ou à grain fin, souvent en alternances avec des gneiss à amphibole.

Μ. **Migmatites (migmatites des Adus et du Malinvern).** Gneiss granitiques et anatexites à biotite, muscovite et sillimanite, très leucocrates (quartz, microcline) mais présentant localement des niveaux à amphibole ; leur teinte d'altération, brun rougeâtre, sombre, tranche en général sur les teintes claires du granite.

γ. **Granite d'anatexie de l'Argentera.** On a représenté seulement les masses principales de granite à grain fin, à muscovite et biotite auquel passent les anatexites biotitiques.

δ. **Amphibolites.** On a figuré les principales zones à amphibolites massives ou litées prédominantes.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES AUTOCHTONES

Trias

ti. **Trias inférieur. Grès de base** (environ 20 m). Le Trias inférieur est entièrement gréseux et en général étroitement adhérent au socle cristallin. On peut y distinguer en général (de bas en haut) :

- quartzites durs, verdâtres et micacés enduisant la surface du Cristallin ;
- grès blancs à stratifications obliques et passées à dragées de quartz rose ;
- 5 à 10 m de grès lités pourpres et blancs plus ou moins pélitiques.

tm. **Trias moyen.** Formation calcaréo-dolomitique où l'on a distingué deux membres :

tm K. **Cargneules.** Des cargneules friables, jaune orangé, ankéritiques, souvent riches en fragments argilitiques ou pélitiques sont associées à des gypses sporadiques, *tm G* (10 à 40 m) (*Cargneules inférieures*).

tm D. **Calcaires et dolomies plus ou moins cargneulisés.** Des dolomies gris sombre, des calcaires dolomitiques gris et noirs (avec niveaux vermiculés à leur base), puissants de 10 à 50 m, représentent le Muschelkalk. Ils sont le plus souvent envahis par une cargneulisation plus ou moins complète et donnent alors une barre de cargneules massives à patine claire (*Cargneules supérieures*).

ts. **Trias supérieur. Argilites (Keuper) et plaquettes lumachelliques (Rhétien).** Le Trias supérieur est représenté essentiellement par des argilites vertes ou pourpres, noires à Sambuco, de puissance variable (10 à 50 m). Des gypses irrégulièrement représentés affleurent par place.

Lias—Dogger

l1-8. **Calcaires noirs du Lias.** La succession du *Lias inférieur*, partout présent, est la suivante :

— calcaires à entroques et à silex lités, gris sombre, parfois crinoïdiens ou dolomités, pouvant atteindre 40 m (colle Cialdoletta à l'Est de Sambuco, dans le val Stura) mais en général réduits à quelques mètres : à leur base une dizaine de mètres de calcaires marbreux gris ou rosés s'observent en règle générale (*Hettangien*).

— calcaires noirs bleutés à patine claire à Gryphées (Sinémurien) et, plus haut, à rares Ammonites des zones à Oxynotum et Obtusum (*Lotharingien*).

Le Lias moyen est absent. *Le Toarcien* est représenté par quelques mètres de marno-calcaires à patine jaunâtre et débit en plaquettes (à Ammonites de détermination douteuse).

Un *hard ground* siliceux noirâtre peut parfois être observé au contact du Dogger et du Lias.

j1. **Calcaires noirs du Bajocien (100 m).** Calcaires gris bleu, à patine gris cendré, fétides au choc, bien lités et se débitant en plaquettes mais avec joints marneux minces. Niveaux à *Cancellolophycus* et quelques Ammonites ; la partie moyenne a livré des faunes de la zone à *Subfurcatum* (Bajocien supérieur).

Malm

j3-5. **Terres noires callovo-oxfordiennes (300 m).** Puissante formation de marnes noires.

La partie basse, plus tendre (faisant suite fréquemment à quelques bancs calcaires isolés à patine brune), présentant des empreintes de *Posidonomia alpina* peut être rapportée au Callovien (et peut-être au Bathonien).

La partie moyenne assez calcaire a livré des *Sowerbyceras* et des *Cardioceras* des zones à *Mariae* et, plus haut, à *Cordatum*.

La partie haute contient des bancs de microbrèches granoclassées et a livré *Gregoryceras transversarium* et des *Perisphinctes*.

j6-9. **Calcaires du Malm.** Barre rocheuse de 50 à 100 m de puissance où l'on peut distinguer trois niveaux qui n'ont pas toujours été séparés graphiquement.

j5. « *Argovien* ». **Calcaires et marnes.** Bancs de 0,5 m, à litage mal délimité, de calcaires très argileux gris se débitant en plaquettes, séparés par des lits de marnes noires. Par analogie de faciès avec les régions plus occidentales, on peut rapporter ces couches à l'*Oxfordien supérieur*.

j6-8. **Calcaires du Jurassique supérieur.** Bancs régulièrement lités, épais de 0,5 à 1 m avec joints marno-calcaires minces et à pâte également sombre. Certains bancs sont microbréchiques, la patine d'ensemble est roussâtre (50 m). On peut rapporter ces couches, qui ont fourni des *Laevaptychus*, à l'*Oxfordien terminal* et au *Kimméridgien*.

j9. **Barre tithonique : calcaires massifs.** Bancs massifs et épais de calcaires sombres

(5 à 10 m) à pâte très fine (à Calpionelles) avec fréquents silex contournés de teinte relativement claire ; la base est souvent conglomératique (20 m).

Éocrétacé

n1-4. **Néocomien** (30 à 100 m). Calcaires argileux sombres pratiquement azoïques.

● *A l'angle sud-ouest de la feuille* on a distingué :

n1-2. *Marno-calcaires néocomiens*. Marnes gris sombre à petits bancs marno-calcaires (20 m) surmontant des calcaires argileux noirs en bancs de 0,2 à 0,5 m avec joints marneux noirs et *slumpings* (40 m), rapportés au *Berriasien*.

n3-4. *Calcaires néocomiens*. Calcaires sombres en gros bancs (0,50 m à 1 m) avec joints marneux noirs, attribués au *Barrémo-Hauterivien* sans arguments paléontologiques (50 m).

● *Au revers nord du massif de l'Argentera* la série, plus mince et plus monotone, présente un faciès de calcschistes sombres avec rares Bélemnites et *aptychus* (30 m) rappelant le *Néocomien à Céphalopodes* de la basse Ubaye et de l'Embrunais.

n5-c2. « **Marnes noires** » du **Crétacé moyen** (50 m). Marnes noires à patine légèrement bleutée, indurées et riches en nodules pyriteux où l'on peut souvent reconnaître des Ammonites indéterminables ; la partie supérieure passe progressivement au Sénonien par intercalation de bancs de calcaires argileux sans doute attribuables au Cénomanién inférieur. On y a signalé (vallon de Sestrière) un *Mantelliceras cf. mantelli*.

Néocrétacé

c3-7. **Calcaires néocrétacés** (300 à 600 m). Puissante série de calcaires lités, sans joints marneux, de patine générale claire. Des variations notables interviennent toutefois :

● *dans la région de Saint-Dalmas et Bousiéyas* (angle sud-ouest de la feuille) les calcaires sont fins et de faciès plutôt pélagique. On y a distingué :

c3. *Calcaires en gros bancs (Turonien)*. Masse inférieure de 50 à 100 m de puissance, rapportée au *Turonien*, formée de bancs irréguliers plus puissants (0,5 à 1 m) et à pâte gris sombre ; ils sont fréquemment contournés par de grands *slumpings* (vallon de Jalorgues).

c5-7. *Calcaires en plaquettes (Santonien—Maestrichtien)*. Masse principale rapportée au *Santonien—Maestrichtien* (feuille Saint-Etienne-de-Tinée) à litage fin (bancs de 20 cm) et débit en plaquettes gris clair aisé.

● *à l'extrémité nord-ouest du massif de l'Argentera, aux alentours de Bersezio*, les calcaires pélagiques sont intercalés, à trois niveaux (*Santonien*, *Coniacien sup.*, *Coniacien inf.*), puis remplacés totalement vers l'Est, par des calcaires détritiques en gros bancs (graveleux, gréseux ou organo-détritiques) à *Radiolites*, *Hippurites* et *Mélobésiées*. Ils reposent à peu près constamment sur des calcschistes clairs, à *Globotruncana*, du Cénomanién supérieur. Cet ensemble repose sur des termes plus ou moins anciens, néocomiens le plus souvent, mais même jusqu'à l'Oxfordien supérieur sur l'axe du massif de l'Argentera (Roubines Nègres).

● *au revers nord du massif de l'Argentera*, le Néocrétacé, puissant de près de 600 m, est essentiellement constitué de calcaires massifs à faciès détritiques prédominants ; ils reposent en discordance cartographique sur le Crétacé moyen, inférieur et sur le Jurassique supérieur ; ils constituent en rive gauche de la Stura une muraille rocheuse quasi continue que la rivière franchit par le défilé des Barricate.

Par place, il s'y développe des intercalations de grès blancs à ciment calcaire et même de conglomérats à galets de quartzite et de rhyolite : de tels niveaux se développent à mi-hauteur des calcschistes qui constituent le sommet de la formation, à l'Est de la cima delle Lose. Peu au-delà de la limite est de la feuille, à la punta Chiavardine au-dessus d'Aisone, ces conglomérats comportent un matériel cristallin attestant d'une érosion du massif de l'Argentera.

Une dolomitisation secondaire se développe largement aux dépens de ces formations

calcaires, notamment au monte Bersaio et au monte Nebius. Le sommet de la formation a livré des *Globotruncana* du Campanien-Maestrichtien.

Nummulitique

eP. **Poudingues et couches à *Microcodium* (Crétacé terminal-Éocène).** Ravinant le Crétacé, on trouve des formations, en général très minces, qui témoignent de conditions subcontinentales ; ce sont des poudingues, le plus souvent épais de quelques décimètres, à éléments parfois cristallins, souvent à ciment ou enduit de *Microcodium* (cristallisations ou organismes ?), et des calcschistes argileux noirs ou des grès également à *Microcodium*, puissants de quelques mètres et semblant passer latéralement, au Lauzanier, aux calcschistes campaniens.

Au Lauzanier et au monte Nebius (la Cordiera), les couches à *Microcodium* sont recouvertes par des niveaux calcaires, continentaux, à Pulmonés et dents de Mammifères éocènes (*Paleotherium*), ou saumâtres, à *Cerithium diaboli* (rive droite du rio Conforent).

e6. **Calcaires à Nummulites (Priabonien).** Barre de 10 à 20 m de calcaire noir grenu à patine brune, souvent pétri de Nummulites, Operculines et Orthophragmines du Priabonien et du Lutétien supérieur ; il est souvent gréseux et même conglomératique à sa base.

e7. **Schistes à Globigérines, flysch à petits bancs (50 à 100 m).** A la base : 30 à 50 m de schistes à Globigérines, marneux, gris ponctués de noir à débit en plaquettes et patine brunâtre.

Le passage aux grès d'Annot sus-jacents se fait par l'intermédiaire d'un flysch schisteux à petits bancs gréseux centimétriques puissant de quelques dizaines de mètres.

Ces niveaux n'ont pas toujours été séparés graphiquement du précédent.

gG. **Formation des grès d'Annot (Oligocène) (400 m environ).** Alternance rythmique de grès quartzeux gris clair et de schistes noirs. Ces schistes contiennent des microfaunes priaboniennes remaniées ; aussi l'âge de la formation est-il au moins priabonien, peut-être déjà oligocène. Parfois les schistes les plus élevés contiennent des passées à galets de matériel cristallin. Des conglomérats à galets cristallins décimétriques s'observent également au sein des grès à des niveaux variables de la formation (environ de Bouzieyas).

gS. **Schistes noirs à olistolites (0 à 100 m).** Le sommet de la série autochtone est généralement constitué par une formation de schistes noirs pélimitiques qui passent latéralement par biseaux à la formation des grès d'Annot. Ils hébergent parfois des niveaux de *Schistes à blocs* à éléments calcaires décimétriques peu ou pas arrondis. On y trouve également des olistolites décamétriques, voire hectométriques, qui sont le plus souvent constitués par des calcschistes néocrétacés. Les plus importantes de ces klipptes sédimentaires ont été représentées avec la teinte correspondant à leur nature. On les trouve présentes aussi bien sous les nappes de flysch à Helminthoïdes (haute Tinée) que sous les unités subbriançonnaises et briançonnaises (haute Stura).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES DES ZONES INTERNES

Unités briançonnaises (et subbriançonnaises)

Permien volcano-détritique

rS. **Schistes siliceux permien.** Schistes et micaschistes brunâtres ; schistes non différenciés appartenant à divers termes des deux complexes volcaniques superposés et intriqués à leur limite commune, attribués au Néopermien inférieur et à l'Eopermien (dans le Briançonnais externe de la feuille le complexe supérieur, acide, est souvent absent ou peu puissant).

rα, rδ1. **Andésites permien, prasinites.** Roches volcaniques basiques sombres, en général vertes, et constituées par des prasinites ou des prasinites lawsonitiques en

masses importantes ou en passées métriques. Localement (Sud de la rocca la Tempesta, passo della Valletta dans la haute valle della Marmora) s'observent des andésites plus ou moins massives à peine modifiées par le métamorphisme.

rαS. Schistes andésitiques. Schistes vert-bleu ou violets, chlorito-albitiques, dérivés volcano-sédimentaires des roches volcaniques basiques auxquelles ils passent progressivement (parfois par des faciès conglomératiques).

rρ. Rhyolites permienne. Rhyolites franches, blanches ou rouges ; le plus souvent porphyroïdes claires sériciteuses ou muscovitiques, plus ou moins fines ou œillées, massives.

rρS. Schistes rhyolitiques. Schistes blancs prenant souvent une patine rouille par altération, ils correspondent à des faciès volcano-détritiques acides ou à des porphyroïdes laminées, souvent associés aux porphyroïdes massives.

Permo-Trias siliceux

Puissant ensemble de sédiments détritiques siliceux indurés où l'on peut distinguer (sauf tectonisation trop intense) les niveaux décrits ci-dessous.

rA. Arkoses et conglomérats (Néopermien) (0 à 400 m). Les auteurs italiens ont coutume de désigner sous le terme d'*anagénites* un ensemble de roches quartzitiques, en général versicolores, qui paraissent dériver de l'érosion du complexe volcanique acide connu plus bas dans la série (avec lequel on observe parfois un passage quasi progressif). La base de la formation, très grossière et massive, repose en discordance cartographique sur les formations inférieures.

Ces couches sont en général inconnues dans le Briançonnais le plus externe de la carte (au Sud du chaînon de la Meja) ; dans les régions les plus internes il comprend des termes assez variés qui sont, généralement, de bas en haut :

- des anagénites « typiques », arkoses ou quartzites conglomératiques à quartz roses et à galets aplatis décimétriques, violacés ou bruns, attribuables à des liparites ou encore à fragments centimétriques de rhyolite blanche ;
- des grès gris verdâtre plus ou moins quartzitiques et plus ou moins grossiers ;
- des schistes blanchâtres à verdâtres quartzitiques, sériciteux (et à toucher onctueux) ou phylliteux (environ 100 m).

tiV. Quartzites conglomératiques, Verrucano briançonnais (50 à 200 m). Ces niveaux souvent mal cimentés et à débit sableux après altération montrent en général de belles stratifications entrecroisées ; vers le bas la roche, au moins dans le Briançonnais le plus externe, est plus massive tandis que des galets de quartz rose puis de roches volcaniques acides rouges y apparaissent, réalisant le faciès communément dénommé Verrucano.

Vers le haut, cette formation perd progressivement ses dragées de quartz centimétriques et devient quartzitique.

tiQ. Quartzites werfeniens (50 à 200 m). Quartzites blancs, plus rarement verdâtres, à grain fin et litage décimétrique (portant souvent des traces de *ripple marks*). Leur sommet est souvent marqué par une croûte gréseuse carbonatée brunâtre de 0,5 à 2 m d'épaisseur ; celle-ci contient par places (Chialvetta, vallon de la Pianezza en amont de Preit) des lits décimétriques de schistes vert sombre, d'origine vraisemblablement volcanique ou volcano-détritique.

tiS. Werfenien supérieur. Succession rarement complète et stratigraphiquement variable d'un point à l'autre. Dans l'ordre de succession verticale qui paraît pouvoir être reconstitué on peut rencontrer :

- des gypses et cargneules, très irrégulièrement et, à vrai dire, rarement représentés. Il semble que l'extravasation de ces gypses est une explication assez peu adéquate pour expliquer leur absence fréquente, celle-ci semblant d'origine souvent stratigraphique.

C'est également une raison pour admettre que les principales masses extravasées sont d'âge triasique supérieur ;

- *des pélites noires* à patine rouille atteignant jusqu'à 25 m de puissance au col de la Gipièrre d'Oronaye (près de Larche), où elles reposent en contact direct, apparemment stratigraphique, sur les quartzites ;

- *des brèches dolomitiques* jaunes ou brunes, spécialement développées (10 à 20 m) au monte Viridio, au bord est de la feuille ; il s'y interstratifie des schistes pélitiques qui, en ce dernier point, passent à des pélites plus grossières, volcano-détritiques, et même, par niveaux, à des microconglomérats à éléments de roches volcaniques permianes. Ailleurs les dolomies jaunes peuvent former des bancs métriques réguliers sur plus de 10 m d'épaisseur.

L'âge présumé de ces formations n'est établi sur aucune donnée paléontologique mais seulement sur leur position inférieure à l'Anisien inférieur à *Dadocrinus*.

Trias moyen calcaréo-dolomitique (t_m)

Dans les régions très tectonisées il n'a parfois pas été possible de distinguer ou de représenter les divers niveaux du Trias moyen (qui a été désigné en ce cas par la notation globale t_m) ; c'est le cas notamment dans la zone permo-carbonifère.

Ailleurs on a pu distinguer les formations lithologiques superposées décrites ci-dessous.

t_mC_1 . **Formations basales du Trias calcaire. Calcaires « vermiculés » et phylliteux.** On a distingué chaque fois que possible les niveaux inférieurs du Trias calcaire qui se caractérisent, dans les cas favorables, par la succession suivante :

- *calcaires « vermiculés » inférieurs* (30 m) : calcschistes gris à patine brune, très riches en vermiculures contournées, passant par intercalations, vers le haut, à des calcaires gris et dolomies jaunes en bancs alternés avec quelques joints cinéritiques clairs (la puissance relative des différents termes est très variable). Ces niveaux ont livré des faunes de Gastéropodes nains et de Crinoïdes (*Dadocrinus gracilis*) qui les font ranger dans l'Anisien inférieur ;

- *calcaires phylliteux* : calcaires blancs, roses ou gris, riches en paillettes macroscopiques de phyllites, surtout concentrées sur les surfaces de bancs (20 à 30 m).

t_mC_{2-3} . **Calcaires aniso-ladiniens.** Ensemble de calcaires formant de puissantes falaises à patine grise ou fauve. On peut en général y distinguer deux masses (qui n'ont pas été séparées sur la carte dans beaucoup de cas).

t_mC_2 . **Masse inférieure. Calcaires et dolomies anisiens** (120 m). Formée principalement d'alternances de calcaires gris souvent finement oolithiques et de dolomies grises ou jaunes.

Les diverses faunes et les Diploporidés (Physoporelles notamment) rencontrés à ce niveau, dans l'ensemble du Briançonnais, conduisent à le placer dans l'Anisien.

A la base on trouve parfois des niveaux calcaires à réseau dolomitique ocreux ou gris voisinant avec des bancs de calcaire fin, marbreux, évoquant ceux du Jurassique supérieur (« faux Malm »).

A divers niveaux mais principalement vers la base les calcaires sont riches en silex contournés, méandriiformes ou lités.

Dans la partie haute de la formation on note fréquemment des bancs calcaires dont les joints portent des traces de vermiculures contournées (« calcaires vermiculés supérieurs »).

t_mC_3 . **Masse supérieure. Calcaires ladiniens** (70 m). Calcaires gris ou noirs, souvent à filonnets (« membranes ») calciteux orangés ; leur base présente fréquemment un niveau spécialement bréchique (à éléments décimétriques), de plusieurs mètres, qui repose parfois sur un niveau métrique de brèches rubéfiées ou de schistes argilitiques rouges et verts (« niveaux d'émergence »). On rapporte en général encore cette masse au *Ladinien inférieur*, sans preuves paléontologiques très déterminantes.

tmD. Dolomies ladinienes. Dolomies en bancs métriques se distinguant assez bien en falaises, à distance, à leur patine gris sombre marquées par une bande claire médiane. On y distingue en effet les niveaux suivants (de bas en haut) :

- *dolomies noires inférieures* (50 m) en général très massives et souvent porteuses de mouchetures claires calciteuses ;

- *dolomies blanches* (60 m), plus claires, surtout en patine, riches en brèches intraformationnelles (souvent diagénétiques : brèches « par intrusion et éclatement ») ; elles comportent en règle générale, vers la partie supérieure, des niveaux à lits ou nodules de silex dont la situation a été indiquée sur la carte chaque fois que cela a paru possible ;

- *dolomies grises supérieures* (40 m) montrant souvent des bancs à litage interne et, surtout vers leur base, quelques niveaux minces (centimétriques le plus souvent, mais parfois métriques) de schistes pélitiques clairs, vert pâle à ocreux, qui sont attribués à des cinérites.

Les faunes (*Myophoria goldfussi*, *Encrinus liliiformis*) et les flores (*Diplopora briançonnensis*) trouvées à ces niveaux, dans l'ensemble du Briançonnais, les font rapporter au *Ladinien*.

Trias supérieur (ts)

Il est formé par deux ensembles lithologiques distincts :

ts. Couches post-ladiniennes. Schistes argilitiques et dolomies. On a figuré sous cette notation des niveaux de schistes argilitiques et de dolomies kaki en petits bancs passant vers le haut à des brèches dolomitiques à ciment argilitique brun ocreux ; ils reposent directement et par passage progressif sur les dolomies attribuées au *Ladinien* ; leur âge serait donc voisin du *Carnien inférieur*.

tsG, tsK. Gypses et cargneules. La présence de gypses et cargneules en position stratigraphique normale entre Dogger et Trias moyen est observée en de nombreux points du Briançonnais sur le territoire de la feuille Larche et ne saurait ici faire de doute. Toutefois en ces points leur développement est le plus souvent insuffisant pour permettre de les séparer sur la carte du reste du Trias supérieur (ts).

Les grandes masses gypseuses extravasées des vallons Gardetta, Margherina, Bandia, Cavera sont probablement de cet âge (sans qu'une preuve formelle puisse être avancée, ce qui justifie leur notation sans précision d'âge). On peut sans doute rapporter aussi au Trias supérieur les masses de gypses et de cargneules qui jalonnent les contacts tectoniques des unités subbriançonnaises (mais sans plus de preuves).

tsD. Dolomies et brèches du Becco Grande. Dans le chaînon de la rocca la Meja, près du colle del Mulo, les couches post-ladiniennes sont surmontées par des dolomies claires, massives ; celles-ci se chargent vers le haut de niveaux bréchiques à éléments dolomitiques puis siliceux qui deviennent suffisamment importants pour prendre l'apparence d'un quartzite et même d'un verrucano reconstitué. La série, puissante d'environ 50 m au total, semble se compléter vers le haut par 50 m de dolomies grises litées, à patine souvent rosée, notamment au voisinage des diasthèmes ; ces dolomies évoquent d'assez près certains faciès attribués au *Norien* dans la région de Briançon et de Guillestre (de sorte que les brèches siliceuses et quartzites reconstitués pourraient représenter le *Carnien*).

Lias inférieur—Dogger

li. Lias inférieur (?)—Rhétien. Schistes et calcaires noirs, dolomies jaunes. Très mal représentés, ces terrains ne sont pratiquement observables qu'en certains points de l'Unité (subbriançonnaise) du monte Salé, ils sont directement surmontés soit par le Dogger, soit le plus souvent par l'*Argovien*.

Il s'agit de calcaires noirs, plus ou moins finement spathiques et de lumachelles gris clair, qui reposent sur un ensemble dont les faciès sont ceux que présente ordinairement le *Rhétien* ; ce dernier comporte :

- des lits de 20 à 30 cm de dolomies jaunes séparés par des lits centimétriques ou décimétriques de schistes argileux pourpres et verts ;

- des niveaux métriques d'argillites noires ;

- quelques mètres de dolomies grises, noires ou jaunes, alternées de calcaires bleus lumachelliques.

L'épaisseur totale observée ne dépasse pas 20 à 30 mètres.

jm. **Calcaires du Dogger.** Calcaires noirs bleutés, à patine grise, souvent oolithiques ou graveleux, à cassure fétide. Ce dernier caractère disparaît le plus souvent lorsque le métamorphisme les a transformés en calcaires cristallins saccharoïdes noirs.

Cette formation possède une puissance variant entre 10 et 100 m mais le plus souvent voisine de 40 m ; on peut y distinguer trois niveaux (qu'il n'a pas toujours été possible de séparer sur la carte). Ce sont, de bas en haut :

jm1. **Calcaires bioclastiques en plaquettes (Dogger inférieur).** Dans les coupes les plus complètes la barre du Dogger présente, à sa base, une trentaine de mètres de plaquettes centimétriques calcaréo-argileuses très noires, à patine roussâtre ou violacée, souvent très bioclastiques et presque lumachelliques. Elles contiennent par place (Tête de Moïse) des brèches à éléments dolomitiques et des lits un peu charbonneux.

Au-dessus, se trouvent, sur quelques mètres, des bancs de calcaire de 20 à 30 cm séparés par des lits plus argileux.

Si l'on se réfère aux datations obtenues pour des couches affleurant en situation analogue (feuilles Seyne et Barcelonnette), il paraît possible d'attribuer ce niveau au *Bajocien inférieur*.

jm2. **Calcaires noirs massifs (Dogger moyen).** Calcaires massifs formant en général des falaises, mais se débitant néanmoins en plaquettes de gélivation centimétriques ; ils peuvent être attribués au *Bathonien—Bajocien inférieur* d'après les faunes (du type Dogger à *Mytilus* : Polypiers, Nérinées, Lamellibranches et Oursins) du gisement du lac des Neuf Couleurs (feuille Embrun) et de celui de la maison cantonnière della Maddalena (versant sud-est du col de Larche).

En ce dernier point, comme en plusieurs autres, les calcaires deviennent très massifs, marmoréens et rosés, par places (ici à la base) et difficiles à distinguer de ceux du Malm : il s'avère que ce faciès n'est pas caractéristique d'un niveau donné mais se développe plutôt sur une frange d'une dizaine de mètres, au contact des gypses et des cargneules. Il est sans doute dû à des recristallisations, particulièrement marquées au contact de ces couches sulfatées.

jm3. **Calcaires en plaquettes à *Cancellophycus* (Dogger supérieur).** Calcaires noirs argileux se débitant en plaques centimétriques, parfois porteuses d'empreintes de *Cancellophycus* ; ils passent vers le haut, dans les cas où ces couches ne manquent pas par érosion, à des calcschistes argileux avec des lits gréseux et même quelques zones siliceuses (monte Bodoira). Il est traditionnel d'attribuer ces couches au *Callovien*.

Jurassique supérieur—Néocomien

jo. **Pérites oxfordiennes.** Schistes argileux secs finement feuilletés, à patine rouille, parfois avec passées de grès ou de silts ocreux ; ils évoquent, au métamorphisme près, les Terres noires autochtones mais ne sont jamais aussi puissants (maximum 50 m). Leur épaisseur est d'ailleurs souvent trop modeste pour permettre de les distinguer à l'échelle de la carte.

js. **Barre calcaire du Malm.** Le Malm supérieur est représenté par des calcaires plus ou moins massifs qui n'ont pas pu être subdivisés sur la carte dans certaines régions (monte Giordano par exemple) par suite de leur épaisseur trop modeste, mais qui comportent les termes superposés décrits plus loin (jT, jA).

jA. *Calcaires argileux* (« *Argovien* »). Des calcaires argileux mal lités à patine brun ocreux, puissants de 50 m en moyenne, forment le soubassement de la barre tithonique dans l'Unité du Giordano (ils n'ont d'ailleurs pas pu être distingués sur la carte, dans ce secteur, du reste du Malm). Des formations dans une situation analogue ont été distinguées en divers points : au monte Omo et au monte Gorfi ce sont des calcschistes gris à feuilletage centimétrique de lits de phyllites noires (leur faciès est souvent très voisin de celui des Marbres en plaquettes néocrétacés). Ces couches hébergent, notamment sur le versant nord-est du monte Omo, des bancs de grès et des lentilles de conglomérats à galets décimétriques ; les éléments y sont surtout dolomitiques mais on y trouve aussi des quartzites, du Verrucano et des schistes siliceux permien.

Dans l'Unité du monte Salé se développent également, au même niveau, *des brèches et microbrèches* (jBr) à éléments calcaires et dolomitiques dont les dernières passées se rencontrent jusque dans la base de la barre tithonique ; ces *Brèches du monte Savi* peuvent dépasser 100 m de puissance (au sommet de ce nom).

Il est difficile de savoir si ces formations, d'âge précis indéterminé, représentent une variation latérale des pérites oxfordiennes ou si elles leur sont superposées.

jT. *Barre tithonique*. Au sommet du Malm s'individualise souvent, notamment dans les unités subbriançonnaises, une corniche calcaire plus massive, formée de calcaires clairs à grain fin et à patine légèrement ocreuse ; il s'y développe, exceptionnellement, des faciès noduleux amygdalaires comparables à ceux connus plus au Nord-Ouest sous le nom de Marbre de Guil'estre. On y a récolté vers le sommet (haut vallon du Ruburent) *Berriassella* sp. aff. *callisto* qui y indique sans doute la présence du *Berriassien*. L'âge de la base n'est pas connu avec précision (Kimméridgien ?).

La barre tithonique comporte souvent, au sommet, un gros banc massif, bien individualisé, de 10 à 20 m d'épaisseur ; il surmonte des calcaires en plaquettes riches en rubanements siliceux clairs, épais chacun d'environ 2 cm (env. 10 m) ; toutefois les rubanements siliceux se rencontrent parfois aussi dans la partie basse de la barre calcaire compacte et même (plus rarement) au sommet de la barre.

Dans l'unité du Salé, la barre tithonique atteint une puissance de près de 100 m en même temps que s'y développe un faciès de calcaire blanc marbreux (souvent moucheté de granules dolomitiques) parfois flammé de rose, d'origine probablement péri-récifale (cf. Unité des Séolanes, feuille Berclonnette).

Le passage de l'Argovien à la barre tithonique est progressif dans les unités subbriançonnaises du Giordano et du Salé (où il est souvent souligné par un niveau métrique de calcschistes feuilletés rougeâtres ou verdâtres), ainsi que dans l'Unité briançonnaise de l'Omo. Par contre dans l'Unité subbriançonnaise de la Piconiera et dans les Unités briançonnaises de rocca Peroni, du Rouchouze et de Sautron la barre calcaire du Malm repose directement sur le Dogger (lorsqu'elle n'est pas elle-même absente).

ni. *Calcaires néocomiens*. Calcaires à pâte très fine (le plus souvent) gris légèrement violacé, en petits bancs de 20 à 30 cm régulièrement répétés, avec quelques sections attribuables à des *aptychus* néocomiens. Cette formation est puissante d'une cinquantaine de mètres au maximum ; elle se développe principalement dans l'Unité (subbriançonnaise) du monte Giordano. Dans la nappe du Rouchouze on lui a rapporté des petits bancs calcaires à faciès plus détritique (calcaire graveleux).

n-cM. *Marnes noires du Crétacé moyen*. La série de l'Unité du Giordano (zone subbriançonnaise) montre, sous la discordance du flysch noir mais en concordance avec le *Néocomien*, des schistes argileux indurés, très sombres, parfois à nodules de pyrite. Le faciès et le cachet des médiocres microfaunes obtenues par lavages et lames minces permettent d'envisager un âge apto-albien.

j-c. *Calcaires gréseux (Malm) et calcschistes chloriteux (Néocrétacé) de la zone d'Acceglio*. Dans la zone d'Acceglio, le Malm est représenté par des calcaires gris ou blancs, cristallins, à rubanements gréseux ou à grains de quartz ; sa puissance n'excède pas quelques mètres de sorte qu'il n'a pas été séparé sur la carte du Néocrétacé du même domaine. Il repose directement sur le Werfenien ou même sur des termes plus anciens et son âge précis n'est pas connu.

Néocrétacé—Éocène

c-e. **Marbres en plaquettes avec niveaux de grès et zones bréchiqes (c-eBr)**. Calcaires pélagiques à grain fin, de teinte le plus souvent grise (fréquemment à mouchetures noires), plus rarement, ici, colorés de vert pâle ou rouge et, en ce cas, généralement assez cristallins. C'est la base de la formation qui est en général la plus colorée et elle repose souvent sur les terrains plus anciens (Néocomien à Werfenien suivant le cas), dont la surface est corrodée par une croûte manganésifère plus ou moins épaisse qui s'est révélée favorable à la conservation de microfaunes.

Ces dernières (Globotruncanidés principalement) ont permis, en plusieurs points du Briançonnais, de dater la base de la formation du Turonien tandis que les faunes récoltées plus haut indiquent le Sénonien ou le Paléocène dans la plupart des cas. En certains points (vallon du Rouchouze, feuille Aiguille-de-Chambeyron ; lac Vert des Hourtchs, feuille Embrun ; ravin de Servagno, cima Piconiera, dans le cadre de cette feuille) des **microbrèches (eBr)** incluses dans la partie haute de la formation ont livré des *Nummulites* et divers autres formes éocènes semblant indiquer le Lutétien ou le Priabonien.

Des passées de grès quartzeux (pouvant atteindre 20 m de puissance dans les pentes de Tête Dure au-dessus de Larche) ou de microconglomérats (c-eBr) à éclats de Jurassique et de Trias se rencontrent en fait à différents niveaux de la série. Les niveaux de conglomérats grossiers (c-eBr) sont ici plus exceptionnels ; ils se développent néanmoins sur plus de 100 m de puissance à la Becca della Sabbiera (2,5 km à l'Est du col de Larche), où ils semblent être crétacés, et à la cima Piconiera (au-dessus de Sambuco) où ils sont puissants d'environ 10 à 20 m et reposent sur des calcaires détritiques à *Nummulites millecaput*.

La *puissance* de la formation des marbres en plaquettes est très difficile à évaluer du fait de son intense tectonisation : le litage stratigraphique y est en général extrêmement froissé et même masqué par le développement d'une schistosité de *strain-slip* qui est reployée et mime une stratification ; des intercalations de flysch noir y apparaissent par places, apparemment interstratifiées au milieu d'une succession d'aspect faussement monoclinale. On peut tout de même évaluer à plus de 200 m l'épaisseur de cette succession qui atteint par places 3 à 4 fois plus par accumulation tectonique.

Quelques variations locales méritent une mention :

— dans la *zone d'Acceglio* les marbres en plaquettes sont plus minces et plus fortement métamorphisés : comme en Vanoise ils méritent la dénomination de Marbres chloriteux. Ils sont datés en quelques points par des *Globotruncana* dans leurs niveaux de base. Ils ont été regroupés sur la carte avec le Malm (j-c, voir plus haut).

— dans l'*Unité du Salé* (zone subbriançonnaise) le faciès marbres en plaquettes n'est bien développé qu'au sommet de la formation ; plus bas se développe une série, assez régulièrement litée en bancs de 0,5 m, de calcaires gris sombre séparés par des joints calcschisteux. Ce faciès évoque ceux de l'Autochtone ; il n'est pas séparé nettement des niveaux attribués au Néocomien si ce n'est par un niveau plus argileux et plus sombre mal individualisé. L'âge de ces formations est incertain.

eF. **Flysch noir**. Formation sans doute puissante, mais d'épaisseur réelle inconnue (au moins 200 m), essentiellement formée de schistes pélitiques noirs avec des petits bancs de grès quartzitiques sombres (plus ou moins abondants suivant les niveaux et suivant les points). La base de la formation s'enrichit souvent de calcschistes noirs qui font transition aux Marbres en plaquettes. Age probable éocène (ou plus récent) compte tenu des datations obtenues pour les couches sous-jacentes et de celui du niveau eC décrit ci-après.

eC. **Calcaires à zones siliceuses (Éocène supérieur)**. Dans l'Unité du monte Omo—monte Gorfi, la partie inférieure du flysch noir héberge un niveau de calcaires gris à patine ocreuse et à zones siliceuses claires, puissant d'une dizaine de mètres. Ce niveau calcaire repère, qui présente un faciès proche de celui de certains calcaires du Malm, a livré, à Biancot (vallone dell'Arma), des *Nummulites* du Priabonien moyen.

Unités piémontaises de Schistes lustrés

Série de Narbona

l5. **Calcaires de la Bercia.** Bancs décimétriques de calcaires noirs, à grain fin, accidentés de cherts lités ou lenticulaires et de passées de calcaires spathiques gris ; ces couches succèdent, en continuité, à des calcschistes qui n'affleurent pas dans les limites de la carte. Les niveaux de passage ont livré des Ammonites (*Echioceras*, etc., du Sinémurien terminal (Z. à *Raricostatum*)) ce qui place les calcaires de la Bercia dans le *Carixien*, au moins quant à leur base.

lmN. **Couches de Narbona** (au moins 400 m). Formation à brèches calcaréo-dolomitiques litées, souvent granoclassées, interstratifiées dans les alternances de calcschistes et de calcaires noirs. L'âge *lias moyen* est un âge minimum, mais la série ne dépasse probablement pas le *Lias supérieur* (?).

Série intermédiaire

j-cV. **Couches de Valliera** (50 à 200 m ?). Formation comportant des alternances de schistes et calcaires quartzo-micaschisteux, des brèches polygéniques et surtout des faciès de *micaschistes reconstitués* à aspect de socle ancien mais avec des éléments de dolomies triasiques (souvent à patine roussâtre) : ces éléments remaniés atteignent couramment quelques mètres de diamètre (brèches de la punta Castellar, près Chiotti) ; on attribue à des olistolites du même ensemble les affleurements kilométriques de dolomies et calcaires dolomitiques (tD) proches de Tolosano.

j-cM. **Calcaires de Marmora** (100–300 m ?). Calcaires quartzo-micaschisteux, en lauzes, assez sombres, formant d'épaisses falaises. On y rencontre quelques éléments dolomitiques isolés.

σ. **Roches vertes.** Lentilles d'épaisseur décamétrique et de longueur hectométrique de serpentines parfois bréchiques, incluses dans les Couches de Valliera.

Série ophiolitique supérieure

σ. **Roches vertes (Crétacé inférieur).** Prasinites rubanées ou massives et jaspes à lits pyroclastiques interstratifiés ; serpentines parfois bréchoïdes. Ces roches sont principalement associées aux marbres du Tibert (j-nT).

j-nT. **Calcaires marmoréens du Tibert** (5–20 m ?), rosés ou gris, en dalles à enduits phylliteux verts ; localement associés à des jaspes (Buchet) ; attribués au Jurassique supérieur–Néocomien (cf. Calcari à Calpionelle de l'Appenin et calcaires marmoréens, succédant aux radiolarites du Queyras).

nS. **Schistes à bancs calcaires du Tibert** (10–50 m ?). Alternance d'argilo-schistes noirs et de calcaires siliceux, en bancs isolés, parfois à « trame rousse ». Attribués au Crétacé inférieur (cf. Argille a palombini de l'Appenin, et formation de la Replatte du Gondran).

n-cS. **Schistes noirs du Cialme** (200–500 m ?), monotones, à lits gréseux bruns, localement à brèches de roches vertes, avec de rares bancs calcaires (n-CC). Attribués au Crétacé inférieur à moyen (cf. Scisti del val Lavagna de l'Apennin, et Schistes noirs du Gondran ?).

Nappes de Flysch à Helminthoïdes

cF1. **Schistes de Serennes** (voir feuille Embrun). Limités à un seul affleurement (1 km au Nord-Est de Larche), ils sont attribués au *Crétacé moyen* (?).

cF2. **Complexe de base de la nappe du Parpaillon.** Puissante série (environ 500 m sans doute, mais difficilement évaluable en raison de la tectonisation) de schistes noirs éminemment propices aux glissements de terrains ; ils contiennent des petits bancs de grès bruns manganésifères et, vers le sommet en général, des schistes siliceux rouges (plus rarement verts ou argentés) qui sont bien visibles de loin en plusieurs points. Une datation par encadrement conduit à supposer un âge *cénomano-turonien*.

cF3G. **Grès de l'Embrunais.** La base de la formation du Flysch à Helminthoïdes est composée d'une succession de bancs métriques de grès grossiers, dont la puissance totale n'excède guère, ici, 50 mètres.

cF3. **Flysch à Helminthoïdes typique (nappe du Parpaillon).** Puissante formation (plus de 500 m) où se répètent rythmiquement des séquences élémentaires métriques ou décimétriques à semelle gréseuse granoclasée supportant des calcaires argileux gris à grain fin (souvent riches en empreintes méandriques d'Helminthoïdes) qui passent à des plaquettes marneuses noires. Un âge *turonien* à *cénomaniens* est indiqué par des trouvailles d'Inocérames (gorges de l'Ubayette en aval de Meyronnes, feuille Embrun) et de *Globotruncana* naines indéterminables.

cFD. **Flysch dissocié,** représentant ici le **flysch de la nappe de l'Autapie**, profondément désorganisé à l'occasion des mouvements lors de sa mise en place et, peut-être, postérieurement, lors du charriage de la nappe du Parpaillon : il s'agit d'affleurements souvent chaotiques, plus rarement montrant une organisation stratigraphique perceptible sur des distances de l'ordre de quelques dizaines de mètres ; souvent la limite avec les Schistes à blocs de l'Autochtone relatif sous-jacent est quasi imperceptible. La formation est constituée par des alternances de bancs décimétriques de calcaires lithographiques à patine beige (souvent très riches en Helminthoïdes) avec des schistes noirs. Des microfaunes de *Globotruncana* indiquent le Sénonien. En outre des lambeaux de roches diverses (notamment de calcaires planctoniques néocènes et de microbrèches à Nummulites) s'intercalent dans cet ensemble de façon plus ou moins mécanique.

TERRAINS QUATERNAIRES

Glaciaire et pseudo-glaciaire

G. **Glaciaire. Argiles et blocs.** D'âge indéterminé mais probablement moderne (retrait du Würm) il garnit certains flancs de vallée jusqu'à une altitude élevée par rapport aux fonds de vallées. Riche en blocs, mais le plus souvent à matrice argileuse bleue, il est propice aux glissements de versants.

EGy, EGz. **Rock glaciers anciens (y) ou récents (z).** Très abondants surtout dans le domaine briançonnais en raison du matériel ébouléux abondant et de l'altitude propice. Il s'agit de nappes de blocs à morphologie de bourrelets pseudomorainiques qui colmatent souvent des fonds de vallons encaissés. Des dépressions fermées peuvent dans certains cas y représenter l'emplacement d'une loupe de glace fossile actuellement fondue. Les rock glaciers remplacent totalement sur l'ensemble de la carte les formations morainiques contemporaines, qui sont en fait inexistantes (malgré l'altitude des sommets) en raison du caractère trop méridional du climat.

Les moraines de névé ont seulement été indiquées (pour les plus importantes) par le dessin de leur bourrelet.

Alluvions fluviales

Jy, Fy. **Alluvions torrentielles stabilisées.** Cônes de déjections (Jy) et alluvions de fond de vallée (Fy), colonisés par la végétation et réentailés par les cônes torrentiels actuels.

Jz. **Cônes de déjection actuels,** encore en cours d'édification par épandage torrentiel.

Fz. **Alluvions actuelles** colmatant les fonds de vallées.

Éboulis

JEy, JEz. **Cônes d'épandages ébouleux anciens (y) et actuels (z).** On a distingué localement les cônes d'éboulis fortement allongés qui résultent de l'action de torrents très temporaires mais qui ont une pente beaucoup plus accusée que les vrais cônes de déjections torrentielles.

Cônes de solifluxion. En plusieurs points des cônes à morphologie proche de ceux créés par les torrents se révèlent dus à des coulées boueuses (sans doute mises en place de façon plus ou moins catastrophique) ; leur matériel est souvent morainique.

Eb. **Éboulements.** On a distingué les principales masses d'éboulis à très gros blocs qui résultent de chutes de pans de falaises ou de glissements de versants.

Ey. **Éboulis anciens et éluvions.** Formations de pente diverses, principalement constituées par des *éboulis stabilisés* mais aussi par des éluvions plus ou moins glissées ou par diverses formations quaternaires relativement anciennes, mal déterminées.

Ez. **Éboulis vifs.** Garnitures d'éboulis encore alimentées par les falaises actuelles : elles sont particulièrement développées au pied des falaises calcaréo-dolomitiques du Briançonnais.

N.B. En certains points, notamment sur le versant italien du massif de l'Argentera, les documents utilisés n'ont pas permis les distinctions ci-dessus et l'on s'est contenté de séparer E, J, F, EG et G.

HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

Les régions naturelles qui se partagent le territoire de la feuille Larche, telles qu'elles ont été définies au chapitre Schéma structural, se sont individualisées au cours d'une longue histoire dont les origines remontent à l'ère primaire.

Dès le Carbonifère se caractérise déjà un domaine briançonnais subsident, où se déposent de fortes épaisseurs de dépôts gréseux, pélitiques ou conglomératiques, à couches de charbon ; bien que les terrains de cet âge n'affleurent pas sur le territoire de la feuille, ils sont connus plus au Nord-Ouest (région de Briançon) comme plus au Sud-Est (chaînon au Nord de Demonte) de sorte que leur existence en profondeur est vraisemblable. A l'opposé le massif de l'Argentera semble constituer à la fin du cycle hercynien une zone de reliefs où ne sont conservés que des témoins médiocres et douteux des terrains houillers.

Au Permien les reliefs subissent une uniformisation assez nette puisque tous les dépôts sont continentaux ; ils s'accumulent et se conservent sur des épaisseurs très variables : plusieurs milliers de mètres de grès rouges sont observables dans le massif de l'Argentera, sur le territoire de la feuille Saint-Etienne-de-Tinée. Par contre le même massif n'en montre que des lambeaux trop insignifiants pour être figurés, sur la feuille Larche.

Le domaine briançonnais est alors le siège d'un volcanisme d'abord andésitique puis rhyolitique, à la suite duquel les produits formés sont utilisés dans l'alimentation des épandages détritiques.

Au Trias s'instaure un régime de sédimentation marine ; il débute par des grès de plages et se poursuit par des dépôts de plate-forme (calcaires à Algues) : les zones internes se caractérisent par une subsidence plus accusée qui se traduit par l'épaisseur considérable de ces dépôts comparés à leurs équivalents des zones externes. Des épisodes de sursalure, indiqués par des dépôts de gypse, soulignent le caractère peu profond de la sédimentation durant toute cette époque. Néanmoins, l'absence quasi totale du Trias supérieur dans le Briançonnais de la feuille Larche est plus probablement dû à des érosions postérieures qu'à une absence de dépôt : en effet, d'épaisseurs sérieuses dolomitiques carno-noriennes sont maintenant connues en Briançonnais (hors du domaine de la feuille Larche). Toutefois, les brèches à éléments siliceux du Becco Grande témoignent déjà d'une érosion profonde (qui ne peut guère correspondre qu'au début d'individualisation de la zone d'Acceglio).

Au Jurassique on distingue clairement quatre grands domaines :

— *la zone dauphinoise interne* représentée dans l'Autochtone de l'Argentera, qui montre une subsidence modeste jusqu'au Dogger (dépôts néritiques et minces, *hard ground*, lacunes), plus marquée au Callovo-Oxfordien (Terres noires) et aboutissant au dépôt de calcaires pélagiques (mais peu épais) au Malm supérieur ;

— *la zone subbriançonnaise* qui s'individualise déjà par la plus faible puissance des dépôts et par l'existence de rides alimentant des brèches ou se garnissant de récifs (unité du Salé) à la fin du Malm ;

— *la zone briançonnaise* qui s'oppose très clairement par la grande réduction de ses séries : le Trias supérieur et le Lias sont très généralement absents et le Malm supérieur repose le plus souvent de façon directe sur le Dogger. Dans la *zone d'Acceglio* ce caractère est accusé au maximum car les calcaires du Malm reposent sur le socle siliceux (eotrias et Permien) ; ces lacunes sont dues sans doute pour l'essentiel à des saccades d'érosion (peut-être aux dépens de lèvres de fractures) intervenues pendant que le caractère marin, voire pélagique, de la sédimentation s'accroissait. En effet, d'une part les lacunes se développent capricieusement et sans variations latérales de faciès indiquant que leur répartition corresponde à un quelconque changement de domaine sédimentaire et d'autre part des brèches parfois puissantes se développent aux principales époques de lacune (brèches du Dogger du colle d'Enchiausa, à la Tête de Moïse, brèches « argoviennes » du monte Salé et du monte Omo). S'il est possible que la lacune anté-dogger corresponde comme en Vanoise à une émergence (qui n'est pas démontrée ici) cela est très improbable pour la lacune anté-malm.

— *la zone piémontaise* montre un caractère subsident particulièrement marqué que traduit la continuité et l'épaisseur relative de la sédimentation d'abord néritique au Rhétien et au Lias inférieur, plus terrigène, du Lias supérieur au Malm inférieur. Des apports détritiques grossiers semblent être alimentés par les érosions du domaine briançonnais. Comme dans les autres domaines le Malm supérieur semble marqué par une sédimentation plus pélagique ; elle est associée ici à des émissions volcaniques sous-marines (marbres et « roches vertes » du Tibert et de Marmora) qui ne sont que très modestement représentées toutefois sur le territoire de la feuille Larche.

On peut facilement voir, dans cette évolution au cours du Jurassique, les étapes de l'ouverture progressive d'un bassin océanique alpin dont nous observons la marge sédimentaire occidentale avec ses sillons, ses plates-formes et ses escaliers de fracture, marge développée aux dépens du domaine continental de la fin du Permien ; il est envisageable que les jaspes de la base « de la série ophiolitifère supérieure » (couches du Tibert) y représentent quant à eux les premiers dépôts recouvrant le véritable fond océanique qui commence à s'agrandir (en effet, ils reposent, hors du domaine de la feuille, sur de puissantes masses de roches vertes à gabbros qui pourraient représenter ce dernier).

Au cours du Crétacé la situation semble d'abord manifester (au Crétacé inférieur) une certaine stabilisation : la sédimentation est de caractère pélagique, plutôt mince en domaine briançonnais et subbriançonnais (surtout dans ce dernier), pélagico-terrigenne mais d'épaisseur encore modeste tant dans le domaine dauphinois que dans le domaine piémontais (où les venues « ophiolitiques » du volcanisme sous-marin se poursuivent peut-être). Vers la fin du Crétacé inférieur une nouvelle phase d'érosion, sans doute déclanchée par des mouvements de soulèvements, affecte aussi bien le massif de l'Argentera (qui semble avoir dès cette époque, à peu près sa configuration actuelle) que le Briançonnais. Elle y met souvent à nu le Jurassique et, en certains points, le socle cristallin de l'Argentera ou le « socle siliceux » permo-werfenien du Briançonnais.

Les reliefs ainsi créés doivent conserver une certaine vigueur ou être ravinés pendant tout le Crétacé supérieur car ils fournissent épisodiquement les éléments d'une sédimentation gréseuse ou même conglomératique jusqu'à la fin de cette période (brèches autochtones de la punta Ciavardine, brèches briançonnaises diverses, notamment de

la Sabbiera, près du col de Larche). *Dans le domaine autochtone*, des reliefs sont envoyés par une mer peu profonde à récifs d'Hippurites, tandis que *dans le domaine briançonnais* la sédimentation reprend d'emblée avec un type pélagique, la lacune du Crétacé inférieur n'étant généralement marquée que par un *hard-ground* (érosion sous-marine).

Enfin *dans le domaine piémontais marginal*, des brèches à éléments gigantesques (Tolosano, punta Castellar) se constituent à des époques indéterminées pouvant englober jusqu'au Crétacé supérieur.

Cependant, *le domaine piémontais interne* est le siège d'une sédimentation pélagique, troublée rythmiquement par des avalanches boueuses de matériel terrigène : ainsi s'y constituent les épaisses séries du flysch à Helminthoïdes par lesquelles se termine son histoire sédimentaire.

On peut, sans doute, voir là les effets de la première phase de serrage de l'histoire alpine (phase autrichienne) dont les effets tectoniques, difficiles à démêler ici, sont bien connus dans diverses régions des Alpes occidentales (Dévoluy notamment). *Au cours du Nummulitique* l'évolution de la sédimentation est assez différente d'un domaine à l'autre :

— *dans le domaine externe autochtone* une émergence intervient vers la fin du Sémonien, comme en témoigne la présence locale de couches continentales (Lauzanier). La mer reconquiert la région à l'Éocène supérieur, avec des faciès littoraux néritiques puis plus profonds, marneux ; très vite elle se comble progressivement par des apports sableux, d'origine surtout méridionale dès le début de l'Oligocène. La fin de l'histoire sédimentaire correspond alors à l'ultime comblement de ce bassin marin, d'abord par des coulées boueuses (Schistes à blocs) puis par des masses rocheuses de plus en plus cohérentes se déplaçant à peu près d'Est en Ouest. Il s'agit de la première étape de mise en place des nappes du flysch à Helminthoïdes, issus du domaine piémontais (maintenant émergé et soulevé) ;

— *dans les domaines subbriançonnais et briançonnais* il n'y a pas d'interruption dans la sédimentation pélagique qui se poursuit jusqu'au Priabonien, toujours avec des épisodes d'arrivées détritiques (passées de grès ou de brèches telles les brèches de la cima Piconiera) ; elle prend toutefois un caractère rapidement plus terrigène (Flysch noir) avant de cesser définitivement. Un comblement accéléré par apports tectono-sédimentaire (olistolithes) semble envisageable ici aussi ;

— *dans le domaine piémontais*, il semble vraisemblable que la sédimentation se soit interrompue depuis la fin du Crétacé.

Au cours du Paléogène supérieur et du Néogène les mouvements tectoniques prédominent sur la sédimentation ; ils sont complexes incomplètement démêlés, et surtout datés avec fort peu de précision. A ce dernier point de vue, le fait essentiel est que des galets de roches vertes et de roches métamorphiques de la zone des schistes lustrés sont présents dès le Sannoisien dans les conglomérats de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). Cela implique que, dès cette époque, les schistes lustrés étaient livrés à l'érosion, donc portés en altitude. On tend généralement à admettre que ceci s'est produit à la suite des mouvements tangentiels responsables de la mise en place des nappes briançonnaises et piémontaises : les premiers de ces mouvements correspondant au charriage initial du flysch à Helminthoïdes (comme il a été dit plus haut) ; on envisage volontiers que ce terrain ait constitué la partie la plus haute de l'édifice en cours de surrection et que son départ résulte d'un simple glissement sous l'effet de la pesanteur (ce que d'autres faits semblent confirmer).

Quoiqu'il en soit, *la phase du charriage des nappes briançonnaises* est postérieure au Priabonien, de même que le charriage des schistes lustrés sur le Briançonnais, en raison de l'âge des terrains impliqués. La direction de déplacement des nappes est à vrai dire totalement conjecturale mais pourrait être NW-SE aussi bien que NE-SW, compte tenu de l'existence de structures à axe transversal à l'allongement des zones structurales et de l'imbrication, vraisemblablement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, des unités calcaires briançonnaises.

Postérieurement au charriage principal, il semble bien qu'une phase de *fracturation longitudinale* (failles N 120°E environ) ait inscrit sa trace dans les structures. Ses effets sont néanmoins assez difficiles à démêler de ceux des charriages, car elle a été suivie d'une importante *phase de compression transverse* qui a déformé aussi bien les surfaces de cassure que celles de charriage ; elle a créé un système de plis orientés sensiblement NW-SE à la faveur desquels les masses rocheuses des nappes superposées sont souvent redressées à la verticale, et même renversées. Ce renversement se fait en direction du Nord-Est, c'est-à-dire vers l'intérieur de l'arc de la chaîne alpine (« retrocharriage »), notamment le long des marges briançonnaises/piémontaises, mais aussi dans l'Autochtone du revers est de l'Argentera (pli du Nebius). Cela trahit sans doute la postériorité (ou éventuellement le synchronisme) de cette phase de serrage par rapport au soulèvement des massifs cristallins externes ; or ce dernier est attribué au *Miocène* sur la base de l'analyse de la nature des galets dans le bassin molassique périalpin. A cette phase, peut-être dans une étape tardive, peuvent être rattachées les failles conjuguées à rejet horizontal qui sont spécialement nettes dans la bordure nord de l'Autochtone ; en effet, leur direction et leur sens de rejet impliquent une compression également N.NE-S.SW (la plus importante est indéniablement la faille de Bersezio).

Des mouvements tangentiels plus discrets semblent être intervenus en phase ultime ; on peut leur attribuer des déformations de ces derniers plans de failles et des écaillages vers le Sud-Ouest ; certains (tel le chevauchement vers le Sud-Ouest des gypses de la Margherina en Briançonnais) semblent bien s'être formés postérieurement à l'établissement d'une morphologie proche de l'actuelle ce qui est un indice supplémentaire de leur caractère tardif.

La position des affleurements de la nappe du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon (massif du Lauzanier) pose un problème tectogénétique : en effet, elle repose presque directement sur l'Autochtone au Sud-Ouest de la faille de Bersezio, alors qu'au Nord-Est de cette faille (où on ne la trouve d'ailleurs représentée qu'au Nord-Ouest de la feuille Larche) elle repose sur le puissant édifice des nappes briançonnaises et se trouve même en partie engagée dans ses replis. Il semble que deux solutions puissent être envisagées pour expliquer cette disposition énigmatique :

a) la mise en place de la nappe du Parpaillon est postérieure à la formation de la faille de Bersezio : les terrains allochtones situés à l'Ouest de la faille (donc relativement en relief) ont été érodés avant ou rabotés pendant l'avancée de la nappe du Nord-Est vers le Sud-Ouest ;

b) la mise en place de la nappe du Parpaillon est antérieure à la faille de Bersezio et cette nappe repose sur une surface tranchant du Nord-Ouest vers le Sud-Est des unités briançonnaises de plus en plus basses (du fait du prolongement axial de toutes les structures vers le Nord-Ouest) ; la faille de Bersezio ayant un rejet de coulissement dextre important elle ramène ainsi face à face un domaine oriental (lèvre nord) où la nappe reposait sur du Briançonnais, et un domaine plus occidental (lèvre sud) où elle reposait directement sur l'Autochtone.

Il est donc difficile d'utiliser directement ces données pour déterminer l'âge relatif du charriage du flysch à Helminthoïdes du Parpaillon par rapport à la fracturation liée à la phase majeure de compression transversale.

Les mouvements néotectoniques reconnus sont peu nombreux ; on signalera toutefois l'activité sismique liée à la faille du Ruburent (séisme de l'Ubaye en 1959) et l'existence des décalages de crêtes morainiques par des failles affectant le bedrock sur le versant italien du massif cristallin de l'Argentera.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

A l'Ouest de la crête frontière franco-italienne, les eaux de ruissellement se répartissent entre les bassins de la Durance et du Var séparés par la crête de la cime de Voga franchie un peu à l'Ouest des limites de la carte par la Départementale n° 64 au col de la Bonnette (ou de Restefond) à 2700 m : au Nord-Ouest du col de Larche l'Ubayette rejoint l'Ubaye, affluent de la Durance ; au Sud du col de Restefond s'ouvre la vallée de la Tinée, affluent du Var.

Sur le versant italien, la vallée de la Stura di Demonte s'écoule, sous le col de Larche, vers le Sud-Est et le bassin du Pô, ainsi qu'au Nord-Est les eaux ruissellent vers la Maira.

Seule l'hydrogéologie du versant français sera examinée ici.

Série autochtone

Terrains cristallins (gneiss et migmatites). Ils portent la trace d'un vigoureux modelé glaciaire et des lacs d'altitude (lacs de Vens, lacs Marie, lacs de Ténibre) occupent des cirques ayant cette origine. Les migmatites et gneiss sont fissurés seulement dans la zone d'altération ; les circulations existant dans cette zone sont drainées par les éboulis (clapiers) et les dépôts glaciaires (anciennes moraines). C'est de ces formations que sont en définitive issues les principales sources comme celles de la Sagne de Pierre Blanche, dans le vallon des lacs Marie, captée pour l'alimentation de Saint-Etienne-de-Tinée. Certaines émergences sont situées cependant sur des accidents affectant ces terrains (source du refuge de Vens).

Trias. Les dolomies et cargneules sont perméables. Des phénomènes de dissolution affectent les gypses. Le cirque des lacs d'Agnel (vallon de la Gypièrre, sous le pas de la Cavale, franchi par le G.R.5) offre l'image d'une zone déprimée où la présence d'excavations est le signe d'un drainage souterrain.

La source de Coïmian au Nord de Saint-Dalmas-le-Selvage émerge sur une faille affectant les cargneules.

Les calcaires du Lias, du Jurassique et du Néocomien sont perméables mais, laminés par la tectonique, ils affleurent peu ; la source de Rabuons à Saint-Dalmas émerge sur l'accident principal bordant à l'Ouest cette zone de laminage.

Les calcaires crétacés sont également perméables. A l'Ouest de Saint-Dalmas, la source du Balet émerge au contact des marnes noires du Crétacé moyen masqué par un recouvrement glaciaire.

Les grès d'Annot sont aquifères surtout lorsqu'ils sont tectonisés et fracturés (source du vallon de Piolart sous la crête de la Blanche, au Nord de Saint-Dalmas).

Flysch à Helminthoïdes

La perméabilité de cette monotone et épaisse série calcareuse est faible et liée à la tectonisation : dans le vallon du Lauzanier au Sud du col de Larche, la belle source située au Nord de la cabane de Donnadiou émerge sur un important accident. Le complexe schisteux basal est très peu perméable.

Formations récentes

En définitive ce sont celles qui jouent le rôle le plus important : éboulis à gros éléments au pied des grands reliefs alimentant de très nombreuses sources qui sont à l'origine de tous les torrents à leur naissance en altitude, dépôts glaciaires et pseudo-glaciaires au fond des cirques et anciennes moraines dans les pentes inférieures nourrissant également de très nombreuses petites sources.

GITES MINÉRAUX

Les minéralisations se rattachent aux deux grands rameaux métallifères qui jalonnent la courbure des Alpes franco-italiennes : le rameau à gîtes polymétalliques des massifs cristallins externes et celui à uranium du Permien briançonnais métamorphisé.

Les parties sud-ouest et sud de la feuille recoupent le district métallifère du massif de l'Argentera. Ses filons sont encaissés principalement dans le socle cristallophyllien mais peuvent aussi pénétrer dans son tégument de Trias basal.

● **Cuivre.** Les filons intra-cristallins de quartz à chalcopryrite de Pont-Haut ($x = 964,30$; $y = 230,35$; $z = + 1330$; indice n° 5X-4008^(*)) et du Rivet ($x = 965,35$; $y = 230,65$; $z = + 1825$; n° 5X-4014) appartiennent à la concession de Clai dont le chevelu filonien principal ($x = 965,38$; $y = 230,10$; $z = + 1500$; n° 5X-4010) a fourni de 1871 à 1877 et en 1901 une centaine de tonnes à 5 % Cu ; le minerai était enrichi à 15 % dans la petite usine de la grange d'Alberia, sur la N205. Ces filons renferment des minéraux de Sb, As, Bi, Ni, Pb, Zn et même (Clai) de la molybdénite, de l'or et de l'électrum et pourraient être d'âge hercynien. Par contre, c'est un filon de quartz d'âge alpin qui recoupe les grès du Trias basal au Nord-Est de la cime des Blanchés, en Italie (Garbe di Stau) ; dirigé N50 à 70°E à pendage 65 à 70°SE, il s'allonge dans les gneiss sur près de 1000 m d'extension à l'E.NE du point de coordonnées Lambert 3 (zone sud) $x = 968,45$; $y = 235,18$; $z = + 2650$, et possède une puissance à peu près constante de 1 m pour 300 à 400 m de relevée verticale.

● **Fer.** Le fer oligiste est assez répandu, dans le substratum cristallophyllien, en lacis de filonnets et parfois en amas filoniens quartzeux atteignant 1 m de puissance, comme à la cime du Fer (n° 6X-4002). Le secteur italien en renferme de nombreux indices (Malaroda et coll., 1970). Ailleurs l'oligiste s'associe au quartz et à la chlorite des « fentes alpines », comme le filon de Morgon ($x = 964,34$; $y = 235,83$; $z = + 2400$; n° 5X-4005). Enfin, les concentrations ponctuelles de pyrite sont fréquentes dans les gneiss (talus de la D64).

● **Plomb-zinc.** Les quatre filons de quartz à B. P. G. C. du vallon de Tortisse (n° 5X-4009, 4012, 4013 et 6X-4001), qui recoupent les gneiss très près de leur contact avec le Trias, sont actuellement connus sur plusieurs centaines de mètres d'allongement, 200 m de relevée verticale et 1 m de puissance ; le minerai, rare dans le filon le plus à l'Est (Tortisse) paraît plus abondant dans les autres et a fait l'objet d'anciens grattages ; on y a identifié des minéraux de Sb, As, Co, Ni et de l'électrum. Dans le cristallin de Bousiéyas, le filon quartzo-carbonaté à blende, chalcopryrite et pyrite du vallon de Navélas (n° 5X-4001 et 4006), un peu travaillé en 1939, a fait l'objet d'une demande de permis de recherches en 1976. Il renferme des minéraux de Sb, As, Fe, Ni, Pb, de l'électrum et de l'or.

Dans le Salse Morène, le filon quartzeux à B. P. G. C. de l'Ouest du mont Aiga (n° 5X-4007) et son prolongement des Terres Rouges (n° 5X-4011) recoupent le socle cristallophyllien, et aussi le Trias basal où ils s'amortissent rapidement.

En territoire italien, le gisement intra-cristallin de blende et galène de Ruà, à 1,5 km au Sud-Ouest de Bagni, a été activement exploité au cours de la première moitié du XIXe siècle, puis de 1925 à 1930 avec une tentative de reprise en 1962-1963. Le corps principal d'allure pseudo-filonienne, dirigé N 170°E avec un pendage de 80°W, a été reconnu sur 800 m d'allongement, 50 à 150 m de profondeur et 1 m de puissance moyenne ; le remplissage de type B. P. G. C. avec mispickel est à gangue quartzo-fluorée, avec par places de la calcite et de la chlorite. La structure particulière

(*) Indice de classement du gîte considéré dans la feuille 896 — Larche. Le dossier de documentation qui concerne ce gîte est en fait archivé à la Banque des données du sous-sol du Service géologique national sous le numéro complet 896-5X-4008 qui seul doit être utilisé dans les correspondances.

du minerai, replissé, boudiné, cataclasé, bréchifié et recristallisé, suggère un âge hercynien pour son premier dépôt. La zone minéralisée de Ruà se prolonge plus au Nord par des indices qui ont fait l'objet d'anciens grattages de part et d'autre du vallon de l'Ischiator, 1 km en amont de Besmorello.

● *Baryte et fluorite*. La baryte s'associe au quartz dans la gangue du filon B. P. G. C. des Terres Rouges. Elle constitue également la gangue du petit filon à chalcopyrite et oligiste du mont des Fourches (n° 5X-4004), qui apparaît dans le Cristallin à proximité immédiate d'un minuscule affleurement de grès du Trias basal. En Italie (Martina, 1967 et Malaroda et coll., 1970), et toujours dans cette région d'envoyage du Cristallin sous le Trias, elle a été notée dans la haute vallée du rio di Ferriere, vers la cote + 2500, dans les quartzites du versant nord du Pel Brun ; vers le bas de la vallée, en rive gauche, on a exploité dans les cotes + 1700 et + 1894, à 1 km environ à l'E.NE de Ferrière un filon barytique intra-cristallin est-ouest subvertical de 1 m de puissance ; en rive droite, des roches mylonitiques embréchitiques en renferment deux petites lentilles de 0,20 à 0,50 m de puissance. Sur la serra del Bal vers la cote + 2100 un filon barytique a été un peu travaillé. L'éperon nord du monte Bassura présente vers la cote + 2400 deux petites lentilles de baryte longues de quelques mètres, également dans le Cristallin. Le minéral est encore signalé 250 m à l'Est de Pontebernardo dans des gneiss biotitiques. Peu au Sud-Est de Pietraporzio un filon intra-cristallin NE-SW de 0,80 m de puissance, quelques dizaines de mètres d'allongement et 70 m de hauteur a été dépilé ces dernières années.

Dans le Cristallin du versant gauche de la Stura, peu à l'Est de Sambuco (cote + 1495, au Sud-Ouest de Ciardola grande) une minéralisation filonienne fluoro-barytique W.NW-E.SE a été reconnue sur 100 m d'allongement avec une puissance maximum de 0,80 mètre. Dans la même zone à la cote + 1250, rive gauche du rio Ciardola, affleurent deux petits filons fluoro-barytiques

● *Le tégument grésopélitique du Trias basal* renferme quelques indices de type lié-aux-strates (baryte, quartz, galène) en haute Tinée, comme le stockwerk de Frandière (n° 5X-4003).

Les parties nord et nord-est de la feuille, en territoire italien, recourent le district uranifère des Alpes cottiennes. La minéralisation reconnue de 1956 à 1958 s'intercale en lentilles stratiformes dans la partie supérieure du Permien, très près du Trias.

A Chiotti-Val Grana ($x = 984,74$; $y = 243,20$; $z = + 2200$; galerie de 82 m), elle affecte des quartzites micacés (pechblende et Cu, Zn). Les lentilles du vallone di Marmora ($x = 978,95$; $y = 247,76$; $z = + 1720$ et $x = 978,25$; $y = 248,00$; $z = + 1960$; 304 m de galeries), de Salabessa ($x = 976,58$; $y = 248,34$; $z = + 1800$; 579 m de galeries), de Grange Serre ($x = 975,90$; $y = 248,55$; $z = + 1510$; 1080 m de galeries) et de Bric Balacorda ($x = 975,38$; $y = 248,92$; $z = + 1700$) constituent le gisement de Preit (plusieurs dizaines de tonnes d'U métal) avec des schistes à pechblende, gummite, autunite, torbernite, uranophane et minéraux de Pb, Zn, Cu, As, Ni, Co. Enfin, le gîte du colle Ciarbonet ($x = 968,58$; $y = 249,50$; $z = + 2220$) correspond à des passées schisteuses à oxydes d'uranium noirs intercalées dans des gneiss et micaschistes.

Les mesures radio-géochronologiques ont donné un âge de 160 à 220 MA pour le premier dépôt du minerai, avec un rajeunissement vers 90 à 50 MA attribué au métamorphisme alpin.

AUTRES SUBSTANCES MINÉRALES

Dans la région des Grangie d'Argentera le calcaire noir du Dogger moyen Briançonnais a été exploité comme pierre ornementale. Le Priabonien autochtone a autrefois fourni des ardoises pour les toits des villages d'Argentera et Bersezio. Le gypse a été anciennement exploité dans le Trias de l'Autochtone près de Ferrière et dans celui du Briançonnais au-dessus des Grangie d'Argentera, pour fabriquer un mortier utilisé dans les constructions de la région.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DESCRIPTION DE SITES CLASSIQUES ET D'ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires d'excursions dans le *guide géologique régional : Alpes Maritimes, Maures, Esterel* (1975), par R. Campredon et M. Boucarut, Masson et Cie, éditeurs :

- itinéraire 5 a : Nice, Saint-Etienne-de-Tinée, Barcelonnette ;
- itinéraire 7 a : Nice, Tende, Barcelonnette par les cols de Braus et de Larche.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Ouvrages de description régionale

- BOGDANOFF S., PRUNAC M. (1976) — Tectonique des gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (France et Italie). 4^{ème} réunion annuelle des Sc. de la Terre, Paris.
- BOGDANOFF S., J.J. SCHOTT (1977) — Étude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. *In* Colloque géodynamique de la Méditerranée, Montpellier, 1976.
- FAURE—MURET A. (1965) — Études géologiques sur le massif de l'Argentera—Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- GIDON M. (1962) — La zone briançonnaise en haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud—Est. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- GIDON M. (1972) — Les chaînons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura entre Bersezio et le Val de l'Arma (province de Cuneo, Italie). *Géologie alpine*, t. 48, fasc. 1, p. 87—120.
- KERCKHOVE C. (1969) — La « Zone du flysch » dans les nappes de l'Embrunais—Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, t. 45.
- MICHARD A. (1967) — Études géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Éditions C.N.R.S.
- MICHARD A. et SCHUMACHER F. (1973) — Position des brèches et des ophiolites dans les séries piémontaises des vals Grana et Marmora (Alpes cottiennes méridionales, Italie). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, p. 3009.
- REAU J. (1977) — Les zones briançonnaise et subbriançonnaise dans le vallone dell'Arma, province de Cuneo, Italie. Thèse de doctorat de spécialité, université de Grenoble.
- STURANI C. (1962) — Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). *Mem. Geol. Mim.*, Univ. Padova XXII.
- STURANI C. (1963) — La couverture sédimentaire de l'Argentera—Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio (haute vallée de la Stura di Demonte, Italie). *Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 83—124.

- STURANI C. et KERCKHOVE C. (1963) — Sur la terminaison sud-orientale de la nappe du flysch à Helminthoïdes à proximité de l'Argentera (versant italien du col de Larche ou della Maddalena). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 213–229.
- VERNET J. (1966) — La zone Pelvoux-Argentera. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 275.
- VERNET J. (1967) — Données récentes sur la tectonique du Massif de l'Argentera. *Géol. alpine*, t. 43, p. 193–243.
- Gîtes minéraux**
- CEVALES G. (1960) — Erzmikroskopische Untersuchung von zehn Uranvorkommen des italienischen Perms der West- und Ostalpen. *N. Jb. Miner., Abh.*, t. 94, p. 733–758.
- CEVALES G. (1961) — Metamorphe Mobilisationsvorgänge in der Uranlagerstätte des Preittals (Kottische Alpen). *N. Jb. Miner., Abh.*, t. 96, p. 112–123.
- CEVALES G. (1961) — Il giacimento piombo-zincifero di Ruà presso le Terme di Vinadio, valle Stura di Demonte, Cuneo. *Ind. Miner.*, anno XII, n° 11, p. 677–684.
- FÉRAUD J., PICOT P., PIERROT R., VERNET J. (1975) — La métallogénie « alpine » et le problème des minéralisations antérieures dans le massif de l'Argentera (Alpes franco-italiennes). *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, 1, p. 60–61.
- FÉRAUD J., PICOT P., PIERROT R., VERNET J. (1976) — Sur la répartition, la minéralogie et les éléments en traces des filons quartzeux à B.P.G.C. et des filons fluoro-barytiques du massif cristallin externe de l'Argentera (Alpes franco-italiennes). Filonnets dans les *red beds*, minéralisations « superficielles » et gîtes « profonds ». *C.R. Acad. Sc.*, D, (à paraître).
- FERRARA G., LEDENT D., STAUFFER H. (1958) — L'eta delle mineralizzazioni uranifere nelle Alpi occidentali. *C.N.R.N., St. Ric. Div. geomin.*, Roma, v. 1°, parte 2a, p. 725–738.
- LORENZONI S., ZANETTIN E. (1958) — Contributo alla conoscenza del giacimento uranifero di Preit (Alpi Cozie). *C.N.R.N., St. Ric. Div. geomin.*, Roma, v. 1°, parte 2a, p. 339–434.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ G.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C., ZANELLA E. (1970) — Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1/50 000. Note illustrative. *Mém. Soc. Geol. It.*, vol. 9, p. 557–663.
- MALARODA R. (1973) — Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXIX, 20 p., ill.
- MARTINA E. (1967) — Le mineralizzazioni nel Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). *Boll. Soc. Geol. It.*, t. 86, p. 797–807.

- MAZERAN R., FÉRAUD J. (1974) — Sur la thermoluminescence des quartz filoniens à B.P.G.C. du massif de l'Argentera. Mise en évidence du caractère polyphasé de ces minéralisations. *C.R. Acad. Sc.*, t. 278, p. 1147—1150.
- MITTEMPERGER M. (1969) — Le mineralizzazioni ad uranio delle Alpi italiane. *Ind. Miner.*, anno XX, n° 6, p. 285—296.
- PIERROT R., PICOT P., FÉRAUD J., VERNET J. (1974) — Inventaire minéralogique de la France n° 4, les Alpes-Maritimes. BRGM. éd., Paris.
- RAVAGNANI D. (1974) — I giacimenti uraniferi italiani e i loro minerali. Gruppo mineralogico lombardo éd., Milano.
- VERNET J. (1970) — La faille de l'Incianao et les coulissements du socle dans le massif de l'Argentera. *Géologie alpine*, t. 46, p. 195—199.
- ZANETTIN E. (1960) — La série litologica e i letti mineralizzati ad uranio del Colle Ciarbonet (Alpi Cozie). *C.N.R.N. St. Ric. Div. geomin.*, Roma, v.3°, p. 219—256.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Saint-Martin-Vésubie* :

1ère édition (1898), par L. Bertrand et Potier.

2ème édition (1967), coordination par M. Gidon.

Feuille *Larche* (1903), coordination par W. Kilian.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Avignon* (1964), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille (partie française) et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Provence—Corse, Domaine de Luminy, route Léon-Lachamp, 13009 Marseille, soit au B.R.G.M., 6—8 rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

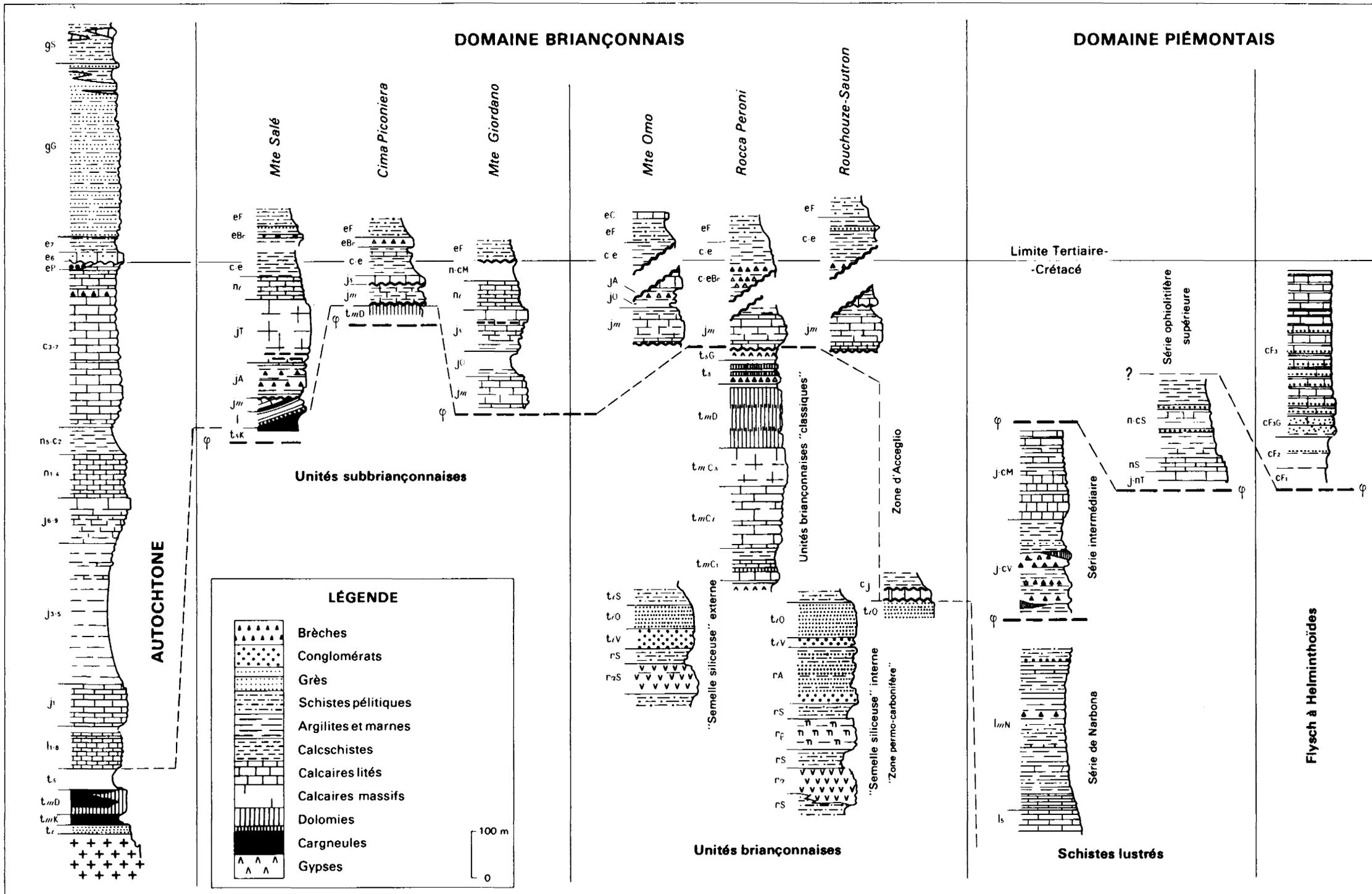
AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice explicative a été rédigée par Maurice GIDON, maître de conférences à l'université de Grenoble avec la collaboration de Guy DUROZOY, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour l'hydrogéologie et Jean FÉRAUD, ingénieur géologue au B.R.G.M., et Jean VERNET, chargé de recherches au C.N.R.S., pour les gîtes minéraux et autres substances minérales.

Pour la rédaction de la notice, ont été utilisés des textes inédits remis par :

- S. BOGDANOFF pour le complexe occidental du massif cristallin de l'Argentera ;
- C. KERCKHOVE pour les nappes du Flysch à Helminthoïdes ;
- R. LEFÈVRE pour les terrains siliceux antérieurs au Trias moyen de la partie septentrionale du Briançonnais ;
- F. SCHUMACHER pour la zone piémontaise au Nord de Chiappi.

SAINT LAMBERT IMPRIMEUR à MARSEILLE
Dépôt légal : 4e trimestre 1977



Résumé schématique des colonnes stratigraphiques