ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS ET DE SA RÉGION

BULLETIN N°80

Novembre 2010

Association Géologique
d'Alès et de sa Région
6, Avenue de Clavières
30319 Alès Cedex
http://www.geolales.net
contact@geolales.net

ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS ET DE SA RÉGION

BULLETIN N°80

Novembre 2010

SOMMAIRE

Editorial Jean-Pierre ROLLEY

Informations diverses
Récit légendaire et réalité toponymique Rémy BLANC

Compte rendu de nos activités

Voyage en briançonnais
les 26,27 et 28 juin 2010

Introduction

Samedi 26 juin
Largentière – Vallouise – Ailefroide – Le près de Madame Carle - La Mine d'argent du Fournel Jacques MARGOTO

Dimanche 27 juin
Col du Lautaret – La Grave – Téléphérique de la Meije La Cité de Briançon Françoise MARTIN

Lundi 28 juin
Le Houiller briançonais : Le Musée de la Mine paysanne, le houiller et le domaine minier de Combarine Jean-Pierre BOUVIER

Rubrique scientifique

Regards actuels sur les Alpes : un bilan des deux dernières décennies
Jacques DEBELMAS

ÉDITORIAL

Agariennes, agariens bonjour,

Voilà (enfin) notre bulletin sur notre voyage de fin d'année qui a eu pour objet le briançonnais.

Malgré un nombre restreint de participant, celui-ci c'est déroulé dans de bonnes conditions et je pense que chacune et chacun en garderont un bon souvenir.

Vous trouverez donc dans les pages qui suivent un rapide compte-rendu de chacune des journées de ce périple. Merci à celles et ceux qui se sont portés volontaires pour rédiger ces pages. Je profite de cette occasion pour rappeler que c'est grâce à ces bonnes volontés que ce bulletin existe.

Vous trouverez également une intéressante remarque de Rémy Blanc sur les légendes et la toponymie.

La rubrique scientifique est pour sa part constituée par le texte d'une conférence de Jacques Debelmas, prononcée devant l'Association des Professeurs de Biologie et de Géologie [APBG] de l'Académie de Grenoble, en mars 2004

En vous souhaitant une bonne lecture

Jean-Pierre Rolley

Informations diverses

Récit légendaire et réalité toponymique

Il est bon de perpétuer la légende de la « Vielle Morte », comme dans le bulletin n°79, surtout quand elle enchaîne si justement cette suite de lieux-dits. Mais, donnons cependant aux agariens – comme pour leur domaine spécifique – une explication scientifique tirée de la toponymie.

Chacun connaît des traductions aberrantes que les rédacteurs français des cartes d'Etat Major ont donné de certains toponymes de la « langue d'Oc ». Pour d'autres, la confusion était prévisible. C'est le cas de « VIELA » la ville avec « vièia » « vièlha » l'adjectif vielle. Ainsi ANDORRA-LA-VILLA et non la « vieille » ou « VIELLA » capitale du Val d'Aran.

La naissance de noms de lieux identiques dans des territoires différents découle des mêmes réalités. Donc, l'hypothèse suivante que je vais formuler (mais je n'ai pas la possibilité de vérifier dans les archives locales) découle de l'expérience que j'ai en la matière pour la commune de Malaucène, dans des cadastres rédigés en latin (1253) ou en provençal (1564).

Certes, ce n'est pas une « villa » romaine qui s'est installée à 920 m d'altitude mais sans doutes, très antérieurement, un habitat de guet ou de refuge. De ce point de haut, et sur 360°, la surveillance des vallées proches, mais aussi des lointains, était facile. D'autre part, il faut savoir que cette crête était empruntée depuis des temps immémoriaux par une draille de transhumance, l'une des branches de la collectrice dite de Jalcreste, de Mialet au Bleymard (voir Pierre Clément, les chemins à travers les âges). L'aridité actuelle de l'endroit est le résultat de la dégradation par l'homme et le temps ; elle n'existait pas aux temps préhistoriques.

Ce sommet ne serait donc pas celui de la « VIEILLE » mais de la « Ville morte », les traces d'habitats, disparus ensuite, auraient amené les populations locales a y voir une cité antique.

C'est la même confusion qui fait appeler des cols de « L'HOMME MORT » au lieu de « L'ORME MORT » à cause de la ressemblance entre « OME » homme et « OUME » orme.

Puisque nous sommes géologues, sachons que « ANCISO » est coupure, tranchée, faille et « ASCLO » fente. Si nous faisons une sortie à St André de Lancize nous chercherons la faille ! Au col de l'Asclié on ne peut pas manquer la tranchée.

Le défilé des ANGOUSTRINES est bien connu de l'AGAR. Son nom vient de « ANGUISSO » angoisse, sans doute celle liée aux crues de l'Alaucène dans ce défilé étroit, passage obligé pour arriver à Seynes.

Je voudrais profiter de cette rubrique pour rappeler que l'aile qui figure sur les armoiries de la ville d'Alès, reprise dans le sigle de l'AGAR, ne doit rien à une vue aérienne ou à son plan. Effectivement, jusqu'aux extensions actuelles, contenue par la courbure du Gardon à l'Ouest, la rectitude de la chaussée et, à l'inverse le tracé de la ligne de chemin de fer à l'Est, la capitale des Cévennes dessinait comme une aile d'oiseau. Or, Raymond Pellet, seigneur du lieu, participant aux croisades, avait déjà une aile sur ses armoiries : c'était l'emblème de la vélocité !

Rémy BLANC

COMPTE RENDU DE NOS ACTIVITÉS

Voyage en briançonnais

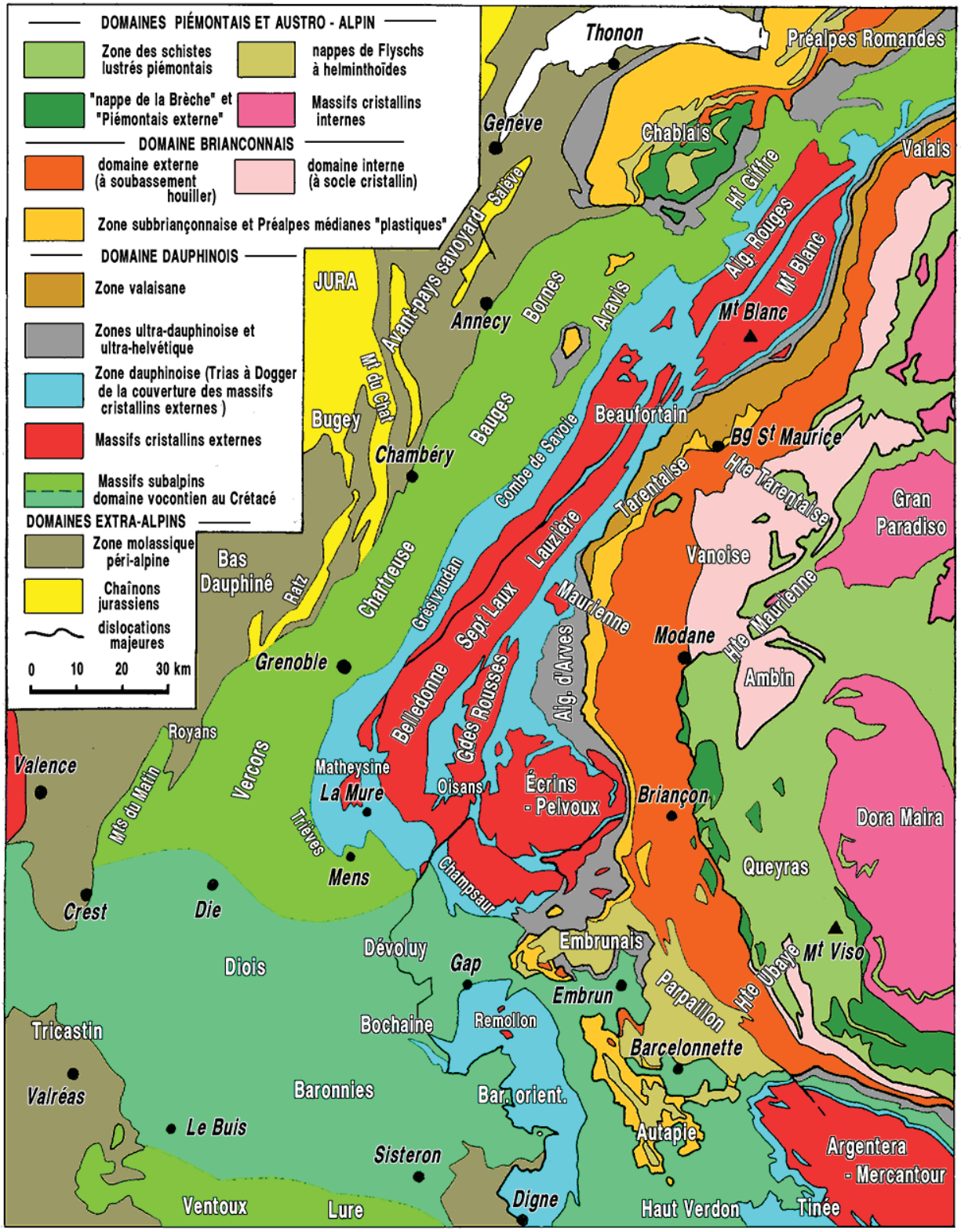
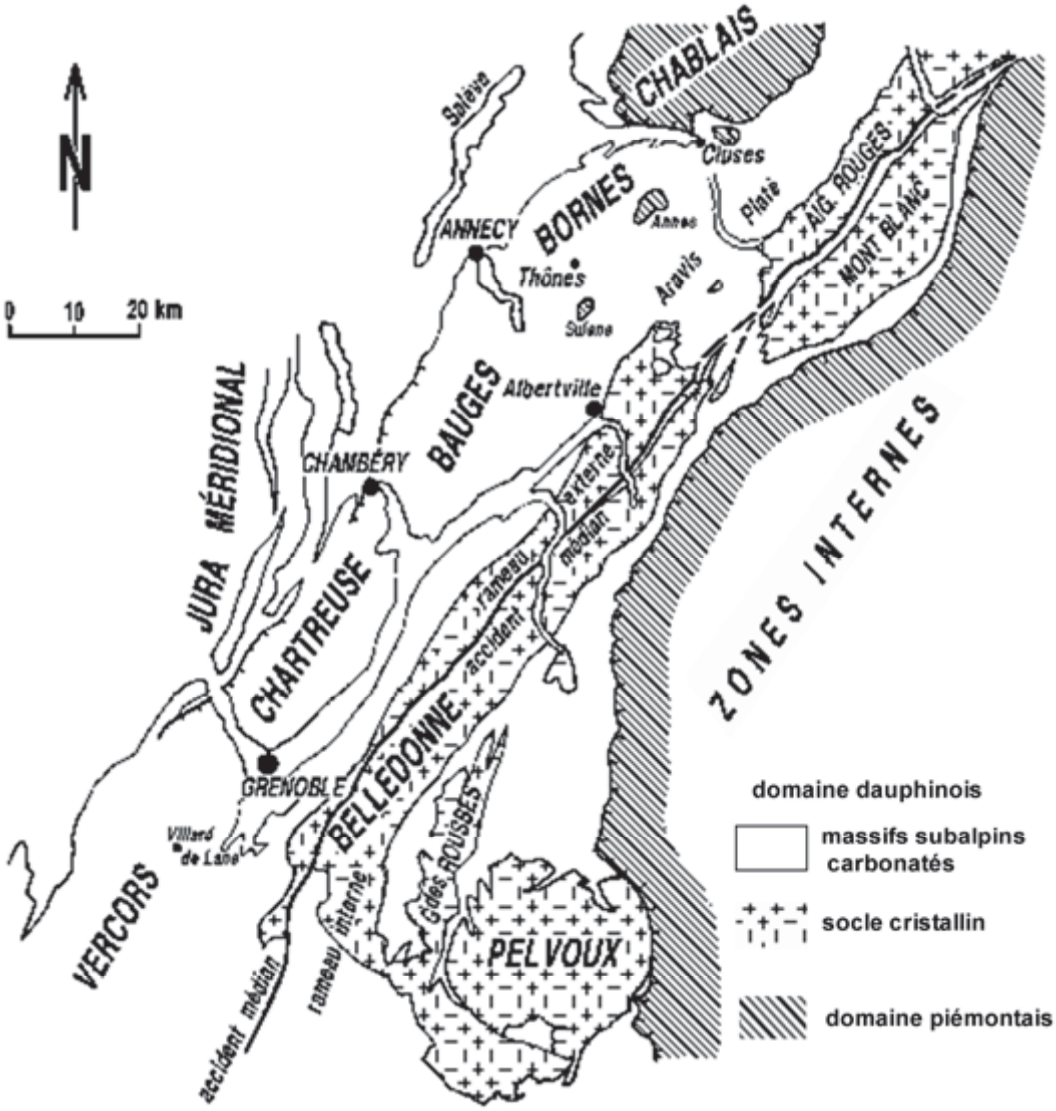


Fig. 1 : Carte géologique générale
Documents extrais du site GEOL-ALP.com de Maurice Gidon

Présentation géographique générale

Au sud-est de la chaîne de Belledonne, le socle cristallin est mis à nu dans un groupe de massifs très élevés (plus de 4100 m à la Barre des Écrins) qui se situent en même temps à la charnière de l'arc des Alpes occidentales françaises et à la jonction des Alpes françaises septentrionales et méridionales.



Au nord-ouest, autour de Bourg-d'Oisans, ce sont les massifs du *Rochail* et des *Grandes Rousses*, qui se connectent à celui de l'*Oisans* proprement dit (vallée du Vénéon, autour de Saint-Christophe-en-Oisans).

Les massifs qui se trouvent plus au sud ou plus à l'est sont séparés les uns des autres par les vallées du *Valbonnais*, du *Valgaudemar*, du *Champoléon*, de la *Vallouise* et de la *Haute Guisanne*. Mais ils sont tous interconnectés avec celui du haut Vénéon en un ensemble qui culmine dans les chaînons des *Écrins* et du *Pelvoux*.

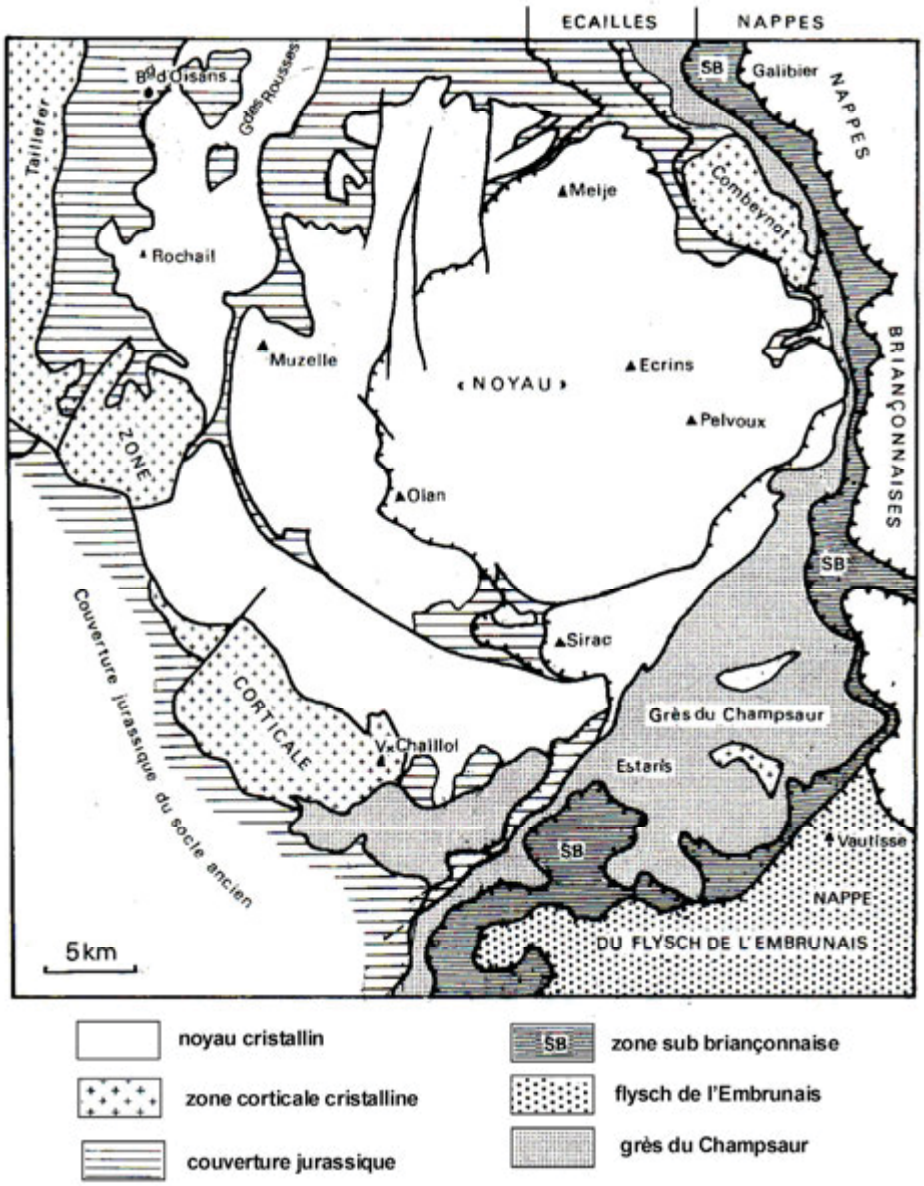
L'ensemble de ces massifs peut être considéré, du point de vue géologique, comme de simples dépendances d'un vaste **massif des Écrins - Pelvoux**, sensu lato, qui correspond au socle cristallin du domaine dauphinois interne et qui a servi de butoir contre lequel sont venues déferler les nappes de charriage des zones internes.

Introduction à la géologie du massif des Écrins

Lors de nos voyages « alpins » précédents nous avons observé des formations essentiellement allochtones, secondaires et tertiaires (nappes de charriages), empilées dans des ordres variés, reposant sur les séries sédimentaires des chaines préalpines (zone dauphinoise).

Avec le massif des Ecrins et le Briançonnais nous allons découvrir des formations plus anciennes héritées de l'orogenèse hercynienne (roches plutoniques et métamorphiques) et une couverture sédimentaire dans laquelle nous trouverons à la fois des formations autochtones et allochtones.

Le houiller (et le permien) sont les seules roches primaires non métamorphiques. Elles se sont déposées après le métamorphisme et les plissements hercyniens.



Le massif des Écrins se présente comme une coupole de terrains primaires soulevée par le plissement alpin à la fin de l'ère tertiaire, et dégagée par l'érosion de sa couverture sédimentaire secondaire et tertiaire.

Formations anciennes

Il s'agit essentiellement de granites, de migmatites et de gneiss parfois amphiboliques. L'étude détaillée du massif montre qu'il y a en fait deux ensembles :

- le **noyau** formant l'essentiel du massif, riche en roches métamorphiques fortement recristallisées
- un **ensemble cortical**, partie plus superficielle mal conservée et moins métamorphique.

La couverture sédimentaire autochtone

Recouvrant directement le socle ancien on trouve :

- quelques mètres de dolomie à patine grise ou rousse avec parfois un peu de gypse. Cet ensemble se termine par des coulées volcaniques de spilites (basaltes);
- une importante série calcaréo-marneuses ou de marnes noires
- le crétacé est absent
- une série tertiaire (calcaire à petites nummulites et "grès du Champsaur") qui recouvre indifféremment le Jurassique, le Trias ou le socle.

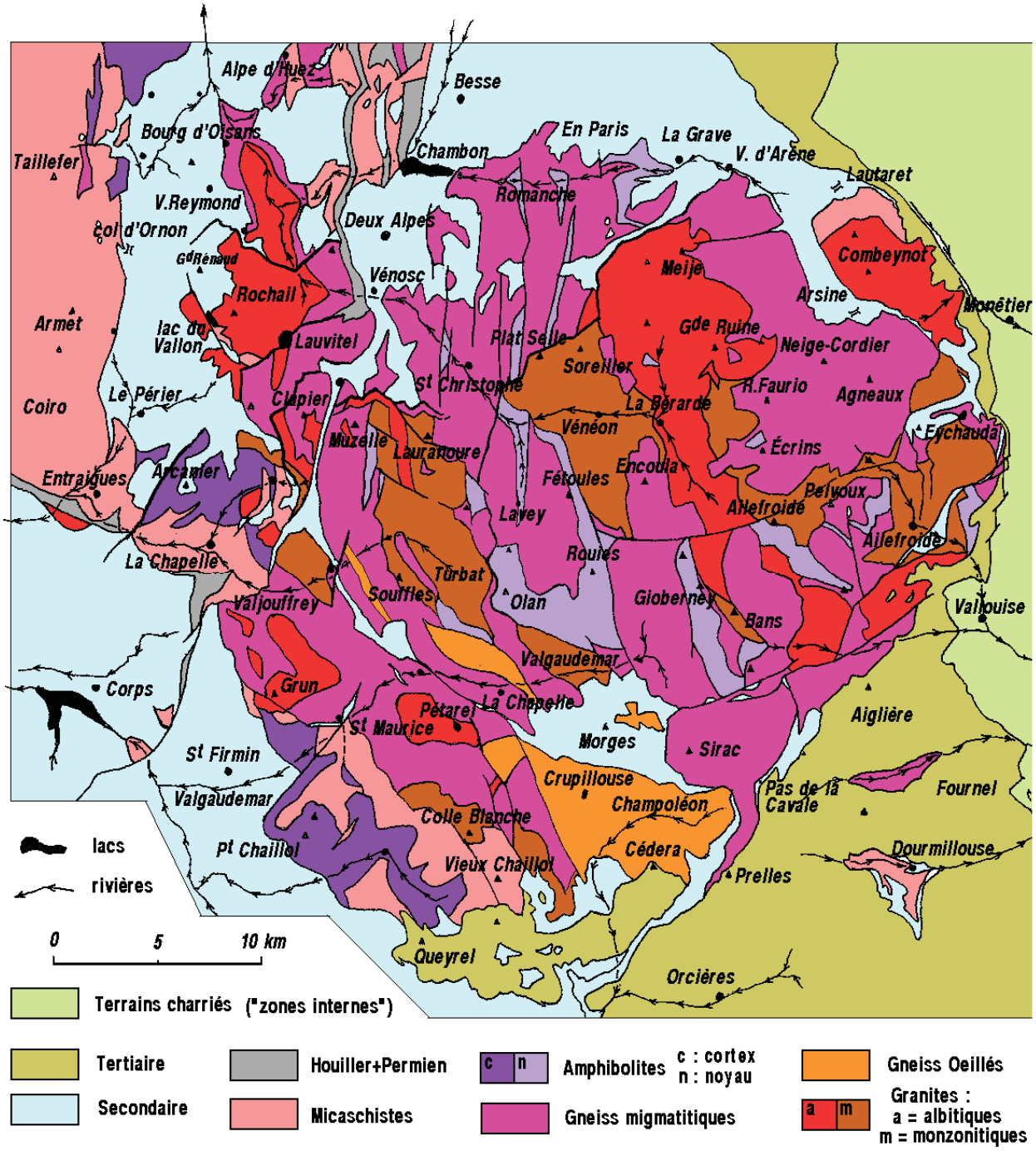
Le massif des Écrins et sa couverture sédimentaire font partie de la **zone dauphinoise** ou **zone externe**, découpée par des grandes écailles chevauchantes vers l'ouest. Cette zone externe est séparée des zones internes par une surface de chevauchement majeure (chevauchement pennique frontal)

Les nappes de charriage

Sur la zone dauphinoise, le chevauchement pennique frontal débute par la **nappe subbriançonnaise (SB)**. Cette nappe affleure en une bande étroite, le long du bord est du massif des Écrins. Elle est constituée de roches variées parmi lesquelles, à la base, les calcaires de Vallouise d'âge jurassique moyen et au sommet des calcaires schisteux d'âge crétacé supérieur.

Sur cette nappe, l'importante **nappe briançonnaise** forme les sommets entourant Briançon mais aussi le Grand Galibier et le Montbrison. Elle est constituée à la base d'une importante série gréseuse houillère, puis de terrains triasiques (grès, dolomie, gypse) très épais (plus de 1000 m) formant relief, surmontés d'une série jurassique et crétacée.

Enfin dans la partie sud l'ensemble est recouvert par la nappe des schistes à helminthoïdes (**nappe du flysch de l'embrunais**).



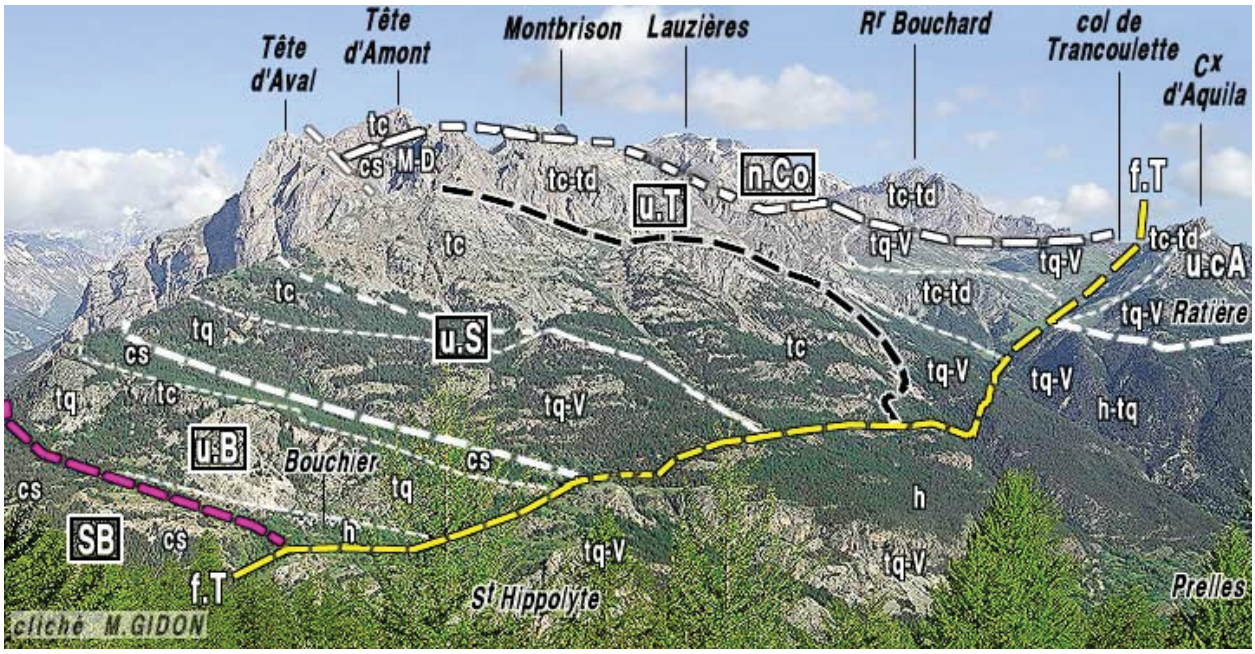
Carte géologique très simplifiée du massif Pelvoux-Écrins

Samedi 26

Largentière – Vallouise – Ailefroide – Le prè de Madame Carle - La Mine d'argent du Fournel

Beau temps. Devant l'hôtel de Paris où ils sont descendus la veille au soir, les 20 participants du week-end géologique embarquent dans le car. Il est 8 heures 30, direction l'Argentière- la- Bessée.

1ère halte à hauteur d'une table d'orientation, en face du Pelvoux, des Ecrins et des proches crêtes de Montbrison, de la tête du Gaulent. Jean-Pierre ROLLEY commente le panorama : massifs autochtones cristallins du Pelvoux et des Ecrins, ensemble sédimentaire du Montbrison, des Lauzières, de la Tête d'Amont. A propos de la surrection des Alpes, il nous met en garde : ne pas faire de la « géopoésie » au sujet des théories sur la subduction Alpes-Massif Central. Plutôt voir des basculements de grandes portions de terrains.



La rive droite de la vallée de la Durance (massif de Montbrison) : panorama d'ensemble, vu du sud-est, depuis les pentes du Testasson, au sud-est de Queyrières. On voit bien que sur ce versant la montagne est partagée entre un soubassement, généralement boisé, où le matériel siliceux prédomine et des crêtes et abrupts supérieurs, sans arbres, formés presque exclusivement de matériel carbonaté. Noter également la manière dont toutes les surfaces de charriage sont tranchées par la faille N-S de Trancoulette (**f.T**). **n.Co** = nappe de la Condamine ; **u.T** = unité des Tenailles ; **u.S** = unité de La Salcette ; **u.B** = unité de Bouchier ; **SB** = unités subbriançonnaises (essentiellement constituées ici de marbres en plaquettes).

A l'Argentière, changement de véhicule pour un car aux dimensions adaptées aux routes que nous allons désormais emprunter. Il est 9 heures 30. Traversée des friches industrielles de l'Argentière, ville durement touchée par l'arrêt de certaines productions liées aux premières centrales hydro-électriques installées dans les Alpes.

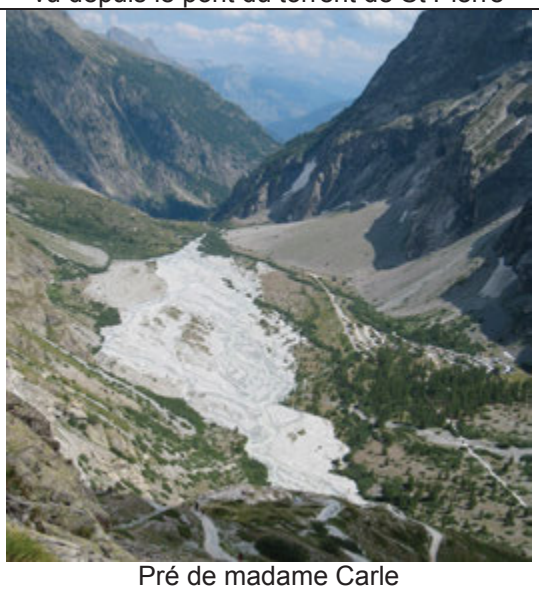
Montée vers Vallouise, traversée de couches sédimentaires inversées – de 90-100 MA recouvertes par d'autres de 200-300 MA – Puis la route serpente au pied de

dépôts morainiques dont la faible stabilité est mise en évidence au vu de coulées, d'avalanches ravageuses de graviers fins, grossiers, de blocs.

Le Pré de Mme Carle. Traversé par le torrent de St. Pierre. Panorama magnifique : Pelvoux au sud-ouest – granite, migmatite et gneiss – le Glacier noir, dans son étroite vallée et dont on voit les moraines et les dépôts en surface qui lui donnent en partie son nom, et, depuis le site, au nord-est le Glacier blanc qui dégringole des Ecrins, et à l'est, la pointe Cezanne, le Pic de Clousis.

Sur le pont de bois enjambant le torrent, l'infortunée Françoise MARTIN ne peut emêcher son appareil photo de tomber dans le torrent. On voit un instant son étui surnager, Jean Pierre ROLLEY se précipite en vain sur la berge mais l'appareil a sombré définitivement dans l'eau blanche de la fonte des neiges.

Entrée du Pré de madame Carle
vu depuis le pont du torrent de St Pierre



Pré de madame Carle
vu de la montée au glacier Blanc

Le Pré de Madame Carle

Le Pré de madame Carles est un vaste replat en amont d'un verrou glaciaire, au pied du glacier Blanc

Historique

Le pré était alors une belle prairie d'alpage qui faisait partie des biens donnés en 1505 par le Roi Louis XII à Geoffroy Carle, Président du Parlement du Dauphiné. À la mort de Geoffroy Carle, sa femme administra ses biens et donna ainsi son nom à cette partie de ses propriétés.

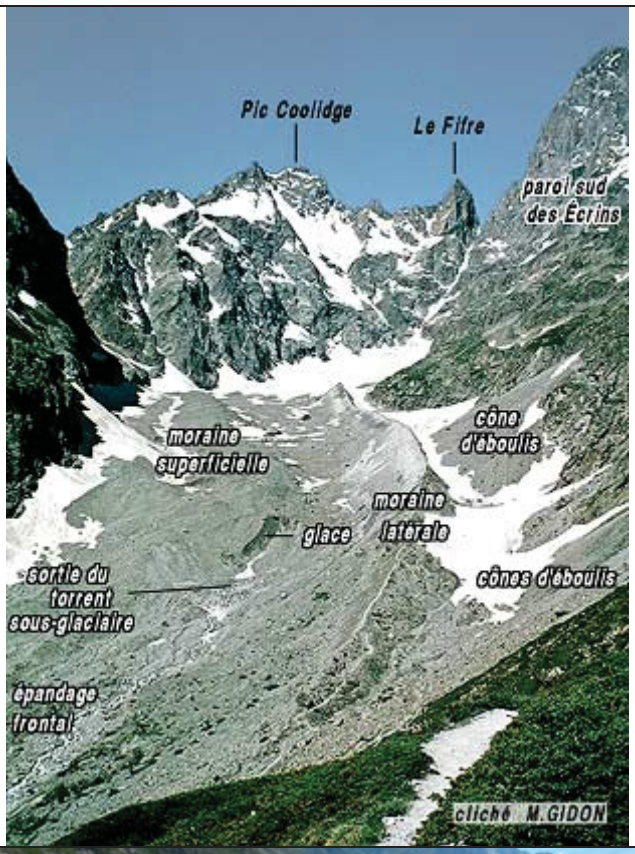
Légende

Certains racontent que M. Carle, revenant de guerre, apprit son infortune conjugale et pour s'en venger priva d'eau la jument de son épouse infidèle Puis il invita cette dernière à une promenade à cheval. La jument assoiffée, folle à la vue de l'eau de la cascade, désarçonna Mme Carle qui se tua.

Une autre légende dit que Mme Carle était une veuve de la vallée sans fortune et qui avait plusieurs enfants à nourrir. Elle n'avait qu'un champ, celui qui porte son nom. Il était pierreux. Cette femme courageuse passa sa vie à charrier des cailloux et à rendre fertile son lopin de terre, seule ressource de sa famille. C'est en hommage à cette mère exemplaire que les habitants du pays auraient donné son nom à ce lieu.

On poursuit jusqu'à la maison forestière et un peu au-delà, ce qui permet de voir nettement l'amorce du Glacier blanc et son exutoire chutant du verrou glaciaire. Collecte de quelques échantillons : granite à deux feldspaths, rouge et blanc, amphibolite, migmatite et spécimens métamorphiques. Des « fourmis » se distinguent

sur un sentier : des randonneurs en route vers les sommets. On distingue également vers l'ouest, le Fifre, le Pic Coolidge et à droite du Fifre la face sud-est de la Barre des Ecrins.



Vue du glacier noir depuis le chemin qui monte au glacier Blanc.
Au fond le Pic Coolidge et le Fifre

Agarien(ne)s au pied du glacier noir, observant les roches constituant le lit du torrent St Pierre

Vers midi nous remontons dans le car pour atteindre Puy-St-Vincent où nous sommes attendus au restaurant l'Aiglière. Très bon repas quand même expédié en vitesse car nous devons être à 14 heures à l'entrée du musée des mines d'argent du Fournel, pour une visite accompagnée de ces mines. On remarque à l'entrée du musée, deux beaux piliers de portail en marbre de Guillestre.

Montée en car sur le site de la mine en compagnie d'une dynamique guide australienne venant du Queensland !

La visite commence par une descente de 80 m sur des marches de rondins et des sentiers caillouteux, ce qui ne rebute pas la doyenne de notre groupe, Mme Lefèbvre. Nous entrons ensuite dans le vif du sujet en pénétrant dans la mine dont l'entrée est sur la rive gauche du Fournel, torrent qui franchit un verrou rocheux par un véritable coup de sabre. Visite des deux niveaux d'exploitation de cette mine : niveau médiéval et niveau moderne (de 1850 à 1908). La technique médiévale consistait principalement à faire éclater le front de taille par de grosses flambées de bois et de broyer par martelage les éclats obtenus puis par tris successifs dégager le minerai de galène argentifère qui donnera l'argent final. Le percement des galeries était ainsi fait qu'un minimum de ventilation était possible.

La commune de l'Argentière-la-Bessée a pris en charge, après l'exploration archéologique de galeries, la mise en valeur patrimoniale et culturelle de ces témoignages de l'industrie des hommes.

Nous regagnons le musée où nous attendent la projection d'un DVD sur la redécouverte de ces mines et une courte visite de l'exposition de la machinerie et des outils utilisés.

Retour à Briançon par la rive droite de la Durance en passant au droit de deux verrous glaciaires, entre Ste-Marguerite et Queyrières. Sur la gauche du car : calcaires en plaquettes, niveaux versicolores et verrucano à la base du Montbrison.

Première journée magnifique donc, très riche pour les yeux et si complexe pour la compréhension de paysages et de leur formation.

Jacques MARGOTO

La Mine du Fournel

Le gisement métallifère :

Les filons de galène argentifère sont emprisonnés dans une gangue de Barytine. Ils recoupent les quartzites triasiques du briançonnais sur une surface d'environ 2 km^2 en plusieurs filon décalés par un système de faille. Le minerai a une teneur de 0,15 %.

L'Argentière repose sur du sub-brianconnais qui apparaît en fenêtre au cœur du briançonnais qui abrite le gisement. Lorsque l'on remonte le vallon du Fournel, on pénètre rapidement dans ce briançonnais et l'on traverse successivement : le houiller, puis le conglomérat verrucano avant d'arriver aux quartzites triasiques dans lesquelles s'ouvrent la plupart des entrées de galeries.

Histoire de l'exploitation :

Les investigations scientifiques menées au cours des différents chantiers de fouille conduits depuis une vingtaine d'années ont permi de reconstituer l'histoire de l'exploitation du site qui a ouvert une vingtaine de kilomètres de galeries, dont 14 ont été explorés.

Celle-ci s'est déroulée sur trois périodes :

- La période médiévale et les galeries des vieux travaux :

L'exploitation qui eut lieu entre les XIIe et XIIIe siècles a permis l'extraction d'environ

12 000 tonnes de minerai. Une trentaine de points d'extraction ont été retrouvés s'échelonnant sur 1 km et 350 mètres de dénivelé, cinq principaux réseaux ont été identifiés : Vieux travaux, Saint Roch, Combe blanche…

L'attaque se faisait au feu, un réseau de galeries supérieures noircies par la suie assurait alors l'aération.

Un château élevé à l'entrée du vallon permettait de contrôler l'extraction du précieux minerai.

Entrée des galeries anciennes

Chantier de fouille

Expérimentation d'abattage au feu

- La reprise du XVIIIe :

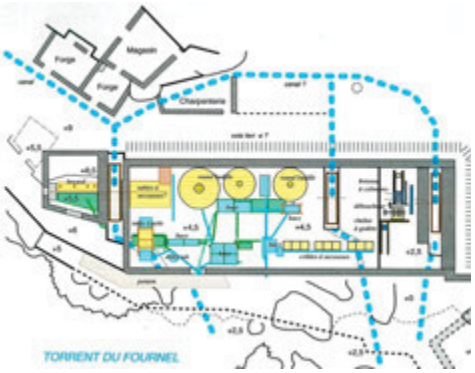
De courte durée, elle a surtout consisté à élargir le réseau existant sans vraiment ouvrir de nouvelles galeries.

- L'exploitation du XIXe siècle :

La première demande de concession a été déposée en 1836, de nombreuses reprises eurent lieu ensuite jusqu'à l'abandon des mines au début du XXe siècle.

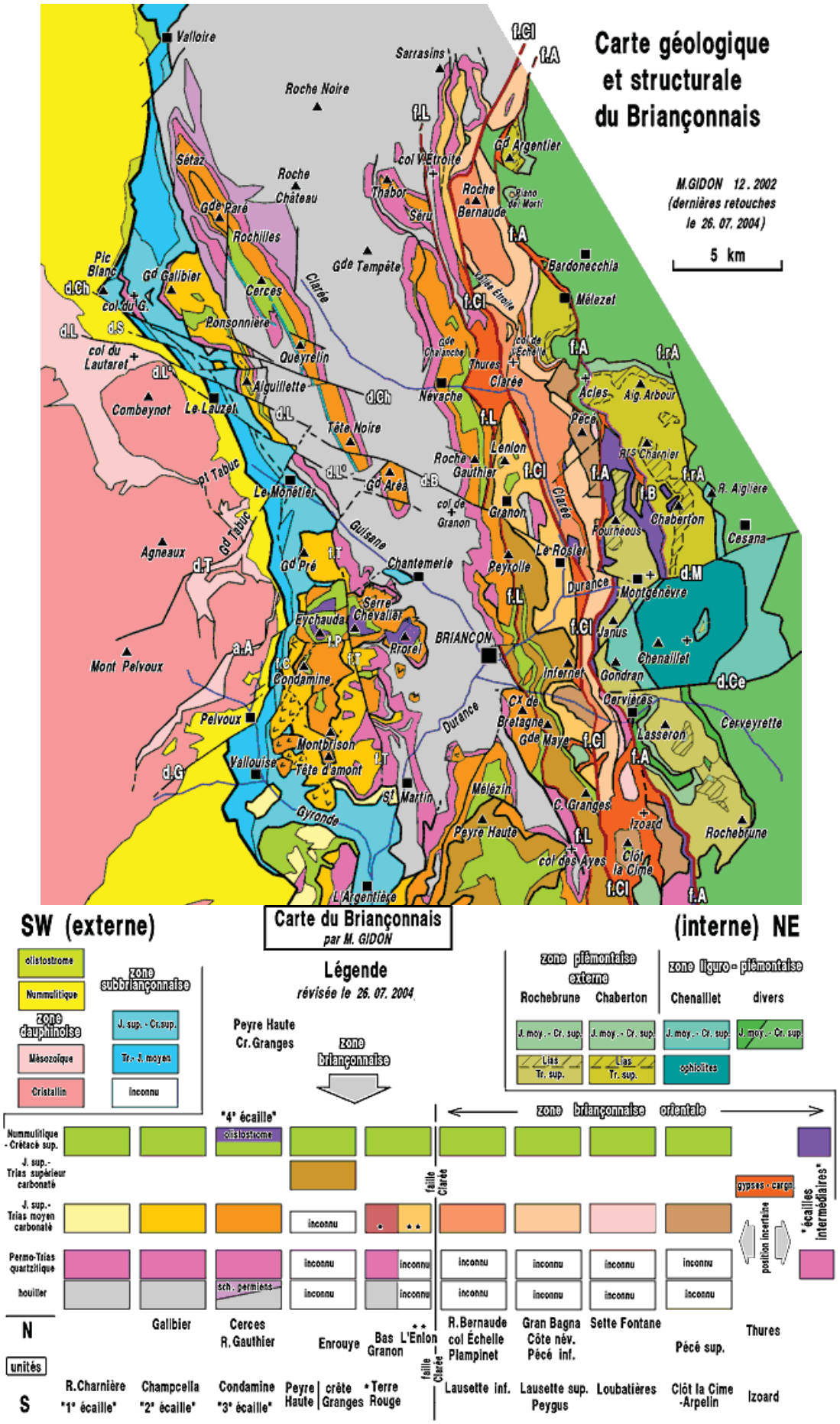
L'attaque se faisait alors à l'explosif. Le traitement du minerai ou minéralurgie se faisait à la fois à l'intérieur des galeries, mais aussi dans les bâtiments situés à l'extérieur.

Soutènement des galeries



Installations du traitement du minerai

Nathalie CAYLA –UNIVERSITE DE SAVOIE EDYTEM UMR CNRS 5204


Carte géologique
et structurale
du Briançonnais
M.GIDON 12. 2002
(dernières retouches
le 26. 07. 2004)
5 km
Valloire
Sarrasins
Roche Noire
Sétaz
Roche Château
Gde Pare
Rochilles
Pic Blanc
Gd Galibier
col du G.
Cerces
Ponsonnière
Gde Tempête
Clarée
Thabor
Séru
col l'Etroite
Roche Bernaude
Gd Argentier
Bardonecchia
Mélezet
col du Lautaret
Combeynot
Le Lauzet
Quéyrelin
Alguillette
Tête Noire
Névache
Thures
Lenion
Roche Gauthier
Gd Aréa
Le Monêtier
Gd Tabuc
Agneaux
Guisane
Gd Pré
Chantemerle
Serre Chevalier
Eychauda
Prorel
BRIANCON
Mont Pelvoux
Condamine
Pelvoux
Montbrison
Tête d'amont
Vallouise
St Martin
Gyronde
L'Argentière
Granon
Peyrolle
Le Rosier
Durance
Montgénèvre
Janus
Chenaillet
Gondran
Cervières
Lasseron
Cerveyrette
Rochebrune
Izoard
Clôt la Cime
Peyre Haute
Mélézin
C. Granges
col des Ayes
Pécé
Acles
Aig. Arbour
Chaberton
Fourneous
Cesana
R. Aiglière
Gde Chalanche
col de Granon
Gde Tête Etroite
Gd Pré
Bretagne
Gde Maye
Internet
Cx de
f.Cl
f.A
f.L
f.rA
f.B
d.M
d.Ce
d.Ch
d.L
d.S
d.L°
d.T
d.G
a.A
f.P
f.T
Carte du Briançonnais
par M. GIDON
SW (externe)
(interne) NE
Légende
révisée le 26. 07. 2004
olistostrome
Nummulitique
zone subbriançonnaise
zone dauphinoise
Mésozoïque
Cristallin
J. sup. - Cr.sup.
Tr. - J. moyen
inconnu
Peyre Haute
Cr. Granges
zone briançonnaise
zone piémontaise externe
Rochebrune
Chaberton
zone ligure - piémontaise
Chenaillet
divers
J. moy. - Cr. sup.
Lias Tr. sup.
ophiolites
"4" écaille"
zone briançonnaise orientale
Nummulitique - Crétacé sup.
J. sup. - Trias supérieur carbonaté
J. sup. - Trias moyen carbonaté
Permo-Trias quartzitique
houiller
sch. permiens
faille Clarée
gypses - cargn
"écailles intermédiaires"
position incertaine
N
S
unités
Galibier
Cerces
R. Gauthier
Enrouye
Bas Granon
L'Enlon
R. Bernaude
col Échelle
Plampinet
Gran Bagna
Côte név.
Pécé inf.
Sette Fontane
Pécé sup.
Thures
R. Charnière
"1" écaille"
Champcella
"2" écaille"
Condamine
"3" écaille"
Peyre Haute
crête Granges
Terre Rouge
Lausette inf.
Lausette sup.
Peygus
Loubatières
Clôt la Cime
-Arpelin
Izoard

Dimanche 27

Col du Lautaret – La Grave – Téléphérique de la Meije
La Cité de Briançon

L'itinéraire *:* Briançon – La Salle Serre Chevalier – Le Col du Lautaret – La Grave – Le téléphérique de la Meije – Retour par le même trajet, avec un détour par Saint-Chaffrey.

Nous remontons, en direction du col du Lautaret, la vallée de la Guisane qui coule dans le sillon houiller Briançonnais, daté du Carbonifère (Westphalien – Namurien).

De nombreuses mines paysannes, s'étaient développées dès le XVIIIe siècle et, connurent une activité florissante après la guerre. Des mines paysannes (familiales) en majorité, parce que les couches de charbon n'étaient pas suffisamment importantes pour une exploitation industrielle. L'accès au charbon, pour l'extraire, se faisait par une petite galerie creusée, principalement, à flanc de montagne. C'était un complément, aux revenus agricoles, durant les mois d'hiver.

Au caractère archaïque et à la prolifération anarchique des ces exploitations, a succédé un regroupement en collectivité des concessions pour une meilleure optimisation de l'activité. Ainsi, de grandes quantités de houille purent être produites jusque dans les années 1980. Villard-St-Pancrace a fermé en 1988. La plus connue, celle du Chardonnet, située à 2800 m d'altitude, de caractère semi-industriel, fut la seule à fournir du graphite en France. Elle a cessé son activité en 1937.

La mine de graphite du col du Chardonnet

C'est la seule mine de graphite ayant été exploitée en France (le graphite provient du métamorphisme du charbon). Malgré sa situation en altitude (2800 m), elle a eu un intérêt certain notamment lors de la première guerre mondiale.

Découverte par deux paysans, au début du XIXe siècle, qui s'associent à un pharmacien de Briançon et en obtiennent la concession.

L'exploitation reste longtemps artisanale. L'accès de la mine est difficile, le travail très pénible, limité à quelques mois d'hiver. L'extraction est faite par des paysans-mineurs qui, après les travaux d'été, montent à la mine où a été construit un bâtiment pour leur logement. Le minerai est transporté à une usine établie à Briançon par des moyens très rudimentaires (traîneau dit "ramasse").

A partir de 1900 l'exploitation s'industrialise ; aménagement de bâtiments pour le logement du personnel, le stockage du minerai, alimentation en électricité, construction d'un transport par câble, encadrement par professionnels, etc. Malgré ces améliorations l'exploitation reste déficitaire, grevée par les difficultés et le coût du transport.

En 1914, avec le déclenchement de la guerre, le graphite devient une matière stratégique (utilisation dans la fabrication d'armement) et la production de la mine s'accroit notablement.

La guerre terminée, les difficultés reviennent, la production diminue, cesse en 1930 ; en 1937 la société exploitante est mise en liquidation, la concession abandonnée en 1980.

1er arrêt : après la Salle – Serre Chevalier, le point d'observation se fait aux vestiges de l'ancienne mine paysanne du Freyssinet, fermée en 1985- 86. Sur place, sont visibles : une trémie de déchargement, une très petite section de plan incliné qui recevait les wagonnets contrepoids, lestés avec des cailloux et du ciment, pour tendre le câble. Une sortie de galerie et des stériles se devinent dans la colline.

Restes des installations de la mine de Freyssinet
Fig.1 : – Trémie d'arrivée
Fig.2 : – contre poids du transporteur par câble

Le sillon houiller, épais d'un millier de mètres, accessible grâce à l'érosion, affleure très largement dans la région. Il se présente sous forme de couches injectées de roches éruptives (basalte, dolérite), d'âge indéterminé qui se superposent. Dans les zones, où les passées éruptives sont nombreuses, l'exploitation fut difficile et un métamorphisme thermique s'est développé à leur contact, cokéfiant le charbon.

2ème arrêt : dans les environs de Monêtier-les-Bains, pour prendre des photos des glaciers d'Arsine, du Monêtier et du Casset avec leurs moraines frontales. Ils s'étendent aux pieds des pics de Neige Cordier (3613 m) et des Agneaux (3664 m).

Du point de vue géologique, autour de ces sommets, les terrains cristallins, métamorphiques et magmatiques, d'âge primaire, sont en contact avec les nappes sédimentaires sub-briançonnaises de calcschistes et de gypses triasiques.

3ème arrêt : pour atteindre le col du Lautaret, la route a empruntée une vallée glaciaire, où un commentaire de paysage est fait. Par un jeu de failles de décrochements, et de chevauchements dus aux plissements, des contacts anormaux se sont créés.

La nature des terrains au col même : les gneiss de l'autochtone constituent la base, et reposent directement sur les terrains anciens. La couverture autochtone se compose de calcaires jurassiques moyens appartenant à la zone externe alpine, et, les formations du Lias affleurent sous l'effet des plissements.

Un grand décrochement se prolonge jusque sur la route, qui mène au col du Galibier. Les nappes des zones internes apparaissent avec les formations sub-briançonnaises de Trias quartzeux (semelle quartzeuse). Ensuite, se superpose la semelle calcaire avec les écailles briançonnaises de calcaire dolomitique du Trias. De grande épaisseur, elle forme les grands sommets (falaises).

Les flyschs nummulitiques de l'Eocène s'étendent entre les terrains du Lias et les zones sub-briançonnaises. Le décrochement du Lautaret met en contact le Lias et le flysch éocène. A la base des sommets calcaires triasiques (Galibier) on peut voir le chevauchement de la zone briançonnaise avec des lambeaux de houiller, de quartzites et un petit affleurement de flysch à Helminthoïdes (la Mandette). En-dessous, le Crétacé supérieur et inférieur se sont développés (fig.3).

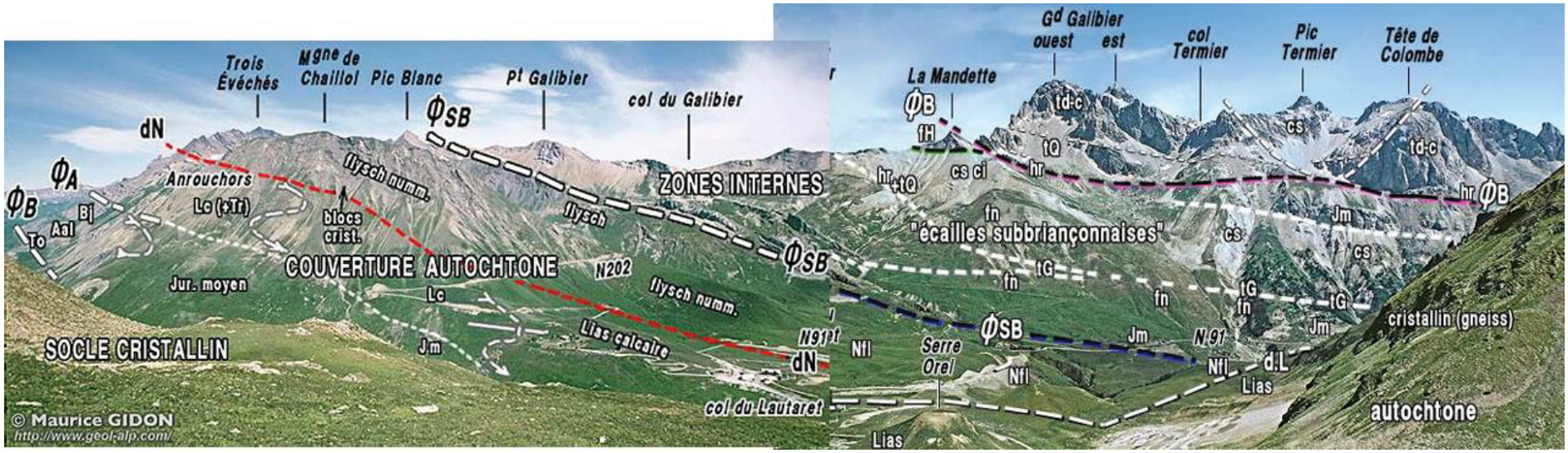


Fig.3 :

Le versant occidental du chaînon du Grand Galibier vu du sud-ouest, depuis la Combe de Laurichard (extrémité nord du massif du Combeynot). **ØB** = surface de chevauchement basale de la zone briançonnaise ; **ØSB** = surface de chevauchement basale de la zone subbriançonnaise internes (= "chevauchement pennique frontal") ; **d.L** = décrochement du Lautaret. C'est cette cassure qui met ici en contact le Lias et le flysch nummulitique, au sein de l'autochtone. La grande épaisseur de marbres en plaquettes du Roc Termier est due à ce qu'ils sont conservés dans un compartiment effondré (mais il ne s'agit pas d'un vrai graben car les deux failles qui le délimitent ont des directions presque orthogonales). Le socle des falaises de calcaires triasiques est constitué par une imbrication d'unités tectoniques appartenant pour la plupart à la zone subbriançonnaise mais où s'intriquent aussi des lambeaux de matériel briançonnais (houiller et quartzites) et même de flysch à Helminthoïdes (La Mandette). L'unité inférieure, la mieux individualisée et la plus continue se prolonge vers le nord par le Pic Blanc du Galibier; **ØA** = chevauchement des Anrouchors.Le Lias du col, plissé selon des axes presque E-W (indiqués de façon plus symbolique que précise) représente la couverture sédimentaire du cristallin de la bordure septentrionale du Combeynot, rebroussé vers le nord par le chevauchement anté-Nummulitique de ce massif. Vers le nord on voit d'ailleurs que ce Lias "du Combeynot" repose un franc chevauchement sur un soubassement de Jurassique moyen et de Lias supérieur, formant ce qui a été appelé l'"écaille des Anrouchors";.**dN** = surface de discordance des terrains nummulitiques (Flysch des Aiguilles d'Arves et leurs conglomérats de base), le long de laquelle s'alignent des copeaux de nature variée, dont notamment des blocs de cristallin dans les pentes ouest de la montagne de Chaillol. Vers la droite, dans le secteur où elle est traversée par la N.91, cette surface de transgression est recoupée en biais par le décrochement du Lautaret.La moitié droite du cliché montre l'enfoncement du flysch des Aiguilles d'Arves sous la surface

Fig.4

Du col du Lautaret, nous apercevons la Meije notre prochaine destination (fig.4).

Dans la descente sur La Grave, Jean-Pierre Rolley signale les séries de marnes noires, un peu compactées du Lias, Bajocien, Bathonien, Aalénien qui reposent directement sur les granites, les gneiss. Nous les retrouvons aussi au niveau de La Grave, où ces séries autochtones sont redressées contre les terrains anciens (granite, gneiss).

4ème arrêt : A La Grave, le groupe prend le téléphérique qui nous dépose à 3200 m d'altitude, tout près de la Meije un sommet haut de 3983 m.

Fig. 5 : Le télécabine de la Meije

Fig.6 : Agariens attablés au milieu des glaces

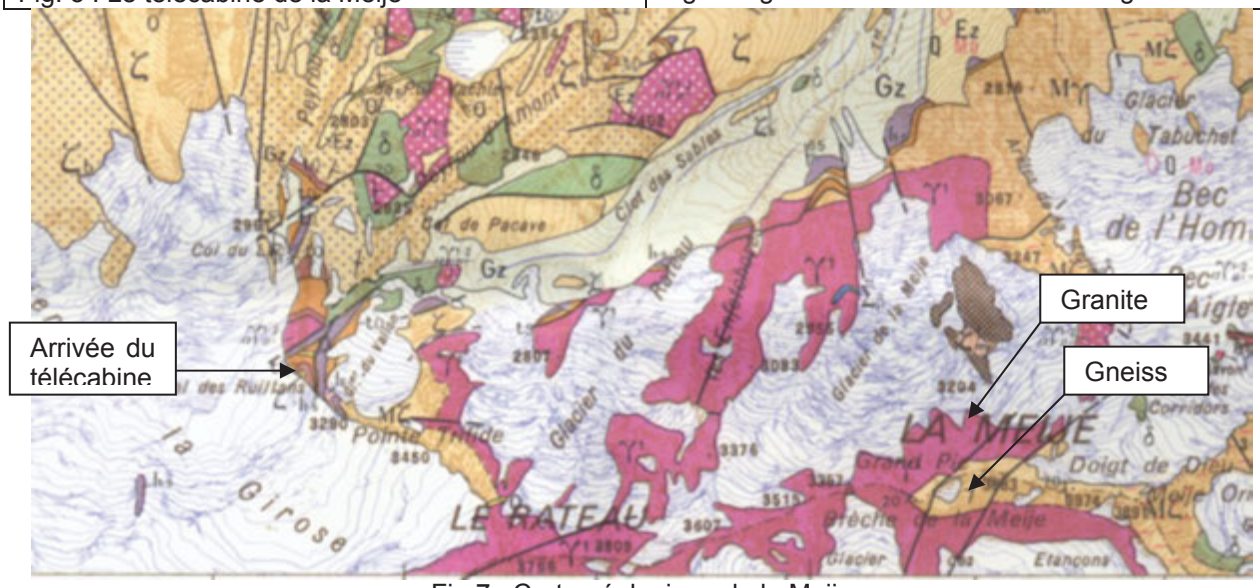


Fig.7 : Carte géologique de la Meije

La Meije, dont la base est granitique, est couronnée d'une arête de gneiss. Il existe aussi des sédiments autochtones jurassiques liés à ce socle et des nappes de charriages.

A l'arrivée du télécabine où nous sommes, nous pouvons voir (fig.7) :

Des schistes et des gneiss œillés, le Trias dolomitique, le Lias (L1-5) avec les schistes noirs hettangiens à toarciens (sédimentaires non métamorphiques), le Domérien (L6) avec les calcaires roux et des schistes roux.

La nappe ultra-dauphinoise des flyschs éocènes a recouvert l'ensemble mais on n'en voit pas de trace ici.

La Meije et tout le massif du Pelvoux font partie des massifs cristallins externes. La notion « externe, interne » se rapporte à la formation de la chaîne alpine. Lors de la fermeture de l'océan alpin, les terrains ont été comprimés et expulsés selon une ligne médiane, qui va du Mont Viso (morceaux de plancher océanique) à Briançon et au-delà. Ces formations constituent la zone interne.

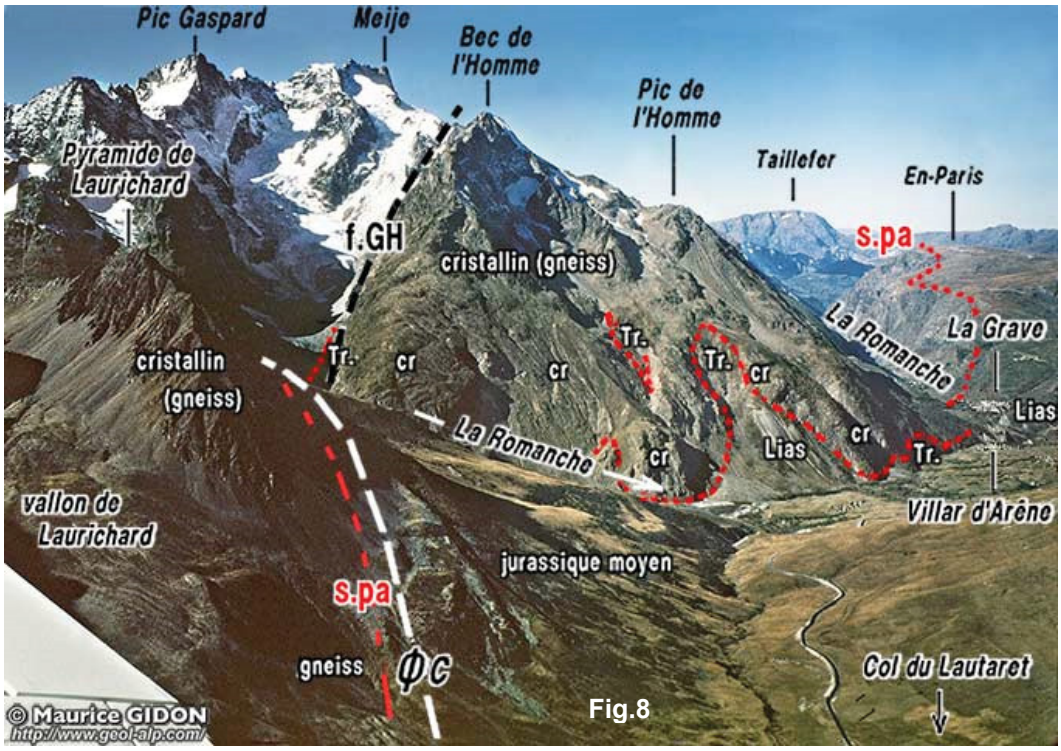


Fig. 8 et 9 :**Le chaînon de la Meije et le versant occidental du col du Lautaret.**
vus d'avion, de l'est, depuis l'aplomb de la Madeleine (vallée de la Guisane)
s.pa = surface de la pénéplaine anté-triasique : elle plonge vers la droite pour disparaître sous la couverture sédimentaire ; d'autre part l'arête nord du Pic de l'Homme cache le rentrant vers la gauche qu'elle dessine pour s'engager dans le synclinal de Chal Vachère(où elle est surélevée par le chevauchement de la Meije) ; **f.GH** = faille du glacier de l'Homme : faille E-W, probablement jurassique, à compartiment sud (gauche) effondré par rapport au compartiment nord (droit).
ØC = chevauchement du Combeynot (le cristallin de Laurichard s'est avançé (avant le Nummulitique), de la gauche vers la droite (nord), sur le Jurassique moyen du versant ouest du Lautaret.

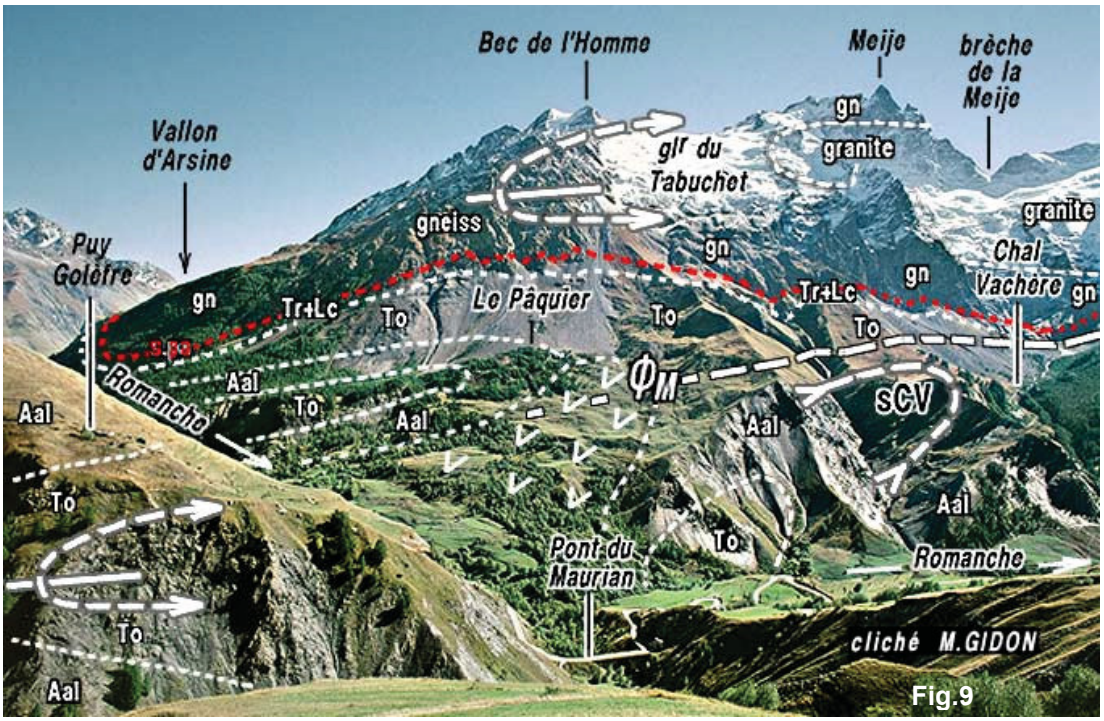


Fig.9

5ème arrêt : entre La Grave et le col du Lautaret, nous nous arrêtons près d'un petit oratoire construit en travertin. En face de nous, la Meije, et à son pied, fortement redressés, les schistes noirs autochtones du Lias (Jurassique inf.), reposent normalement sur les terrains anciens. C'est le prolongement des formations dont nous avons observées quelques lambeaux à la Meije.

Fig.10

Un récapitulatif de leur mise en place.

A l'origine un massif avec du granite, des gneiss sur lequel se sont déposés : le Houiller puis, le Trias calcaire et dolomitique, le Lias (marnes noires et calcaire roux du Domérien), le Crétacé sup. avec un petit niveau de calcschiste et enfin, en discordance, Le flysch Eocène

Sous l'effet d'une compression, les terrains du Houiller au Lias se sont redressés et, une cassure a affecté le granite. Les terrains sont en partie passés par-dessus le massif.

De l'autre côté de la route, c'est les marnes noires du Lias moins écrasées qui sont en place. Elles sont parcourues par de la calcite. La calcite mise en solution sous l'effet de la compression migre dans des niveaux de faibles pressions. Plusieurs directions de schistosités et de fractures sont déterminées dans les marnes et la calcite. Elles ont donc subi plusieurs contraintes. Ces terrains n'ont pas été charriés et se sont déposés il y a environ 200 Ma.

C'est le retour vers Briançon.

A Saint-Chaffrey, la Société Géologique et Minière du Briançonnais a aménagé, en 1998, le parcours scientifique du torrent du Verdarel. Le tracé, long de 4 km pour un dénivelé de 300m, explique à l'aide de panneaux les laves torrentielles – leur origine et leur prévention - qui ont frappé la localité à plusieurs reprises.

Les laves torrentielles, de consistance visqueuse, sont un mélange de blocs, de particules fines et d'eau.

Le torrent coule sur les moraines qui recouvrent les terrains houillers. Les laves torrentielles prennent naissance, sur les pentes, lors de fortes précipitations. L'eau traverse la couverture morainique jusqu'au houiller (imperméable) et favorise les glissements de terrains. Les dégâts occasionnés à la commune et les habitations ont été très importants.

A titre préventif, contre ces dangereuses coulées de boue, le plan d'urbanisation a été modifié et aucune maison n'est construite dans le cône de déjection du torrent. Un pont-levant est actionné pendant les périodes à risques.

La fin du programme de la journée se termine par une rapide visite de Briançon. La ville garde de nombreux témoignages de l'œuvre de Vauban et de ses techniques défensives.

Françoise MARTIN

Lundi 28

Le Houiller briançonais : Le Musée de la Mine paysanne, le houiller et le domaine minier de Combarine

Voici venu le dernier jour de ce périple, celui du retour, dont la matinée sera consacrée aux exploitations minières du Briançonnais.

Aussi, dès 9 h, nous trouvons-nous devant l'entrée du musée de la mine, aménagé dans l'ancienne poudrière du fort de Briançon.

Notre visite, tant du musée que du site minier, voisin de Briançon, sera guidée par Raymond Lestournelle, président de la Société géologique et minière du Briançonnais (SGMB), ancien professeur de SVT.

1) Le musée

Ce musée à été récemment rénové dans son organisation spatiale et par la mise en place d'un audio-guidage avec bornes interactives.

Il est actuellement divisé en 3 parties :

- les 2/3 de sa surface sont consacrés aux mines de charbon.

- le reste se répartit entre une présentation des techniques des fours à chaux et un espace géologie-paléontologie.

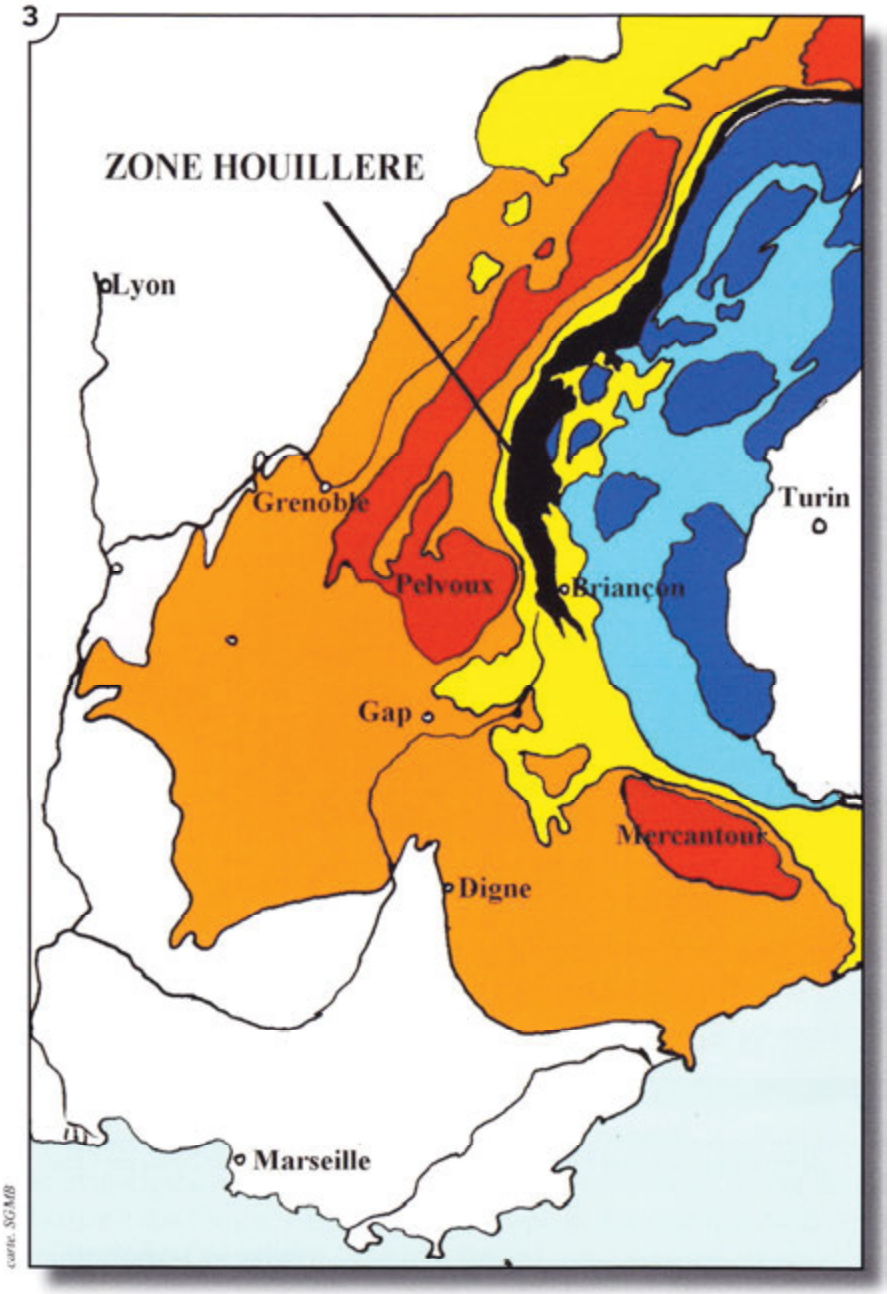
Notre visite sera essentiellement consacrée à la partie mines

le houiller alpin

Le Carbonifère alpin forme un arc, ouvert vers l'Est, dans la partie centrale des Alpes, coincé entre la zone dauphinoise à l'Ouest et le domaine piémontais à l'Est.

Il est constitué d'alternances de conglomérats, grès, pélites et de couches d'anthracite, injectés. Des roches éruptives sous forme de dykes et sills l'injectent fréquemment.

Une tectonique intense a souvent laminé, étiré, divisé, pulvérisé les couches d'anthracite.



carte structurale des alpes (d'après Léon Moret)
Les terrains houillers forment l'axe des Alpes.

Les exploitations houillères du Briançonnais :

Les gisements de charbon, bien que nombreux, ont été fortement affectés par les mouvements alpins. Les veines sont discontinues, d'étendue limitée, plissées, peu épaisses (leur puissance dépasse rarement le mètre). Le charbon s'extrait parfois en blocs, le plus souvent sous forme de poudre.

C'est pourquoi leur exploitation a été le plus souvent de type artisanal. Elle est certainement très ancienne. Mais la "pagaïe" régnant ainsi que les risques ont amené l'Etat (qui s'en est généralement désintéressé) à les répartir en concessions (la plus ancienne date de 1820). Ce seront les "mines paysannes".

Il faudra attendre le XXe pour voir apparaître quelques exploitations industrielles (en jaune sur la carte ci-dessous) dont la taille n'est en rien comparable à celles des grands districts houillers du Nord, de Lorraine, des Cévennes, etc. Par exemple, en 1947, une journée de production à St Etienne correspond à celle de l'année en Briançonnais.

Il a été dénombré plus d'une centaine de ces concessions de taille très modeste, gérées de façon extravagante. Aucune n'a été nationalisée.

Les exploitants étant des cultivateurs-éleveurs, l'activité minière était très irrégulière, le plus souvent limitée à la période hivernale.

De nombreux panneaux, illustrés de schémas et photographies, décrivent les divers aspects de ces exploitations minières :

- fonctionnement général
- mode d'exploitation en veines verticales et veines horizontales
- aérage
- remblayage
- éclairage, sécurité
- exhaure
- transport intérieur et extérieur
- vie sociale

Des maquettes diverses, notamment des méthodes d'exploitation en galeries, de nombreux objets, outils, le plus souvent réalisés en bois (matériau courant et peu cher), complètent toute cette information.

Et nous aurons droit à une démonstration de l'utilisation de la "ramasse", traîneau fonctionnant aussi bien sur l'herbe que sur la neige et utilisé pour toutes les activités agricoles et minières.

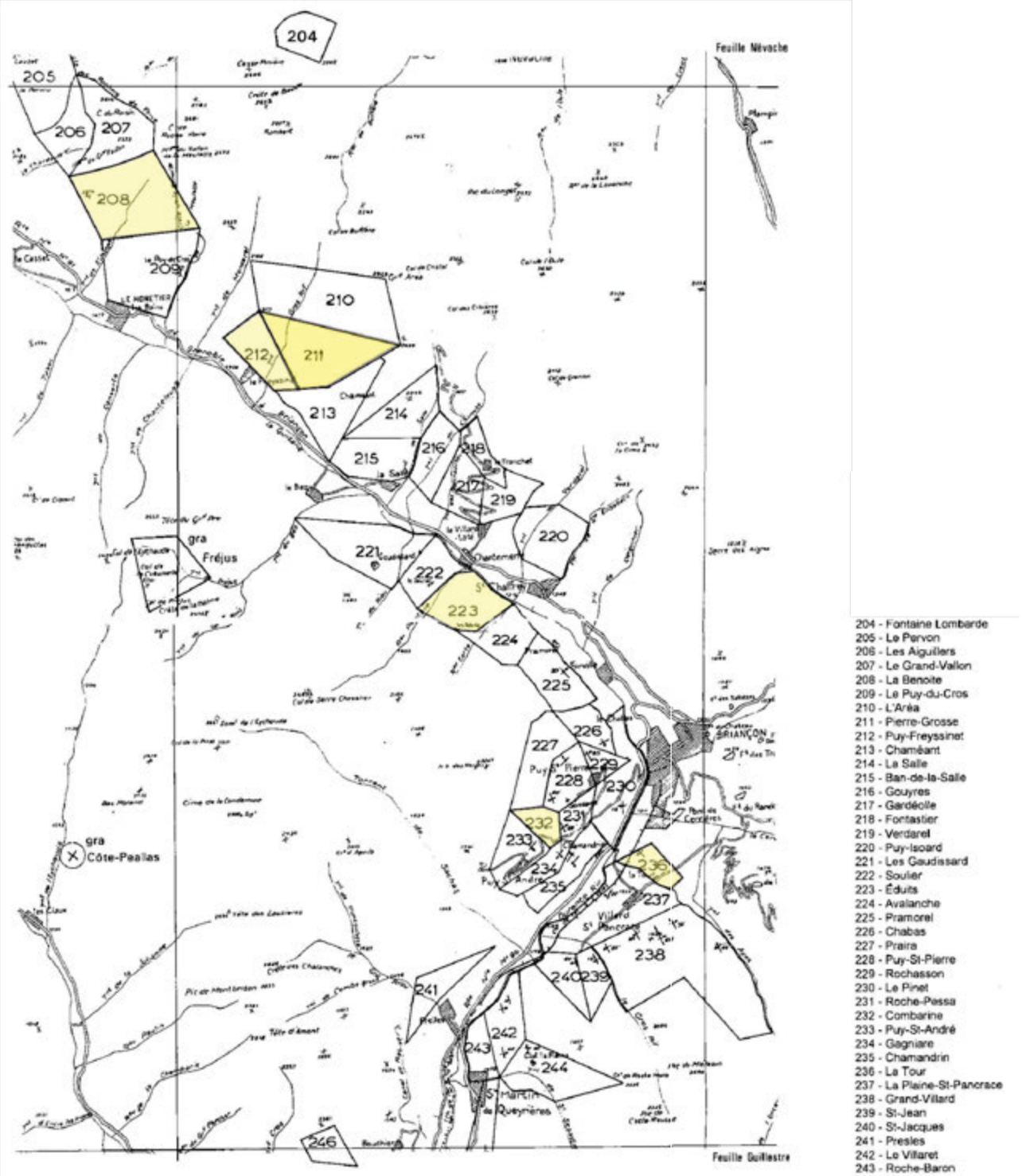


Fig. 20 - Concessions minières du Briançonnais

La SGMB, Société géologique et minière du Briançonnais, a produit diverses publications sur ses travaux et anime un site Internet (http://sgmb.fr/)sur lequel on trouve de nombreux documents, certains téléchargeables.

Maquette de galerie

Démonstration de la "ramasse"

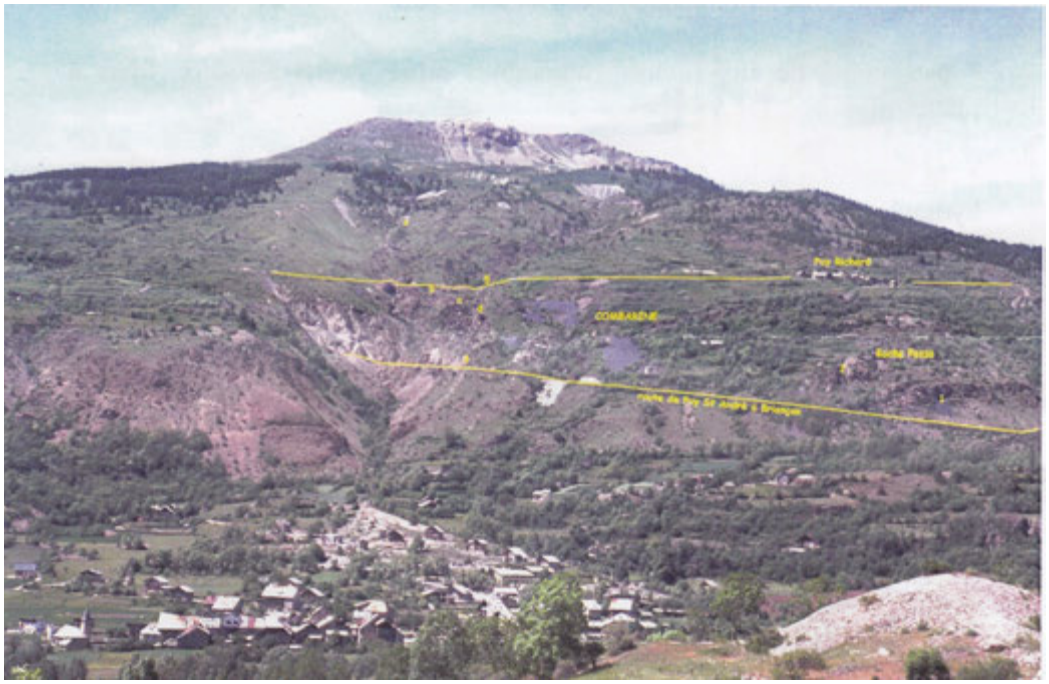
Deux des nombreux panneaux explicatifs

2) Le site minier de Combarine

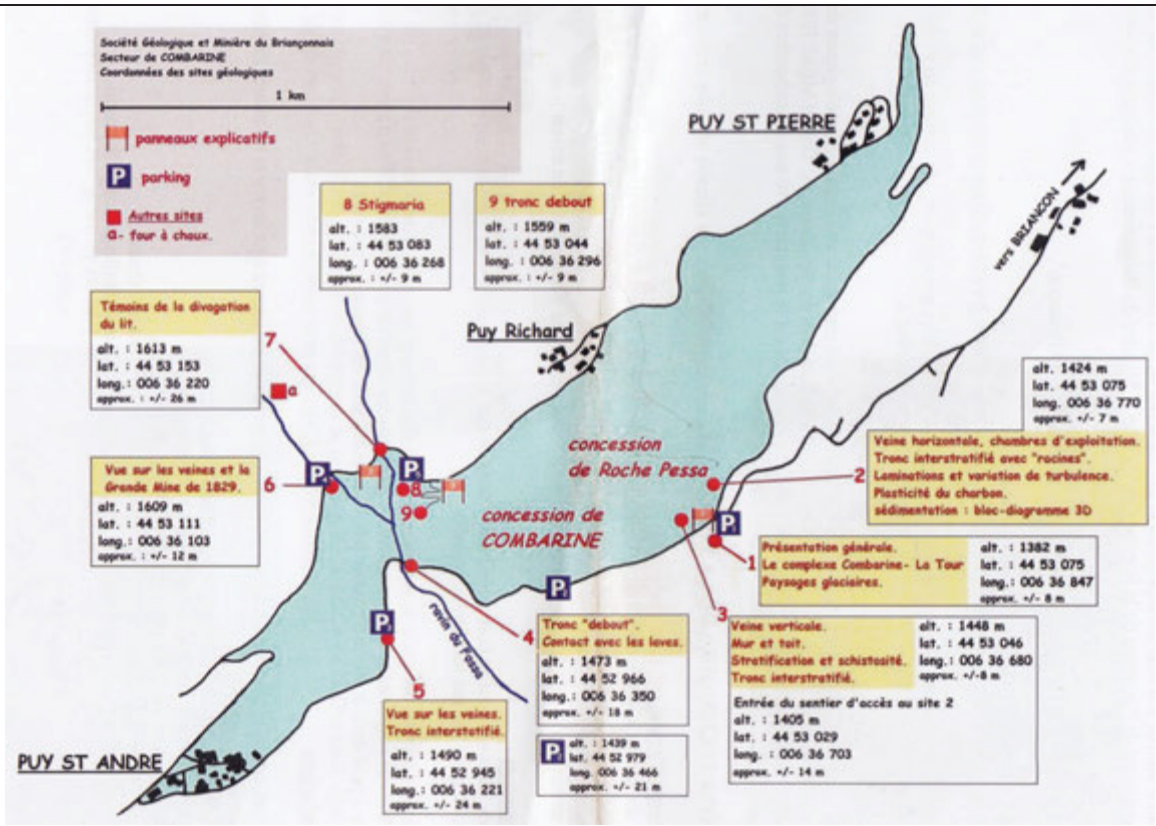
Avec un guide enthousiaste et disert la visite du musée a duré plus que prévu ; nous n'aurons que peu de temps pour rejoindre le car et gagner le site des anciennes exploitations de Combarine, quelques km au sud-est de Briançon, dont la visite sera donc bien écourtée.

Vue sur Briançon, le fort Vauban, la vallée de la Durance, depuis Roche Pessa

Ce site a été exploré et aménagé par la SGMB, qui y a disposé des panneaux explicatifs, balisé des parcours et implanté des sites d'observation.



Vue générale du site de Combarine



Aménagement et carte du site de Combarine

Notre visite se limitera au secteur de Roche Pessa, où les couches sont prises dans un synclinal couché et où l'exploitation a été faite en veines sub verticales et sub horizontales, donc avec des techniques différentes expliquées sur un panneau à l'entrée du secteur..

Le synclinal de Roche Pessa (SGMB)

Le minerai était transporté par câble aérien vers l'usine à boulets de Villar-St-Pancrace, dans la vallée en-dessous.

Plus loin nous pourrons observer une couche de charbon dont les grès houillers forment toit et mur. A l'affleurement les veines sont souvent très peu épaisses pour s'épaissir vers l'intérieur ; c'est un phénomène dû au fluage, à la plasticité du charbon qui s'est injecté dans les fissures des terrains sus-jacents.

Des blocs de grès présentent des figures de sédimentation (stratifications entrecroisées), de grano-classement des rides, etc.

Au-dessus de nous, diffici-lement repérables, des troncs de végétaux, certains peut-être en position de vie, sont visibles dans les grés houillers.

tronc fossile dans les grès

Enfin, un peu plus loin, nous observerons une veine de charbon prise dans les sédiments ; elle a été partiellement injectée et digérée par une intrusion magmatique de microdiorite ; laquelle montre d'ailleurs, localement, des restes de charbon incomplètement assimilé.

Mais le temps passe ; il est temps de remercier notre guide, Raymond Estournelle, de regagner le car et de repartir vers Alès, non sans toutefois nous arrêter au restaurant du Lac, à Savines, pour le déjeuner.

Jean-Pierre Bouvier

LA RUBRIQUE SCIENTIFIQUE

Regards actuels sur les Alpes : un bilan des deux dernières décennies

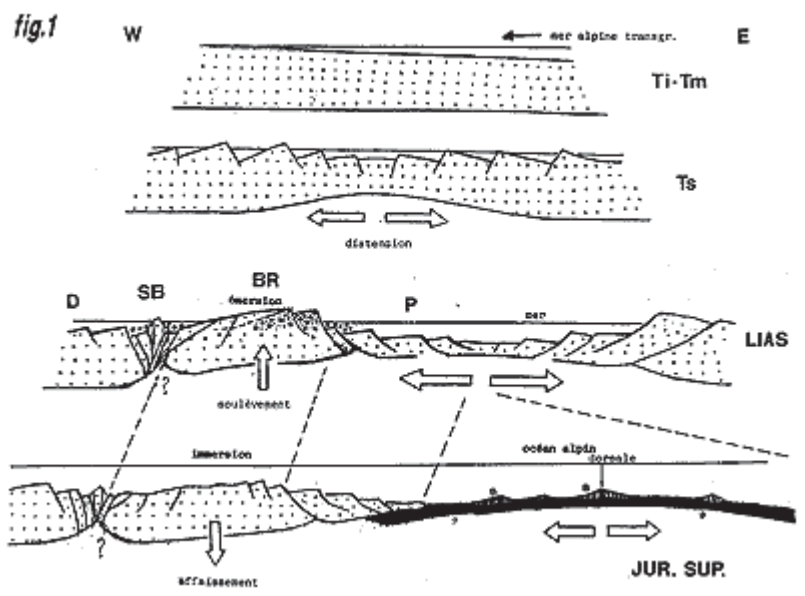
par Jacques DEBELMAS
(conférence prononcée devant l'Association des Professeurs de Biologie et de Géologie [APBG] de l'Académie de Grenoble, en mars 2004 ; /texte retouché en janvier 2006/)

L'objet de cet exposé est de faire ressortir les succès et les obscurités qui résultent de l'application des nouvelles idées issues de la Tectonique globale, ou des nouvelles techniques récemment mises au point. Ceci en suivant l'évolution de la chaîne, depuis la naissance de l'océan alpin jusqu'au plissement final. On se limitera aux Alpes occidentales.

1. L'histoire du domaine alpin au Secondaire

Avant même la théorie des plaques, on savait qu'au Secondaire, se produit la dislocation de la Pangée, dans le cadre de laquelle on voit s'ouvrir, entre les continents gondwanien et eurasiatique, *l'océan téthysien*. Il s'ouvre peu à peu vers l'W, à partir du Pacifique. Les nouvelles idées ont fait comprendre que le domaine océanique passe d'abord par un *stade rift*, c'est-à-dire un fossé de distension et d'effondrement, à croûte amincie, comparable au fossé alsacien ou à celui de Suez. Ce n'est qu'ultérieurement que ce fond aminci va craquer et laisser place à une croûte océanique comme dans les Afars ou le golfe d'Aden (stade de *la fissure crustale*)

C'est au **Trias supérieur** que le phénomène distensif prététhysien commence à affecter le futur domaine alpin en morcelant l'immense plate-forme carbonatée qui l'occupait. Le caractère distensif de la déformation apparaît dans le style des blocs et la présence locale de volcanisme (spilites dauphinois). Mais c'est seulement au **Lias** que l'on voit apparaître, dans les futures zones internes alpines, le rift lui-même, dit *piémontais* (fig.1,**P**). Des sédiments marins d'eau plus profonde, s'y accumulent tandis que les bordures («épaules» du rift) se soulèvent et émergent pour des raisons thermiques (l'amincissement de la lithosphère fait remonter le manteau : son flux thermique réchauffe et allège les épaules en question). Ainsi apparaît le *horst briançonnais* (**BR**) qui restera émergé jusqu'à la fin du Jurassique moyen. Ce horst traduit la dislocation des deux marges du rift en blocs juxtaposés qui, soulevés ou abaissés, vont commander désormais la paléogéographie du futur domaine alpin.



Cette interprétation se base sur une comparaison avec les structures des rifts actuels. On peut la

considérer comme l'un des grands succès dans l'application des idées nouvelles.

La comparaison avec les structures actuelles permet de constater que les failles distensives en question, plus ou moins redressées en surface, s'approchent de l'horizontale en profondeur (fig. 2). Elles sont donc concaves vers la surface (failles dites *listriques*). Nous verrons l'importance de cette disposition au moment du plissement alpin. Par ailleurs, vues en plan, ces failles sont généralement parallèles aux bordures du rift.

Fig.2

Les blocs faillés liasiques ont été très déformés par le plissement alpin sur les bordures immédiates du rift, futures zones internes, mais ils se retrouvent aussi dans l'actuelle zone externe, notamment dans les massifs cristallins externes (fig.3) où, moins déformés, ils permettent de bien visualiser le phénomène à ses débuts, et de connaître l'orientation de l'ancien rift, soit SW-NE (direction parfois dite « cévenole »).

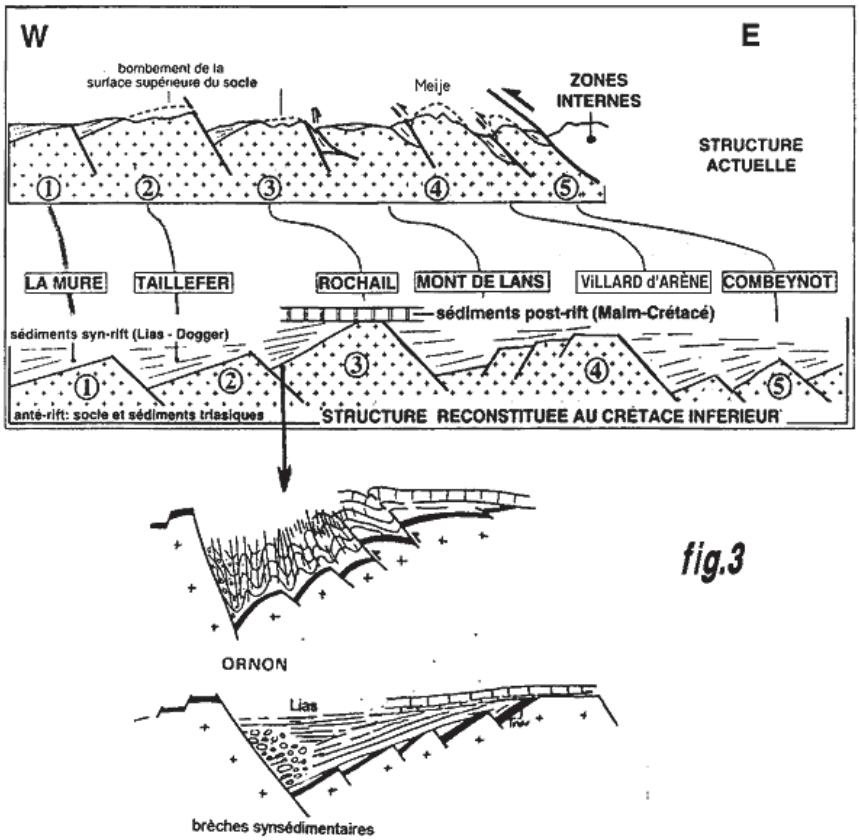


fig.3

Certains auteurs (J.Debelmas, M.Lemoine) envisagent en outre l'existence d'accidents transverses au rift, donc NW-SE, dont un bon exemple serait donné par l'*accident Pelvoux-Argentera,* probablement d'origine hercynienne (les synclinaux permo-houillers de ces deux massifs montrent une direction paléomagnétique identique).

En effet la paléogéographie liasique du futur domaine alpin est différente de part et d'autre de cette ligne. A l'ouest, on a un bassin de subsidence triangulaire qui, aux approches de l'accident en question, est affecté de hauts fonds NW-SE. A l'est, au contraire, les blocs se disposent perpendiculairement à l'accident (fig. 4), comme le horst briançonnais, émergé, et un rift, dit *valaisan*, encore modeste mais que nous retrouverons au Crétacé.

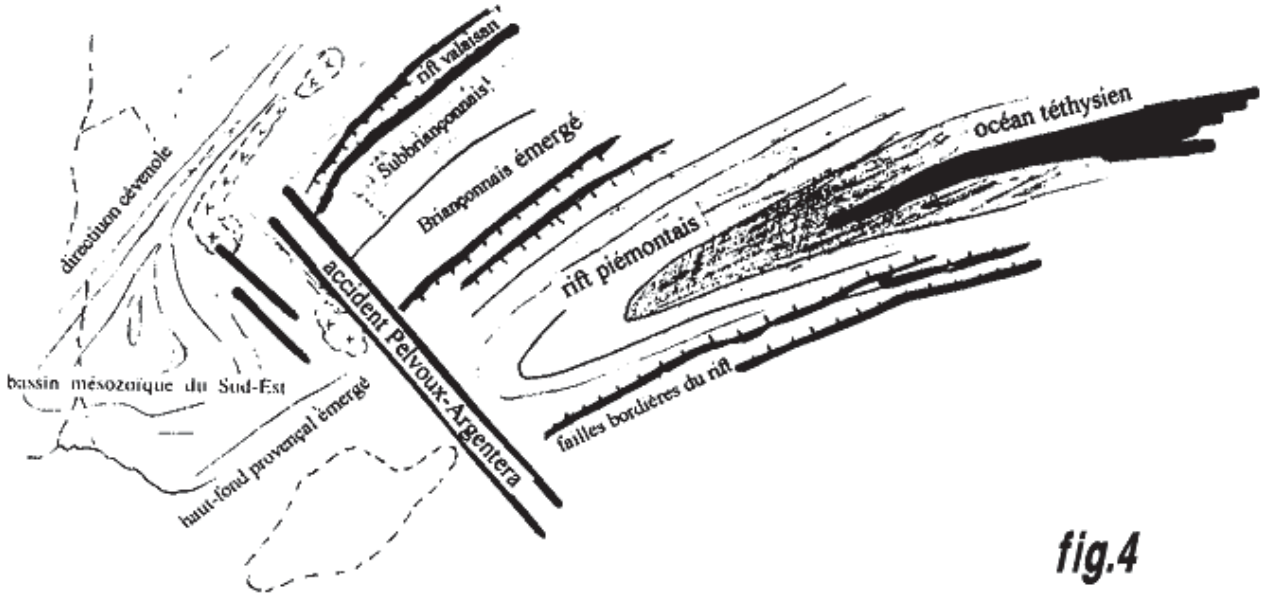


fig.4

La ligne Pelvoux-Argentera est donc une discontinuité majeure qui va continuer à jouer lors de l'ouverture de l'océan téthysien, au Jurassique supérieur, d'où son nom de «transformante des Alpes Occidentales» (on appelle *transformante* toute faille liée à l'expansion océanique).

D'autres zones transformantes sont probables plus à l'Est (Alpes centrales, Grisons) (voir fig. 7). Elles séparent en effet des tronçons de zones internes de structure brusquement différente.

A la fin du **Jurassique moyen**, le sillon océanique téthysien atteint le futur domaine alpin et la croûte océanique apparaît dans le fond du sillon piémontais (voir fig. 1), délimitant ainsi deux marges continentales, l'une dite *européenne*, l'autre *apulienne* (ou *adriatique, sudalpine, insubrienne*, suivant les auteurs). La fissure crustale ainsi apparue va connaître une expansion océanique avec dorsale pendant le **Jurassique supérieur-Crétacé inférieur**. L'océan alpin (dit *liguro-piémontais*) aura alors atteint sa largeur maximum entre ses marges faillées.

L'existence de cet océan est attestée par celle de massifs d'*ophiolites* dessinant grossièrement l'arc alpin même s'il s'agit de nappes dont l'origine (la « racine ») n'est pas très nette, probablement la zone d'écailles séparant l'ensemble Grand Paradis-Mont Rose de la zone Sesia (fig. 5). Les péridotites de Lanzo restent discutées : manteau sous-océanique ou manteau sous-jacent à la marge continentale sud de l'océan (marge sudalpine).

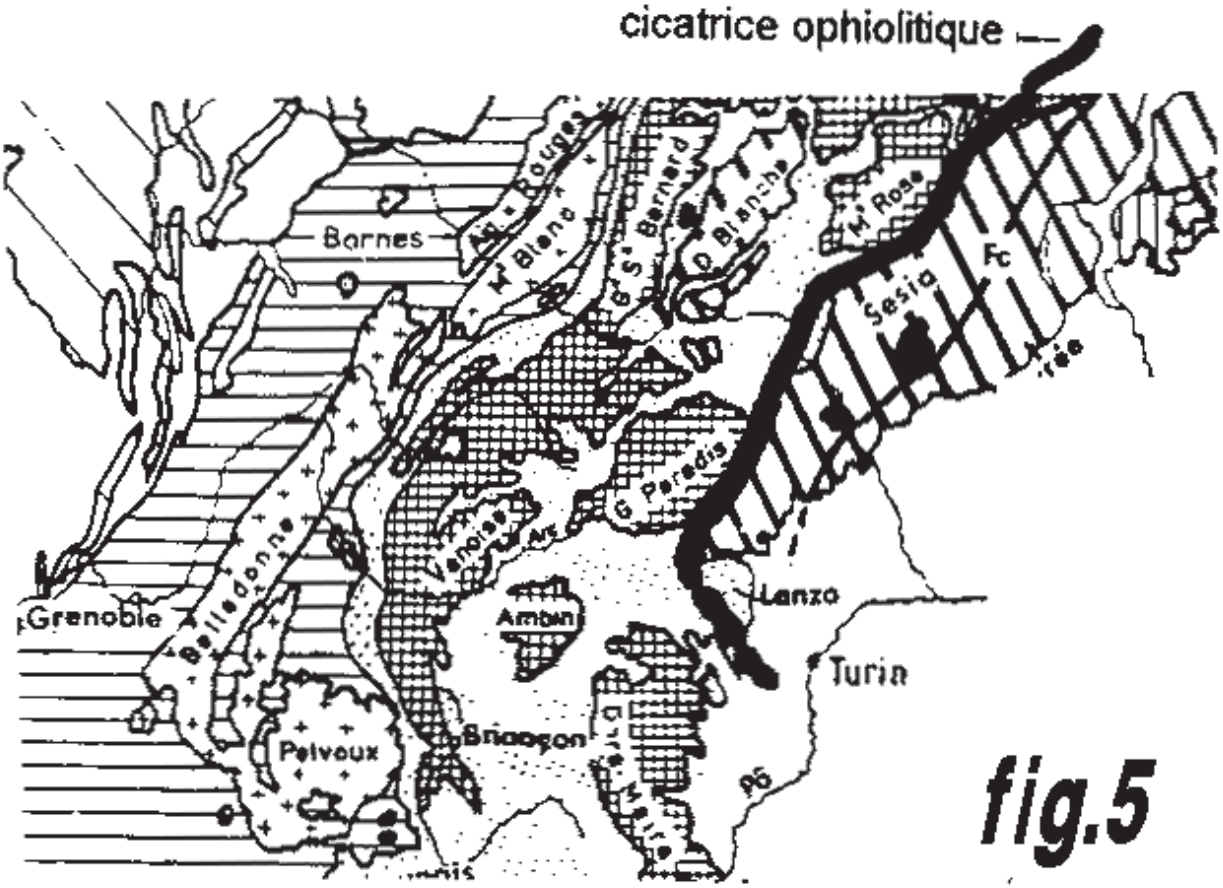
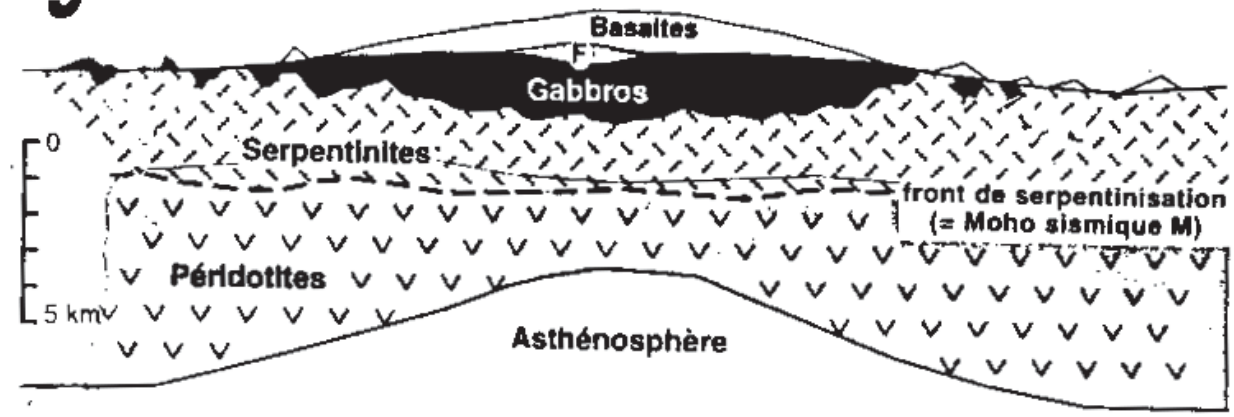


fig.5

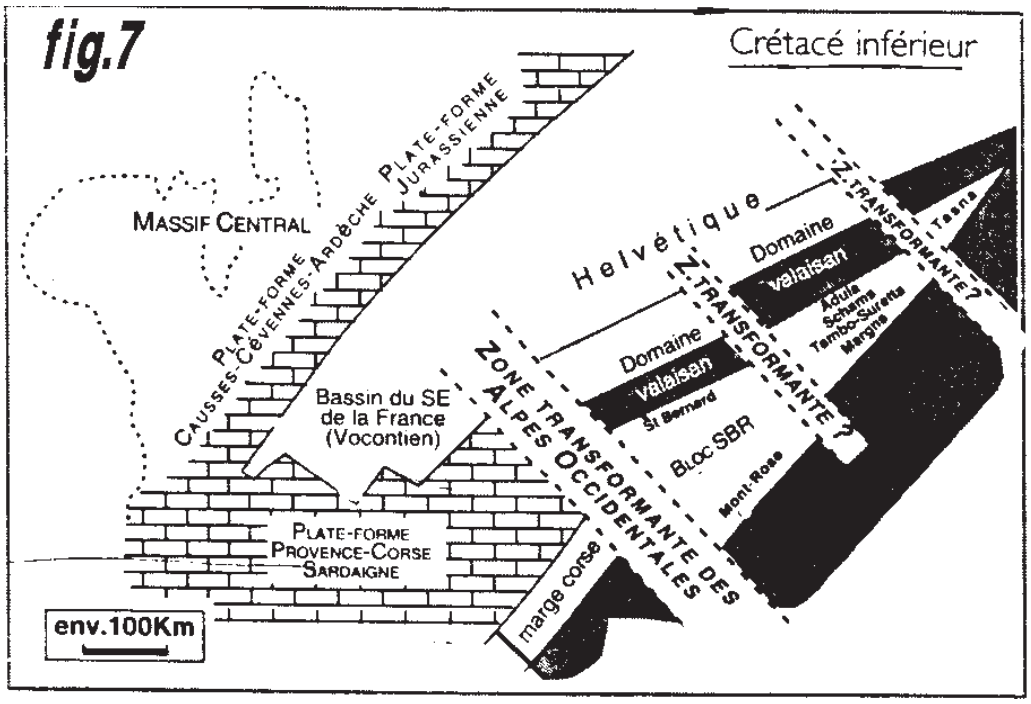
fig.6



On parle souvent de « trilogie ophiolitique » (péridotites serpentinisées, gabbro, basaltes). Elle est bien visible au Chenaillet, près du col du Montgenèvre, mais ce massif est un cas exceptionnel (fig. 6). Le plus souvent, les ophiolites alpines sont seulement des péridotites serpentinisées qui n'ont exsudé que très peu de gabbros (sous forme de filons ou de poches locales) et encore moins de basaltes. Ces caractères sont ceux de dorsales à expansion lente (0,5 à 1, parfois 2 cm/an) fréquentes dans l'Atlantique. Dans les dorsales rapides, de type Pacifique, on a 2 à 3 km de basaltes sur 4 à 5 de gabbros, avec une vitesse d'expansion de 10 à 15 cm/an.

Au dessus des ophiolites alpines, viennent des sédiments typiquement océaniques, comme des radiolarites. Les plus anciens de ces sédiments, des radiolarites précisément, ont donné des radiolaires de la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur (-150 Ma).
L'expansion océanique se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (-100 Ma), époque à laquelle commence la subduction qui va faire disparaître cet océan sous la marge sudalpine. Ce sont les Alpes orientales qui permettent de l'affirmer car les premiers chevauchements de cette marge (nappes austroalpines) débutent au Cénomanien et les sédiments océaniques y montrent un détritisme ophiolitique d'âge crétacé supérieur traduisant la destruction du prisme d'accrétion et de son matériel ophiolitique. L'expansion aura donc duré 50 Ma environ. Avec un taux de 0,5 à 2 cm/an, on obtient un espace océanique de 250 à 1000 km de large. Ce n'est pas un océan mais un golfe océanique, du type du golfe d'Aden, c'est-à-dire une fissure crustale élargie.
L'élargissement du domaine océanique, quelle que soit sa valeur réelle, entraîne que les marges bordières échappent au flux thermique mantellique. Les blocs s'affaissent et sont envahis par la mer, une mer profonde où se déposent des vases calcaires pélagiques fines.

Si l'orientation primitive de l'océan alpin est connue (c'est celle du rift originel, SW-NE), sa forme reste inconnue car il faudrait pouvoir effacer le plissement alpin, c'est-à-dire dérouler les nappes, et tenir compte des décalages causés par le jeu des failles transformantes. Le schéma de la fig. 7 (d'après Lemoine et al. simplifiée) n'est donc qu'une hypothèse parmi bien d'autres.



Quoi qu'il en soit, la découverte et l'histoire de l'éphémère océan alpin représentent l'une des découvertes majeures de ces vingt dernières années.

Le Crétacé supérieur. C'est une époque très importante de l'histoire alpine car elle va manifester les conséquences d'un événement majeur de la tectonique des plaques, l'ouverture de l'Atlantique.
Celle de l'Atlantique sud déplace l'Afrique vers le N. L'espace océanique téthysien se réduit, ce qui signifie que l'océan liguro-piémontais va peu à peu se refermer par subduction. *Celle de l'Atlantique nord* ouvre le golfe de Gascogne en faisant coulisser l'Espagne par rapport au reste de l'Europe, ce qui entraîne une fracturation du SE de la France et la transformation du rift valaisan en golfe océanique.

Autrement dit, le Crétacé supérieur voit la fermeture d'un océan et la naissance d'un autre.

1 - La fin de l'océan liguro-piémontais. Les sédiments néocrétacés de cet océan, tout au moins ceux qui n'ont pas été définitivement engloutis dans la subduction, ont été métamorphisés lors du plissement alpin et ont donné les célèbres *Schistes lustrés*, très monotones et donc restés longtemps indéchiffrés. Ce n'est plus le cas. La découverte de très rares microorganismes a permis d'en établir la stratigraphie. Le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur reste très mince si bien que l'essentiel de la formation est crétacé supérieur. Ce sont des calcaires pélagiques, finement détritiques, qui ont été datés du Cénomanien-Turonien-Sénonien inférieur.
Le Sénonien supérieur n'a pas été caractérisé paléontologiquement sauf sous un faciès détritique et rythmique (alternances calcaires et pélites, voire grès et pélites), le *flysch à helminthoïdes* (du nom des pistes de reptation d'un animal inconnu). L'origine sudalpine de son matériel détritique montre qu'une bonne partie, sinon la totalité de ce flysch, vient du voisinage de la marge de ce nom. Ceci n'a rien d'étonnant car, à la fin du Crétacé, cette marge s'était beaucoup rapprochée de la marge européenne et ses produits d'érosion devaient envahir tout l'espace océanique résiduel. En tout cas, la position de ce flysch au sommet du remplissage sédimentaire de l'océan moribond a facilité, peu après, son décollement et son glissement en nappe indépendante.

La stratigraphie des Schistes lustrés est une des grandes découvertes de la dernière décennie.

La disparition de l'océan liguro-piémontais est classiquement considérée comme due à un phénomène de **subduction**. Reste à le confirmer par les deux critères du phénomène, le métamorphisme de haute pression-basse température (HP/BT) des termes engloutis («subduits») et l'arc volcanique calco-alcalin de la marge chevauchante.

1 - Métamorphisme HP/BT des produits subduits et, notamment, des ophiolites qui sont transformées en éclogites vers 40 à 80 km de profondeur. Cette condition a paru longtemps remplie car les éclogites alpines donnaient des âges crétacé supérieur. Or, à partir de 1996, le développement des méthodes radiométriques montra que ces âges étaient erronés et que ces éclogites étaient toutes *éocènes* (entre 60 et 40 Ma, éocène inférieur à moyen).
Les éclogites réellement crétacées auraient définitivement disparues en profondeur mais, à l'Eocène, elles auraient pu tirer vers la profondeur, la croûte océanique contiguë à la marge européenne. On peut cependant se demander si leur volume et leur poids

étaient suffisants, compte tenu de la modestie de l'océan, pour lui faire atteindre des profondeurs de 40 à 80 km. Malgré cette réserve, la première condition peut être considérée comme remplie.

2 - Arc volcanique crétacé supérieur, calco-alcalin. Cet arc manque totalement. De nombreuses explications ont été données de cette absence, dont aucune n'est convaincante (fig. 8) car les dispositions A et B ne sont applicables qu'aux Alpes orientales et les autres n'enfoncent pas la croûte océanique à la profondeur suffisante pour expliquer le métamorphisme de HP.
Ainsi, la subduction alpine, bien qu'admise par tous les auteurs, pose un problème mal résolu mais représente un des acquis les plus précieux des conceptions actuelles.

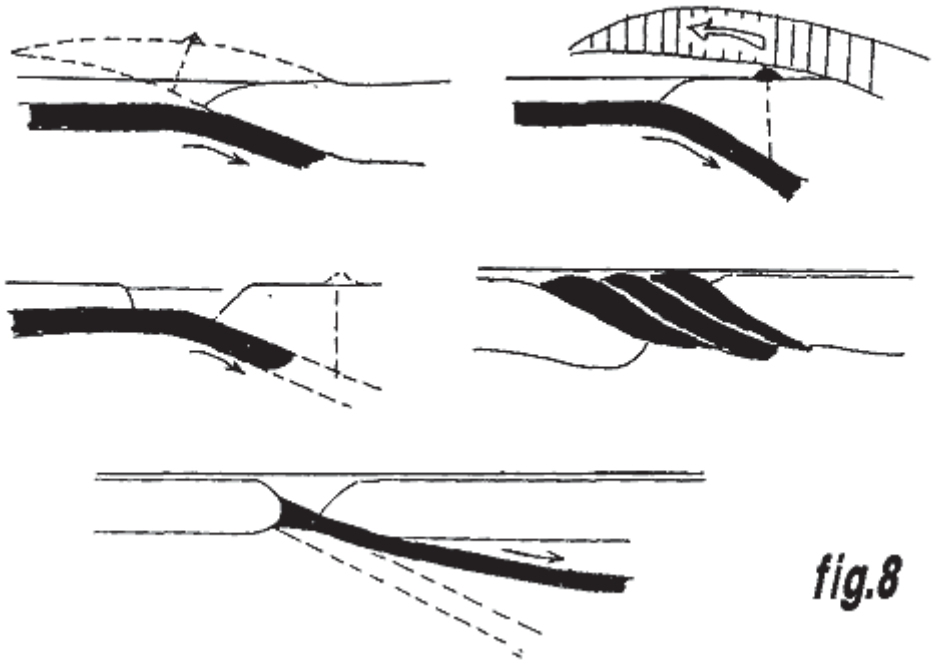
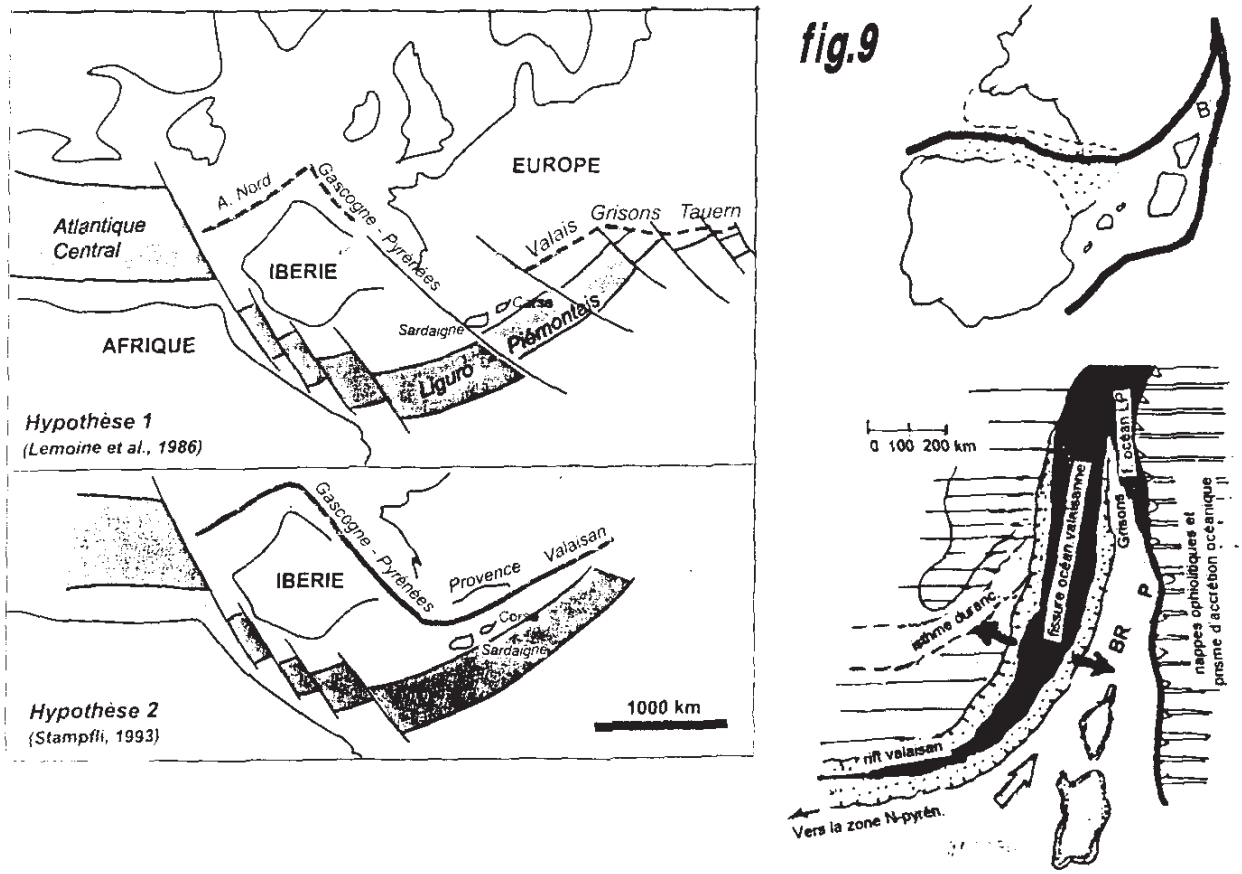


fig.8

2 - La naissance de l'océan valaisan
Il n'intéresse que les Alpes suisses, d'où son nom. Il se développe au Crétacé supérieur à partir du petit rift qui marquait, depuis le Lias, la limite des zones internes et externe. On ignore la largeur maximum de ce miniocéan valaisan. En revanche son extension longitudinale est assez grande car ses restes apparaissent dans les fenêtres de l'Engadine et des Tauern, ouvertes par l'érosion à travers les nappes austroalpines. Son caractère océanique est déduit de la présence d'ophiolites, mais celles-ci sont peu abondantes et les péridotites exceptionnelles. Il n'était peut-être pas entièrement océanisé.

Un autre problème le concernant est la nature de ses rapports avec le sillon nord-pyrénéen qui marque bien le coulissage crétacé pyrénéen. Aucune continuité n'existe entre eux, si ce n'est un réseau de failles compliqué au travers du Languedoc et du bassin subalpin.
Pourtant, des géologues suisses ont émis l'hypothèse de cette continuité entre les deux fissures. Ce serait le plissement alpin qui l'aurait refermée, sans en laisser de traces.

Cette hypothèse a une conséquence immédiate, à savoir que, au Crétacé supérieur, la zone briançonnaise, ainsi que l'axe corso-sarde, appartiendraient au bloc ibérique en mouvement, dont ils représenteraient une apophyse nord (fig. 9).



Ce schéma expliquerait que le Briançonnais ait l'air de se terminer en pointe entre les deux hiatus océaniques au niveau des Grisons (voir fig. 7). Mais il se heurte à l'absence totale de traces d'un sillon continu des Pyrénées au Valais à travers le SE de la France. La fermeture totale de ce sillon par la contraction alpine est difficile à admettre vu le faible raccourcissement de ce domaine intermédiaire, alors que dans les Pyrénées et les Alpes, où le raccourcissement a été considérable, sillon nord-pyrénéen et sillon valaisan ont persisté. Le décrochement des Alpes occidentales, évoqué précédemment, n'est pas non plus pris en compte. Ces discussions montrent la fragilité de nos reconstitutions paléogéographiques.

Comme l'océan liguropiémontais, le sillon océanisé valaisan disparaît probablement par subduction à la fin du Crétacé ou au tout début du Tertiaire, sans plus de preuves concrètes de ce mécanisme.

2. L'histoire du domaine alpin au Tertiaire

La remontée de l'Afrique vers le N, poussant devant elle le microcontinent apulien, provoque la fermeture du domaine océanique et la collision des marges qui vont devenir un empilement d'écailles ou de nappes à matériel océanique(donc à socle ophiolitique) ou appartenant aux deux marges en présence (donc à socle gneissique).

Le rapprochement des deux marges a d'abord provoqué, au Crétacé supérieur, la formation d'un « prisme d'accrétion océanique » constitué de sédiments océaniques raclés par le front de la marge sudalpine et poussés jusqu'au contact de la marge opposée. Des copeaux de croûte océanique raclés (« scalpés » disent certains auteurs) s'ajoutent aux sédiments ainsi transportés.

La suite de l'évolution varie suivant les transversales.
Dans les Alpes occidentales, lors de la collision, la tranche la plus superficielle de ce prisme océanique peut être charriée sur la marge européenne et échapper ainsi au métamorphisme (comme le flysch à helminthoïddes ou l'écaille ophiolitique du Chenaillet). Quant aux parties plus profondes, elles s'écrasent contre cette marge européenne, sont clivées avec elle, l'ensemble formant un « prisme d'accrétion orogénique » où se développera un métamorphisme lié à l'échauffement et à la pression lithostatique (croûte épaissie) ou tectonique.
Dans les Alpes orientales, le processus est différent en ce sens que le prisme orogénique est recouvert par la marge sudalpine chevauchante (nappes austroalpines).

Le but de cet exposé n'est pas de décrire les structures alpine des diverses transversales mais d'attirer l'attention sur quelques aspects de l'évolution de la chaîne, soit qu'ils illustrent bien les idées actuelles, soit qu'ils posent problèmes.

L'inversion tectonique
C'est le rejeu en failles de chevauchement (failles « inverses ») des failles listriques limitant les blocs basculés de la marge.

Dans les zones externes, elle a parfois été invoquée pour les petits blocs des massifs cristallins, peu déformés. Mais M. Gidon (2001) a montré que la compression de ces

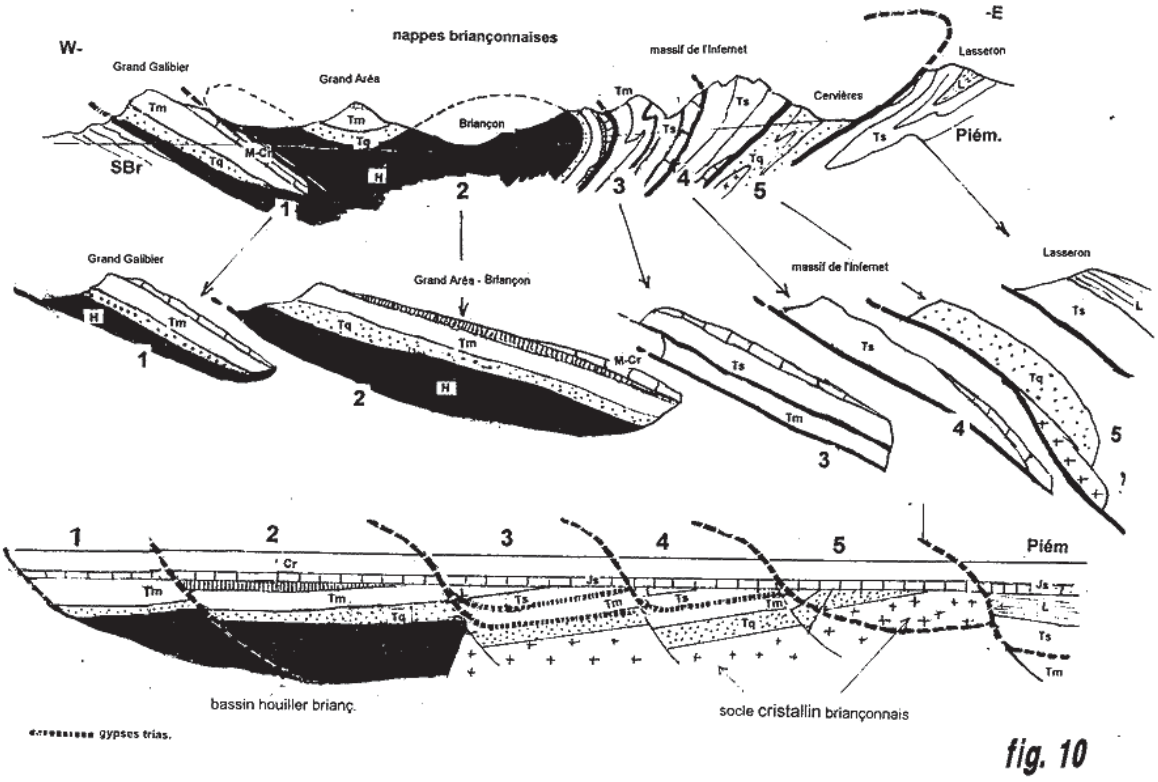
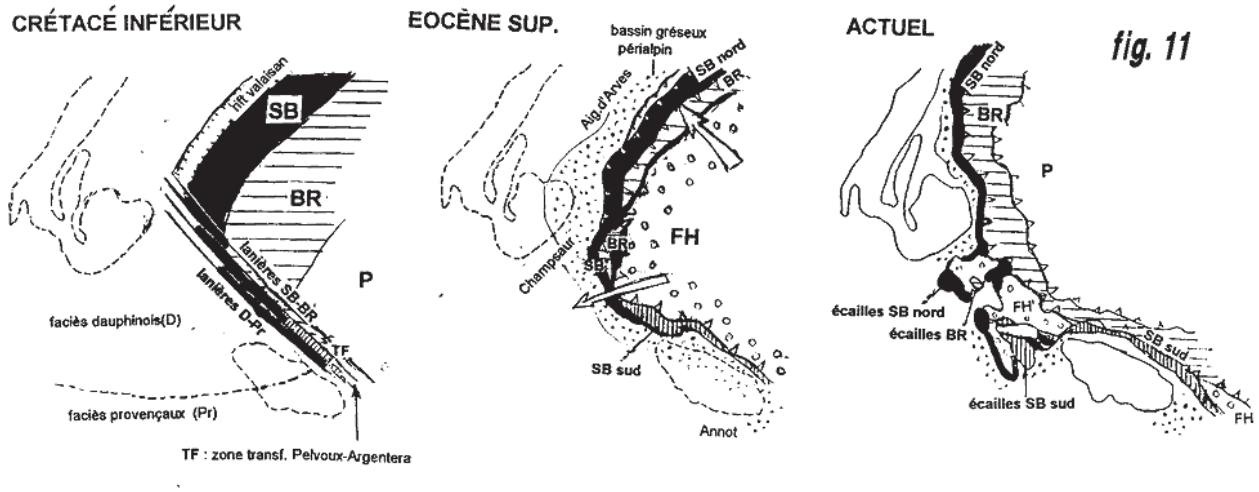


fig. 10

blocs aboutit à un simple serrage, voire à des cisaillements superficiels (fig. 10) qui n'ont rien à voir avec les anciennes failles listriques.

Dans les zones internes, l'application de l'inversion à la genèse des nappes paraît plus justifiée car les failles listriques, s'horizontalisant en profondeur, peuvent très bien se terminer dans des niveaux de décollement variés (des niveaux de gypse par ex.) et provoquer ainsi le départ de nappes de constitution différentes. Sur la fig.11, on a pris l'exemple des nappes briançonnaises entre le col du Galibier et la région de Briançon-Cervières.



Malgré son caractère hypothétique, cette notion d'inversion tectonique des failles listriques a été un grand succès et son application aux Alpes s'est révélée particulièrement fructueuse en de nombreux points. Mais il ne faudrait pas en déduire que toutes les failles synsédimentaires anciennes ont automatiquement joué en failles inverses.
On a évoqué le cas des massifs cristallins externes mais on connaît aussi de nombreux exemples de structures distensives jurassiques ou crétacées restées intactes après le plissement alpin dans les zones internes.

Les relations tectonique-métamorphisme

On a dit précédemment que le prisme océanique et les écailles des marges, intriqués l'un dans l'autre lors de la collision, ont été métamorphisés ensemble. Ces actions métamorphiques se sont produites pendant tout l'Eocène, c'est-à-dire qu'elles ont été contemporaines de la fin de la subduction et du début de la collision.
Elles sont complexes car elles se font en deux temps :
1 - d'abord un *métamorphisme de haute pression-basse température* (HP/BT) donnant des *éclogites* pour les ophiolites et des schistes à glaucophane, ou *schistes bleus* pour les anciennes roches sédimentaires contenant du potassium. Il est daté de 60 à 40 Ma et affecte les zones les plus internes (océanique, piémontaise et briançonnaise interne).
2 - puis un *métamorphisme de pression moindre et de température un peu plus élevée*, donnant un minéral vert, la chlorite (faciès dit « *schistes verts* »). Cette phase est datée de 38 à 35 Ma et affecte pratiquement toutes les zones internes, y compris celles à schistes bleus dans lesquelles elle efface plus ou moins les minéraux bleus.

Ce sont les premiers faciès, ceux de HP/BT, qui posent problème à cause de la profondeur exigée pour leur métamorphisme. En effet des pressions aussi hautes paraissent incompatibles avec le seul écrasement des écailles impliquées. Elles ne peuvent être expliquées que par l'enfoncement dans la croûte terrestre, impliquant la poursuite du mouvement subductif, c'est-à-dire que les unités correspondantes, bien qu'appartenant à la marge européenne, *devaient être tractées elles aussi en profondeur par l'ancienne croûte océanique contiguë, déjà subduite*, comme on l'a dit plus haut. Et cet enfoncement est considérable : 40 à 60 km pour le glaucophane ou les éclogites, 100 km quand apparaît une variété de quartz, la coésite.
Est-ce possible mécaniquement : la croûte continentale légère peut-elle s'enfoncer autant dans un milieu de forte densité alors qu'elle est tirée par une croûte océanique modeste en volume ?
Et a-t-on le temps, puisque du matériel métamorphisé en schistes bleus à - 40 Ma doit remonter jusque vers -15 à -20 km pour subir le métamorphisme à schistes verts, 2 ou 3 Ma après, cette remontée rapide étant d'ailleurs nécessaire pour que le glaucophane, ainsi réchauffé, ne soit pas effacé.

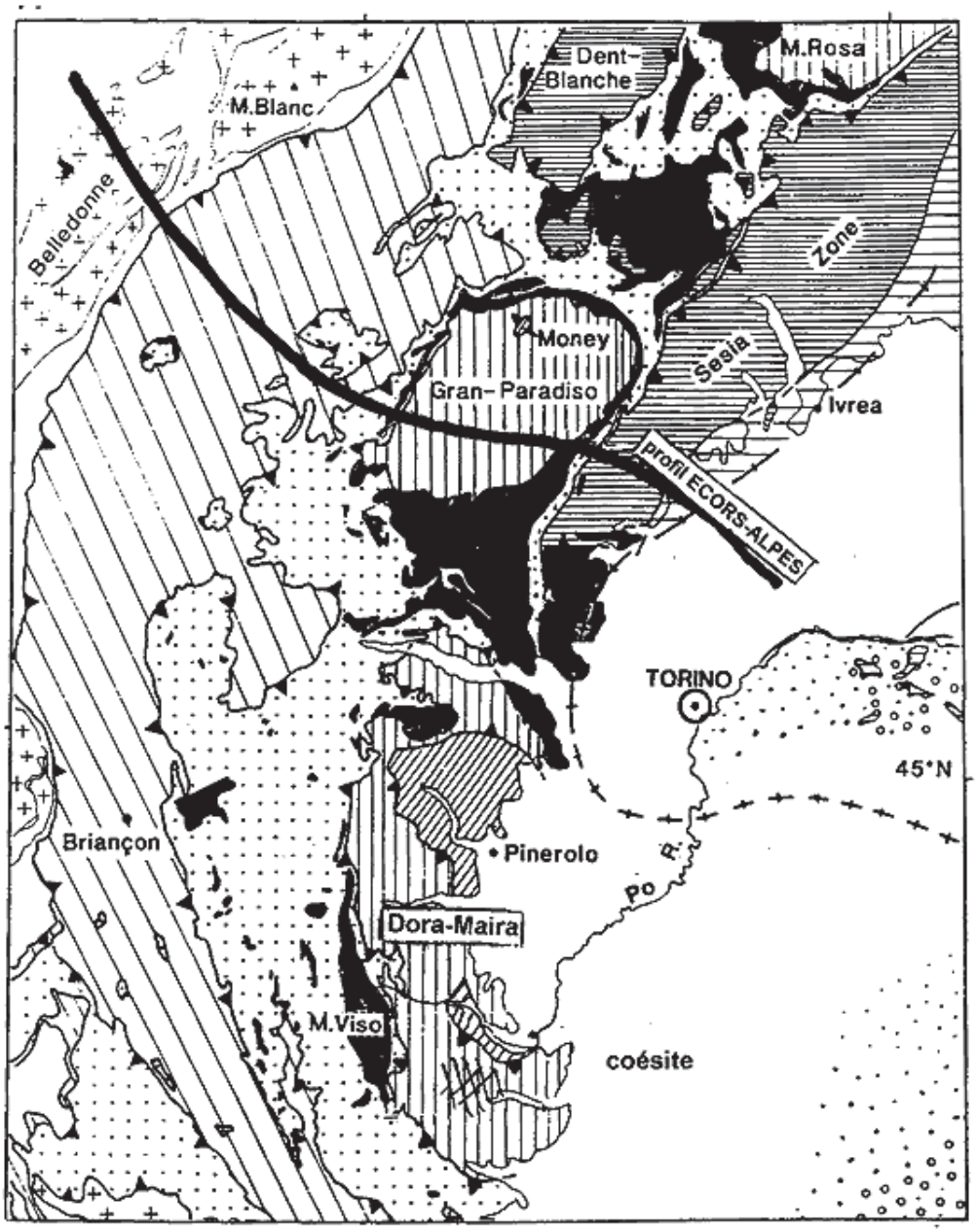
L'enfoncement est classiquement expliqué par la poursuite du mouvement subductif. Sa vitesse serait donc celle de l'expansion océanique (0,5 à 2 cm/an) *si elle n'est pas perturbée par la pression tectonique liée à la collision*.

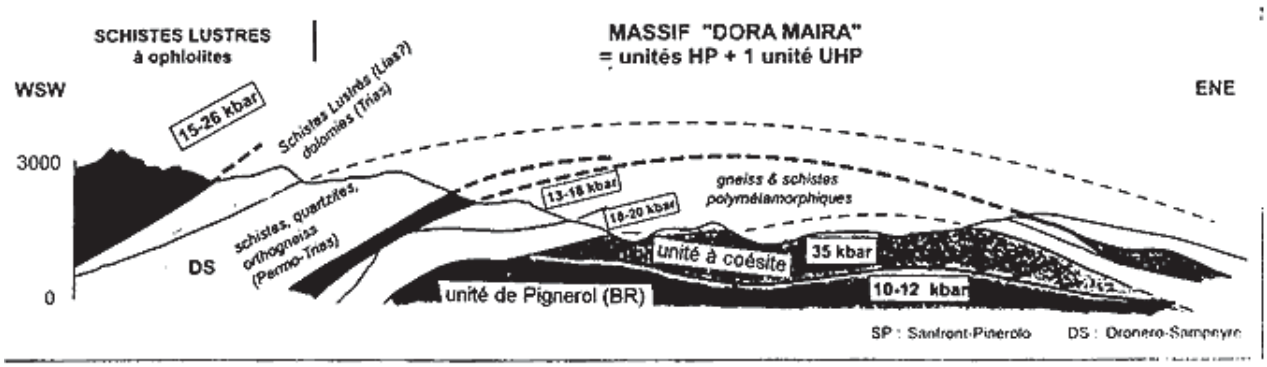
La remontée est plus difficile à chiffrer. Les courbes de refroidissement des minéraux de métamorphisme de HP donnent des chiffres de l'ordre de 0,5 à 5 cm/an. La remontée peut donc bien être plus rapide que la descente. Ces chiffres appliqués aux chemins parcourus donnent des résultats plausibles car 1cm/an représente 10km/Ma.
Pour expliquer la remontée, on invoque généralement des raisons gravitaires, c'est-à-dire la poussée d'Archimède, car les gneiss et les sédiments associés sont des roches légères qui ont tendance à remonter dès que la traction qui les affecte diminue ou cesse, et ce d'autant plus qu'elles se sont enfoncées dans un milieu très dense et que la pression latérale tend aussi à les chasser vers la surface.

Une explication plus originale est celle de l'*underplating*, c'est-à-dire la mise en place successive de lames superficielles, froides, issues du front de la chaîne, qui s'enfilent sous les unités plus internes. Elles forment un écran thermique ralentissant la montée des isogéothermes, d'une part, et soulèvent la pile des unités déjà charriées en la rapprochant de la surface où règne l'érosion, d'autre part, deux faits qui favorisent un refroidissement rapide. C'est ce que montre le massif de Dora Maira qui est fait de plusieurs unités superposées, métamorphisées en faciès de HP, surmontant une nappe d'origine pennique frontale à la base (fenêtre de Pignerol où apparaîtrait la zone briançonnaise, fig. 12). Parmi les unités sus-jacentes, piémontaises ou océaniques, l'une contient de la coésite. Elle serait donc remontée d'une profondeur de l'ordre de 100 km alors que celle de Pignerol n'est jamais allée aussi bas pour la soulever. *L'unité à coésite était donc déjà remontée quand l'unité briançonnais s'est glissée sous elle, ce qui confirme que cette remontée a été rapide*.

Ces considérations montrent que la genèse du prisme d'accrétion orogénique met en jeu des phénomènes mécaniques complexes et encore discutés. Néanmoins, inspirées des idées de la tectonique globale, elles représentent un grand progrès dans l'interprétation du plissement alpin, ne serait-ce que par les contraintes qu'elles imposent aux schémas proposés.

fig. 12


M.Blanc
Dent-Blanche
M.Rosa
Belledonne
Zone
Sesia
Money
Gran-Paradiso
Ivrea
profil ECORS-ALPES
TORINO
45°N
Briançon
Pinerolo
Po R.
Dora-Maira
M.Viso
coésite

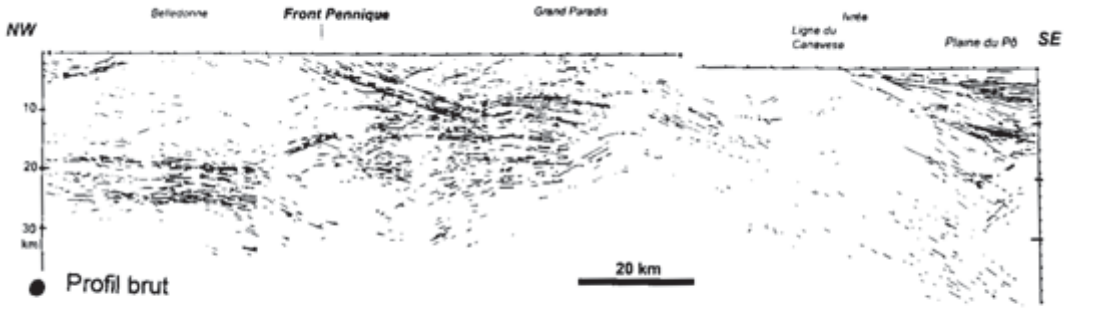

SCHISTES LUSTRES
à ophiolites
MASSIF "DORA MAIRA"
= unités HP + 1 unité UHP
WSW
ENE
3000
0
15-26 kbar
Schistes Lustrés (Lias?)
dolomies (Trias)
schistes, quartzites,
orthogneiss
(Permo-Trias)
DS
13-18 kbar
18-20 kbar
gneiss & schistes
polymétamorphiques
unité à coésite
35 kbar
10-12 kbar
unité de Pignerol (BR)
SP : Sanfront-Pinerolo
DS : Dronero-Sampeyre

La structure de la croûte et du manteau sous les Alpes.

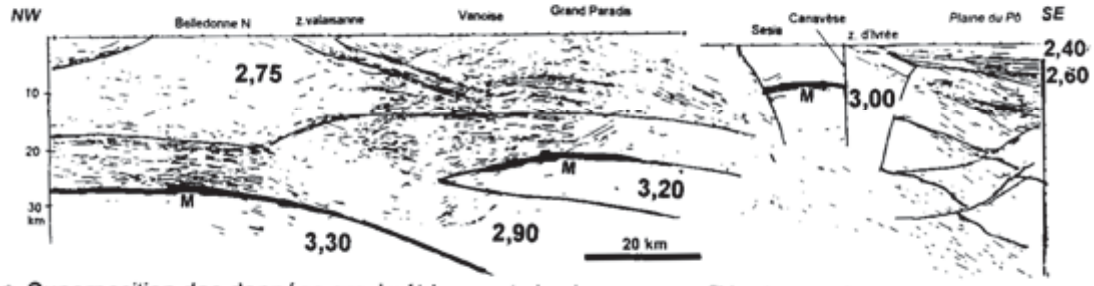
C'est l'une des préoccupations actuelles des tectoniciens et géophysiciens alpins. Il est encore un peu tôt pour que s'en dégagent des idées nettes, aussi je me contenterai d'évoquer ce que nous a appris à ce sujet le profil ECORS-ALPES réalisé en 1986-1987 entre Annecy et Turin et réactualisé récemment (fig.13)

Fig. 13 _ Profil ECORS-ALPES

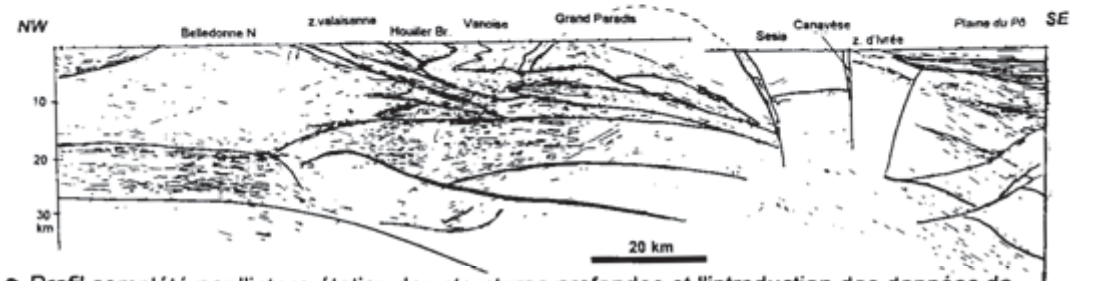
fig. 13



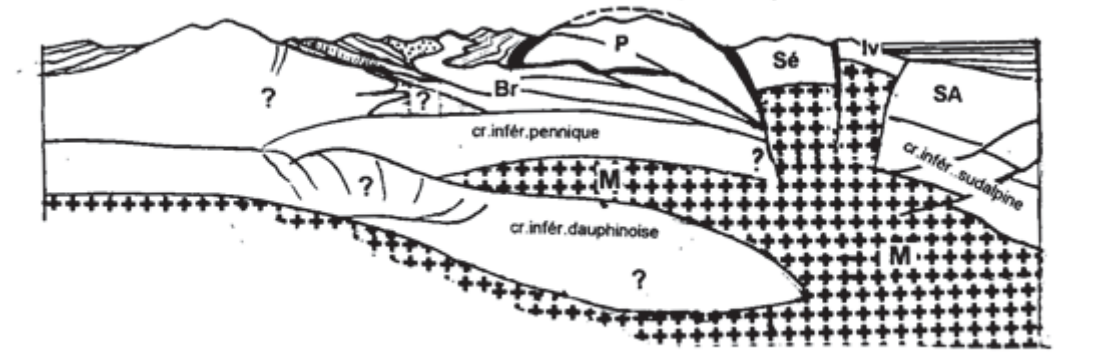
● Profil brut



● Superposition des données gravimétriques et sismiques au profil brut : une écaille de manteau apparaît au sein de la croûte continentale inférieure



● Profil complété par l'interprétation des structures profondes et l'introduction des données de surface



● Interprétation. De nombreuses incertitudes subsistent, notamment dans la structure interne du massif de Belledonne et dans le socle pennique.

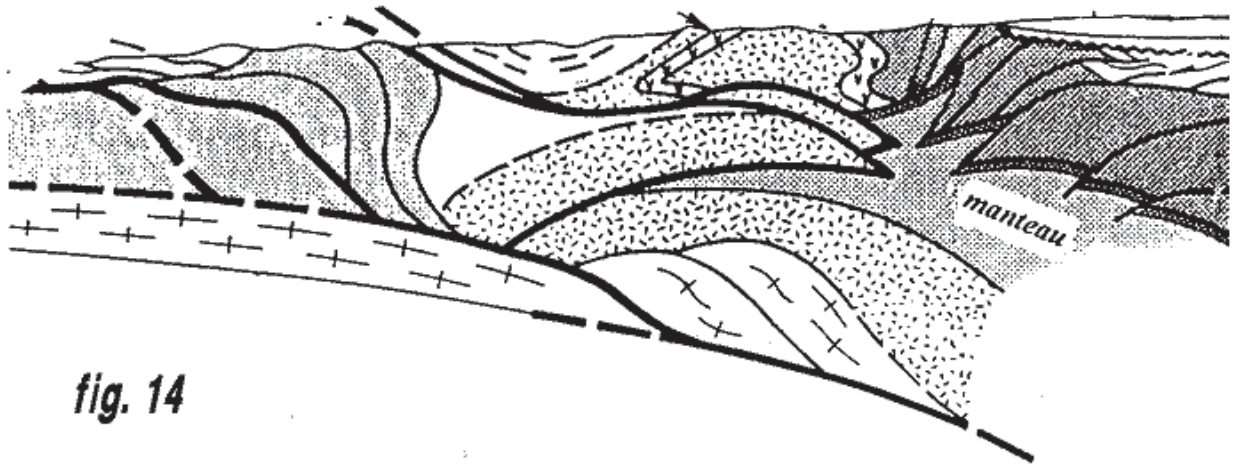


fig. 14

Cette coupe rassemble des informations tirées des études sismiques et gravimétriques. Elle confirme que, sur la transversale des Alpes franco-italiennes, le manteau apulien (=insubrien) se rapproche bien de la surface, provoquant une anomalie gravimétrique, la célèbre *anomalie d'Ivrée*, ce qui n'a rien d'étonnant puisque ce manteau affleure localement, au N de Turin, dans le massif péridotitique de Lanzo. Mais ce qui est plus intéressant, c'est que la croûte inférieure européenne prend une importance insoupçonnée comme si elle était décollée, raclée et plissée(ou écaillée ?) par la poussée du manteau insubrien, tandis que la croûte supérieure se clive en donnant des structures que l'on a du mal à rattacher aux unités classiques connues en surface. Si l'on ajoute que la structure profonde de Belledonne reste énigmatique faute de réflecteurs (ils sont verticaux et ne reflètent donc rien), on comprendra que les nombreuses interprétations publiées restent très hypothétiques (fig.13D).

Pour ce qui est du front pennique, deux accidents très nets sont diversement interprétés : soit un rejeu tardif des anciens plans de chevauchement SB+Val, soit un affaissement des zones internes glissant sur le bord Est de Belledonne en cours de soulèvement.
Cette orientation des recherches sur le comportement de la croûte et du manteau supérieur est indispensable à la connaissance du phénomène de collision lithosphérique, c'est-à-dire sur une épaisseur de l'ordre de la centaine de km et non plus seulement d'une dizaine comme on le faisait jusqu'alors.

Le soulèvement des Alpes

On peut le mesurer grâce au G.P.S. (Global Positionment System par satellite) qui donne, pour les zones en soulèvement, comme Belledonne et les chaînes subalpines du N, des chiffres de 1 à 2 mm/an au maximum, chiffre si élevé (1 à 2 km par Ma !) qu'ils ne peuvent être que des mouvements temporaires, forcément récents. Mais ces zones en soulèvement apparaissent presque comme une exception. La plus grande partie des zones internes seraient actuellement en cours d'affaissement, mouvement qui, en fait, a commencé dès le début du Miocène dans le bassin du Pô et gagne peu à peu vers l'extérieur de la chaîne. L'association de cet affaissement et de la collision insubrienne, toujours en cours, reste un phénomène encore inexpliqué.
Pour les soulèvements tertiaires, on utilise les courbes de refroidissement des minéraux de métamorphisme, déjà évoquée (0,5 à 5 cm/an). On a pu voir ainsi que les zones internes franco-italiennes, en cours d'affaissement comme on vient de le dire, avaient

connu une surrection rapide à l'Oligocène. Il n'existe donc pas, pour les soulèvements, de vitesse uniforme, mais des crises locales et temporaires.

Pour ce qui est du mécanisme du soulèvement, on invoque toujours l'isostasie, c'est à dire la poussée d'Archimède géologique qui joue dès qu'il y a épaississement de la croûte. Mais il s'y ajoute sans doute d'autres processus, notamment le rôle du flux de chaleur mantellique sous-orogénique, qui allège la croûte sus-jacente et provoque la fusion des parties profondes de cette croûte en donnant des magmas granodioritiques, relativement légers, qui remontent parfois jusqu'à la surface (Adamello, val Bregaglia, Traverselle).

Conclusion. Contrairement à ce que pourraient laisser supposer les nombreuses synthèses alpines des deux dernières décennies, il y a encore beaucoup à faire dans les Alpes. Mais on aura remarqué combien les recherches actuelles essaient de se baser sur des chiffres (longueur des déplacements, évaluation des P/T pour les actions crustales profondes, vitesse des phénomènes, etc.) et s'intéressent de plus en plus aux phénomènes profonds. Ce qui signifie que les recherches à venir ne seront plus celles que l'on a poursuivies pendant 150 ans. C'est dans le domaine des nouvelles techniques telles que la géophysique, la géochimie, la géochronologie ou le paléomagnétisme, que l'on peut attendre du nouveau. La géologie de surface, classique, n'est cependant pas morte. Les nouvelles hypothèses à venir obligeront certainement à aller revoir le terrain pour en trouver les conséquences ou les confirmations en surface.

Quelques ouvrages de base :

J. Debelmas 1999. La géologie des Alpes, /in/ Les Alpes (11 co-auteurs), La Bibliothèque du Naturaliste, Delachaux et Niestlé, (p. 9-65).

M. Lemoine, P-Ch. de Graciansky, P. Tricart 2000. De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique de plaques dans les Alpes. /Coll. Géosciences/, Soc.géol. de France et Gordon & Breach Sc. publ., 207 p.

Ph. Agard et M. Lemoine 2003. Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte géologique du Monde, Maison de la Géologie, 77 rue Cl. Bernard, 75005 Paris, 48 p.

Voir aussi le site internet de **M. Gidon** sur la Géologie des Alpes (mises à jour périodiques) : http://www.geol-alp.com/

Questions et réponses en vrac

(http://www.geol-alp.com/alpes_francaises/_FAQ.html)

La formation des Alpes ?

Il s'agit là de la formulation la plus fréquemment rencontrée dans les recherches effectuées avec les différents moteurs disponibles sur le WEB (notamment via Google). A une aussi vaste interrogation on ne peut répondre brièvement mais on trouvera ci-après diverses manières d'aborder les différentes facettes du problème. On pourra également se reporter aux indications fournies à la page qui porte cet intitulé <alpes_fr_formation.html>, dans laquelle je fournis des pistes pour explorer ce sujet plus avant.

Quel est l'âge des Alpes ?

On ne peut d'abord pas chiffrer une date de formation car les Alpes sont nées à la suite d'une gestation qui s'est étalée sur une longue période (plus de 100 millions d'années) Quand cette gestation a-t-elle commencé ? il faut distinguer deux étapes successives, très différentes :

1- **la "conception"**, par la formation d'une toute première entité alpine. Cet embryon est un sillon marin dont la formation est due à une submersion par extension horizontale de la croûte terrestre (formation d'un océan "alpin"). Ce sillon marin commence à s'ébaucher à la fin du paléozoïque (= ère primaire) soit à environ 240 MA, par un affaissement accompagné de déchirures. Il s'y fabrique de nouveaux fonds, à croûte océanique (par volcanisme sous-marin), au Jurassique moyen -supérieur (160 MA).

2- **la vraie naissance**, par l'apparition d'un bourrelet saillant à l'emplacement de l'ancien océan (orogenèse) Ce relief s'est formé par rapprochement des bords du sillon, qui ont pincé et expulsé son contenu puis sont entrés en collision. Il s'est accru ensuite plus ou moins progressivement par l'effet d'écrasement résultant de cette collision. Cette histoire orogénique proprement dite des Alpes comporte elle-même plusieurs épisodes majeurs, qui sont à répartir en deux lots : - ceux de la fin du Crétacé (souvent dits "éo-alpins"), remontant à 80 - 90 MA, surtout connus en Autriche, - ceux de la fin du Tertiaire (néo-alpins) particulièrement prédominants dans les Alpes françaises. Les mouvements de serrage transversal à la chaîne sont plus spécialement importants autour de - 28 MA puis de - 5 MA.

Si l'on veut délivrer un acte de naissance de la chaîne on a donc le choix de prendre en compte l'apparition de ses premiers reliefs montagneux, soumis à érosion (vers -28 en France) ou la fin des mouvements de raccourcissement créateurs du relief (autour de - 5).

Qu'y avait-il à l'emplacement des Alpes, avant leur formation ?

Le domaine alpin appartenait, à la fin du Permien, au vaste continent unique de la fin du paléozoïque, la Pangée, Le relief était aplani : c'était celui de la "pénéplaine anté-triasique" qui a fait suite à l'arasement de la chaîne hercynienne. Le soubassement des futures Alpes était, avant cet aplanissement un tronçon de la chaîne hercynienne qui se poursuivait vers l'ouest par l'actuel massif central notamment La largeur de cette chaîne était plus grande que celle des Alpes et sa disposition globalement différente, mais localement, dans le secteur des Alpes françaises, l'orientation de ses structures n'était pas très oblique à l'allongement de la future chaîne alpine.

Les Alpes ont-elles fini de se former, ou bien continuent-elles ?

Elles se soulèvent encore, avec une vitesse qui décroît progressivement vers les marges de la chaîne : les zones les plus hautes (plus de 3000 m) sont celles dont le soulèvement est le plus rapide (jusqu'à 1,5 mm/an). Mais ce mouvement est essentiellement vertical et ne semble pas poursuivre ce qui s'est produit d'essentiel dans la formation de la chaîne, savoir son raccourcissement transversal. En effet les mesures par GPS indiquent plutôt un allongement transversal à la chaîne et seulement des raccourcissements très localisés et modestes.
La formation des Alpes est donc maintenant terminée en tant qu'accumulation de matériaux et l'on est rentré depuis longtemps dans leur phase de destruction par l'érosion.

Jusqu'à quelle altitude se sont élevées les Alpes avant d'atteindre l'altitude actuelle ?

Si l'on essaie de reconstituer les structures que l'on sait déchiffrer et d'évaluer ce qui manque on serait tenté de penser qu'elles aient pu dépasser 10.000 m. Il en va de même si l'on se base sur les accumulations de matériaux d'érosion qui en sont issus (et notamment ceux accumulés au Miocène dans le sillon péri-alpin). Mais ce raisonnement est faux car il néglige le fait que l'érosion a toujours contrecarré le soulèvement en abaissant les reliefs au fur et à mesure de leur formation. De plus une bonne partie de l'accumulation de matériaux crée par le raccourcissement transversal à la chaîne s'est faite par enfoncement (en particulier lors du fonctionnement des "subductions"). Le soulèvement s'est produit en grande partie après, lorsque les forces qui faisaient plonger la croûte terrestre vers la profondeur du manteau ont cessé d'agir : cette remontée est encore en cours et semble même par places gagner le match qui l'oppose à l'érosion.

Les Alpes n'ont donc peut-être jamais beaucoup dépassé leur altitude actuelle (une valeur de 6000 m est plausible).

Dans quelles conditions (à quelle profondeur) se sont formés les plis et les failles ?

La réponse ne saurait être univoque car il y a beaucoup de variétés de plis et de failles, qui correspondent à des conditions physico-chimiques différentes.
Les failles les plus communes sont en général des structures qui apparaissent à de faibles profondeurs, ne dépassant guère, pour la plupart quelques centaines de mètres. Mais il existe aussi des failles majeures qui affectent presque toute l'épaisseur de la croûte continentale. L'évolution d'une faille est un phénomène lent mais qui se produit par une multitude de ruptures mineures instantanées successives (ce sont elles dont le "bruit" constitue la plupart des tremblements de terre)
Les plis peuvent apparaître à la surface du sol ou (de préférence) sous l'eau, dans des roches particulièrement malléables telles que sédiments gorgés d'eau (cas des slumpings). Ils se forment plus souvent dans des conditions de surcharge correspondant à quelques centaines ou milliers de mètres de roches, par des processus de dissolution aqueuse qui permettent à la roche de se déformer lentement. C'est ainsi que se forment la plupart des beaux plis bien réguliers, plus ou moins cylindriques, dont le rayon de courbure dépend avant tout de l'épaisseur des plaques de roches ainsi cintrées. C'est un phénomène lent qui demande des milliers d'années.

De nombreux plis, parmi les plus contournés se forment dans les parties profondes de la croûte, là où la pression et la température transforment les roches les plus résistantes en de simples pâtes à modeler : pour cette raison on parle souvent à leur égard de "plis chauds". Ils caractérisent les roches dites "métamorphiques" qui résultent précisément de recristallisations qui s'apparentent à une véritable cuisson.

Qu'entendait-on par "géosynclinal" alpin ?

L'existence d'une étape embryonnaire, marine, avec accumulation de sédiments, dans l'histoire des chaînes de montagnes, avait été reconnue dès la fin des années 1800. On avait alors pensé que cela avait été le résultat d'une simple **torsion** (flexion vers le bas) de la surface de l'écorce, plus ou moins équivalente, en beaucoup plus grand, de celle des synclinaux (que l'on avait, depuis assez peu, appris à reconnaître à l'échelle régionale et locale). Cette vision de synclinaux à l'échelle de l'écorce terrestre fut exprimée par le terme de "géosynclinal" qui a eu un grand succès et un large pouvoir explicatif. Sa conception a fait au milieu du XXe siècle l'objet de vues un peu trop systématisantes associées à un vocabulaire analytique un peu rebutant ("miogéosynclinaux", "eugéosynclinaux" etc..).
Ce terme a été répudié lorsque l'on a compris que le sillon marin résultait en fait d'un **étirement** de l'écorce et de sa rupture (accessoirement) par un système de cassures "normales" (extensives). On peut regretter la disparition de ce vocable commode, qui n'a pas été remplacé, ce qui conduit à pratiquer des périphrases, du genre "domaine des fonds océaniques et des marges passives alpines" pour désigner la même chose.

Quelle a été la cause de l'ouverture océanique ?

A l'origine de tout ça il y a la fragmentation de la pangée. La cause en est la surchauffe qui se produit dans les régions où l'écorce terrestre est protégée de la déperdition de chaleur par une "couette" de croûte continentale. Cela produit une dilatation et donc une baisse de densité de l'écorce centrale par rapport à celle des bordures de la plaque (extérieures au domaine à croûte continentale), qui s'alourdit au contraire en se refroidissant. Il en résulte un déséquilibre avec une traction par les bords (qui tendent à sombrer dans le manteau).
Les mouvements de plaques qui s'ensuivent divergent à partir d'une crevasse (idéalement en forme d'étoile) qui est l'ébauche de futurs sillons océaniques.

Quelle a été la cause de la fermeture du domaine océanique alpin ?

Indéniablement il y a eu rapprochement, collision et écrasement avec chevauchement des deux bordures océaniques qui s'étaient précédemment écartées. La tectonique des plaques nous conduit désormais a conclure que cela signifie que le sens des mouvements relatifs s'est inversé, partant d'une divergence pour arriver à une convergence (plus ou moins oblique ?).
L'origine de tout cela est à rechercher dans le scénario global du mouvement des plaques terrestres au cours des temps, avec ses blocages locaux par collisions continentales et ses ouvertures continentales nouvelles dues à l'échauffement sous la couverture de la croûte continentale.

Quelles traces principales peuvent permettre aux géologues de dire que la formation des alpes est due à la collision de deux continents ?

La réponse à cette question est que la partie la plus interne des Alpes (proche de la région frontalière avec l'Italie) est constituée de roches sédimentaires déposées sur un fond océanique (les témoins de ce dernier sont reconnaissables à la nature de ses constituants). Cette bande de roches sédimentaires "océaniques" est encadrée, sur les deux flancs de la chaîne, par d'autres roches sédimentaires déposées sur de la croûte continentale. L'intervention d'une collision est déduite du fait que ces trois bandes de roches sont rétrécies par écrasement transversal, comme en témoigne leur structure.

Le déversement vers l'ouest des structures tectoniques les Alpes n'indique-t-il pas le sens de la poussée qui a causé leur surrection ?

NON ! : ce qu'il faut comprendre, au sujet du "sens de la poussée", c'est que cette notion qui se veut "intuitive" est dénuée de signification tectonique et porte à des erreurs de raisonnement. A l'origine d'une déformation tectonique il n'y a pas de poussée orientée dans un sens donné mais un ***serrage*** plus ou moins symétrique (selon la disposition des mors) : le fait que l'un des bords d'un ensemble rocheux déformé se soit avancé sur l'autre ne veut pas dire que ce soit le fait d'une "poussée" venant du côté du premier mais celui d'un ***cisaillement*** c'est-*à-dire d'une torsion avec effet de basculement* entraînant le déplacement relatif les parties hautes et basses de la tranche de roche concernée, les premières tendant à passer par dessus les secondes (dans un sens ou dans l'autre suivant le cas).

Dans le cas de la chaîne alpine ce n'est pas un énigmatique "sens d'un mouvement" de rapprochement qui, lors des serrages, a déterminé le déversement des structures (en direction de l'Europe) ; mais c'est le sens d'un cisaillement des roches prises entre la plaque européenne et la plaque africaine, la première étant conduite à s'engager sous la seconde (en raison du sens de la subduction qui a précédé la collision). En l'occurrence, d'ailleurs, dans le cas de la collision des plaques européennes et africaines, c'est plutôt la plaque européenne qui se déplaçait d'ouest en est, car c'est elle qui était tirée vers le bas (en "subduction") sous la plaque africaine (et non cette dernière qui s'avançait vers l'ouest. Il en est résulté que les tranches de roche les plus élevées de la première de ces plaques ont subi un cisaillement vers l'ouest par rapport à leur soubassement qui tendait à s'enfoncer vers l'est. À partir de là ce cisaillement s'est propagé de proche en proche, en décroissant d'intensité, jusque dans les zones les plus éloignées, aux marges occidentales de la chaîne.
Mais en fait nous ne disposons d'aucun référentiel absolu qui permette de dire que l'une des deux plaques était stable et l'autre mobile (ce qui aurait fait de cette dernière la responsable de cette mythique "poussée"). Aucune plaque n'est fixe et ne peut être comparée à une enclume passive recevant des coups de marteau... Toutes bougent !

En fait si la collision avait été un simple affrontement bien symétrique des deux plaques il n'y aurait pas eu de déversement (ou il y aurait eu un double déversement dans deux sens opposés). Le sens de déversement prédominant que l'on observe dans les Alpes est donc principalement déterminé par celui de la subduction de la plaque européenne sous l'africaine.

L'Association Géologique d'Alès et de sa Région (A.G.A.R.)

L'AGAR est une association scientifique, qui s'est fixé comme objectifs, l'étude géologique de la région, la diffusion de la culture géologique, la participation à la sauvegarde et la protection du patrimoine géologique régional.

L'AGAR organise diverses activités :

- Sorties géologiques
- Réunions sur des thèmes géologiques
- Un voyage annuel
- Organisation de manifestations de vulgarisation scientifique
- Aide à l'enseignement et à la diffusion de la géologie
- Réalisation de documents géologiques
- Création d'un fichier géologique régional (inventaire micro-minéralogique, inventaire des sites à caractères pédagogiques)

Important :

L'A.G.A.R. n'est pas une association de chercheurs de minéraux et fossiles.

Nous rappelons que les membres de notre association limitent les récoltes d'échantillons à la constitution ou l'enrichissement de collections publiques ou privées en procédant à des échanges normaux et sans trucages.

Ils ne sauraient participer à l'organisation d'aucune forme de commercialisation d'échantillons.

Sur le terrain, ils pratiquent des prélèvements raisonnables qui n'épuisent pas le gîte et ne gênent pas les observations ultérieures.

Le non-respect de ces dispositions constitue un motif d'exclusion de l'association.

Cotisation annuelle

individuel 15 € couple 21 € étudiants 6 €

BULLETIN d'adhésion à l'AGAR

à retourner à :
AGAR,
6 avenue de Clavières
30319 ALES cedex
Tél : 06 14 35 32 86
e-mail : contact@geolales.net
http://www.geolales.net

Nom : .....
Prénom : .....
Adresse : .....
.....
.....
.....

Code postal : .....
Ville : .....
Tél : .....
e-mail : .....

Parrains (2)
Nom Prénom signature

.....

.....

Les personnes qui n'auraient pas de parrains peuvent prendre contact avec l'association

Table des matières

ÉDITORIAL.....3

Informations diverses.....5
Récit légendaire et réalité toponymique.....5

COMPTE RENDU DE NOS ACTIVITÉS.....7

Présentation géographique générale.....9
Introduction à la géologie du massif des Écrins.....10

Largentière – Vallouise – Ailefroide – Le près de Madame Carle - La Mine d'argent du Fournel.....13

Col du Lautaret – La Grave – Téléphérique de la Meije La Cité de Briançon 19

Le Houiller briançonais : Le Musée de la Mine paysanne, le houiller et le domaine minier de Combarine.....27
1) Le musée.....27
2) Le site minier de Combarine.....32

LA RUBRIQUE SCIENTIFIQUE.....35

Regards actuels sur les Alpes : un bilan des deux dernières décennies.....37
Questions et réponses en vrac.....52

L'Association Géologique d'Alès et de sa Région.....57

Table des matières.....59