

Mésozoïque Saint-Bernard

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Archives des sciences [1948-1980]**

Band (Jahr): **15 (1962)**

Heft 1

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Terminons cette analyse du paléozoïque Saint-Bernard dans le périmètre de la carte en rendant hommage au travail de Novarese sur le massif granodioritique qui s'étend là (*Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche*. Bol.R.Com.geol.It.,1894). Car, non seulement Novarese a circonscrit ce massif sur la feuille Gr.Paradis 100.000, mais il a étudié soigneusement et décrit avec beaucoup de détails une roche recueillie à Silvenoire, une autre près de Mésoncles et d'autres sous la P.Bioula; sans distinguer le rôle de ces roches dans le cycle hercynien, mais en faisant très bien ressortir leur paragénèse originelle et leur diaphtorèse.

Que la parenté de ces roches et des gneiss minuti sus-jacents n'ait pas été discernée à cette époque, il y a d'autant moins lieu de s'en étonner qu'il a fallu attendre jusqu'à 1951-55 (op.cit). pour que soit expliquée sérieusement l'origine des gneiss albitiques dans les Alpes et pour qu'apparaisse ainsi l'extension du volcanisme permocarbonifère dans les Pennides.*

Mésozoïque Saint-Bernard

Tous les genres de sédiments et d'ophiolites que comporte le Mésozoïque Grivola (je les ai énumérés aux pages 31-32) se retrouvent dans le Mésozoïque Saint-Bernard de la carte. Mais ici les proportions respectives sont différentes, et deux genres de sédiments que je n'ai rencontrés nulle part dans la zone Mont-Rose existent par contre ici:

- 1) des calcaires gris se chargeant progressivement de micas+quartz de bas en haut et constituant très fréquemment un terme de transition entre calcaires dolomitiques triasiques et schistes lustrés, alors que ce passage est toujours brusque dans le Mésozoïque Grivola;
- 2) des schistes lustrés conglomératiques et bréchoïdes, correspondant soit à un démantèlement sur les bords de rides émergées pendant le Trias ou le Jurassique, soit à des glissements sous-marins.

* Un métamorphisme peu commun, un métamorphisme très abstrait, paraît se dégager des 5 ou 600 p. consacrées par Fr. Ellenberger à la géologie de la Vanoise (Thèse, 1958) et contribue à montrer la grande extension du volcanisme permocarbonifère dans les Alpes. Les « *Migmatites permienes* » découvertes par Fr. Ellenberger dans ses rétrocharriages du Sapey, etc. paraissent bien, en effet, devoir se rétrométamorphoser en ignimbrites et confirmer ce que j'ai noté dans ces *Archives* en 1959 (p.675).

Pour les proportions respectives et l'importance des divers genres de sédiments, ce sont surtout ces deux constatations qui doivent être mises en évidence :

- 1) le Trias calcaréo-dolomitique est ici plus développé que dans la zone Mont-Rose et n'est pas sporadique;
- 2) la proportion d'ophiolites par rapport aux sédiments est ici beaucoup moindre que dans la zone Mont-Rose.

Ces différences de sédimentation et de volcanisme géosynclinal entre zone SB et zone MR résultent évidemment d'un approfondissement plus lent et d'une distension moindre de la zone SB. Une explication rationnelle, en rapport avec le courant subcrustal créateur de géosynclinal, en a été donnée à la page 9, et il n'est évidemment pas nécessaire de la reprendre ici.

De même, il n'y a pas lieu de répéter ici ce qui a été dit dans le premier chapitre à propos de déversement SB/MR lors d'une Première phase tectogène; mais il faut par contre bien remarquer, dans le périmètre de la carte, que le Mésozoïque SB s'est écaillé encore plus que le Paléozoïque SB lors de son déversement dans la fosse MR. Les sédiments grésomarneux devenus schistes lustrés étaient, en effet, très plastiques et particulièrement propices à la formation de plis-failles et d'imbrications, tant pendant les écoulements que pendant les subductions préalables. Et il n'est donc pas étonnant qu'aujourd'hui nombre de lentilles et de bandes calcaréodolomitiques, accompagnées souvent de cargneules et de calcaires gris micacés, parfois de gneiss permocarbonifères, s'intercalent dans les schistes lustrés SB qui s'étagent sur le Mésozoïque MR, chacune de ces lentilles ou bandes correspondant évidemment à une écaille.

Quelques-unes de ces écailles ont été retroussées par les écoulements de masses Sesia consécutifs aux subductions de la Deuxième phase tectogène. Car les pesantes masses Emilius, Mont-Mary et Dent-Blanche n'ont évidemment pas glissé sur le Mésozoïque SB sans entraîner d'une manière plus ou moins accentuée les parties sus-jacentes de ce Mésozoïque et sans transmettre jusqu'à une certaine profondeur, avec un amortissement graduel, les translations des parties supérieures. D'où, les retroussements et autres déformations, par endroits très complexes, qui caractérisent le Mésozoïque SB dans le périmètre de la carte; ces diastrophismes ayant eu lieu d'autant plus facilement que le Mésozoïque SB était en majeure partie fait de marnes plus ou moins gréseuses et que le

métamorphisme de celles-ci en schistes lustrés n'a vraisemblablement guère modifié la plasticité relativement grande des strates.*

Ces principes posés, voyons systématiquement de l'W à l'E les particularités locales du Mésozoïque SB de la carte.

Entre le bas de la vallée de Cogne et la nappe Emilius, c.à.d. entre le M.Poignon et les cirques d'Arpisson et d'Arbole, on a de bas en haut :

- 1) quartzites plus ou moins micacés du début de la transgression triasique, sporadiques; à la P.Vadaille et à Tavaillon;
- 2) cargneules et calcaires plus ou moins dolomitiques, tantôt lités, tantôt massifs; les cargneules étant généralement à la base de ce trias, mais se retrouvant parfois dans les calcaires dolomitiques par imbrication; sous les sl. du M.Poignon et dans les synclinaux pincés de l'A.Poignon, entre Ozein et Syrignan, de la P.Vadaille à Tavaillon, avec intercalations serpentineuses;
- 3) calcaires gris parfois légèrement dolomitiques et généralement avec matière charbonneuse, se chargeant de quartz, muscovite, phlogopite, chlorite, d'une manière plus ou moins croissante de bas en haut; sporadiques; à Aymavilles, de la P.Vadaille à Tavaillon et jusqu'à mi-chemin d'Epinel;
- 4) schistes lustrés avec intercalations subordonnées de prasinites et serpentines; pluralité d'écaillés de la P. du Drinc à la Piatta di Grevon et au torrent d'Arpisson, créant toutes les lames de trias calcaréo-dolomitique figurées sur la carte; sl. en grande majorité de types banals, mais sl. particulièrement calcaireux au S et au N de la P.Valetta; quartzites muscovitiques avec chlorite, grenat, mésoitine, en masses lenticulaires intraformationnelles (épisodes de sédimentation simplement grésioargileuse) dans les sl. au N du C.Chamolé, dans le cirque qui est au SW de T.Nera, sous la P.Mompers et à l'W de celle-ci; prasinites et serpentines presque partout de types banals; pas remarqué d'éclogites; par endroits un peu de métamorphisme de contact visible entre sl. et ophiolites, tandis qu'ailleurs il a pu disparaître par décollement et translation, pour autant qu'il ne s'agit pas du toit d'une coulée.

* La fameuse digitation vermiculaire du système Argand-Staub (Wurmli inférieur et supérieur) présente, structurellement, quelque analogie avec les écaillés retroussées précédentes. Elle part, en effet, vers le S et revient vers le N. Mais la genèse imaginée pour cette digitation est en réalité impossible, et il suffit pour s'en rendre compte, de considérer les coupes de ces auteurs avec un peu plus de sens de la mécanique qu'elles n'en comportent.

Dans l'espace compris entre le bas du Valsavaranche, Vadaille-Tavaillon, le ravin de Tzasetze et la Doire Baltée, la plupart des strates sont inclinées vers N ou à peu près N, par suite du soulèvement GP, mais avec quelques plis approx. EW (Mompers, etc.) et beaucoup d'ondulations, créant des variations de pendages longitudinales et transversales importantes. Tandis qu'entre le ravin de Tzasetze et le bord de la N.Emilius, ce sont les plissements transversaux à direction variant de NS à NW-SE qui prédominent, dus au soulèvement postérieur de l'appendice septentrional du dôme GP (on les distingue sur la carte en attendant qu'ils apparaissent plus explicitement sur les coupes). Dans cette seconde zone, on ne rencontre évidemment pas de plis approx. EW aussi nets que dans la partie occidentale précitée, mais quelques structures ne s'expliquent que par la surimposition de plissements transversaux sur des plissements EW.

Entre les torrents d'Arpisson et de Grauson, les strates sont de même nature que celles du secteur précédent, et sont disposées comme suit.

Au-dessus de la limite SB/MR, qui est masquée d'Epinel à Cogne par du glaciaire, des alluvions et des éboulis, s'étage une série d'écaillés faites de schistes lustrés englobant des lames de trias calcaréodolomitique et de permocarbonifère. On voit quelques-unes de ces lames au-dessus d'Epinel dans le ravin du torrent d'Arpisson, et d'autres plus à l'E, au Plan-François, dans le ravin de Terrembé, au-dessus de Cretaz, dans le lit de l'Eyvia près de Cogne, dans le ravin qui s'élève un peu plus au N, et dans le ravin du torrent de Grauson, au S et au N de Mont-Roz. Elles sont toutes notées sur la carte.

Plus haut, jusqu'à la base de la nappe Emilius, s'étendent d'épaisses strates de schistes lustrés avec intercalations de prasinites et serpentines, apparemment écaillées aussi. Elles affleurent du ravin Terrembé à l'A.Arpiison, de Gimillian à Coste-Lava, et sur les trois crêtes qui convergent à P. Arpiison. Jusqu'au niveau de Tsaplane ce sont les pendages N qui prédominent, avec des plis approx. EW, tandis que plus près de la N.Emilius des plis transversaux se surimposent aux précédents.

La croupe Tsaplane - P.Arpiison et l'arrête P.Arpiison - P.Coppi fournissent une bonne coupe des niveaux supérieurs du Mésozoïque SB. Voyons donc la succession des strates que l'on rencontre là.

Dans les schistes lustrés à tendance micaschisteuse de Tsaplane (avec biotite résiduelle dans la chlorite) s'intercale un banc vertical de quartzite à muscovite et chlorite, épais de 5 ou 6 m, noté sur la carte.

Au-dessus, des strates affaissées, puis encore des schistes lustrés, et, à env. 300 m de Tsaplane, des prasinites ordinaires, divisées en leur milieu par un mince banc (quelques m) de sl. apparemment exempts de métamorphisme de contact mais probablement par suite de décollement. A la base des prasinites, mét.cont. des sédiments grésomarneux sur env. 50 cm. Au toit, un banc quartziteux d'env. 1 m, puis encore des schistes lustrés.

A l'alt. 2750, un banc de serpentine avec magnétite, puis jusqu'à près de 2800, des prasinites banales. Au mur des serpentines, métamorphisme de contact: schiste fait de trémolite en gros prismes dans une masse très fine de chlorite et talc. Au toit des prasinites, encore des schistes lustrés mais le contact est masqué.

Entre les alt. 2830 et 2870, prasinite ordinaire, et prasinite grenatifère, et ophiolite mixte consistant en une prasinite grenatifère passant graduellement, sur la même coupe, à une amphibolite grenatifère qui dérive vraisemblablement de l'ouralitisiation d'une éclogite (cette dernière zone contenant, en effet, des agrégats aciculaires de hornblende actinotique sodique et de glaucophane subordonnée qui paraissent résulter de la diaphtorèse de cristaux d'omphazite). Au mur de ces ophiolites, le contact avec sl. est masqué. Au toit, sl. sans mét.cont., un décollement l'ayant probablement fait disparaître, s'il s'agit d'un laccolite et non d'une coulée.

Entre les alt. env. 2900 et 2930, prasinites avec grenat et un peu de glaucophane en plus de l'amph. verte légèrement sodique, présentant quelque analogie avec les prasinites grenatifères précédentes et pouvant dériver aussi de la diaphtorèse d'éclogites créées par pression locale. Dans les sl. du mur, quelques dm de mét.contact. Au toit, sur une dizaine de m, imbrications et roches de contact: sl. avec phénoblastes d'albite englobant quartz, carbonate ferrifère, muscovite, épidote; et masses prasinitiques avec petits amas lenticulaires de sédiment mésozoïque en voie de résorption.

Dans les schistes lustrés compris entre ces dernières prasinites et la P.Arpiisson, un banc intraformationnel de quartzite chlorito-muscovitique, noté aussi sur la carte.

De la limite supérieure des strates affaissées de Tsaplane jusqu'au pt. 2978, les schistes lustrés et ophiolites plongent au NNE, le fauchage ne permettant cependant pas d'estimer les pendages. Tandis que de pt. 2978 à P.Arpiisson et un peu au-delà, les sl. sont orientés NW-SE,

mais avec tassements, affaissements, fauchages, empêchant encore l'estimation des pendages.

Sur l'arête P.Arpiison - P.Coppi, jusqu'aux gneiss de la N.Emilius, la succession est la suivante, les épaisseurs étant indiquées sur la carte.

Schistes lustrés ordinaires, avec un banc de quartzite chlorito-muscovitique à grenat partiellement chloritisé, plongeant approx. 80° N 60° E. Prasinite banale et prasinite très albitique avec résidus de sédiment marneux (carbonate, muscovite et biotite un peu chloritisée). Schistes lustrés. Prasinite ordinaire, avec quelques mouches de chalcopryrite.

Complexe très laminé plongeant fortement N 60° E et comportant trois espèces de roches: a) gneiss albitique à muscovite, chlorite, clinozoisite et sphène, vraisemblablement une rhyodacite permocarbonifère plutôt qu'une adinole ou autre sédiment mésozoïque métamorphosé par ophiolite, étant donné la structure et les proportions de K et Ca; b) albitite à chlorite, calcite, clinozoisite, muscovite et quartz, apparemment une marne albitisée au contact d'une intrusion basaltique; c) mélange tectonique des roches précédentes, presque sans recristallisation subséquente. C'est l'une des échardes gneissiques que l'on observe dans le substratum mésozoïque à la base de la nappe Emilius.

Schistes lustrés, plongeant 70° N 60° E. Prasinite riche en sphène mais normale quant aux proportions des autres constituants (épaisseur 12 m). Schistes lustrés (20 m). Prasinite, plongeant 80° N 60° E (avec un petit peu de calcite distribuée sporadiquement et pouvant bien provenir du remplissage de vacuoles du basalte, car si elle provenait d'endomorphisme il y aurait probablement d'autres minéraux aussi) (12 ou 15 m).

Ensuite, env. 7 m de strates imbriquées faites de:

a) schistes à actinote et chlorite, avec calcite, albite et sphène, à structure lépido-nématoblastique très plissotée, dérivant vraisemblablement d'un sédiment calcaireux, prob. dolomitique, métamorphosé avec un certain allochimisme au contact du basalte précédent puis retransformé par le métamorphisme régional;

b) roches hétérogènes consistant en amas irréguliers de glaucophane, épidote, calcite pure et carbonate ferrifère, avec très peu d'albite, chlorite, actinote, oxyde de fer, et dérivant vraisemblablement de calcaire marneux métamorphosé en même temps que la roche précédente par le même basalte. Ces deux espèces de roches peuvent, en effet, fort bien appartenir, malgré leurs différences, à la même zone de contact, car de grandes variations sont évidemment communes dans de telles zones; et

il est très probable qu'elles dérivent de trias calcaire déposé sur le permocarbonifère Emilius puis englobé par une intrusion basaltique de la zone Sesia. Il y a d'ailleurs, du côté ENE de ces roches de contact, encore 2 m de prasinite tout à fait analogue à la précédente (également avec un petit peu de calcite répartie sporadiquement).

Puis, le contact mésozoïque-paléozoïque. Il apparaît ainsi sur la même coupe: *a*) prasinite (albite, amph. actinotique presque incolore, chlorite, clinozoïzite, sphène, calcite en un nid) analogue aux prasinites précédentes; *b*) gneiss albitique à muscovite, chlorite, clinozoïsite, grenat et sphène, dérivant vraisemblablement d'une rhyodacite; avec une zone de passage relativement mince entre ces deux roches. (Au-delà de ce contact, sur cette arête Arpisson-Coppi, j'ai recueilli encore une série de gneiss Emilius, dont la description est donnée dans le chapitre suivant.)

La carte montre la continuation des strates mésozoïques précédentes sur le flanc W du vallon de Grauson, avec des plis EW repris par le plissement transversal.

Parmi les roches un peu spéciales qui s'y trouvent, remarquons les schistes lustrés avec petites lentilles calcaires intraformationnelles (calcite avec très peu de quartz, muscovite, chlorite, grenat) variant de quelques cm à 3 dm, notés en cinq endroits sur la carte; et les bancs quartziteux également intraformationnels (avec un peu de muscovite, chlorite et biotite résiduelle, grenat, épidote, tourmaline, apatite, oxyde de fer) notés aussi sur la carte; et quelques roches de contact sur les bords d'ophiolites; et l'écharde de gneiss albitique Emilius, ex-rhyodacite analogue à celle de l'arête Arpisson-Coppi, tracée à l'W du pt. 2711; et la granodiorite diaphorisée, voisine du pt. 2299, entre Ecloseur et Tsaplane, que nous avons considérée à la fin du chapitre précédent.

Et signalons, plus à l'W, les schistes lustrés graphiteux et les schistes lustrés avec lentilles calcaires de Terrembé, Molina, etc.; et les petites lentilles de schistes lustrés albitisés voisines des pt. 2251 et 2047, produits de métasomatose hydrothermale probablement liée à des intrusions basaltiques (calcite en cristaux corrodés, albite souvent maclée, en gros cristaux idiomorphes ou en masses pénétrant dans la calcite, chlorite en amas ou traînées de lamelles, quartz en petits grains inclus dans les éléments précédents, et sphène); et des serpentines pyrrhotinifères près du Plan-François.

Du torrent de Grauson au col d'Invergneux, qui est au bord E de la carte, les strates mésozoïques SB sont dans l'ensemble inclinées vers N,

mais avec des ondulations ou plis leur donnant localement des inclinaisons en sens inverse. Elles occupent la majeure partie du massif M.Creya-P.Blanche, la base du versant méridional de ce massif étant faite de strates mésozoïques MR également inclinées dans l'ensemble vers N, par suite du soulèvement GP.

La limite SB/MR ne peut pas être repérée d'une manière parfaitement nette et précise, puisqu'il s'agit ici de masses mésozoïques SB déversées sur la couverture mésozoïque MR et qu'il y a beaucoup d'analogies entre les schistes lustrés et les ophiolites qui sont de part et d'autre de cette surface-limite, celle-ci étant d'ailleurs compliquée par les imbrications et autres déformations qu'ont dû créer les glissements SB/MR. Mais, s'il n'est pas possible de démarquer cette limite avec précision, on peut cependant la situer d'une manière suffisamment approximative entre les lames calcaréo-dolomitiques de Taverone et Coste del Pino, et les grandes masses prasinitiques surmontant Gollie et Coste di Piemonte, car ces dernières sont dans le prolongement de masses MR plus occidentales, et les premières sont accompagnées de calcaires gris qui non seulement sont caractéristiques de la zone SB, nous l'avons vu plus haut, mais sont pour ainsi dire inexistantes dans la zone MR. Il appert donc que la limite SB/MR passe dans les schistes lustrés près de Fassette, sur les bords du plateau de Taverone et près de l'A.Gueula.

Au-dessus d'elle s'étagent une série d'écailles, créant les lames triasiques et permocarbonifères que montre la carte : lames de gneiss albitiques, de quartzites, de cargneules et calcaires dolomitiques, de calcaires gris, et pp. d'ophiolites. L'une de ces écailles met bien en évidence, près du pt.2731, au SW d'Invergneux, les replis très complexes qu'ont créés les première et deuxième phases tectogènes et que montreront les coupes à paraître. Une autre écaille comporte la serpentine et les ségrégations de magnétite que l'on exploite par foudroyage et que l'on traite dans les aciéries d'Aoste. Comme le montre la carte, elle est faite ici d'une mince lame permocarbonifère (voir dans le chapitre précédent la nature des gneiss albitiques et des micaschistes constituant cette lame), d'un banc épais de trias calcaréo-dolomitique, d'un gros laccolite de serpentine, et de schistes lustrés ; les amas de magnétite résultant évidemment d'une différenciation du magma péridotique (lors de son ascension dans le dyke) et se trouvant dans les parties inférieures du laccolite, conformément à la gravité et à la superposition normale des autres éléments de l'écaille.

Entre les bâtiments de la mine et le Plan de Montzalet, le permocarbonifère précédent repose sur des schistes lustrés, des calcaires gris et des conglomérats et brèches faits de galets ou fragments calcaires enrobés dans un ciment formé de calcite, clinochlore (variété sheridanite), quartz et séricite; la calcite des fragments étant à grain plus fin que celle de la pâte, sans doute parce que la compacité de ceux-ci s'est moins bien prêtée aux circulations hydrothermales; et le clinochlore montrant que la boue calcaire dans laquelle ont été englobés les fragments, était un peu magnésienne, probablement lagunaire. Il y a donc plus de probabilité pour qu'il s'agisse ici de démantèlement sur le bord d'une ride émergée plutôt que de simple glissement sous-marin; et ceci s'accorde évidemment bien avec la notion de fonds moindres dans la zone SB que dans la zone MR. Ajoutons que quelques-unes de ces roches, chevauchées par le permocarbonifère de l'écaille sus-jacente, paraissent avoir été fortement écrasées, et que ces conglomérats et brèches stratigraphiques sont ainsi devenues par surcroît des brèches de friction.

La charnière complexe que montrent les calcaires dolomitiques et cargneules affleurant au SW de Testa Money, constitue l'un des retroussements de la Deuxième phase tectogène, ou plus exactement l'un des retroussements dérivant de l'écoulement des masses Sesia. Car les calcaires dolomitiques de cette charnière appartiennent à la grande écaille qui comporte la serpentine avec magnétite de la mine, tandis que les cargneules se raccordent à celles du Plan de Montzalet, c.à.d. à l'écaille sous-jacente; et, avant d'être ainsi ployé vers le N, tout ce trias était évidemment dans la position normale qui est celle de ces deux écailles et qui est aussi celle des strates SB sous-jacentes, imbriquées lors de leur déversement dans la fosse MR. Le ploiement et la tendance au renversement de ces calcaires dolomitiques et cargneules ne peuvent donc provenir que du cisaillement et de l'entraînement des parties terminales des écailles par la translation vers N des strates mésozoïques sus-jacentes, entraînées elles-mêmes par le cheminement des lourdes masses Sesia. La courbure des calcaires dolomitiques est comparable au crochon des mineurs, et l'on comprend immédiatement que la surface de rupture, en l'occurrence la surface de décollement et glissement des strates mésozoïques, se trouve au-dessus de la charnière, soulignée par la mince bande de calcaires dolomitiques + cargneules qui aboutit au-delà des éboulis au col compris entre M.Creya et T.Money. Tandis que sur l'autre versant du cirque, cette importante surface de décollement et glissement se

trouve sous les calcaires dolomitiques et cargneules de Montzalet; d'où elle se poursuit vers N en sortant de terre à 300 m au SW de M.Creya mais en y revenant 200 m plus loin, à la base du trias néritique qui forme une dalle triangulaire sous ce sommet et qui occupe la crête à quelques centaines de m au NW.

Telle est la structure des deux écailles du Plan de Montzalet (celle qui est faite de permocarbo+calc.dol.+serp.+sl. et celle qui ne montre que cargneules+brèches, calc.gris et sl.). Il appert qu'elles étaient couchées comme les écailles sous-jacentes dans la fosse MR, et que leurs parties terminales ont été ensuite cisailées et entraînées vers le N par l'action en profondeur qu'a eu le déversement des lourdes masses Sesia, avec le retroussement, la formation de crochon, que montre si nettement la magnifique charnière qui est au SW de T.Money. Quant à l'orientation et au prolongement de celle-ci au S de Montzalet et des bâtiments de la mine, avant la disparition par érosion, on pourrait à première vue s'étonner qu'elle ne concorde pas exactement avec la direction EW prédominante en ce secteur; mais il s'agit ici de corps géologiques déversés tout d'abord vers SE puis repris par un déversement en sens contraire ou presque contraire, et ce serait évidemment peu sensé que de vouloir ici des prolongements cylindriques et des formes relativement régulières. La fin du laccolite de serpentine avant même la charnière qui est au SW de T.Money, et d'autres particularités qu'il est inutile d'énumérer, montrent l'irrégularité, la contorsion et la discontinuité des formes, sans que ceci ne soit cependant trop gênant, on vient de le voir, pour établir les raccords et élucider la succession des diastrophismes.

L'essentiel étant ainsi établi, ajoutons quelques détails à propos de ces deux écailles et de strates mésozoïques voisines.

Dans la charnière qui est au SW de T.Money, les calcaires dolomitiques n'ont pas de schistosité générale; près des bords ils n'ont qu'un peu de schistosité plus ou moins parallèle à ces bords, et ailleurs ils ne sont que diaclasés. Au-dessous des calcaires gris (calcite avec chlorite incolore, muscovite, quartz) il n'y a que des calcaires dolomitiques (dolomie, calcite, muscovite, clinochlore, quartz), tandis qu'au-dessus il n'y a que des cargneules, pleines de fragments de schistes lustrés, qui sont évidemment les résidus d'une grande masse gypseuse et calcaréodolomitique dont le gypse est parti, entraîné par la circulation des eaux superficielles (cf. Bruckner).

Aux calcaires dolomitiques et cargneules du M.Creya s'associent des

jaspes métamorphosés, rubannés, à grain extrêmement fin, faits de lits divers: *a*) quartz et un peu d'oxyde de fer qui est probablement de l'oligiste, *b*) quartz et grenat verdâtre, en très petits cristaux rhombododécaédriques, très légèrement anisotropes et, partant, calciques (grosulaire-andradite), *c*) quartz, le même grenat et de la trémolite. A l'origine, des lentilles jaspeuses (flint impur) correspondant probablement à des accumulations d'organismes siliceux (diatomées ou autres algues siliceuses, éponges, radiolaires) sporadiques originellement ou concrétionnés lors de la diagénèse.

Sur la crête qui s'allonge au NW de M.Creya, près du pt.2943, on a en position retournée lors du glissement: gneiss albitique à muscovite, épidote, chlorite avec biotite résiduelle, sphène, apatite et grenat, prob. permocarbonifère; quartzite chlorito-muscovitique avec mésitine, substance charbonneuse et oxyde de fer; cargneule et calcaire dolomitique; calcaire gris. A 300 m au SW de M.Creya, un quartzite muscovitique et chloriteux avec biotite résiduelle, s'associe au trias calcaréodolomitique, avec une petite imbrication de calcaire gris entre deux, en plus de celui qui est disposé normalement. Au Montzalet, il y a plusieurs imbrications de cargneules, calcaires dolomitiques et calcaires gris, comme le montre la carte. Quant au trias calcaréodolomitique qui se trouve plus bas sur le flanc W de la crête, il appartient à une masse glissée.

Citons encore quelques petites lentilles calcaréodolomitiques accompagnant la lame de quartzite micacé intercalée dans les schistes lustrés entre l'A.Pila et le pt.2567; et, entre Mont-Roz et Larsinaz, au bord W du torrent Grauson, du côté septentrional des calcaires dolomitiques plongeant fortement vers N, un peu de quartzite et de brèche analogue à celles que nous avons vues sous le permocarbonifère de la mine.

Les schistes lustrés de ce secteur sont en grande majorité de types banals, mais des intercalations de micaschistes plus ou moins grenatières, de quartzites micacés, et de petites lentilles calcaires, se rencontrent en maints endroits, en partie notés sur la carte. SM, rien de particulier à signaler, si ce n'est, entre Ecloseur et Pila, des sl. avec de tout petits fragments détritiques qui semblent provenir de diorite; et, en divers endroits, un peu de biotite résiduelle dans la chlorite, qui témoigne de conditions mésozonales avant la diaphtorèse. Parmi les prasinites, je n'en ai pas remarqué qui s'écartent vraiment des types habituels décrits plus haut. De même, entre elles et les sédiments mésozoïques, les métamorphismes de contact sont analogues à ce qui a déjà été noté.

Quant aux gneiss albitiques permocarbonifères ex-rhyodacites que montre la carte au NW du M.Creya et dans le cirque Money, nous avons vu à la fin du chapitre précédent leur paragenèse et leur rôle tectonique, et il est donc inutile de le répéter ici.

Dans le cirque de Grauson, entre les crêtes M.Creya-Invergneux et Tersiva-P.Leppe, les strates mésozoïques épousent la forme en S (vu de l'W) qui caractérise l'arrière de la nappe Emilius, mais avec une multitude d'imbrications et d'ondulations secondaires plus ou moins accentuées dont la direction est généralement comprise entre EW et WEW-ENE, avec une descente axiale irrégulière vers l'E.

La forme en S de la nappe Emilius et de son substratum mésozoïque à son arrière résulte évidemment de glissements différentiels et de cheminement plus rapide de parties supérieures, créant en certains endroits un début d'enroulement et renversant le substratum mésozoïque sur la nappe elle-même. (Cf. l'involution des nappes simploniques au Monte-Leone et Wasenhorn, et, dans le périmètre de la carte, les replis de P.Crevasse-C.Traje et de P.Rossa, etc.)

Les schistes lustrés et ophiolites de la P.Leppe appartiennent donc au substratum des gneiss Emilius et ces ophiolites (prasinite+serpentine) proviennent vraisemblablement de la zone Sesia, comme l'énorme masse ophiolitique du flanc septentrional de l'Emilius et comme la prasinite englobant du trias calcaréodolomitique métamorphosé que nous avons vue au contact des gneiss Emilius sur l'arête Arpisson-Coppi (la superposition des gneiss aux ophiolites résultant d'une subduction antérieure à l'écoulement), tandis que les schistes lustrés voisins appartiennent aux sédiments du complexe SB/MR dont la plasticité a beaucoup facilité l'écoulement des masses Sesia (marnes devenant schistes lustrés).

A ces considérations tectoniques ajoutons les quelques détails suivants. Les schistes lustrés de la P.Leppe sont de type banal; les prasinites sont faites d'albite poeciloblastique, épidote, actinote sodifère, chlorite avec biotite résiduelle, grenat en quelques phénoblastes partiellement diaphtorisés en chlorite; et les serpentines sont un peu chloriteuses, avec quelques petits amas de talc sporadiques. Ces strates mésozoïques et les gneiss sous-jacents plongent en moy. SSE, mais avec de nombreux replis.

La plupart des prasinites qui sont à l'E et NE de l'A.Grauson-neuf, c.à.d. au commencement du recouvrement secondaire de la P.Leppe,

sont analogues aux précédentes et comportent aussi des plissements. Près du pt.2653 elles englobent quelques lentilles d'albitite avec épidote, actinote, quartz, orthose, pyrite et limonite, curieux remplissage de fissures atteignant 1 m d'épaisseur.

Autour de l'A.Pralognan et jusqu'au SE de l'A.Grauson-vieux, des quartzites muscovitiques avec chlorite, épidote, grenat, apatite, tourmaline, oxyde de fer, forment de grandes intercalations dans les schistes lustrés ordinaires (voir carte) mais ne dérivent que d'épisodes de sédimentation simplement argiligréseuse dans la série mésozoïque SB. De nombreux replis dont la direction varie d'EW à WEW-ENE affectent ces quartzites et schistes lustrés ordinaires.

Telles sont les particularités des strates mésozoïques SB qui s'étendent du bas de la vallée de Cogne au méridien d'Invergneux et qui se trouvent là, dans l'ensemble, en position normale au-dessus du Paléozoïque SB ou du Mésozoïque MR, les inversions dues à la Première ou à la Deuxième phase tectogène n'étant que des phénomènes locaux. Mais dans le périmètre de la carte, au SW des strates précédentes, il nous reste à voir un Mésozoïque SB qui se trouve, lui, dans une position différente. C'est celui qui descend du Col Belleface et du col Traje sous le flanc inverse du permocarbonifère déversé dans la fosse Mont-Rose; autrement dit, le Mésozoïque SB qui affleure *dans le vallon du Traje, au col Belleface et sur le versant oriental du Valsavaranche.*

Du col Belleface au pt.2832, les cargneules, les calcaires dolomitiques blancs et les calcaires gris ont une grande épaisseur, tandis qu'ils sont très laminés et d'épaisseur très réduite dans leur prolongement NW, sous le flanc inverse du permocarbonifère, comme le montre la carte. Au col même, des replis, des indentations, du gypse, de la serpentine et un écroulement créent des complications dont il est inutile d'indiquer ici le détail mais qui apparaîtront sur les coupes. Près du pt.2832, les strates plongent env. 30° NNW et leur stratigraphie, typique, apparaît d'une manière simple. Sous les gneiss albitiques minuti, les cargneules sont visibles sur une quarantaine de m d'épaisseur mais comportent probablement encore quelques dizaines de m d'épaisseur sous les éboulis. Puis viennent des calcaires dolomitiques blancs, lités, épais de 8 ou 10 m; le passage se faisant en un certain endroit brusquement, mais un peu à côté avec une intercalation de calcaire dolomitique jaune épaisse de quelques dm. Au-dessous, une série épaisse de 4 ou 5 m, faite d'alternances de lits ou bancs de calcaires dolomitiques blancs, de calcaires

gris plus ou moins micacés, et de schistes lustrés de type banal; l'épaisseur de ces lits ou bancs variant de quelques cm à quelques dm. Puis, une autre série d'alternances, épaisse d'env. 10 m, faite de calcaires gris micacés et de schistes lustrés ordinaires; l'épaisseur des bancs ou lits variant de 2 ou 3 dm à 1 ou 2 m, et l'orientation étant encore environ 30° NNW. Plus bas, les schistes lustrés et prasinites que montre la carte.

Plus au NW, sur le flanc de la vallée, ces cargneules attenantes aux gneiss et ces calcaires dolomitiques sont laminés et s'amincissent très vite, n'ayant que les épaisseurs figurées sur la carte. Par endroits, quelques calcaires gris, également laminés, s'intercalent sporadiquement entre ces strates et les schistes lustrés sous-jacents. Dans le grand ravin Raisin, au N de Mésoncles, les calcaires dolomitiques montrent des plis de l'ordre du m et du dm, dont les axes sont dirigés SW-NE et à peu près horizontaux. Ils ont été évidemment un peu dérangés par le soulèvement GP, mais ne paraissent pas avoir subi de fauchage, et dans ce cas ils ne s'écartent que peu de la direction originelle et semblent donc appartenir à la Première phase tectogène (cf. les plis approx. EW si fréquents dans la N.Emilius et son substratum).

Dans le vallon du Traje et au col qui le fait communiquer avec le haut du vallon de Nomenon, la disposition des strates est analogue mais davantage masquée par les éboulis. Les calcaires dolomitiques contiennent aussi un peu de phlogopite, chlorite incolore et quartz; et les calcaires gris comportent aussi du quartz, phlogopite, clinochlore et matières carbonneuses. Au milieu des cargneules, près de Chenaux, on rencontre une lame de schiste lustré longue d'env. 2 m et épaisse d'env. 20 cm, qui n'a aucune brisure et qui montre la plasticité extrême qu'avait le milieu enrobant avant que le gypse en soit éliminé.

En somme, le Mésozoïque SB compris entre le vallon du Traje et le cirque de Mésoncles, en position inverse sous les gneiss permocarbonifères SB, est fait de cargneules et de calcaires dolomitiques blancs, de calcaires gris spécifiques de la zone SB, et sans doute aussi de quelques schistes lustrés; mais ceux-ci reposent sur les schistes lustrés MR connexes des grandes masses prasinitiques MR du Pousset, de la Grivola et du Valsaranche, et la discrimination exacte de ces deux groupes de sl. n'est évidemment pas possible. Il n'y a cependant pas lieu de regretter beaucoup cette impossibilité de discriminer des roches trop analogues les unes aux autres, car ce qui importe surtout, en l'occurrence, c'est de

se dire qu'ici le passage SB/MR est à l'intérieur de la masse calcoschisteuse. C'est là que les sédiments mésozoïques SB, renversés et entraînés sous les masses permocarbonifères SB, ont glissé sur les sédiments mésozoïques de la fosse MR lors de la Première phase tectogène.

Nappe Emilius

Nous avons vu que la N.Emilius repose sur du Mésozoïque Saint-Bernard et qu'elle provient de la Zone Sesia. Voyons maintenant les principaux types de roches paléozoïques et mésozoïques qu'elle comporte; puis nous en verrons les structures et particularités locales.

Roches paléozoïques :

a) Gneiss albitiques à grain fin (gn.minuti) faits de quartz, albite généralement poeciloblastique, muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote et/ou clinozoïsite ou zoïsite, sphène, souvent grenatifères (almandin) et parfois avec hornblende actinotique ou glaucophane. Ces gneiss constituent la majeure partie de la nappe. Par endroits, ils contiennent des lits de micaschistes muscovitiques à chlorite, grenat, épidote, sans albite. C'étaient à l'origine des roches volcaniques, en majeure partie des cinérites ou ignimbrites, émanant de magmas granodioritiques, et naturellement, en intercalations, tous les divers produits d'altération, de remaniement et de mélange que peuvent donner des tufs.

b) Gneiss albitiques de même paragenèse que les précédents mais à texture beaucoup moins fine sinon grossière, parfois avec noyau d'orthite dans l'épidote, et parfois très peu schisteux, avec biotite orientée dans tous les sens (comme un palimpseste de structure panidiomorphe grenue) et peu chloritisée (probablement parce que la texture massive de la roche l'a protégée du délavement et perte de potasse dans l'épizone et en surface). Au N de l'A.Tsesère, près de l'A.Grauson-vieux et dans le cirque Arbole-Emilius. Ce sont des granodiorites subvolcaniques diaphtorisées, analogues à celles que nous avons vues dans le ravin de Lessert, etc. (lames détachées tectoniquement du pluton subvolcanique, ou restes d'apophyses ou cheminées d'appareil volcanique).

c) Schistes albitiques à chlorite, grenat, zoïsite ou clinozoïsite-épidote, muscovite, sphène, avec trop peu de quartz pour être gneiss; englobant des lits de quartzites muscovitiques. Entre Pra di Ler et T.Vareri. Ces