Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 7 (1954)
Heft: 6

Artikel: Nappe de l'Emilius
Autor: Amstutz, André
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-738939

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

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

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

Download PDF: 15.07.2025

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

NAPPE DE L'EMILIUS

PAR

André AMSTUTZ

En 1905 déjà, Em. Argand avait discerné que les roches gneissiques vraisemblablement paléozoiques du massif de l'Emilius reposent entièrement sur un substratum mésozoique et qu'elles proviennent apparemment de la Zone Sesia, comme les lambeaux de recouvrement analogues des massifs Dent-Blanche et Mont-Mary. L'importance tectonique qu'Argand attacha par la suite à ce massif de l'Emilius l'incita plusieurs fois à en reprendre l'étude, et ses coupes de 1911, malgré leur petite échelle, montrent fort bien les replis du bord méridional et du bord occidental de ce lambeau de nappe, qu'il rattachait à une digitation inférieure de son système de plis couchés Dent-Blanche.

Depuis lors, ce magnifique exemple de recouvrement est devenu l'un des plus classiques des Alpes, et il appartiendra toujours, avec le complexe Dent-Blanche, à la meilleure partie de l'œuvre d'Argand. Il a d'ailleurs servi de repère dans d'importants travaux de géologie alpine, et R. Staub notamment, dans sa carte de la Bernina, considère comme homologues l'Emilius et la Margna-Decke.

Cependant, après qu'Argand eut reconnu qu'il s'agissait là d'une nappe et que Mattirolo eut effectué ses levés pour l'admirable document qu'est la carte italienne au 100.000, il restait encore beaucoup à découvrir dans ce massif de l'Emilius, beaucoup de choses indispensables à connaître pour une meilleure compréhension du paléozoique des Pennides et de certains phénomènes connexes du glissement de la nappe. Durant mes séjours dans la Vallée d'Aoste je me suis donc laissé gagner aussi par les problèmes qui se posaient là, j'ai voulu scruter cette nappe et son substratum tant pétrographiquement que

tectoniquement, et je l'ai jointe au travail cartographique que j'avais effectué dans cette Vallée. Or, j'ai l'intention d'étendre encore ce travail, et plutôt que d'attendre sa parution pour relater tout ce que j'ai eu l'occasion d'observer dans ce massif Emilius, j'indique ici sans tarder davantage, bien que d'une manière très sommaire, préliminaire, quelques observations et conclusions qui peuvent contribuer à une meilleure connaissance des Pennides en cette zone.

Tout d'abord, les types pétrographiques les plus fréquents dans ce massif; à propos desquels je n'ai trouvé que ces quelques lignes dans la littérature:

« gneiss minuti varii anche prasinitici; micascisti, micascisti eclogitici a granato ed omfacite; gneiss psammitici grigi » sur les feuilles Gran-Paradiso et Aosta;

« micaschistes ou gneiss grenatifères à amphibole sodique, avec noyaux éclogitiques souvent riches en omphazite » dans le Mémoire d'Argand paru en 1911;

et la reprise de ces quelques lignes dans l'exposé fait par Argand pour le Guide géologique suisse de 1934.

Voyons donc, schématiquement, les divers genres de roches prétriasiques que j'ai observés et prélevés dans ce massif:

a) Gneiss albitiques à muscovite, chlorite avec ou sans biotite résiduelle, épidote et clinozoisite, sphène; souvent grenatifères (almandin) et parfois avec de la hornblende actinotique ou du glaucophane. Ces gneiss constituent la majeure partie de la nappe. On y observe parfois des lits très petits de micaschistes muscovitiques à chlorite, grenat et épidote, sans albite.

b) Gneiss albitiques non grenatifères très peu schisteux, avec noyau d'orthite dans l'épidote, et biotite orientée dans tous les sens (comme un palimpseste de structure panidiomorphe grenue originelle) 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).

c) Schistes albitiques à chlorite, grenat, zoisite ou clinozoisite-épidote, muscovite, sphène, avec trop peu de quartz pour que ce soit des gneiss. Ces roches sont parfois traversées

par des lits quartzito-muscovitiques épais de 2 ou 3 mm mais apparemment étirés (intercalations sableuses).

d) Schiste albitique à épidote et glaucophane, avec chlorite, sphène.

e) Micaschistes très quartzeux à muscovite et chlorite, grenatifères, avec tourmaline et apatite.

f) Schistes quartzeux actinotiques et muscovitiques, grenatifères, avec chlorite, très peu d'albite, de sphène et d'oxyde de fer.

g) Schistes à muscovite, chlorite, trémolite, grenat, épidote, quartz, albite, apatite.

h) Glaucophanites épidotiques avec grenat, albite, muscovite, chlorite, actinote, sphène.

i) Schiste glaucophanique et muscovitique très peu quartzeux, avec albite, grenat, épidote, chlorite, sphène.

j) Roches rubannées faites de lits glaucophanitiques et de lits micaschisteux, les premiers contenant glaucophane, albite, épidote, muscovite, chlorite, grenat, et les seconds, quartz, muscovite, chlorite, glaucophane et grenat.

k) Mylonites recristallisées.

Pour des raisons analogues à celles que j'ai déjà indiquées à propos de « couverture postorogénique hercynienne » des zones Mont-Rose et Saint-Bernard dans ce segment des Alpes [1], l'origine de ces diverses catégories de roches me parait être la suivante:

a) des roches volcaniques, en majeure partie des tufs, émanant de magmas rhyodacitiques, dacitiques et andésitiques, et naturellement, à côté de ces roches, tous les divers produits d'altération, de remaniement et de mélange que peuvent donner des tufs;

b) des diorites quartzifères subvolcaniques, analogues à celles des basses vallées de Cogne et de Valsavaranche;

c) probablement des tufs remaniés, avec substances marneuses;

d) probablement une roche andésitique peu fémique;

[1] *Sur le paléozoique des Pennides au sud d'Aoste* (Arch. sc., 18 oct. 1951).

e) des grès argileux;

f) probablement des mélanges de sables et de matériel volcanique;

g) probablement des argiles marneuses;

h et i) probablement des roches andésitiques et une andésite-dacite diaphtorisées sous fort stress, vraisemblablement pendant la subduction Mt. Rose sous Z. Sesia;

j) dans les premiers lits, vraisemblablement du matériel andésitique tufacé, tandis que les seconds comportent aussi du matériel détritique.

C'est donc à des roches monométamorphiques [1] dérivant d'éruptions volcaniques permocarbonifères ou provenant du remaniement des tufs, que j'attribue les gneiss albitiques de l'Emilius, qui constituent apparemment la majeure partie de la nappe; et c'est aussi à la même origine que j'attribue une grande partie des autres roches de cette nappe. Pour les remaniements multiples qui ont pu se faire dans ce matériel volcanique à l'époque même des éruptions, je ne m'étendrai pas ici au-delà des limites d'une note préliminaire et je rappellerai simplement ce que je disais à ce propos en 1951 (op. cit.) pour les zones Saint-Bernard et Grand-Paradis. « Des variations de composition ont naturellement dû se produire dans ces éruptions dacitiques, vraisemblablement faites en grande majorité de tufs (cinérites, etc.) et il faut noter que certains produits peuvent bien correspondre à des andésites ou à des rhyodacites. Mais surtout, ces tufs ont dû en grande partie être remaniés par les agents atmosphériques (pluies, vents, cours d'eau) et se désagréger, s'altérer sur place avec formation d'argile et de quartz grenu, ou se mélanger avec des produits éluviaux tels que des arkoses, des sables, des boues. Et ainsi peuvent fort bien s'expliquer certaines proportions relativement grandes de quartz, muscovite et grenat, et certaines structures rubannées montrant des alternances de matériel volcanique et de matériel argilo-gréseux. »

[1] Je dis bien: monométamorphiques, par opposition aux gneiss orthosiques dimétamorphiques (sédimentation et catamétamorphisme vraisemblablement hercyniens, puis diaphtorisation alpine) qui constituent la coupole du Grand-Paradis.

Pour étayer la conception nouvelle que j'avance ici à propos des roches de l'Emilius, et pour donner ainsi d'autant plus de généralité à ce que j'ai avancé en 1951 (op. cit) à propos des zones Mont-Rose et Saint-Bernard dans ce segment des Alpes, j'énumère ci-dessous les raisons d'ordres chimique, minéralogique, lithologique, paléogéographique et tectonique qui m'ont amené aux conclusions précédentes, en pensant que la parfaite convergence de ces raisons est de nature à ébranler le goût le plus marqué qui puisse être pour un scepticisme impuissant. En effet:

1) La composition chimique qu'indiquent approximativement la paragénèse et les proportions des minéraux de la plupart de ces roches, correspond tout-à-fait à ce que doit normalement devenir, dans les conditions méso- ou épizonales qui ont prévalu dans cette nappe, une gamme de roches comprises entre des rhyolites ou rhyodacites et des andésites; car il faut bien se dire que dans la diaphtorèse épizonale une partie importante de la potasse peut être délavée, entrainée par les eaux thermales.

2) Les minéraux originels de telles roches, dans ces conditions méso- ou épizonales, doivent normalement évoluer comme suit: le quartz recristallise en majeure partie; la sanidine (env. 2/3 or + 1/3 ab) donne de la muscovite, de l'albite et du quartz; l'oligoclase ou l'andésine, de l'albite généralement poeciloblastique et de l'épidote, clinozoisite ou zoisite; la biotite, la hornblende originelle et l'augite éventuelles, de la chlorite et accessoirement de l'épidote, de la hornblende actinotique et du glaucophane, celui-ci accaparant Na et Al de l'albite et autres éléments, et résultant vraisemblablement d'une recristallisation à faible température mais hautes pressions créées par des stress, des compressions locales. Or, ce sont précisément des paragénèses de ce genre que présentent la plupart des gneiss de l'Emilius; comme ce sont aussi les paragénèses de la plupart des gneiss « minuti » des basses vallées de Cogne et de Valsavaranche, ces gneiss qui entourent les ex-tonalites sans doute subvolcaniques et qui n'en diffèrent pétrographiquement que par une structure plus fine, parfois rubannée avec intercalations quartzito-micacées.

3) Les intercalations quartziteuses et micacées que l'on observe dans ces gneiss albitiques, et au microscope et sur le terrain, correspondent évidemment à des intercalations sableuses et argileuses, et montrent bien qu'il ne peut s'agir là d'albitisation régionale ! Quant aux intercalations très graphiteuses, aux arkoses et aux roches conglomératiques liées aux gneiss albitiques minuti, que je n'ai pas retrouvées dans l'Emilius mais que j'ai remarquées dans les formations similaires des zones Grand-Paradis et Saint-Bernard, elles permettent de préciser et montrent les conditions continentales, sub-aériennes surtout, qui prévalaient lors de cette activité volcanique.

4) Ces masses penniques d'origine volcanique, dont on ne connaissait pas du tout l'importance jusqu'à présent, se disposent évidemment fort bien entre les éruptions porphyriques des Alpes méridionales, les Roffnaporphyres, les bésimaudites, les quartzporphyres du Mont-Blanc, les laves glaronaises, les andésites du Guil, etc.[1] Elles correspondent, selon l'expression de Stille, à un « volcanisme subséquent » et dérivent vraisemblablement des magmas granodioritiques engendrés par la fusion de parties profondes du sial lors de la tectogénèse hercynienne, à la fin du dévonien ou au début du carbonifère[2]. Ne doit-on pas se dire, en effet, que pendant la surrection qui a fait suite à cette tectogénèse, alors que l'érosion agissait sur des zones fortement surélevées et les décapait intensément, ces magmas se sont vraisemblablement maintenus comme tels pendant des temps très longs, les parties profondes d'un orogène d'aussi grande envergure ne pouvant évidemment se refroidir que très lentement; et n'est-il pas aussi plus que probable que tout au long de leur existence ces magmas ont trouvé des exutoires dans

[1] Cf. les éléments volcaniques de la Forêt-Noire, des Vosges, du Massif central, des Maures, de Corse, et les éruptions permocarbonifères de Sardaigne dont j'ai, le premier, signalé l'existence (Bul. S. Minér. pétr., 1925, p. 285, et CR. Soc. phys., 5 fév. 1931).

[2] C'est évidemment dans les parties médianes d'un orogène que le sima refondu pendant la tectogénèse peut ensuite diffuser le plus haut dans le sial et se mélanger aux magmas sialiques dérivant de l'anatexie; et c'est donc là plutôt que dans les parties marginales que peuvent normalement se former en prédominance des magmas dacitiques.

les distensions qu'ont dû continuellement provoquer, dans les parties supérieures de l'orogène, les ajustements isostatiques consécutifs à l'érosion ?

5) Le morcellement d'ophiolites vraisemblablement alpines et la dispersion extrême des fragments que j'ai observés dans des gneiss albitiques en divers endroits de la nappe Emilius, montrent bien aussi qu'à l'origine les roches encaissantes de ces intrusions basaltiques étaient des tufs. Car une telle dispersion, un tel éparpillement ne peut guère s'expliquer autrement que par le milieu ambiant peu cohérent, relativement fragile, que devaient constituer des tufs avant leur consolidation par le métamorphisme alpin, les dykes ou sills basaltiques devant se briser et se disséminer facilement en de menus fragments dès les premiers diastrophismes, dans de telles roches encaissantes.

6) Enfin, last but not least, les « blocs projetés » que j'ai trouvés dans des gneiss albitiques du cirque de Grauson. — L'un d'eux est montré photographiquement ci-dessous, au 1/10 de sa grandeur. Il apparait dans un grand bloc glaciaire qui ne peut provenir que des parois du cirque supérieur de Grauson, parois entièrement faites de gneiss albitiques et de roches connexes précitées. C'est une roche plissotée faite de lits micaschisteux et de lits prasinitiques peu fémiques, les premiers dérivant vraisemblablement d'argile légèrement marneuse et

Xénolithe dans un gneiss albitique de la Nappe Emilius

consistant en muscovite, biotite partiellement chloritisée, épidote et quartz, tandis que les seconds proviennent vraisemblablement de cendres andésitiques et sont faits d'albite poecilo-blastique, hornblende actinotique, épidote, chlorite, muscovite, sphène, apatite, pyrite. Dans le gneiss albitique à épidote, muscovite, biotite, sphène et orthite en noyaux dans l'épidote, qui contient cette enclave, le grain est fin et au lieu de schistosité il n'y a qu'une allure litée de la roche, le tout correspondant bien à un tuf rhyodacitique recristallisé. Il faut donc considérer ce bloc plissoté comme une métamorphite antécarbonifère, qui constitue là un fragment de roche arraché par une explosion dans le conduit volcanique et projeté dans des cendres rhyodacitiques. Voir sur la photo l'incurvation des lits de la roche encaissante, à l'ancienne base du bloc. — Un autre bloc de projection volcanique du cirque de Grauson, non moins caractéristique, est fait d'un fragment de lave vacuolaire et fluidale, à bords nets et tranchés, enrobé dans un gneiss albitique correspondant à un tuf rhyodacitique. Je l'ai confié à Alf. Rittmann, qui a bien voulu l'étudier et qui le décrira et l'interprétera d'une manière détaillée dans le prochain Bulletin de l'Association de volcanologie.

Telles sont, brièvement exprimées, les raisons qui me font considérer les « gneiss minuti » de l'Emilius, de même que les roches analogues de la coupole Grand-Paradis, celles des basses vallées de Cogne et de Valsavaranche, et celles d'une grande partie de la Zone Sesia, comme des *roches monométamorphiques dérivant directement d'éruptions permocarbonifères ou provenant du remaniement des tufs qui devaient être prédominants dans ces éruptions*. Et telles sont aussi les raisons qui montrent que l'albitisation régionale est un mythe dont il faut débarasser la science sans tarder.[1]

[1] Dans une étude « zonéographique » du Grand-Paradis et de la Zone Sesia, R. Michel pense qu'il y a là *une* série cristallophyllienne, hercynienne ou antéhercynienne, faite de migmatites passant d'une part à des granites d'anatexie et d'autre part à des micaschistes dont un niveau, celui des micaschistes inférieurs, aurait été albitisé allochimiquement, par des venues sodiques alpines, et transformé ainsi en « gneiss minuti » (avec un passage continu, dans la coupe de l'Orco, entre ces embréchites et ces gneiss fins). Il est donc amené

Des considérations pétrographiques précédentes, passons aux caractères essentiels de la tectonique de l'Emilius.

Dans la controverse qui opposa pendant si longtemps Novarese, Franchi et Stella aux vues d'Argand, *à propos de Dent-Blanche aussi bien qu'à propos de Mont-Rose*, l'Emilius joua certes un rôle important. Il n'est que de voir, pour s'en rendre compte, les coupes de l'Emilius faites par Stella en 1927. Mais, s'il ne faut plus douter aujourd'hui de la disposition en nappe des gneiss de l'Emilius, la tectonique interne du massif doit être ici reprise.

Dans les brèves lignes qu'il consacre à cette question, Em. Argand note dans son Mémoire de 1911, au bas de la p. 22, que les plis ou replis du bord occidental et du bord méridional de la nappe « sont des tunnels subtransversaux plus ou moins déformés au cours de leur histoire ultérieure » et que « la direction de ces curieux plis est curviligne en plan, et la concavité de cette *giration* s'ouvre au nord-est » et qu'il « s'explique ainsi, après avoir visité ce terrain à diverses reprises depuis 1905, les perturbations qui affectent cette partie de la nappe VI ». Il pense aussi dans ses conclusions finales, au milieu de la p. 24 « que des plis transversaux comme ceux du Val Chisone et du Mont-Emilius, et que beaucoup de plis en retour sont réductibles au phénomène qui domine tout: le déversement unilatéral des plis-nappes ».

Telles sont les explications d'Argand pour la structure et la genèse des déformations et complications de la nappe Emilius. Mais, tout en exprimant encore ici mon admiration pour l'intuition merveilleuse qui lui a fait découvrir là l'existence d'une nappe, je dois dire que je ne peux le suivre dans cette façon d'en voir les déformations et complications. Et, pour que les résultats du travail que j'ai effectué dans cette zone soient clairs, je dois dire qu'à mon sens il n'y a pas là de giration du genre de celle invoquée par Argand, mais qu'au contraire il y

à voir là « *une série cristallophyllienne Grand-Paradis-Sesia-Lanzo formant une unité géologique homogène* » (CR. Ac. sc. 2 avril 1951 et 3 déc. 1951). Cette idée simpliste se retrouve à la base d'un travail plus étendu de R. Michel (Thèse Clermont-Ferrand, 1953, et Trav. Lab. Grenoble, 1953) et il est évidemment malheureux que l'effort représenté par ce travail repose sur une telle ineptie.

a dans cette nappe Emilius des plissements appartenant à deux systèmes bien différents l'un de l'autre: tout d'abord, les plis longitudinaux de la P. Leppe et du flanc méridional du M. Grauson, qui datent évidemment de l'écoulement principal de la nappe et qui présentent quelques petites complications probablement dues à l'avancée différentielle de certains tronçons; puis, des plis transversaux nombreux (N 30° E pour celui du bord occidental) qui me paraissent résulter d'un *débordement ou écoulement transversal postérieur* [1] provoqué par le soulèvement d'une zone sise à l'W du lambeau actuel de la nappe, en face de la culmination Grand-Paradis.[2]

Mes levés au 25.000 montreront une bonne partie de ces plis, et montreront aussi les contacts de ces gneiss Emilius et de leur substratum mésozoique, ophiolites diverses et calcschistes, tout au long du bord méridional et du bord occidental de la nappe. Les mots ne peuvent guère, pour cela, remplacer la représentation graphique, et l'on voudra bien attendre que ces levés soient imprimés, mais ici, parmi les faits qui caractérisent la base des gneiss Emilius et leur glissement sur les schistes lustrés, je mentionne dès maintenant: l'existence de lames gneissiques implantées ou englobées comme des échardes dans ces schistes lustrés, de la P.Arpisson au pied sud du M. Grauson; la présence de calcaire vraisemblablement triasique, très aminci, près de l'A. Grauson-vieux; la masse lenticulaire de roches hétérogènes à épidote, actinote, glaucophane, chlorite, calcite, albite, qui apparait dans les prasinites accolées aux gneiss Emilius de l'arête P. Coppi - P. Arpisson, et qui corrrespond probablement à des roches de contact provenant de calcaires triasiques impurs englobés dans une venue basaltique faite au-dessus du permocarbonifère de la Z. Sesia, roches de contact soumises ensuite au métamorphisme régional en même temps que transportées sur les schistes lustrés avec les prasinites accolées aux gneiss Emilius.

[1] Ceci rappelle, à plus petite échelle, ce qui s'est passé à l'E du Mont-Rose, c.à.d. le pli transversal d'Antronapiana.

[2] En certains endroits, la superposition de ces deux systèmes de plis donne naturellement des structures compliquées, qui sont malaisées à résoudre et qui me feront faire encore quelques courses.

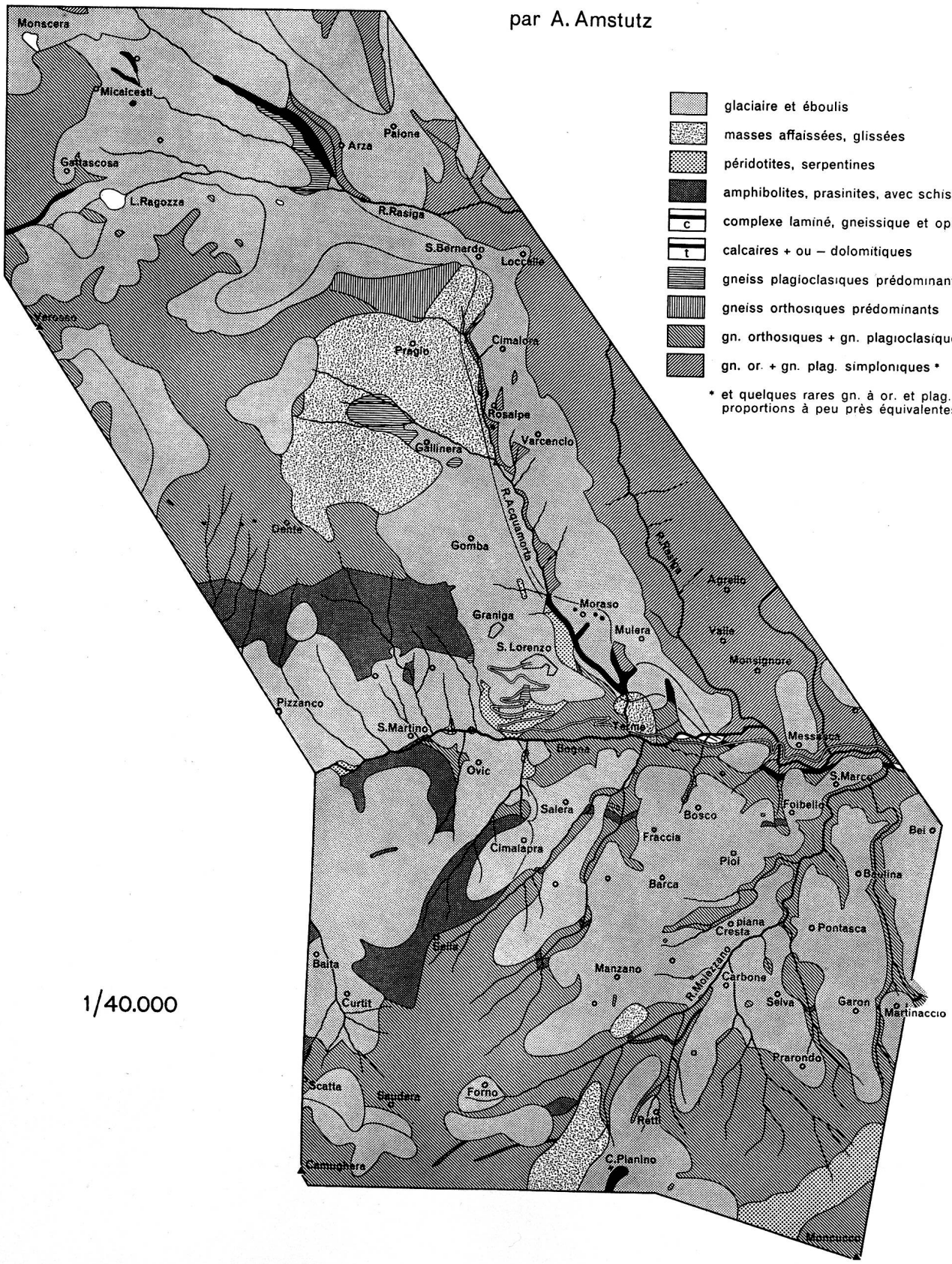
Il y a donc, vraisemblablement, des traces de roches triasiques à la base de la nappe Emilius, en deux endroits au moins, et il faut bien se le dire lorsqu'on cherche à se représenter la genèse des nappes Emilius, Mont-Mary et Dent-Blanche lors d'une deuxième phase tectogène pennique (voir p. 431 de ce fascicule-ci). Il faut bien se dire aussi, d'après les accolements que l'on observe entre gneiss et ophiolites à la base de la nappe, que ce ne sont pas tant les gneiss Emilius seuls qui ont glissé, cheminé, sur les marnes mésozoiques se transformant en schistes lustrés, mais plutôt, en majeure partie, les roches dérivant des venues basaltiques qui s'étaient faites dans la Zone Sesia immédiatement au-dessus du permocarbo, soit en épanchements dès le début de la phase géosynclinale, soit en intrusions plus tard durant cette phase; ces accolements s'accordant d'ailleurs avec la présence de trias à la base de la nappe pour montrer qu'au début de la deuxième phase tectogène pennique, lors du début des subductions Zone Mont-Rose sous Zone Sesia, il s'est bien formé dans la Zone Sesia des plis couchés. Ce n'est vraisemblablement qu'ensuite, par une accentuation de ces subductions, que ces plis couchés ont été cisaillés le long de leur flanc inverse, et ce n'est que plus tard encore, comme un phénomène complémentaire, que les masses constituant ces plis-failles se sont déversées, écoulées et scindées en paquets, dans les dépressions créées plus au nord par les subductions elles-mêmes.[1]

Tel est à mon sens l'essentiel des particularités spatiales et chronologiques du mécanisme qui a fait dans cette zone des Alpes, par subductions et écoulements subséquents, une série de plis-failles ultérieurement déversés et disloqués dans des dépressions dont l'origine est aisément compréhensible.

[1] En plus du glissement principal des ophiolites et gneiss sur les schistes lustrés, d'innombrables glissements secondaires et décollements ont naturellement dû se faire en même temps, non seulement dans les schistes lustrés sous-jacents, mais à l'intérieur même des gneiss; comme en témoignent les diverses mylonites recristallisées que j'ai observées au-dessus du contact gneiss/prasinite de l'arête Coppi-Arpisson et ailleurs. Il fallait bien, évidemment, l'addition de tous ces décollements pour un tel cheminement.

LEVÉ SOMMAIRE AUTOUR DE SAN-LORENZO DI BOGNANCO

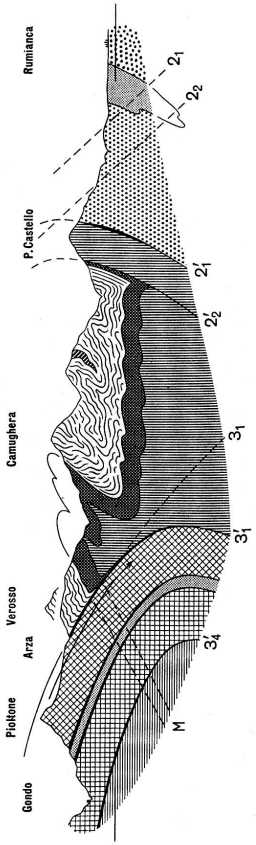
par A. Amstutz

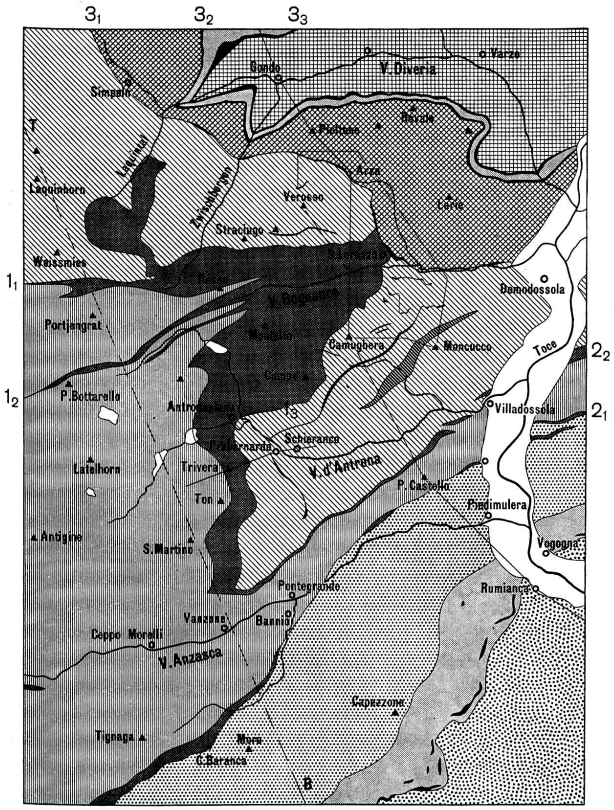


1/40.000

SCHÉMA TECTONIQUE DES VALLÉES OCCIDENTALES DE L'OSSOLA

par A. Amstutz





Coupe : 1/200.000, carte : 1/250.000

Zone d'Ivrée
Permotrias du Canavese
Zone Sesia

Prétriasique et couverture mésozoique autochtone (ou paraautochtone) de la Zone Mont-Rose

Prétriasique et mésozoique de la Zone Saint-Bernard; déversés sur la Zone Mont-Rose lors d'une Première phase tectogène

Nappes simploniques (ML, L, A) résultant de subductions cisaillantes faites pendant une Troisième phase tectogène pennique
Soubassement de Verampio

1_1 : Subduction principale de la Première phase tectogène : recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose
Sur la coupe, M représente la partie du coin séparateur mésozoique détruite par les subductions simploniques.

1_2 et 1_3 : Plissement et subduction secondaires de la Première phase tectogène (sous-phases Loranco et Camughera)

2_1 : Deuxième phase tectogène pennique : subduction Z. Mont-Rose \ Z. Sesia
Très importante à l'W de la ligne BT : Borgosesia-Thoune, cette subduction a été de faible envergure à l'E de cette ligne.

$2_1'$: Etat actuel de 2_1 dans l'Ossola-Tessin, dû à deux périodes d'entraînement de parties profondes vers le N; le passage hélicoide à 2_1 non modifié dans le segment valdotain-valaisan se faisant entre Bannio et le C. Baranca. La première période s'intercale entre les deuxième et troisième phases tectogènes, tandis que la seconde fait suite à la troisième phase.

2_2 : Réplique ayant découpé des parties antérieures de la nappe Saint-Bernard / Mont-Rose, le soulèvement relatif du front ayant favorisé ensuite sa disparition par érosion.

$2_2'$: Etat actuel de 2_2

3_1 créant Nappe Verosso
3_2 » » M. Leone
3_3 » » Lebendum
3_4 » » Antigorio

Troisième phase tectogène : subductions cisaillantes simploniques, faites dans l'Ossola-Tessin après que la Deuxième phase ait avorté dans ce segment; cette différenciation tectonique longitudinale étant liée à une sédimentation mésozoique beaucoup moindre dans l'Ossola-Tessin que dans les segments contigus.

$3_1'$ etc. Etat actuel de 3_1 etc. dérivant d'un entraînement de parties profondes vers le N.
(Le sectionnement de 1_1 à 1_3 par la subduction cisaillante 3_1 se trouve sur ce schéma, tandis que celui de 2_2 n'apparaît que plus à l'E.)

Ensuite: ajustements isostatiques; surrection du massif Mont-Rose et formation du pli transversal d'Antronapiana par débordement latéral; et basculage vers l'ENE pour la zone comprise entre le massif Mont-Rose et le Toce (l'hydrographie actuelle s'expliquant ainsi fort bien, tandis qu'elle est la négation même du système Argand-Staub, que MM. Bearth et Blumenthal ont essayé, récemment encore, d'appliquer à l'Ossola).

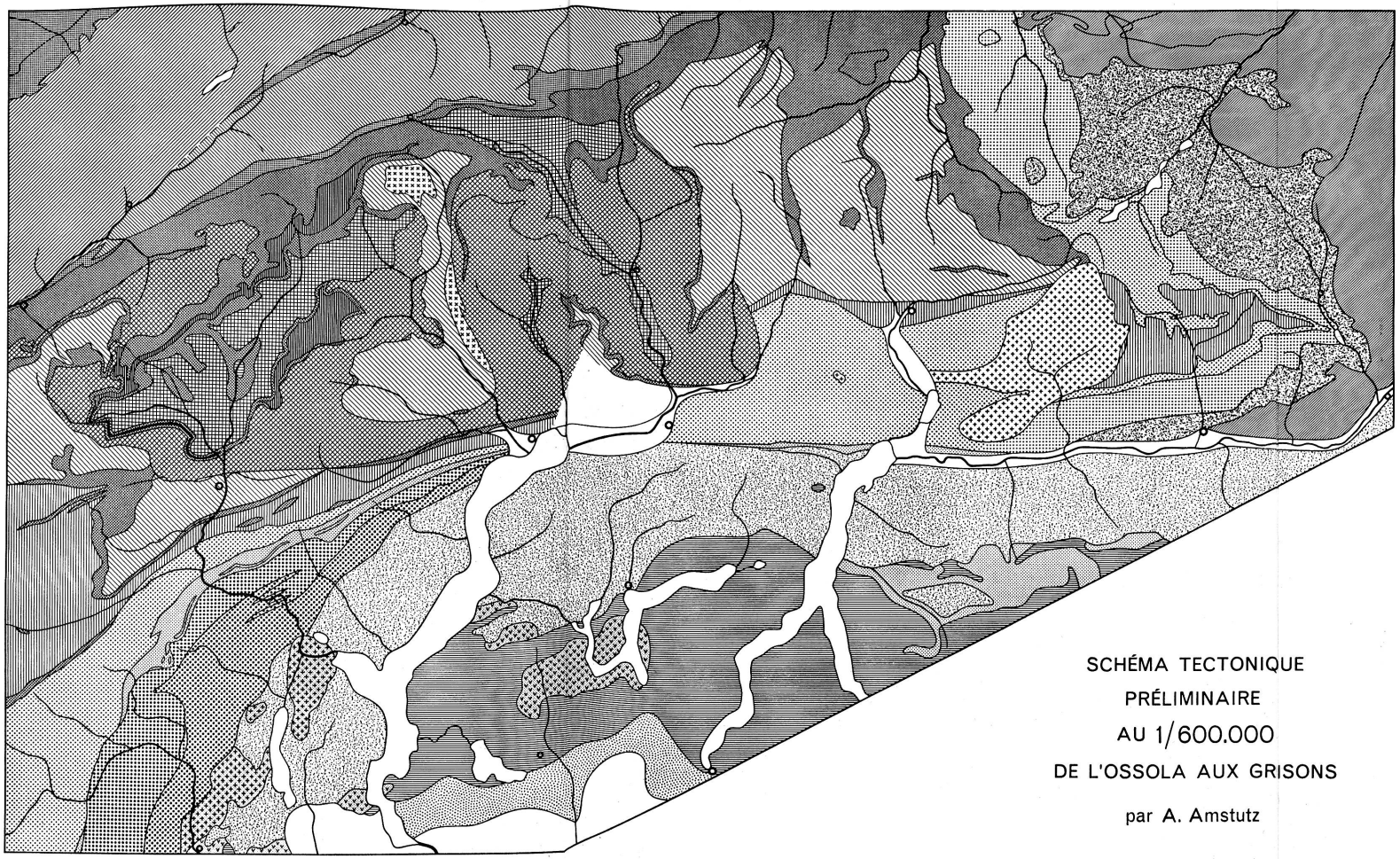


SCHÉMA TECTONIQUE
PRÉLIMINAIRE
AU 1/600.000
DE L'OSSOLA AUX GRISONS

par A. Amstutz

Mésozoique pennique et helvétique

Massif de l'Aar
Massif du Gotthard

Nappes Monte-Leone et Simano
» Lebendum
» Antigorio et Leventina
Granite de Verampio

Zone Saint-Bernard; déversements SB/MR lors d'une Première phase tectogène; nappes Verosso-Berisal et Adula lors d'une Troisième phase.

Zone Mont-Rose
(à l'E, sans distinction de mésozoique)

Nappes Margna, Sella, Platta
» Err-Bernina
» Languard, Campo, Ortler, Umbrail

Zone Sesia (avec un peu de Z. d'Ivrée)
Permotrias du Canavese
Zone d'Ivrée
Gneiss et micaschistes des Lacs

Eruptions permocarbonifères
Intrusions granitiques pc.

Intrusions magmatiques alpines

Mésozoique de l'arrière-pays
Tertiaire »