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

Artikel: Penides dans l'Ossola et problème des racines
Autor: Amstutz, André
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-738938

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: 09.07.2025

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

PENNIDES DANS L'OSSOLA ET PROBLÈME DES RACINES

PAR

André AMSTUTZ

En quelques notes parues dans ces Archives et ailleurs * j'ai indiqué ce qui me paraît erroné dans les théories émises depuis une quarantaine d'années pour expliquer la structure et la genèse des Alpes occidentales, et j'ai indiqué quelques notions toutes différentes et nouvelles qui me paraissent plus proches de la réalité et plus aptes à faire comprendre cette structure et cette genèse.

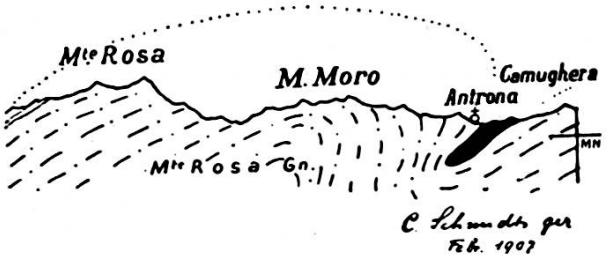
Ici, pour étayer ce que j'ai avancé à propos de l'enracinement des principales nappes alpines, j'ajouterai quelques observations et quelques schémas concernant une zone particulièrement importante pour la compréhension des Pennides: celle qui s'étend du Mont-Rose au Toce.

Cette zone de passage des Alpes pennines aux Alpes lépontiennes est aussi une zone de transition fort complexe entre deux aspects extrêmement différents de la tectogénèse alpine, et il appert qu'elle représente ainsi, pour la valeur d'une théorie sur la formation des Alpes, un critère particulièrement significatif, un lieu de vérification particulièrement approprié. C'était donc une obligation pour moi, un complément indispensable à mes recherches dans la Vallée d'Aoste, de considérer là tous les faits géologiques connus, d'en découvrir éventuellement quelques autres, de soumettre à l'épreuve de ces faits et de dégager de cette étude, aussi objectivement que possible, tout ce qui est à même de justifier soit les conceptions d'Argand-Staub, soit les notions complètement différentes que j'avais avancées dans ce périodique-ci.

* Arch. sc. 1 juin 1950, 18 oct. 1951, et CR. Ac. sc. 5, 12, 19 mai 1952.

Pour aborder cette région et procéder là, en première approximation, à cette confrontation des idées et des faits, j'avais tout d'abord, en 1950, l'admirable document qu'est la carte géologique italienne au 100.000. Au principal auteur de cette carte pour cette région, à A. Stella, je me complais à rendre un sincère hommage, car son magnifique travail cartographique est aujourd'hui encore extrêmement utile et les imperfections qu'il contient sont peu de choses, comparées à l'extension de la surface levée. Ce qu'il faut simplement regretter, c'est que Stella n'ait jamais voulu admettre l'existence de nappes en cette région et qu'il ait considéré tous les gneiss de l'Ossola comme autochtones, ceux qui s'étendent d'Antronapiana à Domodossola aussi bien que les autres. En voulant avec ténacité envisager les choses ainsi, et en s'opposant catégoriquement même aux nappes simploniques, il s'est évidemment bloqué et empêché de comprendre les problèmes tectoniques de cette zone des Pennides.

De même, il faut admirer le grand labeur que représente la belle carte faite par Schmidt et Preiswerk entre le Valais et l'Ossola, mais il faut aussi regretter que C. Schmidt, tout en se rendant compte très heureusement de l'existence d'un pli transversal à Antronapiana, n'ait pas discerné la disposition en nappe des gneiss qui s'étendent d'Antronapiana à Domodossola. On lit en effet à la p. 55 de son travail de 1906 « Camughera-, M.Rosa- und Sesiagneise stellen drei autochtone Gneissmassive dar, die in kuppelartiger Lagerung gegen Sudwesten an das Faltensystem des Simplon sich angliedern » et l'on comprend qu'avec cette conception de l'Ossola, figurée ici par son croquis de la p. 56, l'opposition de C. Schmidt aux idées d'Argand n'ait pas eu beaucoup d'efficience; on comprend qu'elle ait été facilement dominée.



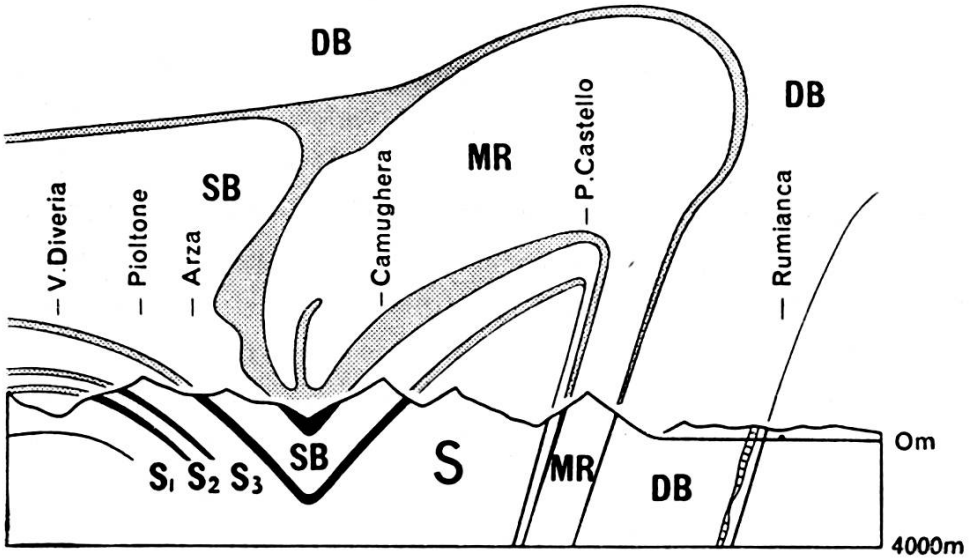
Coupe de C. Schmidt

La tectonique de l'Ossola est l'une des pièces fondamentales (peut-être la plus importante) de la grande synthèse d'Em. Argand, cette synthèse qui a complètement dominé la géologie alpine pendant une quarantaine d'années et qui est aujourd'hui encore, par ses principes directeurs, à la base de ce que M. Blumenthal, dans son récent travail sur l'Ossola, appelle les Schweizerschulen. Il importe donc, pour l'Ossola et pour l'orogénèse alpine en général, de bien distinguer et de formuler ici les fondements, les principes directeurs, qui caractérisent la synthèse d'Argand et qui caractérisent tout aussi bien les diverses modifications ou variantes émises ensuite.

Ce sont surtout: 1) le déversement généralisé des nappes penniques vers l'extérieur de l'arc alpin, 2) l'enracinement collectif de ces nappes dans une zone dite des racines, 3) une culmination longitudinale de l'empilement de ces nappes dans le segment Ossola-Tessin.

Pour appliquer ces vues à l'Ossola, Argand faisait passer entre les vallées d'Anzasca et de Bognanco les racines étroitement accolées de sa série de nappes penniques, unilatéralement déversées vers le N mais toutes très fortement ployées au-dessus des racines pour que ce système puisse s'accorder avec les pendages. Les roches vertes d'Antronapiana et la bande qui les prolonge entre l'Anza et l'Ovesca constituaient le synclinal mésozoique séparant ses nappes Mont-Rose et Saint-Bernard; tandis que les calcaires Pianino-Ogaggia-Salarioli séparaient cette dernière de la nappe Monte-Leone. Le ploiement aigu de toutes ces nappes au-dessus des racines n'étant pas suffisant pour expliquer les choses, les nappes simploniques et celle du Saint-Bernard étaient ployées à nouveau dans la vallée de Bognanco, à la façon d'un fond de bateau ou, selon l'expression d'Argand, d'une cuillère. La possibilité d'un pli transversal à Antronapiana était considérée avec un brin d'ironie aux p. 6, etc. du mémoire de 1911, et l'ensemble des nappes s'élevait axialement vers l'ENE, impliquant une érosion de 20 ou 25 kilomètres dans cette culmination Ossola-Tessin, comme on peut le lire dans plusieurs ouvrages traitant cette question.

Formulée en 1911 et placée très rapidement par les plus grands géologues à la base de la géologie alpine, la synthèse



Coupe d'Argand au travers de l'Ossola; 1/400.000

d'Em. Argand se retrouve en 1934, sans modifications quant à ses fondements, dans l'exposé des Pennides fait par divers auteurs pour le Guide géologique suisse; R. Staub ayant entretemps fait une application systématique des idées d'Argand à l'ensemble des Alpes, et ayant ajusté ces dernières, de la Méditerranée à Vienne, à l'ordre déterminé en 1911.

Mais en 1936, pour ajouter une note personnelle à cet ordre, le savant professeur de Zurich eut l'idée de réunir les racines des Nappes Mont-Rose et Saint-Bernard, et créa ainsi, par cette condensation, sa Nappe des Mischabel: gigantesque nappe issue comme les précédentes de la zone dite des racines et déferlant également vers l'extérieur de l'arc alpin. Cette innovation, fort intéressante et spectaculaire, reprenait une question fondamentale mais ne changeait cependant pas grand chose à la base du système préalable, car elle maintenait strictement les principes directeurs des conceptions d'Argand: le déversement généralisé des nappes penniques vers le N ou l'W, l'enracinement collectif de ces nappes, et la culmination longitudinale de toutes ces nappes dans l'Ossola-Tessin. Il ne s'agissait donc que d'une variante, qui condensait quelques facteurs mais qui continuait à résoudre le grand problème des Alpes presque exactement de la même façon.

En 1939 l'Ossola fut l'objet d'un travail de M. Bearth sur les nappes Mont-Rose et Saint-Bernard. Les principes direc-

teurs du système d'Argand s'y retrouvent tous, mais les nappes sont arrangées différemment. Tout l'espace compris entre la Bogna et les roches vertes d'Antronapiana est attribué à des parties postérieures de la nappe Monte-Leone, dont une Camughera-Schuppe serait l'élément supérieur, séparé par les calcaires Pianino-Salarioli. Les nappes Mont-Rose et Saint-Bernard sont réunies à la façon de Staub en une Mischabel-Decke, mais toutes les masses de la zone dite Saint-Bernard, flottant sur le mésozoique, sont enracinées d'une manière extrêmement curieuse, par une mince lame gneissique, au dos ou à l'arrière de la zone Mont-Rose, et paraissent être tombées du ciel. Le ploiement général des nappes au-dessus de la zone dite des racines ne manque pas, et l'élévation axiale vers l'ENE non plus. Tout cela est soutenu par des levés qui, pour la vallée de Bognanco, sont lamentables, bien que l'auteur prétende, avec son Bognanco-Keil et diverses découvertes de ce genre, avoir travaillé là soigneusement (p. 105).

En 1950, un travail entrepris dans la Vallée d'Aoste m'obligea à me préoccuper aussi de l'Ossola pour la question des racines, problème fondamental des Alpes, et je fus ainsi amené à énoncer, en une brève note préliminaire parue dans ces pages-ci, l'idée que tout l'espace compris entre la Bogna et les roches vertes d'Antronapiana est occupé par des masses Saint-Bernard déversées sur la zone Mont-Rose lors d'une première phase tectogène, l'équivalent des recouvrements Mischabel-Valsavaranche apparaissant de cette manière à l'E du Mont-Rose. Cette notion, jamais conçue auparavant, impliquait naturellement quelques notions connexes également fondamentales, et changeait évidemment du tout au tout les explications données par Argand-Staub soit pour l'Ossola-Tessin, soit pour la formation des Alpes en général. Elle découlait pour moi de l'examen de la feuille 100.000 Domodossola et de l'application à cette région de la conception nouvelle émanant des 200 km² que j'avais levés au 25.000 dans la Vallée d'Aoste. Mais elle exigeait naturellement des vérifications sur le terrain, une confrontation avec les faits. Comme on le verra plus loin, j'ai consacré à cette tâche une partie des étés 1951 et 1953, et je ne peux, par les résultats du travail ainsi fait, que confirmer

l'essentiel de ce que j'ai avancé dans ces pages-ci en juin 1950.[1]

Notons enfin, pour terminer cet avant-propos, qu'en 1953 a paru un travail fort intéressant de M. Blumenthal sur la structure et le prolongement de la zone synclinale d'Antronapiana. Ce travail est solidement basé sur les conceptions tectoniques d'Argand-Staub et reprend entièrement la thèse Camughera-Schuppe de M. Bearth, en établissant les étranges accouplements Pianino-Cimalapra et Arza-Graniga, avec l'arrêt net du front des masses gneissiques que l'on peut voir sur la coupe 2. Mais les observations sont nombreuses et très consciencieusement faites, et j'ai vraiment pour ce travail beaucoup de reconnaissance, car il m'a rendu de grands services pour me confirmer dans la conception que j'avais avancée en 1950.

Principes nouveaux à propos de structure et de genèse des Alpes

Contrairement à tout ce qui a été dit jusqu'en 1950 pour expliquer la formation des Alpes, je pense que les premiers grands mouvements de la tectogénèse alpine sont représentés par les recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose, qui ont une telle extension et une telle importance dans les Alpes occidentales; et j'attribue ces recouvrements à des cisaillements faits au travers de l'écorce terrestre par l'action de courants subcrustaux ayant auparavant engendré le géosynclinal lui-même. Ce n'est, à mon sens, qu'après ces déversements vers l'intérieur de l'arc alpin, qu'ont eu lieu des subductions en sens inverse, et qu'il en est résulté, par juxtapositions successives, en une série de phases que nous considérerons plus loin, les déversements qui s'étendent de la Zone Sesia à l'avant-pays.

Diverses raisons convergent pour étayer cette façon de voir et faire cette première discrimination chronologique, qui est

[1] En décembre 1950, le grand connaisseur des Pennides qu'est M. Gignoux a fait paraître dans *Geologie en Mijnbouw* une opinion analogue à la mienne à propos de la Nappe Gr. Paradis – Mt. Rose. J'en suis évidemment très heureux et je ne regrette qu'une chose, c'est que son élève R. Barbier ne soit pas du même avis dans sa publication de 1951 parue dans les *Travaux du Laboratoire de géologie de Grenoble.*

d'une importance capitale pour démêler les lignes générales de l'architecture si complexe des Pennides; mais parmi ces raisons deux groupes de constatations me paraissent particulièrement significatifs, particulièrement déterminants.

Ce sont, d'une part, les étirements qui caractérisent la série de digitations que j'ai cartographiées d'une manière détaillée sur le flanc septentrional de la coupole Grand-Paradis. Ces étirements, l'allure en général isoclinale, l'absence de compressions, démontrent que la Nappe Mont-Rose d'Argand est une création contre nature; et tout aussi bien, l'involution et le flottement sur les schistes lustrés qu'implique la Nappe Mischabel de Staub. Il appert, en effet, que ces digitations résultent de subductions [1] de grande envergure, et qu'elles ne s'enracinent pas au sud, mais en sens contraire.

D'autre part, ce sont les retroussements qui affectent les digitations Saint-Bernard recouvrant le synclinal mésozoique de la Grivola, retroussements que j'ai également relevés d'une manière détaillée entre le Valsavaranche et le méridien d'Invergneux. Ils sont évidemment connexes du cheminement des complexes Emilius et Dent-Blanche, et montrent bien l'antériorité des recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose, cette superposition de déformations leur donnant évidemment une très grande importance pour la géologie alpine.

Ces deux groupes de faits font aisément comprendre qu'une inversion de la résultante des forces agissantes s'est faite durant la tectogénèse des Pennides, et ils montrent que la zone Mt. Rose – Gd. Paradis est un vaste lieu de déversements formé en deux temps. A une « première phase tectogène » appartiennent, c'est évident, les déversements de masses Saint-Bernard, qui résultent indubitablement de subductions de grande envergure, et qui proviennent vraisemblablement, comme on le verra plus loin, de l'entrainement de parties profondes du géosynclinal par un courant subcrustal dirigé vers l'extérieur de l'arc alpin. Tandis qu'à une « deuxième phase » correspondent les déversements de masses Sesia qui subsistent en partie autour de l'Emilius et de la Dent-Blanche, et qui

[1] Sous-charriages, pour ceux qui préfèrent une telle expression.

représentent le début d'une série de subductions faites en sens inverse, à diverses reprises et à des emplacements de plus en plus proches de l'avant-pays, un amortissement graduel étant le corollaire de cette « migration » des zones de subductions et de déversements consécutifs.[1]

Tel est, à mon sens, l'ordre chronologique qui peut expliquer les diverses déformations et l'état actuel des Pennides médianes sans qu'il y ait la moindre contradiction avec les faits actuellement connus. Tandis que les classiques Nappes Mont-Rose ou Mischabel se heurtent, hélas, d'une manière irrémédiable et aux faits mentionnés ci-dessus, et à d'autres que nous verrons plus loin.

Mais, s'il ne m'est plus possible, *pour ces raisons*, de croire à toutes les nappes du système Argand-Staub, je tiens à dire ici toute l'admiration que j'éprouve pour l'intuition qui permit à Em. Argand d'attribuer le paléozoique de la Dent-Blanche à des déversements de masses Sesia, et j'ai d'autant plus de joie à le faire que je lui garde une grande reconnaissance pour la bienveillance et l'amitié qu'il m'a toujours montrées en m'initiant à la géologie alpine. Sa découverte de la Nappe Dent-Blanche est certes l'une des plus importantes de la géologie et devra toujours être à la base de la compréhension des Pennides.

On ne peut donc s'empêcher de regretter vivement que les grands géologues et les grands connaisseurs des Alpes qu'étaient Novarese, Franchi et Stella se soient opposés pendant si longtemps aux Nappes Emilius et Dent-Blanche aussi bien qu'aux autres nappes penniques, et qu'ils n'aient pu, de ce fait, fournir pour les Pennides l'explication qui convenait (Cf. les coupes publiées par Stella en 1927 pour expliquer les structures de la Vallée d'Aoste). Leur opposition à la Nappe Mont-Rose n'aurait probablement pas été subjuguée aussi facilement par la théorie d'Argand et par la généralisation que lui a donnée Staub, s'ils l'avaient fondée sur les raisons indiquées plus haut, et s'ils

[1] Ne serait-ce pas à un équivalent de la Première phase tectogène alpine qu'il conviendrait d'attribuer, autour du Pacifique, les séismes profonds dont le lieu des hypocentres peut être représenté schématiquement par des surfaces s'enfonçant sous les continents ?

avaient en conséquence considéré la zone Mt. Rose – Gd. Paradis comme un lieu de déversements formé en deux temps, en deux phases, à la façon également indiquée ci-avant. Pour contester utilement la justesse du système Argand-Staub, il aurait fallu, évidemment, faire intervenir cette dernière notion et la mettre à la base de toute explication; ce qu'ils n'ont malheureusement pas fait.

Mais allons maintenant plus avant et, parmi les faits qui corroborent cette notion, remarquons que les auteurs du système Argand-Staub n'ont jamais signalé ni même conçu d'éléments Dent-Blanche coincés entre Saint-Bernard et Mont-Rose. Or, dès que l'on se rend compte des étirements qui règnent sur le flanc septentrional de la coupole Grand-Paradis, et dès que s'avère ainsi l'impossibilité mécanique d'une Nappe Mont-Rose qui se serait encapuchonnée dans des masses Saint-Bernard sous un complexe Dent-Blanche préexistant, les conditions imaginées par Argand-Staub ne sont évidemment plus valables, et l'absence d'éléments Dent-Blanche entre Saint-Bernard et Mont-Rose, admise par eux-mêmes, met alors en évidence l'antériorité des recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose; ces auteurs n'ayant, avec raison, jamais attribué cette absence à une érosion intermédiaire et complète des parties Dent-Blanches sus-jacentes, qui ne serait d'ailleurs guère vraisemblable. Autrement dit, sans même qu'il soit nécessaire de faire intervenir les retroussements dont j'ai parlé plus haut, les étirements du Grand-Paradis et l'absence d'éléments Sesia entre Saint-Bernard et Mont-Rose corroborent le bien-fondé de la « première phase tectogène » telle que je l'ai conçue, en même temps qu'apparait ce qui péche à la base du système Argand-Staub.[1]

Dans les Alpes cottiennes, on a moins de critères pour discerner le mode de formation des déversements vers l'intérieur de l'arc alpin, qui occupent dans ce segment des Alpes une aire si vaste; mais toutes les similitudes apparaissant dans l'espace compris entre les parties médianes de la zone Saint-Bernard

[1] GB. Dal Piaz et F. Hermann doivent avoir, il est vrai, une opinion complètement différente, puisque pour eux le Synclinal de la Grivola appartient à la Nappe Dent-Blanche. (Mem. Ist. Padova, 7, et légende de la carte connexe; et Eclogae, 1928, p. 319.)

et les massifs Dora-Maira et Grand-Paradis, incitent à penser que la « première phase tectogène » a joué là un rôle prédominant, avec peut-être une « migration » des zones de subductions du genre de celle qui s'est faite en sens inverse durant les phases suivantes, et peut-être aussi, durant ces phases, des reprises ou un simple rejeu des premières déformations. Il n'y a, en effet, pas lieu de limiter les déversements de la première phase à une zone simple et relativement serrée de recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose, car au nord du Grand-Paradis et dans l'Ossola ceux-ci comportent un certain nombre de subductions de second ordre qui montrent une décomposition, un étalement du phénomène principal, et il est bien probable que dans ce segment-ci une décomposition de ce genre s'est faite sur un espace plus vaste encore, donnant lieu à une série largement étalée de subductions et de déversements consécutifs, dont la cause doit être à mon sens recherchée dans un courant subcrustal dirigé vers l'W. En tout cas, pour autant qu'ils n'ont pas été basculés en certaines zones par des soulèvements ultérieurs, c'est bien à des déformations de ce genre que paraissent correspondre les écailles et plissements isoclinaux déversés vers l'E que l'on observe si bien dans la vallée de Suse et dans toutes les vallées qui s'étendent plus au sud. Tandis que, lorsqu'on parcourt ces vallées cartes en mains et que l'on réfléchit au jeu des étirements et des compressions qui ont pu créer ces structures, on a peine à comprendre tout le succès obtenu pendant si longtemps par l'inutile complication de Nappes Mont-Rose et Saint-Bernard déversées vers l'W et enracinées sous le massif Dora-Maira ou sous la plaine du Po avec tant d'indifférence pour les lois de la mécanique.

Dans l'Ossola, bien qu'une série de déformations faites en sens divers ait créé une structure extrêmement complexe et difficile à discerner, il appert que les principaux éléments tectoniques des Pennides sont juxtaposés là dans un état d'érosion particulièrement favorable à l'étude de leurs rapports mutuels et, partant, de leur genèse. Ces conditions simultanément complexes et favorables posent donc en cette zone un problème qui est certes difficile mais dont la solution est d'une importance capitale pour une juste compréhension de toutes

les Alpes; car une bonne discrimination chronologique des grandes déformations penniques et la détermination du sens des mouvements successifs qui ont engendré ces déformations sont sans doute les deux choses qui manquent ou qui manquaient le plus à notre connaissance de la chaine alpine. La possibilité d'éclaircir de telles questions grâce aux conditions relativement favorables de l'Ossola est donc d'une importance qu'il est inutile de mettre en relief.

N'oublions pas, d'ailleurs, qu'Em. Argand attribuait un rôle capital aux vallées occidentales de l'Ossola dans son explication de la chaine alpine, car c'est là qu'il situait les arguments essentiels, les critères géométriques déterminants, de ses Nappes Mont-Rose et Saint-Bernard, et qu'il voyait en surface les racines étroitement accolées de toutes ses nappes penniques. C'est de là aussi, il le fait bien ressortir dans son Mémoire de 1911, que partaient ses raisonnements pour expliquer la structure des Alpes franco-italiennes et d'une manière générale tout l'Arc des Alpes occidentales. Et c'est donc dans l'Ossola, également, que résident le point de départ et les fondements principaux de la généralisation qu'a donnée Staub aux idées d'Argand; autrement dit, les bases essentielles du système Argand-Staub, qui règne depuis si longtemps sur la géologie alpine.

Mais, pour les raisons indiquées plus haut à propos de la Vallée d'Aoste et pour celles qui apparaitront plus loin pour l'Ossola, je pense qu'il faut maintenant sortir de l'ornière et considérer comme complètement erronés les trois principes directeurs qui sont à la base du système Argand-Staub: le déversement unilatéral des nappes penniques, l'enracinement collectif de ces nappes, et, last but not least, la classique culmination axiale Ossola-Tessin. Je pense que ce sont là des vues de l'esprit qui ne correspondent pas du tout à la réalité, et je pense que pour aborder à nouveau et tenter de résoudre en première approximation le problème tectonique si important de l'Ossola, il faut procéder comme suit en tenant strictement compte de tous les faits actuellement connus.

Il faut tout d'abord voir comment s'applique à l'Ossola ce qui a été dit plus haut à propos de « première phase tectogène »

et de déversements vers l'intérieur de l'arc alpin. Puis il faut examiner, dans ce segment-ci, les effets de la « deuxième phase » que l'on pourrait aussi dénommer « phase Dent-Blanche ». Ensuite, il importe de reconsidérer ce qui a été conçu à propos de l'enracinement des nappes simploniques et de préciser ainsi les effets d'une « troisième phase tectogène ». Puis encore, devront être examinées les déformations ultérieures, longitudinales et transversales, qui ont affecté certaines parties de ces trois groupes de diastrophismes, pour mieux comprendre leur aspect actuel, les inclinaisons axiales en cette zone des Alpes, et le réseau hydrographique. Quant au mécanisme des grands diastrophismes précédents, il importera d'autant plus de le discerner que jusqu'à présent il n'a guère été expliqué.

Pour discerner les effets de la « première phase tectogène » dans l'Ossola, il faut partir des raisons qui m'ont fait considérer dans la Vallée d'Aoste la Nappe du Mt. Rose – Gd. Paradis comme une création contre nature, comme une magistrale utopie, et se dire en conséquence que les roches vertes qui bordent à l'E le massif du Mont-Rose n'appartiennent pas à autre chose qu'à la simple couverture mésozoique autochtone de celui-ci. Il faut aussi penser aux recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose qui sont développés avec une très grande ampleur sur les flancs W et N de ce massif, et comprendre de ces faits que les gneiss qui s'étendent de Prabernardo à Domodossola sont des déversements de masses Saint-Bernard sur le mésozoique de la zone Mont-Rose. Ces gneiss constituent, en effet, une nappe qui est, à l'E du massif, l'équivalent des recouvrements SB/MR du segment valdotain-valaisan, la direction approx. NS des roches vertes d'Antronapiana ne correspondant pas à autre chose qu'à un grand pli transversal issu de l'imposante surrection finale du massif Mont-Rose, qui ne pouvait évidemment guère permettre à l'érosion de respecter nappe et couverture sur la coupole.

Au sud, il appert que la bande amphibolitique passant du Val Anzasca à Villadossola appartient au substratum mésozoique de cette nappe de gneiss; tandis qu'au nord, en considérant les ophiolites avec schistes lustrés qui, de Montalto à San-Lorenzo, séparent ces gneiss de la zone Saint-Bernard

proprement dite, on pourrait à loisir douter de l'origine Saint-Bernard de la nappe si l'on ne se rendait pas compte du remaniement de celle-ci par une reprise atténuée des mouvements qui ont créé la subduction principale et le déversement consécutif. Par l'étude des pendages et des laminations, et d'une manière générale par la coordination de tous les éléments tectoniques de la région, on peut en effet très bien discerner que le recouvrement des gneiss de la Cima Camughera par les roches vertes de la P. Ciapé, et les alternances de gneiss et de roches vertes qui vont du Val de Bognanco au Val Loranco, correspondent à des replis comportant une légère subduction, faite dans le même sens que la subduction primordiale mais avec une inclinaison plus grande et une migration rappelant à une échelle beaucoup moindre celle qui caractérise les subductions effectuées en sens inverse dans les phases suivantes. Ces déformations secondaires, pour la commodité du langage, nous les dénommerons « sous-phase Loranco et s.ph. Camughera » et nous les désignerons par 1_2 et 1_3 sur le schéma tectonique ci-joint, 1_1 désignant la subduction primordiale.

L'origine Saint-Bernard des gneiss qui s'étendent de Prabernardo à Domodossola est bien confirmée par la forme générale des grandes masses mésozoiques Montalto – S. Lorenzo, et notamment par les orientations actuelles des surfaces gneiss-ophiolites qui limitent ces masses au nord et au sud (1_1 et 1_3). En effet, sur le versant méridional de la vallée de Bognanco cette surface-limite plonge en moyenne à 45° au NNW, tandis qu'au nord de la Bogna, en faisant abstraction des ondulations locales, son plongement parait être en moyenne de 30° au N (la ligne de contact sur le flanc septentrional de la vallée s'abaissant fortement du M. Straciugo à Graniga). L'intersection des prolongements de ces surfaces est donc une ligne qui s'abaisse à 20 ou 25° vers le NE et qui montre, dans l'état d'érosion actuel, la tendance des gneiss Prabernardo-Domodossola et des gneiss Straciugo-Verosso à se rejoindre vers le NE par dessus le complexe Montalto – S. Lorenzo. Si, dans cet état d'érosion, ils ne se rejoignent pas réellement, c'est tout simplement parce que le tout a été cisaillé, comme nous le verrons plus loin, par la subduction Monte-Leone.

Les orientations des surfaces-limites précédentes et l'inclinaison vers le NE de l'intersection de leurs prolongements ne sont vraisemblablement pas les positions originelles de ces éléments tectoniques, car un soulèvement d'aussi grande amplitude que celui du massif Mont-Rose ne s'est sans doute pas fait sans que les parages n'en soient très influencés. Plus que probablement la subduction principale de la première phase tectogène et ses déformations ultérieures se sont faites ici dans le sens NW, ces dernières s'étant effectuées avec une inclinaison plus grande que celle de la première (probablement, ici, env. 30° et env. 50°), et c'est vraisemblablement à un basculage de 20 ou 25° vers l'ENE, basculage connexe de la surrection finale du massif Mont-Rose, que sont dues les orientations actuelles de ces surfaces-limites.

On a donc, à l'E du Mont-Rose, exactement le contraire de la montée axiale vers l'ENE imaginée, prévue par le système Argand-Staub et reprise par MM. Bearth et Blumenthal dans leurs travaux de 1939 et 1953. Mais, plutôt que de s'attarder sur cette différence, voyons maintenant ce qui caractérise la « deuxième phase tectogène » dans le segment Ossola-Tessin et voyons comment cette phase explique la limite presque rectiligne que présentent sur la carte les gneiss Prabernardo-Domodossola et leur mince substratum mésozoique entre Villadossola, au débouché du Val d'Antrona, et Mugnalp/Bannio, dans le Val Anzasca.

Si une subduction de la zone Mont-Rose sous la zone Sesia s'est faite avec une très grande envergure dans le segment valdotain-valaisan, et si un phénomène également important a eu lieu dans le segment grison, créant là des déversements d'une ampleur comparable à celle des déversements Dent-Blanche, Emilius et Mont-Mary, la « deuxième phase » n'a vraisemblablement eu que des effets restreints dans le segment Ossola-Tessin. La cause doit en être recherchée, à mon sens, dans une sédimentation mésozoique beaucoup moindre dans ce dernier segment que dans les deux autres, mais pour examiner les diverses possibilités qui peuvent expliquer cette sédimentation moindre, il faudrait une longue discussion dont je ne veux pas charger cette publication-ci. Ce qui importe ici,

par contre, c'est de constater que si l'on a conçu de très importants recouvrements Dent-Blanche dans le segment Ossola-Tessin on n'en a jamais signalé en fait, et c'est aussi de remarquer ce qui suit.

Entre les intrusions granitiques du Berguell, de Riva et de S.Fedelino d'une part, et les intrusions syénitiques et dioritiques de Biella et de Traversella d'autre part, il ne s'est pas produit d'intrusions magmatiques alpines dans les arrières de la zone Ossola-Tessin (celles de Baveno-Orfano étant hercyniennes), tandis qu'il s'en est probablement fait dans le Val Maggia, en plein dans cette zone, en coincidence d'ailleurs avec un grand pli transversal. Pour les segments valdotain et grison, la disposition de ces intrusions est évidemment dûe aux subductions de la deuxième phase tectogène, qui ont entrainé du côté de l'arrière-pays certains magmas anatectiques formés pendant cette phase sous la zone Mont-Rose surtout, leur permettant ainsi de percer la zone Sesia sus-jacente lors de leur montée. Tandis que dans le segment Ossola-Tessin, dans le Val Maggia du moins, ce sont des formations Saint-Bernard et non des formations Mont-Rose et Sesia qui ont été percées par des magmas anatectiques; vraisemblablement parce que la deuxième phase a eu là peu d'envergure et que ceci a fait place dans ce segment à l'intensité d'une troisième phase tectogène: la phase simplonique.

Mais, si les subductions de la deuxième phase paraissent avoir eu beaucoup moins d'envergure dans le segment Ossola-Tessin que dans ceux qui l'encadrent, elles y sont cependant bien marquées. On peut, en effet, poursuivre de Bannio à Pallanzeno et jusqu'aux abords de Malesco le mésozoique et la zone de cisaillement connexe qui séparent massif Mont-Rose et zone Sesia entre Alagna-Valsesia et Anzino près de Bannio. Le mésozoique y est réduit, il est vrai, à une série de lentilles, et le pendage des surfaces de subductions oscille autour de 70° vers le NW ou NNW; mais cette réduction du mésozoique peut être dûe à la sédimentation relativement faible de l'Ossola autant qu'aux laminages, tandis que le pendage vers le nord résulte sans doute d'un basculage, d'un renversement de l'inclinaison originelle par des reprises atténuées de subductions

vers le nord, reprises faites en grande partie après les nappes simploniques puisque les parties radicales de celles-ci sont ployées, déformées de la même façon près de Crevola, de Craveggia, du Pizzo Vogorno, etc. L'ancienne continuité et le basculage ultérieur dans le segment Ossola-Tessin sont d'ailleurs mis en évidence par la torsion, l'allure hélicoide que présente la surface Z.Sesia – Z.Mt.Rose entre Bannio et le Col Baranca, et ce n'est évidemment pas par un simple hasard que cette torsion, cette articulation, se situe justement sur la « ligne Borgosesia-Thoune » tout comme le pli transversal d'Antronapiana, l'enfoncement des nappes simploniques vers l'WSW, le bord W du massif Aar-Gotthard, le bord E de l'arc des Préalpes romandes, et probablement aussi la limite E de l'ancienne aire d'extension de la nappe Dent-Blanche.

De même que les nappes simploniques doivent correspondre à une répétition de subductions faites à peu près parallèlement dans la même période tectogène, la mince bande de roches vertes mésozoiques qui s'allonge de Mugnalp/Bannio à Villadossola doit correspondre à une réplique de la subduction Z. Mt. Rose \ Z. Sesia que nous venons de considérer. Le parallèlisme et la proximité des deux surfaces (approx. 70° vers N50°W) ne permettent guère d'en douter, et si la carte 100.000 ne montre pas dans les gneiss qui sont au SW de Mugnalp ce qui peut subsister de cette subduction-réplique, c'est sans doute parce qu'à cette échelle cette carte ne peut être que sommaire et parce qu'on est là dans une zone complexe, tordue longitudinalement et plissée transversalement, où le bord soulevé du massif Mont-Rose ne peut laisser subsister que des parties plus profondes et plus amincies encore de cette réplique. Et si l'on peut s'étonner au premier abord de voir le plissement transversal d'Antronapiana affecter considérablement la bande Mugnalp-Villadossola en n'atteignant qu'à peine la bande Anzino-Alagna, il faut bien se dire que cette dernière est tout-à-fait en marge du massif soulevé et que là comme en d'autres exemples du même genre un plissement transversal s'éteint complètement dès que l'on s'éloigne de sa cause.

Les subductions précédentes, désignées par 2_1 et 2_2 sur le schéma ci-joint, ont évidemment dû découper dans l'Ossola

les parties avancées des recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose, et dès lors les conditions d'élévation ont été créées pour que les éléments Saint-Bernard se trouvant au sud de ces subductions disparaissent par érosion beaucoup plus vite que les gneiss Prabernardo-Domodossola. Peut-être en subsiste-il cependant quelques vestiges; les données forcément sommaires de la carte au 100.000 et ce que j'ai pu observer dans l'Ossola ne permettent pas actuellement de s'en rendre compte; tandis qu'il est au contraire peu douteux que des lambeaux de couverture mésozoique de la zone Mont-Rose (ophiolites et calcaires) subsistent entre Beura et Malesco, apparemment en synclinaux pincés dans les gneiss, près du P. Nona, du R. Geccio, de l'A. Provo.

De toute façon, qu'il y ait ou qu'il n'y ait pas de vestiges de couverture mésozoique MR ou de nappe SB entre Bannio et Malesco, les subductions de la deuxième phase tectogène expliquent fort bien la limite à peu près rectiligne que présentent les gneiss Prabernardo-Domodossola de Mugnalp à S. Maria Maggiore, et de même, elles expliquent aisément, simplement et tout naturellement l'étroitesse de la bande que constitue la zone Mont-Rose dénudée entre Bannio et Pallanzeno. Tandis que dans le récent travail de M. Blumenthal apparait encore dans cette zone des Alpes l'invraisemblance de la gigantesque Nappe Mischabel de R. Staub, que les auteurs indurés dans ce système sont obligés d'enraciner dans cette étroite bande, considérée « als gemeinzame Wurzelzone der Mischabel-Decke ».

De la limite SE des gneiss Prabernardo-Domodossola revenons maintenant au bord septentrional de ces gneiss et voyons comment ils ont été, avec les gneiss Verosso, cisaillés par la subduction initiale de la série de mouvements successifs qui ont engendré les nappes simploniques; cette série ayant naturellement succédé à la phase Dent-Blanche et ayant donc constitué une « troisième phase tectogène pennique ». Nous verrons en même temps comment se présentent dans l'Ossola les racines des nappes simploniques, et là encore nous apparaîtra ce qui différencie le système Argand-Staub de la réalité.

Diverses raisons dérivant de cette troisième phase peuvent s'ajouter à celles que j'ai énoncées plus haut pour considérer

les gneiss Prabernardo-Domodossola comme des masses Saint-Bernard déversées sur la zone Mont-Rose lors d'une première phase tectogène; mais l'une d'elles, dans la vallée de Bognanco, est particulièrement déterminante. C'est la jonction que j'ai pu établir entre les calcaires d'Arza, bien connus, et les serpentines de Cisore, au débouché de la vallée, grâce à une série d'affleurements de mésozoique plus ou moins mylonitisé qui se plaquent sur le dos de la nappe Monte-Leone. Elle montre bien que les recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose ont été là cisaillés par la première des subductions simploniques (voir le schéma tectonique ci-joint) et elle indique clairement aussi qu'en aval des Terme la limite sud de la nappe Monte-Leone coincide avec le cours de la Bogna, ce que l'on ignorait complètement jusqu'à présent. Voici d'ailleurs quelques précisions à propos de cette jonction Arza-Cisore.

Du col de Monscera aux masses calcaires d'Arza, quelques affleurements de calcaires, schistes lustrés et prasinites apparaissent au travers du glaciaire; leurs pendages sont variables, mais leurs replis, de l'ordre du m, dm ou cm, sont le plus souvent dirigés à peu près EW. Plus au nord, les gneiss M. Leone sont étirés, exempts de plissotements, et plongent isoclinalement vers le S; tandis que de l'autre côté du mésozoique les gneiss Verosso plongent en général vers le N, avec cependant de grandes ondulations et, près du mésozoique, une multitude de plissotements de l'ordre du cm et du dm, dont les orientations sont variables mais avec une prédominance EW.

Les masses calcaréo-dolomitiques d'Arza, broyées et recristallisées, plongent en moy. 30° SSW. De même, les gneiss M. Leone sous-jacents, qui sont très étirés. Tandis qu'au-dessus des calcaires, en contraste avec ces étirements, les gneiss Verosso montrent: 1) à la base, sur quelques mètres d'épaisseur, une zone de mylonitisation bien caractérisée; 2) au-dessus, sur 10 ou 15 mètres d'épaisseur, dans des strates plongent vers le N, une zone de froncement intense, faite de plissotements souvent très serrés, dont la grandeur varie du cm au dm, et dont les axes de charnières sont généralement EW; 3) une zone d'ondulations dont les rayons de courbure sont de l'ordre du mètre ou du décamètre, avec des inclinaisons très variables mais une

direction généralement EW des strates, ces ondulations résultant apparemment aussi de compressions et de torsions ou gauchissements, et des passages plus ou moins graduels existant, bien entendu, entre ces zones.

D'Arza à Rosalpe, le mésozoique est masqué par le glaciaire et des masses glissées, mais l'allure isoclinale des gneiss simploniques à l'E de S.Bernardo et l'allure au contraire ondulée des gneiss Verosso à l'W de ce lieu montrent que ce mésozoique passe à S.Bernardo même.

A proximité de Rosalpe, dans le ravin de l'Acquamorta, j'ai découvert trois affleurements de calcaire (voir le levé sommaire ci-joint) qui sont posés directement sur des gneiss M. Leone plongeant 30° SW, et qui constituent évidemment un terme précieux dans la série Arza-Cisore, malgré que les gneiss Verosso sus-jacents soient recouverts de masses glissées.

Plus en aval dans le vallon de l'Acquamorta, entre Moraso et la Bogna, il ne subsiste plus de couverture calcaire ayant résisté aux laminages de la subduction, mais un complexe fait de roches gneissiques et de roches vertes très laminées, mélangées et recristallisées, se plaque sur le dos un peu convexe de la nappe Monte-Leone, qui occupe le versant E de l'Acquamorta et qui plonge là vers le SSW. Tandis que l'autre versant est occupé par les gneiss Prabernardo-Domodossola, les gneiss Verosso et leur substratum replié de roches vertes mésozoiques, qui, eux, plongent vers le N ou le NNW, et qui s'arrêtent, cisaillés, au contact du complexe laminé précédent. La majeure partie des gneiss et roches vertes de ce complexe a été finement broyée puis recristallisée, quelques lentilles seulement ayant échappé aux laminages; et la plupart des mylonites ainsi produites sont mixtes, les proportions du mélange des éléments originaires des gneiss ou des ophiolites étant naturellement très variables, avec parfois de minuscules grains de calcite répartis uniformément dans la roche et provenant de la couverture triasique. Je donnerai plus loin quelques précisions sur la paragenèse de ces mylonites; mais notons ici-même que leur schistosité est parallèle à la surface légèrement convexe de la nappe M. Leone, comme d'ailleurs celle des gneiss étirés sous-jacents. Quant à leur provenance, il n'est guère possible de la

déterminer avec exactitude, car il est plus que probable que ces roches dérivent en partie du laminage du coin mésozoique séparant la nappe M. Leone de la nappe Verosso sus-jacente, et en partie de la friction et du broyage des parties contigües de ces nappes.

Près de la Bogna, une série d'affleurements prolonge jusqu'à Cisore ce complexe laminé de l'Acquamorta. Tout d'abord, les roches vertes laminées irrégulièrement, avec gneiss subordonnés et schistosité un peu contorsionnée, que l'on peut observer sur une quarantaine de mètres au bord de la route, à env. 400 m en aval du grand pont de Bognanco-Terme. Puis, au bord de la petite route de S.Marco, un ensemble du même genre, dans lequel subsistent quelques lentilles gneissiques et même quelques lentilles de calcaire, curieusement échappées à la trituration connexe du laminage. Puis encore, au confluent Molezzano-Bogna, la continuation bien nette de ce complexe, entre des gneiss M. Leone plongeant 50-60° S, et des gneiss Prabernardo-Domo plongeant env. 20° S, un peu plissotés, froncés par la subduction.

Du confluent Molezzano aux ophiolites de Cisore, indiquées sur la carte 100.000, une demi-douzaine d'affleurements de roches vertes laminées jalonne sur les bords de la Bogna la ligne de subduction et de cisaillement. Tandis que le plongement des gneiss Monte-Leone ne s'écarte guère de 60° S, sur l'autre versant celui des gneiss Prabernardo-Domo varie de 20 à 60° vers le S ou SSE (0 à 20° entre Baulina et Bei), car on est là à l'intérieur d'une nappe où des ondulations n'ont rien d'étonnant et on ne doit pas avoir forcément partout, de part et d'autre de la surface de subduction, une différence de plongement aussi nettement marquée que dans l'Acquamorta.

Tel est l'aspect de la bande mésozoique laminée qui se plaque sur le dos de la nappe Monte-Leone du col de Monscera à Cisore, et tel est l'aspect des gneiss encaissant cette bande.

Les mylonitisations de celle-ci, les structures isoclinales, les laminages et les étirements très accentués des gneiss Monte-Leone au voisinage de cette bande, les compressions indiquées par les froncements et certaines ondulations des gneiss Verosso, l'arrêt brusque des strates gneissiques et ophiolitiques contre la

bande Arza-Cisore dans le bas de l'Acquamorta, tous ces caractères montrent bien nettement qu'il y a eu là une « subduction cisaillante » et non pas un charriage tel que ceux que l'on conçoit habituellement.[1]

La jonction Arza-Cisore montre bien aussi ce qu'il y a d'utopique dans ce mode d'enracinement collectif des nappes

[1] Je reprendrai et développerai bientôt cette conclusion, qui me parait correspondre à l'origine de nombreuses nappes alpines autant qu'au mode de formation des structures du Val Bognanco, car jusqu'à présent, dans les Alpes, on a continuellement parlé de charriages mais guère de subductions. Entretemps je répète ici ce que j'écrivais dans les CR. Ac. sc. en mai 1952 :

« Les subductions qui sont à mon sens la cause première des nappes et autres recouvrements envisagés dans ces pages-ci, impliquent naturellement : 1) des étirements très accentués dans les masses sous-jacentes à la surface principale de cisaillement; 2) des poussées constituant en même temps la réaction dans les masses sus-jacentes, avec plissements et imbrications; 3) des écoulements subséquents dans les dépressions créées par ces subductions à l'avant des poussées précédentes.

Ce mécanisme me parait s'être répété plusieurs fois durant la seconde phase tectogène, en constituant chaque fois une nouvelle juxtaposition de déformations et de soulèvement, et en reliant ainsi pour chaque zone la phase orogène s.str. à la seconde phase tectogène; un amortissement graduel se faisant naturellement de la zone Sesia à l'avant-pays, jusqu'au socle du Jura inclusivement. »

Dans la seconde phase tectogène je réunissais en 1952 tous les déversements vers l'avant-pays et je la subdivisais en cinq sous-phases: Dent-Blanche, Simplon, Courmayeur, Chamonix, Jura. Mais pour faciliter le langage, sans que le fond en soit modifié, je préfère maintenant les dénominations chronologiques suivantes pour cette évolution :

Première phase tectogène: recouvrements Saint-Bernard/Mont-Rose.
Deuxième phase: subductions Z. M. Rose \ Z. Sesia.
Troisième phase: subductions simploniques.
Quatrième phase: subductions de Courmayeur, etc. déclenchant les translations dont naîtront les Préalpes.
Cinquième phase: subductions de Chamonix, etc. constituant les Helvétides et faisant fluer à nouveau les masses déjà déversées sur le domaine des Helvétides par la 4me phase.
Sixième phase: majeure partie des plissements du Jura, résultant de subductions faites dans le soubassement.

PS. Pour mieux faire comprendre que les écoulements par gravité n'ont qu'un rôle *complémentaire* dans le mécanisme tectogénique dont j'ai indiqué le principe en mai 1952, je souligne comme suit ce qui est relaté ci-dessus:

« 3) des écoulements *subséquents* dans *les dépressions créées par ces subductions* à l'avant des poussées précédentes. »

penniques qu'a imaginé Argand en 1911 et qu'ont repris avec beaucoup de constance MM. Staub en 1923, Bearth en 1939, et Blumenthal l'an dernier encore.

En effet, sans penser un seul instant à la solution de continuité que représente cette jonction, ces auteurs ont tous attribué les gneiss Prabernardo-Domodossola à la nappe Monte-Leone, et ils ont étendu d'une manière générale à toutes les unités géologiques de l'Ossola la montée axiale vers l'E qui caractérise en cette zone le groupe des nappes simploniques. Il leur a fallu, il est vrai, pour expliquer géométriquement cette performance, imaginer (ou simplement copier) cet étrange ploiement général de toutes leurs nappes penniques au-dessus de leur zone dite des racines, ploiement particulièrement aigu que j'ai déjà relaté dans l'avant-propos de ces pages; et il leur a fallu aussi rester extrêmement discrets sur les rapports de leur tectonique et du réseau hydrographique actuel.

Or, nous venons de le voir, il appert maintenant que le dos de la nappe Monte-Leone est nettement délimité par la bande Arza-Cisore, et il serait donc vraiment déraisonnable (pour ne pas dire absurde) d'attribuer encore à cette nappe l'espace compris entre la Bogna, Antronapiana et Villadossola, autrement dit, l'espace occupé par les gneiss Prabernardo-Domodossola. C'est tellement évident qu'il est vraiment inutile d'épiloguer à ce propos.

Il appert aussi, maintenant, que dans les vallées occidentales de l'Ossola il n'y a pas une inclinaison axiale générale pour toutes les unités géologiques. Il y a bien eu là, à l'E du massif Mont-Rose, un basculage général de 15 ou 20° vers l'ENE lors de la surrection finale du massif (conjointement avec le pli transversal d'Antronapiana), mais, de part et d'autre de la surface de cisaillement correspondant au dos de la nappe Monte-Leone, les inclinaisons axiales ne sont pas du tout les mêmes. D'une part, on a la descente axiale vers l'ENE des gneiss Verosso et Prabernardo-Domodossola, vraisemblablement parce que leurs inclinaisons axiales étaient peu éloignées de l'horizontale lors des déversements de la première phase tectogène; et d'autre part, la descente vers l'W qui caractérise l'ensemble des nappes simploniques, vraisemblablement parce que cette

descente était encore plus accentuée avant le basculage vers l'ENE. Autrement dit, à l'E du massif Mont-Rose, de part et d'autre de la ligne 3_1 du schéma tectonique ci-joint, les inclinaisons axiales ont lieu en sens inverse, malgré qu'elles aient subi là, ensemble, un basculage vers l'ENE lors des ajustements isostatiques qui ont fait suite aux trois phases tectogènes penniques.

Pour ces ajustements, pour ce basculage, il y a dans les gneiss du Val Toce une série de marques extrêmement intéressantes qui témoignent d'une descente longitudinale vers l'E ou ENE et qui sont donc d'une grande importance. Ce sont des lignes, droites ou presque droites, qui correspondent à des axes d'ondulations de l'ordre du cm ou du mm, ou à des séries de stries, de cannelures sur certaines surfaces gneissiques clivées, avec parfois des alignements d'éléments micacés ou chloriteux, et un début de cisaillements microscopiques nouveaux, une tendance à une schistosité nouvelle recoupant la schistosité primordiale sous un angle généralement faible. On les observe sur maintes surfaces de schistosité planes ou cylindriques dans les gneiss Monte-Leone et dans les gneiss des recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose qui s'étendent plus au sud, et, fait très important, on les voit presque toujours descendre vers l'E ou l'ENE, en général à 15 ou 20°. Elles apparaissent notamment dans les gneiss M. Leone au SW de Crevola près du pont de la grande route sur la Diveria, et un peu plus en amont dans le Val Diveria, et dans le voisinage de la route entre Masera, Beura et Cardezza, et de même un peu à l'E de l'A. Sella dans la vallée de Bognanco. Du fait que ces lignes ou alignements se retrouvent avec des orientations parallèles ou presque parallèles dans des gneiss Monte-Leone aussi bien que dans des gneiss déversés au sud lors de la première phase tectogène, on voit bien qu'elles dérivent d'effort orogéniques postérieurs aux subductions simploniques. Plus que probablement, elles se sont surimposées aux surfaces de schistosité de ces divers gneiss lorsque une reprise très atténuée des mouvements de la première phase tectogène a déformé, renversé ou simplement incurvé, les surfaces de subductions des deuxième et troisième phases. Elles devaient être alors peu

éloignées de l'horizontale et ce sont les ajustements isostatiques qui ont dû les incliner. On ne voit en tout cas guère d'autre interprétation qui pourrait chronologiquement les expliquer mieux, mais je dois dire cependant que je ne les ai examinées que sommairement, rapidement, et qu'il faut évidemment les observer encore. Provisoirement je les dénomme, par analogie avec les axes *b* de Sander, les lignes *b'* de l'Ossola.

A l'E du Toce s'étendent des régions que je n'ai pas eu le temps d'examiner autant que la vallée de Bognanco. Je n'affirmerai donc rien, mais je pense pourtant, d'après les données connues d'une manière générale et d'après ce que j'ai pu observer, que les structures des vallées occidentales de l'Ossola se prolongent comme suit à l'E du Toce.

Le dos de la nappe Monte-Leone passe vraisemblablement près des localités suivantes: Masera, Coimo, Buttogno et Toceno, et une cartographie détaillée donnerait probablement quelques équivalents des affleurements Arza-Cisore. Plus au sud, jusqu'aux amphibolites et serpentines qui prolongent dans le Val Vigezzo la bande Mugnalp-Villadossola, s'étendent les gneiss divers qui sont les homologues du complexe Prabernardo-Domodossola. Le long de la Melezza, entre Trontano et Druogno, ces gneiss sont caractérisés par des pendages divers, des ondulations, des laminages, des plissotements, des dykes aplitiques et pegmatitiques (alpins tardifs car pas tectonisés) et des intercalations lenticulaires de roches vertes. Ces dernières sont parallèles à la schistosité des gneiss et correspondent apparemment à celles que j'ai étudiées dans le Val de Bognanco, décrites plus loin.

Comment se termine à l'E, dans ces conditions, le prolongement amphibolitique et serpentineux de la bande Mugnalp-Villadossola ? Je pense que cette bande a été cisaillée, sectionnée par la première des subductions simploniques, et que les masses *serpentineuses* de cette bande s'arrêtent près de Toceno contre le dos *amphibolitique* de la nappe Monte-Leone.[1] Mal-

[1] Les angles existant en ces parages entre la surface 2_2 (forts pendages NNW) et la surface 3_1 (forts pendages approx. S) ne dérivent pas seulement de la différence d'orientation des subductions 2 et 3, mais aussi d'une incurvation des surfaces 2_1 et 2_2 faite avant la troisième phase tectogène. (Voir 2me planche.)

heureusement, si ce sectionnement est plus que probable, c'est précisément à l'intersection des traces de 2_2 et de 3_1 que sont disposés les dépôts quaternaires de S. Maria Maggiore, et c'est d'ailleurs bien pour cela qu'on ne s'en est pas rendu compte jusqu'à présent. Peut-être pourra-t-on cependant mettre cette structure en évidence par d'autres facteurs autour de Toceno et Vocogno. Jusqu'à présent je n'en ai pas eu le temps.

Ce qui reste aujourd'hui des déversements Saint-Bernard/Mont-Rose de la première phase tectogène se termine donc en coin près de Druogno (entre 2_2 et 3_1), et à l'E de S. Maria Maggiore c'est naturellement la bande Mont-Rose très érodée et débarrassée de ces déversements SB (entre 2_1 et 2_2) qui affleure au contact du dos de la nappe Monte-Leone. D'après les recherches de M. Blumenthal sur la Zone amphibolitique d'Orselina, ce contact M. Leone – M. Rose passerait près de Blitz, se poursuivrait dans les Centovalli entre Camedo et Intragna, et rejoindrait les bandes d'Orselina, Brione et Contra; d'une manière qui s'accorde fort bien avec ma conception de l'Ossola.

Heureusement il n'y a pas lieu de considérer dans ces pages-ci les divergences si nombreuses et si importantes qui apparaissent entre les auteurs qui se sont préoccupés des nappes simploniques dans le Tessin (voir notamment les 11 figures récapitulatives qui accompagnent les Beitr. geol. Karte Schweiz, 1936), car ces divergences n'ont pas grande importance pour le but que je me suis fixé dans l'Ossola. Mais des raisons de symétrie m'obligent par contre à considérer ici, en regard du grand pli transversal d'Antronapiana, quelques traits des Pennides à la limite orientale des nappes simploniques.

Dans le système Argand-Staub, deux unités géologiques importantes sont constituées, on le sait, par les nappes dites du Tambo et de la Suretta, déversées vers le nord, séparées par le mésozoique du Splugen et issues toutes deux de la zone dite des racines passant par le lac de Mezzola. Bien que leur historique soit caractérisé par une certaine malléabilité (Argand les attribuait aux complexes Dent-Blanche et Saint-Bernard, tandis que Staub les a transportées dans la nappe Mont-Rose, avant d'en faire, en 1946, des éléments Vanoise et Embrunais), ces nappes n'en sont pas moins devenues tout-à-fait classiques.

Mais la disposition des gneiss et du mésozoique dans le Val San Giacomo et au Splugen ne me permet cependant pas de me rallier à la conception de ces deux grandes nappes, et m'incite au contraire à ne voir là qu'un pli transversal déjeté vers l'W, vraisemblablement créé, comme celui d'Antronapiana, par les ajustements isostatiques qui ont fait suite aux trois phases tectogènes penniques. Ce que montre la très belle carte italienne au 100.000 est, en effet, assez démonstratif à cet égard. On y voit tout d'abord qu'entre Gallivaggio et Prestone le Val San Giacomo est traversé de l'E à l'W par la démarcation des gneiss granitiques et des gneiss minuti venant du versant septentrional du Val Bregaglia, créant ainsi une certaine analogie dans la répartition des gneiss sur les deux versants de la vallée; ce qui s'accorde évidemment beaucoup mieux avec la notion d'un pli transversal qu'avec des nappes Suretta et Tambo superposées par un mouvement SN. On y voit ensuite qu'il n'y a aucune liaison effective, de Campodolcino au versant sud du Pz. Lago, entre les bandes EW de quartzites et calcaires mésozoiques du Val Bregaglia et les calcaires dirigés NS du Val San Giacomo; ce qui est bien normal pour un pli transversal, mais ce qui est évidemment un manquement navrant pour des nappes Tambo et Suretta. On y voit encore, du K. 23 au Col du Splugen, le trias calcaréo-dolomitique complètement pincé dans des Roffnaporphyres permiens, ceux-ci apparaissant d'une manière équivalente sur les deux flancs du synclinal couché vers l'W; ce qui est évidemment bien naturel pour un simple pli transversal, tandis qu'il aurait fallu un hasard vraiment curieux pour une telle répartition de Roffnaporphyres sur les deux flancs du mésozoique séparateur dans le cas de nappes Tambo et Suretta issues de la zone dite des racines.

Telles sont les raisons qui m'ont amené en 1950 et 51 (Arch. sc., t. 4, p. 323) à considérer comme utopiques les nappes Suretta et Tambo du système Argand-Staub [1], et telles sont

[1] En 1952 cette façon de voir a plu à M. Fourmarier, qui en a même fait une tête de chapitre à propos de schistosité dans les Alpes (Arch. sc., vol. 5, p. 352). J'en suis heureux mais je ne peux cependant guère être d'accord lorsqu'il pense que « ces plis transversaux s'esquissent dès le début du plissement (longitudinal) et s'accentuent probablement au cours de la progression de celui-ci » (An. Soc. géol. Belg., t. 76, p. 293).

aussi les raisons qui m'ont permis de retrouver à l'E du segment Ossola-Tessin des plissements transversaux correspondant à celui d'Antronapiana, le mésozoique et les gneiss du San-Bernardino paraissant bien être plissés comme ceux du Splugen. Ce qui caractérise et rend similaires ces plissements transversaux, à l'E et à l'W, malgré leurs quelques différences de forme et de dimension, c'est qu'ils convergent vers l'Ossola-Tessin, qu'ils s'éteignent au N et au S près de leurs sorties des zones Mont-Rose et Saint-Bernard, et qu'ils dérivent plus que probablement du même phénomène: une différenciation longitudinale du géosynclinal alpin. Leur genèse s'explique fort bien, en effet, par les différences d'épaisseur qu'avait vraisemblablement la croûte terrestre à la fin des phases tectogènes penniques. Car une sédimentation mésozoique beaucoup moindre dans le segment Ossola-Tessin que dans les segments grison et valdotain-valaisan devait évidemment créer là une tectogénèse de moins grande amplitude et un épaississement considérablement moindre de l'orogène; et lors des ajustements isostatiques subséquents, les exhaussements différentiels ont naturellement dû produire, à l'W et à l'E du segment Ossola-Tessin, des débordements latéraux qui font aisément comprendre l'origine de ces plis transversaux.

Il nous reste maintenant à confronter le réseau hydrographique actuel et l'explication des structures de l'Ossola que j'ai donnée dans les pages précédentes. Remarquons tout d'abord, pour cela, que les principaux affluents du Toce viennent de l'W et qu'une très grande partie des eaux drainées par eux provient de la zone basculée vers l'ENE entre le pli transversal d'Antronapiana et le Toce lui-même. On voit notamment que l'Ovesca et la Bogna coulent presque entièrement dans cette zone et qu'elles répondent au sens du basculage et de la descente axiale des recouvrements SB/MR. Plus au sud, l'Anza passe à la bordure de cette zone et s'amorce en plein dans le massif Mont-Rose, d'une manière qui corrobore les notions structurales exprimées dans ces pages-ci. Pour la Diveria et ses tributaires, la question est plus complexe et il est difficile aujourd'hui de faire la part de facteurs tels que la descente axiale primaire des nappes simploniques vers l'W, les répercussions qu'ont eu

dans ce territoire le plissement transversal et le basculage connexe vers l'ENE, la convexité des nappes simploniques, la dureté des roches et d'autres facteurs encore de l'évolution morphologique; mais il n'y a là aucun désaccord avec les conclusions du présent travail. En face de la Bogna, la Melezza occidentale, et plus loin, la Melezza orientale, se sont toutes deux taillées leur lit près du dos incurvé de la nappe Monte-Leone, tout comme la Bogna, le Rio Rasiga et l'Acquamorta l'ont fait en partie. Le Toce, lui, dans la partie moyenne de son cours, parait correspondre à la limite approximative des parties basculées vers l'ENE, et c'est probablement pour cela qu'il a cette direction NS et que ses tributaires venant de l'E ont beaucoup moins d'importance que les autres.

On peut donc constater qu'il y a pleine concordance entre le réseau hydrographique de l'Ossola et la conception tectonique nouvelle que j'ai exposée. Tandis que le simple écoulement de la Bogna et de l'Ovesca aurait pu montrer depuis longtemps ce qu'il y a d'utopique dans ces nappes Mont-Rose, Saint-Bernard ou Mischabel que le système Argand-Staub élève axialement vers l'E.

Particularités des recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose

De l'excellent point de vue que constitue San-Lorenzo di Bognanco faisons un rapide tour d'horizon pour situer quelques éléments tectoniques fondamentaux particulièrement bien apparents, en nous aidant du levé et du schéma ci-joints et en comprenant bien que l'on est là dans une des zones les plus importantes qui puissent être pour la connaissance géologique des Alpes.

Du N à l'W, au-dessus des amphibolites Montalto–S. Lorenzo, remarquons tout d'abord les gneiss Verosso-Straciugo et leur plongement vers le N. Ils consistent essentiellement en gneiss granitiques, parfois laminés, et en gneiss albitiques, probablement permocarbonifères; et ils contiennent des intercalations lenticulaires de roches vertes et de calcaires cristallins, notamment près de l'A. del Dente et sur le versant méridional

de la C. Azoglio. Lorsqu'ils ne plongent pas vers le N, c'est dû à des ondulations locales, comme M. Blumenthal le dit très justement à propos de la Cima Azoglio (p. 232).

De l'W au SSW, dans la partie haute de la vallée, s'étendent les roches du complexe S. Lorenzo–Montalto: amphibolites, prasinites et serpentines, avec bancs subordonnés de schistes lustrés. Elles appartiennent, on l'a vu, à la couverture mésozoique autochtone ou paraautochtone de la zone Mont-Rose, et plongent vers le N ou NNW. On y rencontre plusieurs intercalations lenticulaires de gneiss orthosiques et de gneiss albitiques, qui correspondent vraisemblablement à des digitations anticlinales de gneiss Mont-Rose dans la série de plis-failles constituée pendant la sous-phase Loranco; elles sont délimitées sur le levé ci-joint.

Du SSW à l'E, sur le flanc méridional de la vallée, affleurent des gneiss Prabernardo-Domodossola, c'est-à-dire des masses Saint-Bernard déversées au sud lors de la première phase tectogène. Comme le complexe Verosso-Straciugo, ces roches consistent essentiellement en gneiss granitiques et en gneiss à plagioclase acide finement grenus; et montrent donc qu'il y a plein accord entre les données pétrographiques et la conception tectonique que j'ai exposée dans le chapitre précédent [1]. En net contraste avec l'allure à peu près isoclinale des strates mésozoiques Montalto–S. Lorenzo, ces gneiss se distinguent par une multitude d'ondulations, que dénotent des plongements très variables où prédomine cependant une direction oscillant autour de WSW-ENE. Leur structure est d'ailleurs en bonne partie mise en évidence, on le verra plus loin, par la série d'intercalations amphibolitiques et calcaires que j'ai découverte et coordonnée sur ce versant de la vallée.

Enfin, de l'E au N, dans le quatrième quadrant de ce tour d'horizon de S. Lorenzo, apparait le dos de la nappe Monte-

[1] M. Bearth lui-même écrivait en 1939 (p. 108) « Ihrer petrographischen Beschaffenheit entsprechend, könnte man die Camughera-Gneise ohne weiteres als Glied der Bernhard-Decke betrachten, aber trotz dieser Analogie müssen sie aus Gründen, die im Folgenden angeführt werden, der Monte-Leone-Decke zugeordnet werden ». On a pu voir plus haut ce que valent les raisons tectoniques invoquées par cet auteur.

Leone, dont on distingue de loin la convexité et dont on voit le long de la Bogna la limite méridionale.

Quelques gneiss Verosso

Au-dessus des amphibolites qui s'étendent à l'W de Graniga, affleurent les gneiss inférieurs du complexe Verosso-Straciugo. Le passage de ces roches vertes à ces gneiss peut s'observer fort bien à faible distance de San-Lorenzo, dans le grand ravin qui passe plus bas entre Cresta et Colorio. Ce passage se fait là, sur plusieurs mètres d'épaisseur, avec des alternances de gneiss, d'ophiolites plus ou moins laminées, et de roches intermédiaires correspondant apparemment à des mylonites mixtes recristallisées. Près de cette zone de transition, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, les gneiss présentent des replis de l'ordre du m et du dm, l'orientation des axes étant variable; tandis qu'au-dessous les replis des roches vertes sont de plus grande amplitude. Cette zone est d'ailleurs elle-même ondulée et, de part et d'autre, le plongement des strates oscille autour de 30 ou 40° N. A env. 100 m au-dessus d'elle, dans le même ravin, on retrouve dans les gneiss des plissotements de l'ordre du dm et du cm, approximativement EW, et des intercalations lenticulaires d'amphibolites, épaisses de quelques dm à 1 m, qui montrent qu'il y a probablement là un régime d'écailles.

Entre l'A. Dente, la Cresta del Dente, l'A. Oriaccia et la C. Verosso, ce sont des gneiss orthosiques qui prédominent sur les gneiss minuti plagioclasiques, et dans cet espace de la nappe Verosso les gneiss sont ondulés, avec des plongements variables dans tous les sens, mais les plongements variant de 20 à 40° vers N sont beaucoup plus fréquents que les autres.

Près de Gallinera, à mi-chemin de S. Lorenzo et S. Bernardo, affleurent des gneiss albitiques à muscovite et biotite en voie de chloritisation, avec grenat et sphène, qui paraissent dériver de rhyodacites permocarbonifères. Par exemple, à env. 150 m au NW des étables, à la bifurcation des ravins, où le pendage est 40-50° NNW (tandis qu'à 120 m plus haut, sur le sentier qui traverse le ravin septentrional, la direction est EW); et à env. 250 m au SE des étables, entre les alt. 1350 et 1270, où ces gneiss sont tous proches de la verticale, le plus souvent

70 ou 80° vers S, avec des charnières peu accentuées de l'ordre du dm ou du cm; ces plongements anomaux par rapport à l'inclinaison générale de la nappe Verosso pouvant naturellement dériver là de la troisième phase tectogène aussi bien que d'ondulations de la première phase.

A l'WSW de S.Bernardo, à env. 200 m de la chapelle, ce sont des gneiss orthosiques un peu muscovitiques, à structure granoblastique cataclasée mais non étirée (roches granitiques à l'origine, et non, comme on l'a dit, des grès feldspathiques, car l'orthose est beaucoup plus abondant que le quartz). Ces gneiss plongent là 70° NNE (avec quelques vagues convexités de l'ordre du m vers le N), probablement déformés par la troisième phase tectogène. Un peu plus à l'W, du Rifugio à la crête, ces roches sont fracturées en sens divers mais ne laissent plus apparaître de schistosité, de pendages.

Au sud des calcaires d'Arza, près des petits affluents supérieurs du Rio Rasiga, prédominent des gneiss albitiques à muscovite, parfois avec chlorite, grenat, apatite, tourmaline, pyrite plus ou moins limonitisée, et aussi quelques plages lenticulaires quartzeuses d'apparence microconglomératique. Ces roches peuvent bien dériver de rhyolites sodiques, comenditiques, permocarbonifères; soit par recristallisation dans l'épizone de laves ou tufs (la composition étant pour quelques types tout-à-fait correspondante, et le verre ne demandant dans ces conditions qu'à cristalliser sous cette forme), soit par le métamorphisme de matériel volcanique mélangé à du matériel détritique, d'origine pegmatitique (tourmaline) ou autre. Les déformations subies par ces roches, déjà envisagées dans le chapitre précédent, seront reprises plus loin, avec la troisième phase tectogène.

Mésozoique S.Lorenzo – Montalto et gneiss intercalés

A mon sens, ce mésozoique appartient à la couverture autochtone ou paraautochtone de la zone Mont-Rose; j'en ai indiqué les raisons dans le chapitre précédent. Il est surtout fait d'amphibolites à épidote ou zoisite, qui passent parfois à des formes prasinitiques, et qui dérivent évidemment de basaltes géosynclinaux. Mais à ces roches vertes s'ajoutent des bancs très subordonnés de schistes lustrés, qui sont souvent parti-

culièrement calcaireux, et quelques masses lenticulaires de serpentines, qui correspondent évidemment à des produits basiques de différenciation magmatique.[1]

Dans la vallée de Bognanco, ces formations constituent une grande masse repliée et déjetée vers le S (voir le schéma ci-joint) qui se poursuit à l'W jusqu'au pli transversal d'Antronapiana et qui s'arrête net, à l'E, contre le dos de la nappe Monte-Leone, tout simplement parce qu'elle a été cisaillée là par la première des subductions simploniques. Plusieurs lames gneissiques, intercalées dans ce mésozoique, montrent que la disposition repliée et déjetée vers le S n'est pas simple et qu'elle correspond sans doute à une série de plis-failles juxtaposés, dans lesquels il y a des digitations anticlinales étirées de gneiss Mont-Rose (masses anticlinales du Portjengrat et du Val Loranco) et peut-être aussi quelques lames de gneiss Saint-Bernard provenant de la nappe Verosso-Prabernardo sus-jacente, coincés là en sens inverse.

Sur le versant septentrional de la vallée, des ondulations plus ou moins accentuées compliquent encore l'allure de ce mésozoique Mont-Rose autochtone et celle de la surface de contact des gneiss Verosso sus-jacents, mais, lorsqu'on fait autant que possible abstraction de ces ondulations, les roches vertes avec schistes lustrés et les gneiss Verosso paraissent plonger dans leur ensemble env. 30° N ; tandis qu'au sud de la Bogna les strates mésozoiques, moins affectées d'ondulations, plongent en général 45° NNW; ces orientations contribuant, comme je l'ai fait ressortir dans le chapitre précédent, à montrer une descente axiale vers l'ENE.

Dans les amphibolites que j'ai recueillies dans cette zone S. Lorenzo–Montalto, sur les deux versants de la vallée, l'amph. est toujours de la hornblende actinotique, souvent légèrement sodique, tandis que le plagioclase varie de l'albite, généralement

[1] L'abondance de roches originellement basaltiques, le développement relativement restreint des schistes lustrés et l'extension encore plus restreinte du trias néritique calcaréo-dolomitique dans cette zone Mont-Rose, montrent bien que celle-ci a été la première à se distendre, à se fissurer et à s'affaisser au début de l'ère alpine. Il me parait donc bien inutile d'avoir voulu faire revivre, durant ces dernières années, la théorie de la *Reliefumkehrung* de Jenny.

poeciloblastique, à l'andésine-labrador, avec épidote ou zoisite, biotite plus ou moins chloritisée, sphène, apatite. Evidemment des basaltes à l'origine.

Dans les serpentines qui s'étendent entre S. Lorenzo, la Bogna et l'Acquamorta, serpentines délimitées sur le levé ci-joint, on trouve accessoirement des restes d'olivine, de la magnétite ou chromite, et des pseudomorphoses de serpentine selon d'anciennes augites ou amphiboles. Ce sont évidemment là des roches ultrafémiques à l'origine, des produits basiques de différenciation.

Entre S. Lorenzo et la Bogna, au-dessus des serpentines précédentes, entre les alt. 850 et 900, affleurent des gneiss albitiques à muscovite et biotite en voie de chloritisation, avec un peu de grenat et d'apatite, qui constituent l'une des intercalations de gneiss Mont-Rose précitées et qui peuvent bien dériver de roches rhyodacitiques. De même, les gneiss albitiques à muscovite et biotite très chloritisée, avec traces d'orthose, d'apatite et de pyrite limonitisée, qui affleurent à env. 300 m à l'W de S. Lorenzo, sur le sentier de Pizzanco. Tandis que dans l'intercalation d'Ovic, au sud de la Bogna, il y a coexistence de gneiss orthosiques et de gneiss albitiques; avec un remaniement transversal (prob. connexe du plissement d'Antronapiana) entre Ovic et S. Martino, près de la Bogna, où gneiss et roches vertes ont localement une schistosité NW-SE et des plissotements également NW-SE de l'ordre du dm et du cm.

Au bord du sentier qui relie l'Alpe Baita à Cima-la-Pra, entre les alt. 1250 et 1280, dans les masses amphibolitiques du versant méridional de la vallée, apparait une longue intercalation de roches gneissiques plongeant comme les roches vertes 40-50° NNW, mais ces gneiss-ci sont à rattacher aux schistes lustrés. Ce sont des gneiss à bytownite, biotite, muscovite, grenat, avec clinozoisite-épidote, calcite, magnétite, sphène et apatite, qui dérivent sans doute d'argiles marneuses mésozoiques métamorphosées dans une mésozone. Une petite lentille de marbre avec quartz, clinozoisite, biotite, muscovite, grenat, accompagne d'ailleurs ces curieux gneiss à bytownite. (Cf. les éclogites alpines que l'on pourrait croire à première vue catazonales, mais qui proviennent en réalité de compressions faites

localement dans une méso-épizone par de simples mouvements tectoniques.)

Gneiss Prabernardo-Domodossola et roches vertes intercalées

Sur le flanc méridional de la vallée de Bognanco, l'allure tectonique du complexe Prabernardo-Domo contraste nettement avec l'allure relativement isoclinale du mésozoique S. Lorenzo - Montalto. Près de celui-ci les gneiss sont laminés et leurs pendages correspondent à peu près à ceux du mésozoique, mais dès que l'on s'en éloigne un peu ces gneiss ont une allure plus ou moins ondulée, qui rappelle celle de tant de nappes et qui est mise en évidence, malgré l'abondant glaciaire, par des pendages très variables où prédominent cependant des directions comprises entre SW-NE et EW. Voyons donc ces gneiss en quelques zones particulièrement caractéristiques.

Au nord de la Bogna, entre Valpiana et la grande masse serpentineuse envisagée ci-dessus, l'inclinaison des gneiss Prabernardo oscille, comme celle des roches vertes avoisinantes, autour de 40-50° NNW, un grand nombre d'affleurements étant cependant fauchés, légèrement glissés. Sous San-Lorenzo, à env. 100 m au NE de la chapelle 872, ce sont des gneiss œillés à orthose, microcline, muscovite et biotite partiellement chloritisée, avec très peu d'albite et traces d'apatite, qui affleurent sous la grande masse serpentineuse, dont ils sont cependant séparés par des amphibolites épaisses d'env. 10 m (plag. zoné: albite à oligoclase ou andésine, hornblende actinotique, épidote, sphène). Le long de la route, entre les Terme et le contact avec les serpentines, ce sont les roches suivantes, à partir de ce contact: 80 m de gneiss fins à orthose, albite, muscovite, avec biotite, apatite et zircon, dérivant vraisemblablement d'aplites; env. 250 m de gneiss œillés à orthose, albite-oligoclase, biotite, muscovite, apatite, l'orthose constituant les phénoblastes glandulaires et le plag. étant réparti avec le quartz dans la pâte granoblastique; puis, au-dessus de l'agglomération des Terme, encore des gneiss du genre des premiers, dérivant vraisemblablement d'aplites.

A l'E d'Ovic, près des chalets 730, les gneiss sont orthosiques et plongent en moy. 50° NW, séparés des serpentines

sus-jacentes par une lame d'amphibolite (faite d'andésine, hornblende actinotique, zoisite et sphène); tandis qu'au N de ces chalets, dans le lit de la Bogna, ils plongent en moy. 30-40° NNW. De là jusqu'au confluent de l'Acquamorta, les gneiss plongent encore au NNW, en moy. 30°. Mais plus en aval cette inclinaison générale cesse, et, soit sous le grand pont supportant la route, soit sous les maisons qui sont à env. 100 m plus à l'W, les gneiss sont subhorizontaux, les pendages variant de 0 à 20° en sens divers. De même, le long du chemin qui côtoie la rive droite de la Bogna, du grand pont à l'établissement des Terme. (A env. 80 m à l'W du confluent Acquamorta-Bogna, on observe dans les gneiss orthosiques une charnière, un pli transversal qui les fait passer localement de la direction WSW-ENE, avec pendage 20-30° NNW, à la direction NW-SE, avec pendage d'env. 30° NE; mais ce n'est là qu'un phénomène tout-à-fait local, peut-être en rapport avec la subduction 3_1)

Voyons maintenant la vaste aire concave qui s'étend, en face de S. Lorenzo, entre la croupe Manzano-Fraccia d'une part, la croupe Sella-Cimalapra-Salera d'autre part. Elle est en grande partie recouverte de glaciaire, mais des affleurements relativement importants nous sont livrés par les entailles qu'ont faites le Rio Barca et son affluent occidental.

Dans la partie inférieure du R. Barca, sur plus de 100 m en altitude, le pendage des gneiss varie de 0 à 20 ou 30° en sens divers. Vers l'alt. 720 notamment, des gneiss orthosiques plongent transversalement à 20° SW. Plus haut, le long du sentier qui relie la chapelle voisine du pt. 820 à l'A. Salera, ce sont des gneiss albitiques dont le plongement oscille autour de 50° SSE. Ils contiennent en intercalations des gneiss orthosiques et des amphibolites faites d'oligoclase-andésine, de hornblende actinotique et de clinozoisite, qui affleurent et dans le R. Barca et dans son affluent occidental, et qui sont délimitées sur le levé ci-joint.

Dans le ravin de l'affluent occidental du R. Barca, en amont de ces amphibolites, affleurent encore des gneiss divers, jusqu'aux amphibolites qui apparaissent à env. 200 m au SE de Cima-la-Pra, également notés sur le levé ci-joint. L'intercalation que constitue ces roches vertes est visible sur env. 20 m d'épais-

seur, et dans son ensemble elle plonge env. 30° vers le S, avec quelques replis ou ondulations internes de l'ordre du m, et aussi des plissotements (cm et mm). Sur le bord méridional de l'affleurement, une faille transversale plongeant fortement vers SW coupe amphibolites et gneiss sus-jacents, très peu schisteux; tandis que dans la partie orientale, une masse de roches vertes affaissées doit être bien distinguée. Ces amphibolites sont essentiellement faites d'andésine et de hornblende commune, avec un peu d'épidote, apatite et sphène. Quelques unes d'entre elles, plissotées et un peu broyées, ont dû être soumises dans l'épizone à des circulations hydrothermales qui en ont fait des amphibolites à andésine et trémolite actinotique avec chlorite presque incolore.

Plus haut dans ce grand ravin ce sont des gneiss granitiques plus ou moins laminés qui occupent le fond de l'entaille, tandis que des amphibolites S. Lorenzo–Montalto affleurent sur le flanc NW. Près de l'A. Sella et un peu au-dessous, le passage se fait avec des alternances de gneiss, d'amphibolites plus ou moins laminées et de roches intermédiaires correspondant apparemment à des mylonites mixtes recristallisées; il rappelle ce que j'ai dit plus haut à propos de gneiss Verosso. Dans le voisinage des roches vertes, les gneiss ont comme elles une allure isoclinale (cf. près de la Bogna) avec cependant quelques ondulations peu accentuées (et quelques replis de l'ordre du dm, à axe approx. WSW-ENE, entre les alt. 1300 et 1400), le pendage moyen étant là de 50° NNW. (Le pendage moyen des amphibolites entre l'A. Sella et Ovic peut être évalué à 40-50° NNW.)

Dans le ravin du Rio Barca, au-dessus de l'intercalation amphibolitique située entre Salera et Bosco, ce ne sont tout d'abord que des gneiss albitiques et des gneiss orthosiques avec des pendages divers, mais à l'alt. env. 1080, à 400 ou 500 m au NW de l'A. Manzano, apparait encore une intercalation amphibolitique. Elle est épaisse d'env. 20 m et présente, comme les gneiss avoisinants du mur et du toit, des ondulations subhorizontales: 0 à 20° en sens divers mais surtout vers N ou NW dans la partie méridionale de l'affleurement. Un spécimen de ces roches est une amphibolite épidotique, avec sphène et apatite, à hornblende commune et albite en proportions à peu près équivalentes.

Plus haut, encore des gneiss ondulés. Puis, près du pt. 1261, env. 500 m à l'WNW de l'A. Manzano, une nouvelle intercalation amphibolitique dans les gneiss (gn. granitiques + gn. albitiques et biotitiques à grain fin) épaisse d'env. 50 m. Ces roches vertes et les gneiss contigus sont plissés et les pendages varient de 0 à 90° mais leur direction générale est nettement longitudinale: WSW-ENE (de même, dans le ravin qui passe entre cette intercalation et l'A. Manzano, les gneiss plongeant là au NNW), ce qui importe, nous le verrons, pour les raccords.

Telles sont les principales observations à faire dans la conque comprise entre les croupes Sella-Cimalapra et Manzano-Fraccia. Avant de coordonner les diverses intercalations amphibolitiques qui affleurent là et qui correspondent sans doute, comme les amphibolites S. Lorenzo–Montalto, à des basaltes mésozoiques, voyons celles qui apparaissent plus à l'E, en même temps que nous apparaitront d'autres caractères des gneiss Prabernardo-Domodossola.

A l'WNW de Pinezzo, dans le ravin qui passe entre ce hameau abandonné et le grand pont des Terme, affleurent des gneiss orthosiques à muscovite et biotite, avec apatite et zircon, peu schisteux, qui paraissent dériver d'aplites. Tandis qu'à Pinezzo même ce sont des gneiss orthosiques à biotite et muscovite, avec très peu d'oligoclase, chlorite, apatite, à grain fin, à peine schisteux; et aussi, immédiatement au sud, des gneiss orthosiques un peu oeillés; les plongements étant en général vers le S, peu accentués. Dans les ravins qui passent à env. 100 et 250 m au SE de Pinezzo, des gneiss plagioclasiques (oligoclase) à biotite et muscovite, avec chlorite, zircon, apatite, dérivant probablement de quartzdiorites; avec des pendages d'env. 20° vers le sud dans le premier ravin, de 10 ou 20° vers l'E dans le second.

Immédiatement au SW de Foibello (voir levé ci-joint) apparait dans les gneiss une intercalation amphibolitique épaisse d'env. 30 m, dont le pendage varie de 30 à 40° vers S. Des amphibolites oligoclasiques à hornblende commune, avec sphène et apatite; des ex-basaltes comme les précédentes. Nous verrons plus loin que cette intercalation est vraisemblablement reliée à celle qui affleure entre Bosco et Salera.

Dans le mince ravin qui passe env. 50 m à l'W de Bosco les affleurements sont peu nombreux et mauvais, mais les plongements paraissent osciller autour de 20° vers SW. De Bosco à Pioi, et à Pioi même, pas de roches en place au travers du glaciaire. Près de Crestapiana, dans les ravins qui sont au NE et au N de ce hameau, les gneiss sont subhorizontaux, les pendages variant de 0 à 20° en sens divers. Il y a là des gneiss granitiques par endroits laminés, des gneiss leucocrates, et des gneiss biotitiques à grain fin. Plus haut, près du sentier reliant les A. Barca 1074 et 1097, les gneiss sont aussi subhorizontaux (10 ou 20°). De même, encore plus haut sur le flanc E de la croupe Manzano--Fraccia, le long du bisse reliant l'A. Manzano au R. Molezzano, affleurent des gneiss granitiques subhorizontaux (0 à 20°, surtout vers NNW).

Examinons maintenant les abords du Rio Molezzano, d'aval en amont.

Du débouché dans la Bogna jusqu'au chalet coté 735, dans la grande entaille faite par le Molezzano, les gneiss n'ont que de faibles inclinaisons, 0 à 20 ou 30°, en sens divers bien que les plongements vers le SSE paraissent être les plus fréquents. Il y a là coexistence de gn. orthosiques et de gn. plagioclasiques. Par exemple, à côté du chalet qui est à 180 m au NE de celui coté 735, affleure un gneiss oligoclasique à orthose et biotite, avec apatite et zircon, à grain fin, qui peut bien dériver d'une rhyodacite, car le grain fin, la structure granoblastique (pas du tout grano-lépidoblastique), la distribution très régulière, uniforme des minéraux s'expliquent mieux par le métamorphisme d'un tuf ou d'une lave vitreuse que par la gneissification d'une granodiorite ou d'un micaschiste enrichi allochimiquement en alcalis, pour des raisons de structures et des raisons d'ordre chimique qui seront développées ultérieurement.

De San-Marco au pont sur le Rio Baulina qui est à l'W de Bei, et plus en aval dans le ravin du R. Baulina, les inclinaisons des gneiss ne dépassent pas non plus 30° et sont en sens divers, notamment SW. C'est donc toujours ce régime d'ondulations, qui correspond bien à une nappe.

De même, entre S. Marco et Crestapiana, dans le ravin du petit affluent qui débouche près du chalet 735 et passe entre

Pioi et Crestapiana, les gneiss (gn. granitiques + gn. biotitiques fins prob. albitiques) plongent 20 ou 30° en sens divers mais surtout vers S.

Au SW de l'A. Carbone, entre les alt. 940 et env. 1000, sur la rive droite du Molezzano, les gneiss sont plus ou moins fauchés, mais en quelques endroits, notamment sur une dizaine de m dans le lit du torrent, il semble pourtant que des gneiss non dérangés plongent env. 30° au SE. Cette orientation se retrouve un peu au-dessus, à env. 200 m au SW de l'A. Carbone, aux alt. 1020-1050, où une intercalation amphibolitique dans les gneiss, épaisse d'env. 12 m, présente, dans les endroits épargnés par les légers fauchages environnants, un plongement de 30-40° au SE ou SSE.

A env. 120 m au NW de l'A. Selvagrande, à l'alt. 1120-1130, dans un petit affluent du Molezzano, des amphibolites intercalées dans les gneiss sur une quinzaine de m d'épaisseur constituent évidemment la continuation de l'intercalation précédente; elles plongent là à 40° au S, et sont faites de hornblende actinotique, albite et zoisite. Env. 300 m plus à l'W, ces amphibolites affleurent encore et traversent le Molezzano (voir le levé ci-joint) avec quelques ondulations et un plongement moyen d'env. 40° SSE. Elles disparaissent sur le flanc septentrional du ravin dans des masses faites de gneiss et d'amphibolites, affaissées mais tout-de-même accrochées sur les pentes; mais plus que probablement rejoignent-elles sous le glaciaire celles qui affleurent dans le R. Barca à 400 ou 500 m au NW de l'A. Manzano, car leur prolongement doit passer entre les gneiss subhorizontaux qui apparaissent au sud de cet alpage, et les gneiss également subhorizontaux qui affleurent entre les alpes Barca.

A env. 400 m à l'WSW de l'A. Carbone, sur la rive gauche du Molezzano, et en face, dans le bas du petit affluent qui passe à l'W de l'A. Selvagrande, des gneiss plongent au SW, mais la bande amphibolitique ci-dessus montre que ce n'est là qu'un accident transversal local, ondulation ou petit pli. De même, les pendages variables vers SW ou W qui apparaissent vers les alt. 1200-1250 dans le ravin du Molezzano, car tout autour ce sont des directions longitudinales ou des ondulations proches

de l'horizontale. D'ailleurs, plus haut dans ce ravin, entre les alt. 1300 et 1400, les gneiss (orthosiques) plongent en moyenne env. 30° au N, et aux alt. 1400-1450, les gneiss, fauchés ou glissés par endroits, paraissent plonger en moyenne 30-40° NNW.

Voyons maintenant l'arête qui va du col du Pianino à Moncucco, puis nous examinerons les gneiss et roches vertes des ravins qui descendent sur le versant septentrional et rejoignent le Molezzano.

Les gneiss qui affleurent à 100 m au SW du pt. 1701 sont dirigés SW-NE et plongent 50 ou 60° au NW; tandis que ceux du pt. 1701 plongent env. 50° vers SE. Il y a donc là un pli avec gauchissement, qui n'a évidemment rien d'étonnant dans une telle nappe. Sur 100 m à l'E du pt. 1701, les gneiss sont bien dirigés SW-NE, mais les pendages varient de 60° NW à 60° SE. A 180 m à l'E du pt. 1701, il doit y avoir un petit pli transversal local, les gneiss plongeant là 60° E; local, car 70 m plus à l'E les gneiss sont de nouveau dirigés SW-NE et plongent 40-50° SE. Plus loin sur l'arête, jusqu'aux serpentines, les gneiss (apparemment gn. orthosiques + gn. albitiques) sont partout dirigés SW-NE, le plongement variant de 50 à 70° SE, et la schistosité des serpentines ayant ensuite la même orientation. Deux spécimens de celles-ci sont des serpentines chloriteuses, avec des pseudomorphoses de chrysotile selon olivine, d'antigorite selon un pyroxène, et de talc selon des minéraux non déterminables.

Au nord du col du Pianino et du pt. 1701, à l'A. Retti, les gneiss (granitiques et autres) plongent env. 50° SE. Entre cet A. Retti et l'A. Prarondo, ce sont des gneiss granitoides, des gneiss biotitiques fins et des gneiss leucocrates fins, qui plongent constamment env. 50° SE.

Entre l'A. Prarondo et Pontasca, à env. 200 m au SE de l'A. Selva, à l'alt. env. 1030, des amphibolites constituent dans les gneiss une intercalation qui est épaisse d'une quinzaine de mètres et qui plonge env. 40° SSE. Elles sont essentiellement faites de hornblende commune et de plagioclase intermédiaire, avec un peu de sphène et d'oxyde de fer. Quelques rares types très fémiques ont un aspect vaguement serpentineux, mais il n'y a pas véritablement là de serpentines (Cf. carte 100.000 et

Blumenthal). Au mur de ces amphibolites, ce ne sont que des gneiss à grain fin formés d'oligoclase-andésine, quartz et biotite, avec un peu de chlorite et d'orthose, qui plongent 40-50° au SSE ou SE. Tandis qu'au toit, entre les amphibolites et les gneiss qui les surmontent, une brèche calcaireuse s'intercale avec une épaisseur d'env. un mètre, faite de fragments de marbre à silicates dérivant vraisemblablement d'un contact basalte–calc. triasique. Au-dessus de ces roches, jusqu'à l'alt. env. 1150, ce sont des gneiss (p.p. des gn. granitiques laminés) qui plongent constamment à env. 40° au SSE, et qui s'associent ainsi aux gneiss dont nous avons considéré les orientations entre Prarondo et Retti, pour montrer qu'il faut relier aux calcaires cristallins du Pianino les amphibolites et les calcaires contigus très amincis de Selva.

Dans les parties hautes du Rio Baulina, deux intercalations amphibolitiques me sont encore apparues dans les gneiss. L'une affleure à env. 100 m à l'W de l'A. Martinaccio, sur le côté W du ravin, à l'alt. 1140, dans des gneiss plongeant 50-60° SSE; son épaisseur n'est que de 5 ou 6 m. L'autre se trouve à 150-200 m à l'ENE de l'A. Martinaccio, à l'alt. 1110-1120, dans le ravin principal et dans le petit ravin adjacent; elle est épaisse d'env. 10 m et plonge comme la précédente à 50-60° au SSE, les schistosités des amph. et des gneiss, au toit et au mur, étant bien parallèles. Ce sont des amphibolites à oligoclase-andésine et hornblende commune, avec apatite, sphène et oxyde de fer, qui constituent apparemment là une continuation des amphibolites de l'A. Selva, le petit décalage qu'indiquent les orientations dérivant probablement de variations longitudinales de masses dans les gneiss.

Plus bas dans ces ravins du R. Baulina les gneiss plongent encore vers le S; par exemple, à l'ESE de Valeggia Crosa, à l'alt. 950-970, le pendage est 40-50° S. Mais plus bas encore, entre l'A. Baulina et Bei, de même qu'entre Pontasca et l'A. Baulina, les gneiss sont de nouveau proches de l'horizontale (0 à 20°, peut-être 30°).

Les gneiss du petit affleurement qui est à 150-200 m au NNE de Bei plongent 20 ou 30° au SSE. De là jusqu'à Vagna, tous ou presque tous les gneiss affleurant près du sentier plongent

20 à 40° S ou SSE. De Bei à Vagna, il n'y a donc que peu de différence (20 ou 30°) entre les orientations des gneiss Prabernardo-Domo et le pendage des gneiss simploniques voisins (tandis que plus à l'W les différences sont au contraire très grandes), et l'on voit que dans ce tronçon-ci et à ce niveau-ci la subduction 3_1 s'est faite avec peu d'obliquité par rapport à la stratification ou schistosité préexistante des gneiss sus-jacents.

Reprenons maintenant les diverses intercalations amphibolitiques (sans doute des basaltes mésozoiques) que j'ai rencontrées dans les gneiss Prabernardo-Domo de la vallée de Bognanco, et tentons de les coordonner, pour qu'apparaisse mieux la structure de ces gneiss.

a) Il appert tout d'abord que les amphibolites de Foibello se raccordent aux amphibolites inférieures du R. Barca, et par leurs propres orientations et par celles des gneiss environnants; quelques petits décalages dans les raccords s'expliquant par des variations longitudinales de forme et de volume et par des accidents transversaux de faible envergure.

b) Il est logique, en outre, pour les mêmes raisons, de raccorder aux amphibolites qui affleurent à 200 m au SE de Cimalapra, celles qui apparaissent à l'alt. 1080 dans le R. Barca et celles qui traversent le R. Molezzano, pour distinguer ainsi une bande amphibolitique que nous dénommerons Cimalapra-Carbone.

c) Les amphibolites supérieures du Rio Barca (pt. 1261), plissées avec une direction WSW-ENE, constituent un troisième niveau, dont je n'ai pas encore trouvé de prolongement.

d) Les calcaires du Pianino, enfin, ont leur prolongement dans les amphibolites et calcaires de l'A. Selva et de l'A. Martinaccio. L'orientation générale des gneiss environnants l'indique nettement, et ceci s'accorde bien avec la descente axiale du complexe Prabernardo-Domo vers l'ENE, qui me parait expliquer la structure de l'Ossola mieux qu'on ne l'a fait jusqu'à présent.

Déraisonnable est donc le moins que l'on puisse dire à propos de la jonction Pianino-Cimalapra imaginée en 1939 par M. Bearth et malheureusement reprise par M. Blumenthal

l'année dernière encore. Rien ne justifie, en effet, sur le terrain, cet étrange accouplement des calcaires du Pianino et des amphibolites de Cimalapra. Il existe sur les documents cartographiques de ces auteurs, mais il n'existe pas dans la nature, et les déductions qui en ont été tirées doivent être dès maintenant complètement écartées, par ex. l'extravagante coupe de la C. Camughera parue l'an dernier (N° 2), car de telles déductions, de telles représentations ne peuvent que fausser les idées et gêner la compréhension des Pennides dans l'Ossola.[1]

Particularités de la troisième phase tectogène

Dans les pages qui précèdent j'ai déjà indiqué l'essentiel à propos de la jonction Arza-Cisore, autrement dit, ce qu'il importe actuellement de discerner à propos du dos de la nappe Monte-Leone. J'ajoute ci-dessous quelques détails sur les roches que l'on y rencontre.

Au nord du col et du lac de Monscera d'une part, et entre le lac et l'A. Micalcesti d'autre part, la différence de structure des gneiss Monte-Leone et des gneiss Verosso apparait fort bien. Les uns sont isoclinaux, étirés, exempts de plissotements, tandis que les autres ont des pendages variables, et présentent une multitude de plissotements de l'ordre du cm et du dm.

Sur les flancs W et E de la croupe qui s'élève du col de Monscera vers le Pioltone, on distingue de loin une ou deux bandes de roches blanchâtres qui plongent vers le sud comme les gneiss du Pioltone et qui peuvent donner à distance l'impression d'être des bandes calcaires; d'autant plus qu'elles sont surmontées de masses grisâtres ou quelque peu rougeâtres ressemblant vaguement à des schistes lustrés. Mais ces roches blanchâtres ne sont que des gneiss leucocrates faits de quartz, albite, muscovite, orthose, apatite; tandis que les roches susjacentes sont des gneiss très quartzeux à albite, muscovite,

[1] PS. A 500-600 m au NW du C. Pianino, et un peu à l'E du pt. 1977, affleure un banc d'ophiolite qui est dirigé approx. WSW-ENE et qui s'ajoute donc aux données précédentes pour démontrer que la jonction Cimalapra-Pianino est un non-sens. Et la même conclusion se dégage aussi de l'intercalation ophiolitique qui est indiquée sur ma carte un peu plus au sud.

biotite presque complètement chloritisée, avec grenat partiellement chloritisé, apatite, tourmaline, oxyde de fer, l'albite formant quelques phénoblastes poeciloblastiques. Le mésozoique cartographié par M. Blumenthal sur le flanc méridional du Pioltone ne s'y trouve donc pas, et c'est vraisemblablement au col même de Monscera que doivent passer, recouverts de quaternaire, les calcaires avec schistes lustrés et prasinites qui prolongent ceux d'Arza et qui affleurent encore dans le voisinage de l'A. Monscera et de l'A. Micalcesti.

Dans les gneiss subhorizontaux contigus aux chalets de l'A. Micalcesti, il y a des plissotements, compris entre le cm et le dm, orientés EW, mais aussi d'autres plissotements du même genre orientés approx. NS.

Dans les calcaires avec schistes lustrés et prasinites qui sont au SW de l'A. Monscera, le pendage est vers l'E et il y a beaucoup de replis variant du cm au m, avec axes oscillant autour de EW ou ENE-WSW.

A 300 m au S de l'A. Monscera, dans la moraine, il y a un petit affleurement prasinitique et calcaireux, allongé EW, long d'env. 10 m et haut d'env. 6 m. Dans la moitié inférieure de cet affleurement ce sont des prasinites avec un léger plongement vers le NE, tandis que plus haut ce sont des alternances de pras. et calc. avec des replis qui varient de quelques cm à env. 1 m, et dont les axes oscillent autour de NE-SW avec légère descente vers le NE. Les roches vertes sont faites d'épidote, chlorite, hornblende actinotique sodifère, albite très poeciloblastique, avec biotite, apatite et sphène; tandis que les calcaires cristallins contiennent un peu de chlorite, muscovite et quartz.

Les calcaires dolomitiques d'Arza plongent en général 30° SSW (inclinaison axiale vers l'W lors de la subduction vers le S). En coupe mince, des grains cristallins à peu près intacts subsistent dans une pâte résultant de broyage, finement recristallisée, avec un peu de quartz. Au pont qui est à 400 m au SSE d'Arza, et aux chalets d'Arza, les gneiss simploniques plongent aussi 30° SSW. Près des chalets ce sont des gneiss orthosiques à muscovite et biotite peu chloritisée, avec apatite et épidote, dont la structure grano-lépidoblastique est extrêmement étirée.

De l'autre côté des calcaires d'Arza, les gneiss Verosso ont des caractères tectoniques tout différents, qu'il importe d'examiner et de définir, mais avant de le faire considérons ces quelques types de roches.

Sur la rive droite de la branche méridionale du Rio Rasiga, à env. 400 m au SW d'Arza, à l'alt. env. 1650, affleurent des gneiss albitiques à muscovite, avec apatite et pyrite plus ou moins limonitisée, l'albite étant poeciloblastique; probablement une rhyolite sodique (comendite) à l'origine, la composition étant tout-à-fait correspondante et le verre ne demandant dans l'épizone qu'à cristalliser sous cette forme. En face de ces roches, sur la rive septentrionale, des gneiss à albite et orthose, muscovitiques, l'albite n'étant pas poeciliblastique; probablement une intrusion quartzdioritique aplitique.

Sur le versant méridional de la branche intermédiaire du R. Rasiga, à env. 400 m à l'W d'Arza, à l'alt. env. 1750, à env. 50 m des calcaires, ce sont des gneiss albitiques à muscovite, avec chlorite, grenat partiellement chloritisé, tourmaline, pyrite plus ou moins limonitisée, l'albite constituant des phénoblastes poeciloblastiques, et la roche présentant de magnifiques plissotements en zig-zag avec charnières relativement aigües; à l'origine, probablement un grès fait de matériel rhyodacitique et de matériel détritique. A côté de ces roches, entre elles et les calcaires s'étendant sur l'autre rive, un gneiss albitique à muscovite, très quartzeux, avec apatite, limonite et calcite infiltrée; à l'origine, vraisemblablement un grès analogue au précédent mais moins feldspathique.

En aval des gneiss précédents, à env. 200 m au SSW d'Arza, à l'alt. env. 1630, au bord du torrent, à 20 ou 30 m des calcaires affleurant sur l'autre rive, des roches schisteuses plus ou moins plissotées, faites de gneiss albitiques à muscovite, avec tourmaline, pyrite et veines de calcite infiltrée, l'albite étant poeciloblastique, et quelques plages lenticulaires essentiellement quartzeuses paraissant dériver d'éléments microconglomératiques; à l'origine, probablement des grès faits de matériel volcanique et de matériel détritique, comme les roches précédentes, prises plus en amont mais appartenant aux mêmes strates. Immédiatement au-dessous de ces gneiss, des mylo-

nites finement recristallisées, de même composition minéra logique.

Comme je l'ai dit plus haut, ces gneiss Verosso présentent au voisinage d'Arza des signes de compressions et d'autres particularités qui s'opposent fortement aux étirements et à l'allure isoclinale des gneiss Monte-Leone, et leurs caractères peuvent être récapitulés comme suit: 1) à la base, sur quelques mètres d'épaisseur, une zone de mylonitisation bien caractérisée; 2) au-dessus, sur 10 ou 15 mètres d'épaisseur, dans des strates plongeant vers le N, une zone de froncement intense, faite de plissotements souvent très serrés, dont la grandeur varie du cm au dm, et dont les axes de charnières sont généralement EW; 3) une zone d'ondulations dont les rayons de courbure sont de l'ordre du mètre ou du décamètre, avec des inclinaisons très variables mais avec une direction généralement EW des strates, ces ondulations résultant apparemment aussi de compressions et de torsions ou gauchissements, et des passages plus ou moins graduels existant, bien entendu, entre ces zones.

Dans les petites parois qui sont à env. 100 m au N de la chapelle San-Bernardo, et plus à l'E, à l'A. Loccelle, les gneiss simploniques sont faits de roches granodioritiques laminées, broyées, étirées, à oligoclase-andésine, orthose, quartz, biotite chloritisée, épidote, sphène, apatite, pyrite.

Tandis qu'à l'WSW de San-Bernardo ce sont des gneiss Verosso, orthosiques et un peu muscovitiques, à structure granoblastique cataclasée mais non étirée. A 200 m de la chapelle ils plongent 70° NNE, probablement recourbés par la subduction simplonique, alors que plus à l'W il n'y a pour ainsi dire plus de schistosité dans ces roches leucocrates.

Près de Rosalpe j'ai rencontré en 1951 trois affleurements de calcaires qui marquent d'une manière très utile le dos de la nappe Monte-Leone, mais qui ne supportent cependant pas de roches Verosso en place, car les gneiss, souvent leucocrates, et les schistes albitiques à chlorite et hornblende qui apparaissent sur la rive droite de l'Acquamorta ne constituent que des masses glissées, écroulées. L'un de ces affleurements se trouve au sud des chalets de Rosalpe, comme un petit chapeau incliné posé sur des gneiss albitiques à muscovite plongeant 30° SW;

tandis que les deux autres apparaissent au NW des chalets, dans le ravin de l'Acquamorta, également posés sur des gneiss approx. 30° SW mais masqués dans leurs parties supérieures par du glaciaire ou par les masses écroulées précédentes.

Le plongement approx. 30° SW (25-35° WSW-SSW) est aussi celui des gneiss simploniques qui affleurent assez abondamment en amont et en aval de Rosalpe: dans le lit de l'Acquamorta jusqu'au NW de Cimalora, sur le flanc E du ravin jusqu'au confluent voisin du pt. 1172, et plus bas encore jusqu'au petit pont reliant Moraso à S. Lorenzo. Tandis que dans cette zone du vallon de l'Acquamorta, sur le versant W, il n'y a que les gneiss albitiques du SE de Gallinera qui soient relativement proches du dos de la nappe ML et qui montrent, par leur pendage prédominant 70° S et leurs petites ondulations, une déformation probable par la subduction simplonique (le pendage des gneiss du NW de Gallinera étant 40-50° NNW).

Entre San-Lorenzo et Mulera d'une part, et entre le pont de Moraso et les Terme d'autre part, quatre éléments tectoniques sont à distinguer: 1) des serpentines du complexe mésozoique S.Lorenzo–Montalto et une petite strate amphibolitique disposée à leur base dans le ravin de l'Acquamorta, le tout plongeant approx. 45° NNW; 2) des gneiss, granitiques et autres, du complexe Prabernardo-Domo, plongeant à peu près comme le mésozoique dans son voisinage; 3) des gneiss Monte-Leone plongeant 30-35° au SW ou SSW; 4) un complexe de mylonites simplement gneissiques et de mylonites provenant vraisemblablement du mélange de roches vertes, de gneiss et de calcaires, qui se plaque dans le ravin de l'Acquamorta sur le dos de la nappe M. Leone, et qui montre ce qu'il reste là de sa couverture mésozoique, coincée et broyée entre les gneiss étirés M. Leone et les formations cisaillées Verosso, S. Lorenzo-Montalto et Prabernardo-Domo. Ces quatre éléments tectoniques, avec le glaciaire et les éboulis qui les recouvrent en partie, et quelques masses glissées dans le bas du ravin de l'Acquamorta, je les ai délimitées et figurées sur la carte au 40.000me jointe à ces pages-ci.

On a pu voir plus haut les caractères essentiels des gneiss Monte-Leone et des formations Saint-Bernard et Mont-Rose

cisaillées qui enserrent le complexe laminé de l'Acquamorta, mais nous n'avons pas encore examiné de roches de ce complexe, et c'est donc ce que nous allons faire maintenant.

A 10 ou 15 m en amont du petit pont qui relie Moraso à S. Lorenzo, sur des gneiss ML plongeant 30° SSW, affleure une roche mylonitique qui résulte sans doute d'un mélange de gneiss et de calcaire ou schiste lustré, car, dans une masse recristallisée très finement et faite d'albite, orthose, muscovite, biotite altérée et apatite, on observe une multitude de très petits grains de calcite, qui sont uniformément répartis dans la roche et qui ne proviennent donc pas d'une infiltration. Mais dans cette mylonite mixte, gneissique et calcaire, le second constituant est évidemment très subordonné au premier.

A côté même du pont de Moraso, affleurent des gneiss à orthose, albite, muscovite, biotite, apatite, dont le grain est très fin et qui correspondent apparemment à des mylonites de gneiss granitiques finement recristallisées.

Au petit affleurement qui est dans la partie W de Moraso, ce sont des gneiss albitiques à biotite, épidote et muscovite, très peu quartzeux, à grain très fin. A l'un des deux affleurements qui sont à l'E de Moraso, des gneiss à albite, orthose, microcline, biotite, épidote, muscovite, apatite, à grain très fin; tandis qu'à l'autre affleurement on a des gneiss à albite et orthose séricitisé, biotite en majeure partie chloritisée, avec muscovite, épidote, apatite, à grain également très fin. A côté de l'albite la proportion de biotite de ces roches mylonitiques est très élevée, surtout dans la première, et c'est vraisemblablement du mélange de l'orthose de gneiss orthosiques et des fémiques de basaltes ou roches vertes qu'elle dérive en majeure partie, car, en dehors de cette zone mylonitique, je n'ai nulle part rencontré de gneiss albitiques aussi biotitiques, et dans ces conditions tectoniques ceci montre bien que ce sont là des mylonites mixtes recristallisées.

Des roches telles que celles de Moraso et celles du petit pont se poursuivent sur le bord de l'Acquamorta jusqu'au confluent de ravins qui est immédiatement en amont du Rist. Regina, env. 200 m au N des Terme. Là encore, en effet, il y a coexistence de mylonite mixte et de mylonite simplement gneissique; cette

dernière étant un gneiss à albite, orthose, muscovite, biotite, apatite, à grain très fin; et la première, un gneiss albitique très biotitique, avec épidote, muscovite, orthose, apatite, à grain également très fin.

Sur tout le flanc oriental du ravin de l'Acquamorta, entre le petit pont et le Rist. Regina, ces diverses mylonites sont plaquées sur des gneiss Monte-Leone plongeant SSW et leur schistosité est naturellement bien parallèle à ceux-ci. Sur la carte leur extension parait grande à première vue, mais il n'y a qu'une faible obliquité entre leur pendage et le flanc du ravin, et leur épaisseur est évidemment peu importante.

Le complexe laminé de l'Acquamorta est masqué par du quaternaire de Valpiana jusqu'à la Bogna, mais on en trouve la continuation sur la rive droite de celle-ci, au bord de la grande route, env. 400 m en aval du grand pont des Terme. Sur une quarantaine de m, on peut en effet observer là des roches vertes et des roches gneissiques très laminées, mylonitisées et plus ou moins mélangées, avec une schistosité un peu contorsionnée et, englobées dans cette masse, quelques lentilles de roches vertes très peu schisteuses et des lentilles gneissiques. En coupes minces les échantillons que j'ai prélevés dans ce complexe laminé montrent: a) des brèches faites de fragments d'amphibolites altérées probablement par circulations hydrothermales, avec pseudomorphoses de calcite et chlorite selon l'amphibole, et altérations de plagioclases en albite et calcite, et fissures remplies de calcite, quartz et limonite; b) une roche faite de chlorite, albite et séricite, avec pseudomorphoses de chlorite selon l'amphibole; c) un marbre avec chlorite et pyrite.

Au bord de la petite route reliant San-Marco à la grande route, le complexe laminé réapparait dans d'excellentes conditions, avec env. 50 m d'épaisseur, et une schistosité plongeant 50-60° S dans les quelques endroits épargnés par le fauchage. Les roches vertes et les roches gneissiques mylonitisées, souvent feuilletées, témoignent évidemment d'un laminage intense, mais dans leur masse subsistent cependant quelques lentilles gneissiques et même quelques lentilles de calcaire cristallin blanchâtre dont l'épaisseur varie de 1 dm à env. 1 m, échappées d'une manière étonnante au broyage. En coupes minces:

a) une prasinite très chloriteuse, sans amphibole, l'épidote formant des phénoblastes zonés et l'albite présentant quelques macles polysynthétiques, avec du sphène plutôt abondant; b) un gneiss plagioclasique à chlorite contenant quelques restes de biotite, avec sphène et apatite; c) un marbre avec quartz, muscovite et feldspath altéré.

Au confluent Molezzano-Bogna, le complexe Arza-Cisore est enserré entre des gneiss Monte-Leone plongeant 50-60° S et des gneiss Prabernardo plongeant env. 20° S, mais il y a dans ces roches vertes mylonitisées un peu de schistosité transversale (plongeant fortement E) qui n'est évidemment qu'un petit accident local. L'un des deux spécimens que j'ai prélevés est une mylonite mixte faite d'albite et chlorite, avec un peu de quartz, grenat, épidote, sphène, apatite, séricite, calcite, pyrite; cette paragénèse dérivant évidemment d'un mélange d'ophiolite et de gneiss finement broyé et recristallisé. Tandis que l'autre échantillon est une amphibolite à hornblende commune, albite, sphène et apatite, dans laquelle quelques minces lits ou trainées blanchâtres sont complètement dépourvus d'amphibole mais contiennent du grenat et de la biotite chloritisée à côté d'albite, muscovite et quartz; l'amphibolite dérivant évidemment d'un basalte, mais ces lits ou trainées provenant vraisemblablement de lentilles gneissiques extrêmement étirées. Tout près de ces lentilles l'amphibolite contient d'ailleurs un peu de biotite résultant de la réaction: orthose du gneiss + fémiques du basalte.

Immédiatement au nord de l'affleurement Molezzano-Bogna les gneiss simploniques plongent 50-60° S; ce sont des gneiss orthosiques à chlorite, muscovite, albite, épidote, grenat, apatite, calcite infiltrée. Au sud de ces ophiolites laminées le contact avec les gneiss Prabernardo-Domo est masqué mais 10 m seulement de quaternaire les séparent. Ces gneiss plongent env. 20° S et présentent une multitude de plissotements de l'ordre du cm, dont l'orientation des axes est variable mais le plus souvent à peu près EW. Probablement à cause d'une surcharge plus grande, ces gneiss ont été beaucoup moins froncés que ceux d'Arza, mais ils l'ont été tout de même, et l'effet de la subduction 3_1 sur les roches sus-jacentes apparait ici nettement aussi.

Entre le débouché du Molezzano et le pont de Torno, le complexe ophiolitique laminé affleure en trois endroits dans la Bogna. Tout d'abord, en un grand et très bel affleurement, visible sur 15 ou 20 m d'épaisseur, avec un pendage 60° S, sous le K. 5, env. 250 m à l'E du confluent Molezzano. Puis, en un petit et mauvais affleurement, env. 200 m plus en aval. Et, à 100 ou 150 m à l'W du pont de Torno, des bancs plongeant 60° S, avec hornblendite et serpentine à trémolite.

Sous le pont de Torno, des amphibolites plongeant env. 60° S ne sont visibles que sur 2 m d'épaisseur; et jusqu'aux abords du K. 4, le complexe laminé est masqué par l'écroulement du versant méridional; mais de là jusqu'à Cisore, une série d'amphibolites et de serpentines avec trémolite et chlorite, plongeant env. 60° au S ou SSE, représente le complexe laminé Arza-Cisore.

Conclusion

Ce n'est pas en considérant l'enracinement des nappes penniques comme on l'a fait jusqu'à présent, et ce n'est pas non plus en continuant à envisager les recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose comme les dernières déformations penniques, que l'on pourrait donner de véritables fondements à la géologie alpine et, partant, faire progresser la compréhension de l'orogénèse en général. De même, ce n'est pas en continuant à considérer l'Ossola-Tessin comme une grande culmination axiale de toutes les nappes penniques empilées les unes sur les autres, que l'on pourrait expliquer véritablement l'architecture si compliquée de ce segment des Alpes.

C'est, au contraire, en considérant les vastes recouvrements Saint-Bernard / Mont-Rose comme les premiers grands diastrophismes alpins, et c'est en secouant ainsi à leur base les notions qui prévalent depuis une quarantaine d'années dans l'enseignement de la géologie alpine, que l'on peut avoir une meilleure compréhension de la genèse et de la structure des Alpes occidentales. Car, de ce principe primordial découlent d'autres principes fondamentaux *également nouveaux*, exposés dans les pages précédentes, qui donnent pour la formation des Alpes une

explication rationnelle, un enchainement logique, et qui s'accordent entièrement avec les faits que l'on peut observer dans l'Ossola, dans le Val d'Aoste et dans d'autres segments de la chaine alpine.*

Genève, mars 1954

Bibliographie pour l'Ossola:

Amstutz, A. 1950: *Sur les Pennides près de Domodossola.* Arch. sc. *3*; 1951: *Sur l'évolution des structures alpines.* Arch. sc. *4;* 1952: *Inversion dans la tectogénèse des Pennides. — Différenciations longitudinales dans le géosynclinal alpin.* CR. Ac. sc. *234.*

Argand, E. 1911: *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. carte géol. Suisse *31*, et carte spéc. *64;* 1934: *La zone pennique.* Guide géol. Suisse, *3.*

Bearth, P. 1939: *Uber den Zusammenhang von Monte-Rosa- und Bernhard-Decke.* Eclogae *32*, 1.

Blumenthal, M. 1953: *Beobachtungen uber Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona.* Eclogae *45*, 2.

Carta geologica d'Italia, 1913 feuille *Domodossola*, 1921 f. *Cannobio*, 1927 f. *Varallo.*

Huang, T. 1935: *Etude géologique de la région Weissmies-Portjengrat.* Bul. Soc. neuchateloise sc. nat. *60.*

Schmidt et Preiswerk. 1908: *Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe.* Geol. Karte Schweiz *6.*

Stella, A. 1905: *Il problema geotettonico dell'Ossola e del Sempione.* Bol. Com. geol. It. *36*; *Relazione sui lavori eseguiti.* P. uf. Bol. *36* et *37.*

* Tandis que l'explication de E. Kraus, tout autant que les principes fondamentaux du système Argand-Staub, rencontre parmi ces faits des contradictions irrémédiables, dont les caractères spatiaux et chronologiques apparaissent nettement dès que l'on prend véritablement la peine de confronter faits et théorie.