

Zeitschrift: Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali
Band: 45-46 (1950-1951)

Artikel: Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional
Autor: Burford, John A.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1003589>

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: 02.05.2026

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

John A. Burford

Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional

- I. Introduction
- II. La Limite alpino-dinarique
- III. Notes sur la zone Tamaro-Camoghè
- IV. Les coupures du Malcantone
- V. La ligne Magliaso-Taverne-Garzirola
- VI. La zone du Luganais
- VII. La ligne Viglio-Pambio
- VIII. La zone de la Colline d'Or et le San Salvatore
- IX. La ligne San Salvatore et la ligne de Ciona
- X. La formation volcanique permienne luganaise
- XI. La ligne principale du Luganais
- XII. Aperçu rétrospectif
- XIII. Bibliographie

Introduction

Celui qui, par curiosité et intérêt scientifique, désire connaître l'histoire de la formation des Alpes dispose de la riche documentation accumulée dans d'innombrables publications et cartes géologiques. Quelques unes furent écrites à l'intention de ceux qui veulent acquérir une conception synthétique de l'orogénèse alpine par la lecture d'un minimum de pages. Elles lui montrent les Alpes comme constituées des restes d'un empilement de nappes ou tranches de l'écorce ayant chevauché les unes au dessus des autres et au dessus de massifs autochtones plissés sur place. Chaque nappe a glissé sur un plan de charriage à sa base où les roches furent plus ou moins laminées et broyées. Après la mise en place des nappes et avec le temps, l'érosion a modelé les masses rocheuses, creusé les vallées et comblé les dépressions de son détrit.

Jusqu'à maintenant, la géologie voit dans la grandiose tectonique alpine en plissements et en nappes de charriage le résultat de phéno-

mènes tangentiels. Elle calcule, pour la Suisse, qu'ils dérivent d'une réduction de l'extension de l'écorce sous-jacente de 150 kilomètres de largeur environ.

Remarquons qu'il existe en certaines régions, dans les séries sédimentaires alpines, des masses de sédiments clastiques, brèches et conglomérats lesquels, tant en volume qu'en extension, sont comparables à une nappe, sauf que leur transport s'est opéré en cailloux et en blocs au lieu qu'en une masse unique. Une nappe de charriage est, en somme, un monoxénolithe dans la série où elle s'est intercalée ou à laquelle elle s'est superposée.

Où l'écorce fut-elle réduite de 150 kilomètres de largeur de telle sorte qu'il en est résulté les plissements et les nappes dont l'accumulation et la surélévation furent la matière première des Alpes? A la lumière de nos connaissances actuelles, c'est dans les Alpes méridionales qu'il faut aller rechercher les traces des dislocations principales de l'écorce génératrices de la tectogénèse, causes premières des plissements, des nappes charriées et des nappes déracinées. Dans la région facilement accessible des Trois Lacs, par exemple, on se trouve en présence d'un tronçon d'une dislocation principale et d'une tectonique d'étirements qui intéresse une zone large et profonde de l'écorce terrestre. La région fut sillonnée de coupures (plans de contact mécanique par suite d'étirements) étendues, verticales ou à fort pendage, ayant souvent joué depuis la fin du primaire. Ces coupures ne sont pas spéciales au territoire tessinois. Elles sont des parties du vaste réseau dit péri-adriatique dont les principales « lignes » sont connues depuis longtemps. Par ces coupures, ces failles, ces surfaces de glissement, les efforts auxquels l'écorce terrestre régionale fut soumise au cours des temps se sont résolus en déplacements relatifs de massifs et de tranches contigües. Or l'étude révèle qu'entre certains compartiments limités par les coupures en question manquent d'autres compartiments considérables. Il se peut qu'ils furent en partie laminés, écrasés par le jeu des compartiments contigües. Toutefois, il apparaît souvent que les matériaux dont ils se composent furent exprimés, expulsés, rejetés à l'extérieur et déversés à la surface en marge des dislocations. Telle serait l'origine de beaucoup de nappes. Un certain nombre de nappes furent engendrées par la pression des principales. Ces dernières, pensons nous, ne doivent pas leur formation à une poussée tangentielle, mais bien plutôt à l'étirement, à la lamination verticale et aux déracinements que en résultèrent.

Celles des coupures du réseau péri-adriatique intéressant la partie méridionale du canton du Tessin se prolongent de part et d'autre en territoire italien. On ne pourra en connaître l'extension totale que par des explorations au delà de la frontière politique.

Le compte-rendu d'observations qui suit fera connaître quelques unes des particularités géologiques de ces coupures en territoire tessinois. Nous profiterons de l'occasion pour intercaler dans notre description un résumé de données d'intérêt géologique régional.

Les traces des dislocations objets de cette description sont généralement cachées dans un merveilleux décor naturel par la végétation. Rien de très apparent n'en révèle l'existence, sauf au géologue attentif. La boussole, des cartes, des relevés et des notes sont indispensables pour en déceler la présence et les prolongations. L'étude au microscope des roches de la région révèle aussi de l'inattendu. Tandis que presque tous les schistes, à première vue, ont l'apparence de sédiments métamorphiques communs, sous le microscope, on constate que la plupart d'entre eux sont des roches broyées, mylonitiques et reconsolidées sur place. De larges zones gneissiques furent triturées ou hachées de coupures secondaires au voisinage des dislocations principales.

La géologie a reconnu que le globe terrestre s'est alternativement contracté et détendu. Entre les phases de contraction s'écoulèrent de longues périodes de détente pendant lesquelles le relief se réduisait à un minimum, tandis que les mers envahissaient plus ou moins les plateformes continentales (épéirogénèse). Par contre, pendant les périodes de contraction, le relief général était porté à un maximum d'accentuation et le volcanisme à un maximum d'intensité. Les paroxysmes orogéniques coïncidèrent avec les maxima de contraction. Entre les épisodes orogéniques périodiques, le temps des phases d'épéirogénèse s'écoulait par millions d'années. Les phases d'orogénèse intéressaient les zones de plissement de la terre entière, plus ou moins intensivement suivant les contrées. Une brève énumération des principales, celles dont l'action est reconnaissable dans les Alpes moyennes, ne sera pas superflue ici.

Comme les formations primaires jusqu'au carbonifère inférieur ne sont pas représentées dans les Alpes helvétiques, les indices des orogènes les plus anciens sont rares et leur âge précis n'est pas déterminable. Par contre, l'action des dernières vagues orogéniques hercyniennes est identifiable en divers endroits. L'orogénèse asturienne, entre le westphalien et le stéphanien, a dérangé les dépôts anthracifères alpins en voie d'accumulation. Les effets n'en ont pas encore été étudiés en détail. Par contre, il subsiste des indices nets de l'action orogénique suivante, de la fin du stéphanien. Dans la région de Dorénaz (Valais), elle est identifiable comme discordance entre les grès à flore stéphanienne et les conglomérats rouges et verts permien de la Méronnaz. Par contre, il est probable qu'elle n'a pas dérangé le

grand géosynclinal anthracifère alpin ni les sédiments moins développés du même âge de la région des Trois Lacs.

L'épisode orogénique suivant, intra-permien, fut notable par sa rigueur. Il correspond vraisemblablement à la « saalische Faltung » suivant Stille. Entre autres, il a à son actif, l'intense lamination du conglomérat permien de la Méronnaz en Valais et la discordance entre les deux subdivisions des formations volcaniques permienes au Tessin.

L'orogénèse du crétacé moyen, celui de la fin du crétacé, dit laramien, de même que celui qui précéda le dépôt des sédiments priaboniens, ont agi fortement dans les Alpes méridionales. On reconnaît leur action par l'étude des formations sédimentaires. La principale vague orogénique dans les Alpes fut celle de l'oligocène. Une coïncidence entre volcanisme et orogénèse peut être notée en passant. Alors que pendant l'oligocène le territoire alpin se disloquait sous la pression orogénique, des émissions de laves comblaient, en Sardaigne, des dépressions de plus de mille mètres de profondeur.

Les dislocations alpines et jurassiennes furent encore accentuées à deux reprises par les poussées orogéniques comprises entre le tortonien et le pontien et entre le pontien et le pliocène. Avant que les Alpes ne fussent recouvertes par les glaces du quaternaire, l'érosion avait disposé d'assez de temps, durant le pliocène, pour terminer le creusement des vallées et pour parfaire le modelage du relief alpin.

Remarquons enfin qu'il fut épargné, au cours des temps historiques, aux civilisations humaines relativement récentes, de subir en quelques régions les dommages d'une poussée orogénique, même faible. Cependant, en tous temps, les transformations futures de l'écorce terrestre se préparent et il serait d'ores et déjà intéressant si la géologie étudiait et faisait connaître des prévisions.

La Limite alpino-dinarique

Quoique placé sous un titre qui se réfère à une dislocation alpine de première importance, étudiée plusieurs fois par divers auteurs, l'exposé ci-après n'entend être que la suite de l'introduction qui précède. En effet, il n'apporte pas de nouvelles précisions concernant la dislocation nommée en titre. Il n'est qu'un résumé du problème géologique qu'elle soulève, problème toujours actuel malgré les diverses explications proposées.

A Camorino, près de Bellinzone, à la base des pentes rocheuses en bordure de la plaine alluvionnaire du Tessin, on peut retrouver sans trop de difficultés une mince intercalation schisteuse verticale de feuillets de schistes, cirés en noir par du carbone, comprise entre

deux formations de gneiss dont la stratification est également disposée verticalement. Il s'agit de schistes mylonitiques qui ont presque toujours cet aspect et cette couleur dans le Tessin méridional. On pourrait supposer que le carbone qui est incorporé comme cirage lubrifiant à ces schistes provient de la réduction d'un carbonate. Mais la calcite que l'on trouve parfois dans ces schistes mylonitiques s'est déposée bien longtemps après la libération du carbone. On peut émettre d'autres suppositions. Par exemple, que le carbone existait dans les roches avant leur mylonitisation. Quoi qu'il en soit, il s'agit d'un carbone qui brûle assez facilement sans l'aide d'oxydant lorsqu'il est concentré et qu'on le chauffe à température appropriée dans un four à moufle.

L'affleurement de Camorino, bien que d'aspect peu significatif, est cependant le point observable, au seuil de la vallée, de l'une des plus longues dislocations des Alpes connue sous diverses désignations: ligne du Jorio, ligne du Tonale, ligne insubrienne, limite alpine-dinarique. Le tronçon de la dislocation compris entre Camorino et le col du Jorio est généralement désigné: ligne du Jorio. On peut l'observer le long de la vallée de la Morobbia et accéder, par places, à de beaux affleurements de schistes mylonitiques graphiteux typiques. La lamination atteint localement un développement important. Par une excursion sur les pentes du versant méridional de la vallée, on peut observer aux endroits libres de végétation et sur une largeur de plusieurs centaines de mètres de nombreuses traces de surfaces de glissement mylonitiques, noircies par le graphite, témoignant des efforts mécaniques intenses subis par les roches contiguës à la dislocation principale. Les effets de la lamination et de l'écrasement sous pression des roches de la zone de la dislocation sont non moins apparents au pétrographe qui les examine en coupes minces sous le microscope. Tous les échantillons en présentent les traces, du quartz à extinction onduleuse ou de la simple cataclase à la trituration complète en fine poussière reconsolidée et, quelquefois, recristallisée. A mesure que l'on s'éloigne des affleurements de la dislocation principale, la densité de répartition des plans de glissement secondaires se fait moindre. Cependant, comme on le verra, d'autres faits orogéniques se succèdent dérivant de la même action tardive cause de la dislocation. Avertissons déjà ici le lecteur que l'ensemble de la limite alpine-dinarique est le résultat d'allongements successifs d'une dislocation primitive ancienne.

La limite alpine-dinarique fut étudiée en détail, de Giubiasco jusqu'au col du Tonale, aux confins du Tyrol, par H. P. Cornelius et M. Furlani-Cornelius (1930). Au-delà, elle fut repérée jusqu'au environs d'Eisenkappel en Carinthie, à ce qui résulte des publications

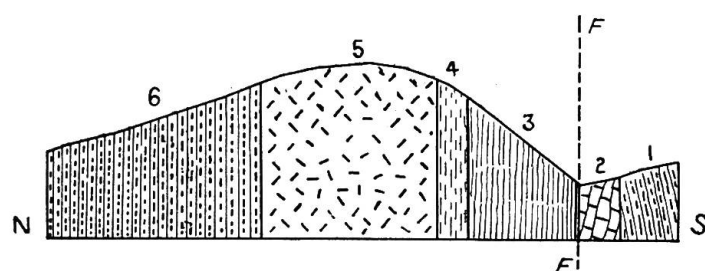
géologiques autrichiennes et italiennes. Ceci, cependant, en considérant comme tronçons de la ligne une partie de la ligne judiciaire et toute la ligne de Puster. En effet, le tronçon insubrien de la ligne, orienté E—O, rejoint la ligne judiciaire à Dimaro, en Tyrol italien. Cette dernière ligne, comprise entre Idro et Mauls, est orientée NE et s'incurve dans la région de Mauls d'où elle se prolonge en direction E—SE en reprenant, sous la dénomination de ligne de Puster, le rôle de limite alpino-dinarique jusqu'en Carinthie.

En direction opposée, de Giubiasco vers l'O, la ligne insubrienne est cachée sous la plaine alluvionnaire de Magadino et sous la partie septentrionale du Lac Majeur. Au delà, sa prolongation devait être recherchée dans la région montagneuse comprise entre les Centovalli et le lac où plusieurs traces mylonitiques se sont présentées aux chercheurs. L. Rüger (1933) avertissait l'avoir reconnue en bordure S de la zone de Losone, bien connue des géologues, et où était reconnaissable une zone mylonitique. La supposition de Rüger coïncide avec celle de V. Novarese, publiée quelques années auparavant. Au delà, en territoire italien, d'après les recherches de V. Novarese, le plan vertical parement SE de la zone du Canavese, contre la zone amphibolitique d'Ivrée, en est la continuation jusqu'à Montalto, près d'Ivrée, où sa trace superficielle disparaît sous les alluvions de la plaine piémontaise. De Montalto à Eisenkappel, la ligne en question peut être considérée comme limite entre les Alpes et les Dinarides italiennes, bien qu'elle soit composée de tronçons distincts dont chacun a son histoire géologique particulière. Quant à la dénomination de Dinarides italiennes, elle peut être tolérée si on ne lui attribue qu'un sens tectonique, celui d'une zone caractérisée par une tectonique en plis déversés vers le S, avec masses charriées vers le S, alors que les plis et les charriages sont dirigés vers le N dans le champ alpin au N de la ligne.

La désignation « ligne du Jorio » convient au tronçon de la grande ligne compris entre Camorino et le Jorio, celle de « ligne insubrienne » s'adapte à la section plus étendue entre Camorino et Dimaro, alors que la ligne du Canavese est celle visible entre Losone et Montalto, séparant la zone du Canavese au NO de la zone amphibolitique d'Ivrée au SE. Notons, entre parenthèses, que la prolongation de la dislocation traverse la Yougoslavie et la Grèce et que W. Salomon-Calvi, d'après les travaux de A. Novack, présume que la ligne paphlogonique, près de Bolu et de Tscherkesh, en est la prolongation en Anatolie, en direction de la Perse.

Entre le lac Majeur et le Piémont, une mince zone de formations pincées contre la dislocation, la zone du Canavese comprenant, entre autres, les schistes de Losone, est intéressante par la diversité des

matériaux dont elle est formée. D'après la description de V. Novarese, elle consiste d'un ensemble très laminé de granites rouges, de grès et de laves du permien, de dolomies du trias, de schistes et de calcaires liasiques avec intercalations de serpentine. On admet que dans ces matériaux divers sont représentés des restes de trois nappes détruites en Piémont par érosion, par contre encore bien développées dans les Grisons, celles dites de Margna, d'Err et de la Bernina. Si des matériaux des racines de ces trois nappes traversent le canton du Tessin, entre les Centovalli et la région du Jorio, ils n'ont pas encore été identifiés. Quant à la dislocation dite du Canavese, limitant au SE la zone du même nom, elle est verticale comme sa prolongation jusqu'au Jorio. D'après Hüttenlocher, la zone de la roche d'Ivrée en



Croquis No 1

Champ orogénique insubrien: 1) Gneiss. 2) Trias. FF) Plan tectonique insubrien (limite alpino-dinarique). — *Champ orogénique austro-alpin et pennique*: 3) Schistes du Tonale. 4) Gneiss oillé blanc, faciès de différenciation de 5) Tonalite. 6) Gneiss divers.

contact avec la dislocation serait une tachylite, c'est à dire une roche qui fut fondue par chaleur de friction. Pour V. Novarese, la même roche est une lave permienne.

Notons ici que la partie Canavese de la dislocation alpino-dinarique est plus ancienne que le tronçon insubrien. Ce dernier résulte, à notre avis, d'un étirement tardif ayant joué un rôle de première importance dans la genèse des Alpes méridionales.

P. Walter, par son étude récente de la région du Gridone, dit penser que les intrusions de roches basiques, de part et d'autre de la dislocation, auraient une origine commune. Si tel est bien le cas, on peut penser que le tronçon Canavese de la limite alpino-dinarique existait déjà à la fin du trias.

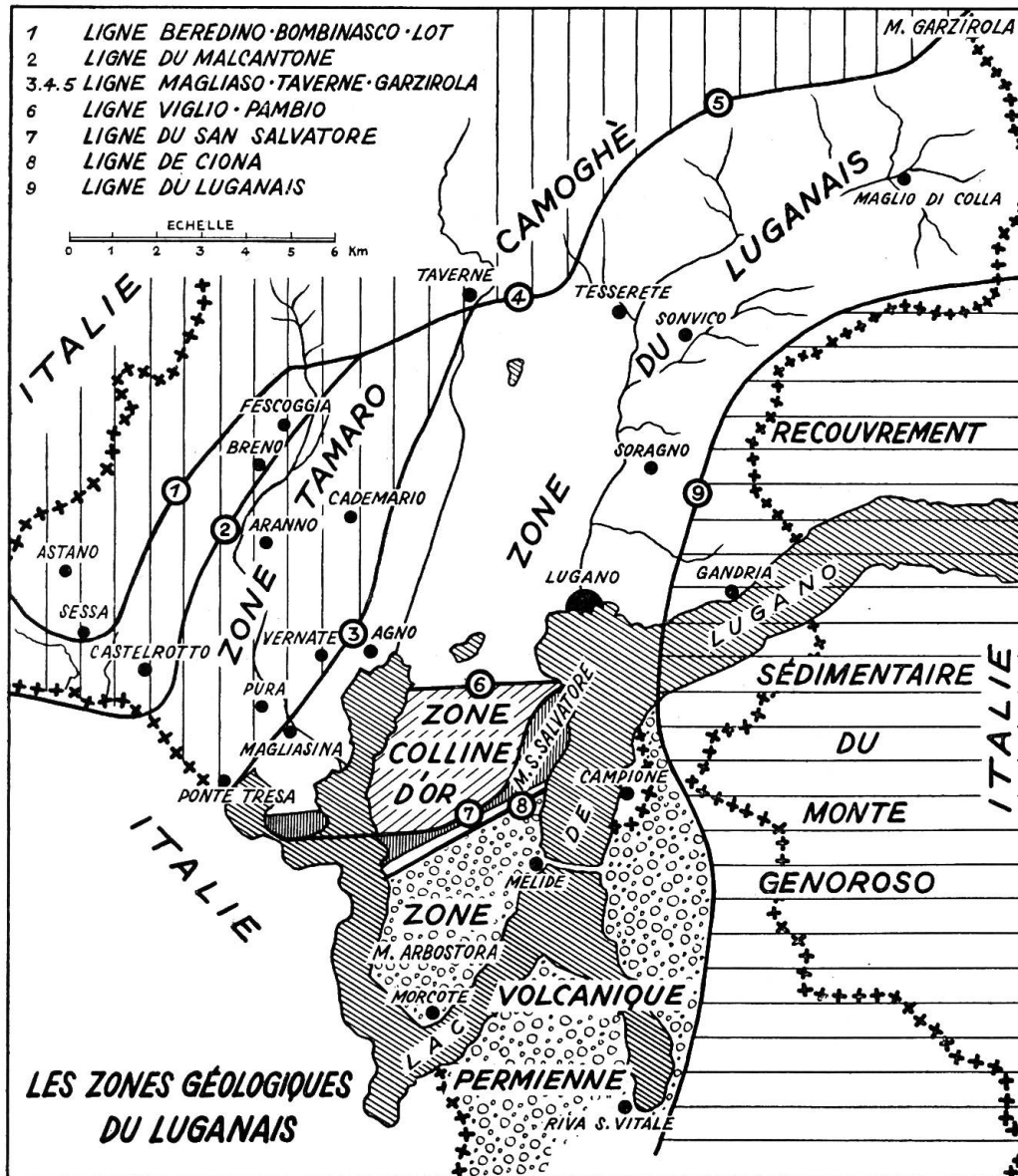
Le champ insubrien des Alpes méridionales, donc au S de la limite alpino-dinarique, se laisse, lui aussi, subdiviser en zones et en compartiments séparés par des lignes tectoniques. De celles-ci, dans le Tessin méridional, la zone dite Tamaro-Camoghè est la plus septentrionale. Elle s'appuie à la zone de racines de Bellinzone dont elle est séparés par le plan tectonique objet de ce chapitre.

Dans la partie élevée de la Val Morobbia et au delà, en territoire italien, des lambeaux de sédiments dolomitiques sont profondément pincés dans la dislocation. L'un d'eux comprend une série partielle du trias dolomitique, de l'anisien au carnien, avec le werfénien arénacé à la base. Tous ces lambeaux furent minutieusement décrits par H. P. Cornelius et sa collaboratrice. C'est le niveau du trias le plus élevé, en certains cas le carnien, qui prend contact avec le plan tectonique. Autrement dit, ces sédiments s'appuient contre la dislocation par leur face supérieure. Ils appartiennent donc à la couverture sédimentaire de la zone Tamaro-Camoghè. A noter, à propos de ce trias, qu'à Vercana non loin du lac de Côme, d'après les observations des auteurs cités, il s'en trouve un lambeau indemne de tout métamorphisme du fait de la présence voisine du massif de tonalite inclus dans les roches de la zone de Bellinzone au N de la dislocation. Ils firent observer que la solidification de la tonalite fut antérieure à la dislocation. A notre avis, il n'y a pas lieu de voir à cet endroit autre chose qu'un rapprochement tectonique de la tonalite et du trias. Il est même probable que la tonalite s'est solidifiée dans les profondeurs de l'écorce et bien loin de l'endroit où se déposèrent les sédiments dolomitiques du trias sudalpin.

Dans la vallée de l'Adda, à Dubino, Triangia, Taglio, d'après M. Magnani, d'autres lames de formations permienes et triasiques sont rangées verticalement contre la dislocation en question. L'une de celles-ci, de quelques kilomètres de longueur, est située entre Trevisio et Ponte. La dolomie triasique de cette lame s'appuie contre la dislocation, d'une part, et contre des formations conglomératiques et volcaniques permienes qui la séparent des schistes dits du Tonale, d'autre part. Mais, tandis que les formations permienes et triasiques citées de la région élevée de la Val Morobbia appartiennent à la couverture du massif du côté S de la dislocation, par contre celles dont nous parlons, si nous avons bien compris Magnani, font partie de la couverture sédimentaire de l'une des nappes alpines. Or les raisons ne manquent pas de présumer que les sédiments permotriasiques alpins et insubriens, maintenant rapprochés le long de la ligne, se sont formés loin les uns des autres.

La tonalite se présente à la manière d'un massif intrusif très allongé dans la zone de racines. Le parement S du massif est en contact mécanique avec les schistes dits du Tonale sur toute sa longueur, cela par l'intermédiaire de son différenciat leucocrate. Le parement N est également un contact mécanique mylonitisé. A propos de ce massif, la question suivante se laisse poser. S'agit-il d'un vrai batholhite venu se placer entre des formations plus anciennes dans sa position actuelle ? Ou bien s'agit-il d'un pseudo-batholhite du

même type que les très volumineuses masses de gneiss granitiques de la zone pennine des Alpes tessinoises ? Ces dernières, pensons nous, sont des masses dont l'extravasation eut lieu alors que les roches qui



Croquis No 2

les contiennent gisaient dans les profondeurs de l'écorce. Ainsi que le font observer P. Knoblauch et M. Reinhardt, les roches de l'enveloppe originale de la tonalite n'existent plus en place. Les contacts avec les formations encaissantes sont mécaniques. Il est alors difficile de se prononcer. Toutefois remarquons que la zone dite de racines au N de la dislocation, dans toute sa partie tessinoise et au delà, de

part et d'autre des frontières, est riche en manifestations plutoniques et para-plutoniques. Ce sont les massifs dioritiques de Traversella, de Biella, du Val Bregaglia et autres à travers les Alpes et les Balkans. Ce sont aussi les fort nombreux filons de pegmatite, et plus spécialement ceux à microcline et béryl, nombreux dans le canton du Tessin. On doit attribuer à ce même plutonisme les nombreux filons de roches intrusives qui sillonnent les Alpes piémontaises, ainsi que les filons métallifères, à pyrite, mispickel, blende, galène et or natif de l'Ossola (Piémont), d'Astano et Sessa (Tessin) et des Alpes autrichiennes. Puisque nous envisageons en ce moment les phénomènes magmatiques régionaux, notons qu'il apparaît probable que la tectogénèse dérive, en partie au moins, d'un magmatisme sous-jacent et de vastes transferts de magma. Les deux zones contigües à la dislocation furent à diverses reprises, dans les profondeurs, le siège d'un magmatisme intense, ultrabasique pendant le trias et granitique en dernier lieu. Notons enfin que ce magmatisme prouve que la dislocation discutée intéresse toute l'épaisseur de l'écorce. C'est une raison de s'opposer à diverses explications par trop simples qui en furent proposées.

Plusieurs géologues ont essayé, chacun à sa manière, d'expliquer la genèse et la nature tectogénique de la dislocation, soit de sa section insubrienne, soit de toute son extension. Diverses interprétations furent publiées. H. P. Cornelius et M. Furlani-Cornelius les passèrent toutes en revue après les avoir classées en cinq groupes énumérés ci-après. Selon l'avis de ces auteurs, toutes les hypothèses émises, soit individuellement, soit en combinaisons, doivent couvrir tous les cas possibles.

1. Interprétation comme cassure d'effondrement;
2. Comme cicatrice ou comme soudure entre deux régions étrangères mises en contact par action tectogénique;
3. Comme surface de charriage vers le N.;
4. Comme surface de chevauchement vers le S.;
5. Comme surface de séparation entre deux massifs déplacés horizontalement l'un par rapport à l'autre.

Quelques-unes de ces tentatives d'explication contiennent indubitablement une part plus ou moins grande de la réalité, aussi les résumerons nous pour le lecteur de langue française.

Le plan tectonique insubrien fut d'abord considéré comme fracture d'effondrement par O. Diener (1891) et W. Salomon (1905). Ce dernier en fit sa cassure péri-adriatique et créa le terme de « synaphie » pour insister sur le rôle de soudure qu'à ses yeux elle réalise entre deux parties de l'écorce.

P. Termier n'avait pas rejeté l'idée d'un affaissement de la région dinarique, mais il l'avait combinée avec celle du plan de charriage des Dinarides sur les Alpes.

La discussion passa ensuite à l'hypothèse de la cicatrice de L. Kober (1923) et de H. Henny (1924). La cicatrice était imaginée avec un remplissage magmatique et on supposait que les nappes pennines et austro-alpines avaient été expulsées hors de cette place par compression. E. Suess, C. Schmidt, P. Zindel et d'autres se rangèrent en faveur de cette conception. Remarquons que la dislocation est bien une sorte de cicatrice entre deux champs géologiques en contact, quoique étrangers l'un à l'autre.

En 1916, R. Staub concevait le plan insubrien comme surface de charriage vers le N. Cette idée, peu différente de celle émise antérieurement par P. Termier, fut admise par tout un groupe de géologues alpins. On manquait alors de précisions quant à la situation exacte des racines. La parution des feuilles locales de la carte géologique italienne vint apporter la clarté attendue et il devint évident que toutes se trouvaient du côté N. de la dislocation insubrienne. On admet maintenant que la zone du Tonale, c'est à dire celle des schistes immédiatement au N de la dislocation, est la racine d'une partie des nappes austro-alpines supérieures, que la zone de Brusio contigüe au N est la zone d'enracinement des nappes d'Err et de la Bernina, tandis que la zone gneissique plus interne est la racine de la nappe de la Margna. Le problème reste ouvert en ce qui concerne les racines des nappes austro-alpines les plus élevées, de l'Oetztal et de la Silvretta. Malgré la vraisemblance dûe à l'analogie des faciès entre le trias sudalpin et celui de la Silvretta, il n'est pas prouvé que celle-ci provienne du pays dinarique actuel. Le problème doit être reconsidéré en tenant compte de l'état des lieux antérieur à la dernière action tectogénique à laquelle la ligne insubrienne fut soumise. Peut-être existe-il une relation entre les deux nappes en question et la zone Tamaro-Camoghè ? Quoiqu'il en soit, on ne sait rien de ce qu'il advient des formations de la zone Tamaro-Camoghè au delà de la frontière en direction du lac de Côme.

S. Catalisano et, sauf erreur, V. Novarese avaient cru pouvoir considérer comme continuation de la zone amphibolitique d'Ivrée les séries gneissiques, comprenant la tonalite et d'autres roches vertes ultrabasiques, situées au N de la dislocation. Remarquons que la présence de ces roches dans la zone de racines de Bellinzona ne signifie nullement la correspondance de formations présumée sauf, peut-être, si on les envisage indépendamment de leur contenant. Toujours est-il qu'une étude spéciale des relations entre la dislocation alpino-dinarique et les venues de sima du Piémont à l'Anatolie à

travers les Balkans et la Grèce serait fort intéressante et apporterait sur la genèse du bassin méditerranéen, des Alpes méridionales et de leurs prolongations dinariques pendant le trias et le jurassique des vues plus instructives que celles que l'on espère encore de la défense de la théorie des poussées tangentielles. Apparemment, au temps du trias jusqu'au crétacé, une vaste lésion profonde s'allongeait en bordure du géosynclinal intra-alpin et par celle-ci le sima s'élevait et se déversait directement dans la fosse et dans sa prolongation vers l'E et le SE.

Le débat concernant la dislocation insubrienne fut élargi par une proposition de O. Ampferer. Il suggérait de la considérer comme surface de séparation entre deux massifs qui se seraient déplacés horizontalement l'un par rapport à l'autre. H. P. Cornelius et sa collaboratrice consentirent à admettre à l'actif de cette hypothèse le fait que l'on peut observer sur quelques surfaces exposées du plan des stries de frottement disposées horizontalement entre d'autres plus inclinées et plus nombreuses. Ils estimèrent que le déplacement dans le sens de la longueur ne fut pas très important, sinon ils en auraient trouvé, pensaient-ils, des évidences majeures. De sorte qu'ils conclurent que le déplacement horizontal ne fut pas le mécanisme tectogénique de la dislocation insubrienne, mais seulement un événement tardif alors qu'elle existait déjà.

Disons qu'à notre avis le rejet des vues de O. Ampferer n'était pas justifié. Il existe de bonnes raisons pour retenir que toute la partie insubrienne de la limite alpino-dinarique résulte d'un étirement tardif considérable, probablement d'une centaine de kilomètres en sens O \rightarrow E. Provisoirement, à l'appui de notre opinion, nous dirons qu'il est évident que les coupures furent engendrées par entraînement simultanément à la dislocation principale. D'autre part, la partie des formations sudalpines qui vinrent en contact avec la dislocation principale furent déviées, coupées en biseau, soulevées pour retomber en nappes vers le S, c'est à dire en sens inverse de la poussée qui agissait en profondeur.

Nous arrivons à la dernière formule d'interprétation, celle de A. Spitz et de H. P. Cornelius. Ces deux auteurs défendirent une thèse par laquelle la dislocation est considérée comme plan de chevauchement vers le S. H. P. Cornelius remarque justement que la résultante horizontale du chevauchement est minime. Cette thèse de chevauchement vers le S correspond à l'aspect tectonique de la dislocation insubrienne en territoire italien. On pourrait, de même, qualifier de chevauchement vers le S, ou vers l'intérieur de l'arc dinarique, la majorité des lignes péri-adriatiques et en expliquer l'origine par un massif profond résistant. La formule s'appuie sur

une vision des faits restreinte à un minimum. Nous la considérons comme anodine, car elle réduirait à peu de chose le très grand rôle tectogénique de la dislocation.

En tenant compte des idées de H. P. Cornelius, de E. Argand et d'autres, la série des événements orogéniques de la zone, des plus anciens aux plus récents, s'ordonne ainsi:

1. Orogenèse du champ des nappes austro-alpines avant leur transfert (mésocrétacé);
2. Mise en place des nappes austro-alpines (laramien);
3. Renversement vers le S de la structure tectonique insubrienne (oligocène);
4. Intrusion des batholithes de la Disgrazia et de l'Adamello. Intrusions des porphyrites dioritiques en filons dans la zone insubrienne;
5. Formation de la pénéplaine (miocène moyen);
6. Synclinalisation hypothétique au dessus de la ligne insubrienne et de la ligne de Puster. Origine des vallées longitudinales.

Le classement ci-dessus ne vaut qu'à titre d'essai préliminaire. L'idée d'un renversement vers le S de la structure tectonique insubrienne, de redressée vers le N qu'elle aurait été auparavant, y trouve une place probablement gratuite.

Il nous reste à mentionner la « Verschluckungstheorie » d'Amperer d'après laquelle des parties de l'écorce auraient été englouties dans les profondeurs. En attribuant à l'actif de cette thèse les masses rocheuses ensevelies par le recouvrement des nappes et ensuite approfondies par le jeu de l'isostasie, on ne pourrait que se rallier à l'idée d'Amperer, toutefois, la tectogénèse tend à restreindre la superficie de la Terre en rejetant des matériaux divers à sa surface, laves ou nappes. Les abords de la dislocation insubrienne sont avant tout des lieux de déracinements de tranches de l'écorce, maintenant déversées et empilées en nappes avec les masses sédimentaires qu'elles ont refoulées devant elles. Nous pouvons encore concevoir que d'abondants matériaux se soient déplacés dans les profondeurs à l'état fluide après remagmatisation. Certains de ces matériaux se sont élevés de part et d'autre de la dislocation. Ce sont les batholithes de Traversella, de Biella, de la Disgrazia, de l'Adamello que nous avons déjà mentionnés, et la série d'autres à la suite des précédents dans les Alpes orientales et les Balkans. Les migrations profondes de matériel remagmatisé ont indubitablement contribué à la formation des Alpes et des Dinarides en abandonnant des zones profondes de l'écorce qui cédaient simultanément à la pression latérale. En notant cette opinion, nous pensons à la puissante formation trachy-andésitique de Sardaigne, contemporaine de la formation des Alpes (oligocène).

Les batholithes associés à la dislocation alpino-dinarique sont des éléments qui la distinguent nettement des plans de chevauchement alpins, même quand ceux-ci sont actuellement caractérisés par un fort pendage comme, par exemple, le plan de chevauchement de la nappe de Morcles, du massif de l'Aar au massif de Belledonne en passant par Chamonix et Cevins. Cornelius n'a pas tenu suffisamment compte de ce fait. La dislocation alpino-dinarique est une fissure ancienne et profonde de l'écorce et toutes les hypothèses qui l'envisagent comme plan de chevauchement doivent être, à notre avis, définitivement rejetées. Elle fut un des événements tectogéniques majeurs du champ méditerranéen. Remise en jeu lors de toutes les déformations de l'écorce, devenue sinueuse comme le système montagneux auquel elle est liée sans que son allure verticale ou presque en fut affectée, elle facilita le déplacement relatif de parties de l'écorce au cours des événements tectogéniques. De l'écrasement mutuel des parties en contact par son plan surgirent les plissements, les nappes extravasées et les nappes externes refoulées.

La prolongation de la dislocation en cause n'a pas été repérée le long des Apennins où l'on aurait désiré la retrouver. Sans doute, gît-elle en profondeur recouverte par les nappes ligures et toscanes, à double déversement, dont elle serait néanmoins l'actrice restant cachée en profondeur.

Une autre dislocation verticale de grande extension est celle qui limite tectoniquement au sud la chaîne de l'Atlas dans toute sa longueur contre le bloc africain et qui se laisse constater de la Tunisie à Agadir. Peut-être d'autres exemples viendront-ils permettre de justifier l'idée que les chaînes de plissements et de nappes ne sont que formes orogéniques superficielles affaissées par gravité, complications marginales de lésions verticales de l'écorce d'ampleur insoupçonnée.

Notes sur la zone Tamaro-Camoghè

Nous avons choisi les noms de ses deux principaux sommets, le Monté Tamaro (1955 m) et le Monte Camoghè (2232 m) pour désigner la zone d'affleurement d'un complexe de formations gneissiques comprenant des paragneiss entre lesquels sont intercalées de volumineuses masses d'orthogneiss granodioritiques extravasées. Le complexe comprend également une longue bande d'amphibolites avec concentrations locales de roches ultrabasiqes. En ce dernier cas, il s'agit également de masses extravasées résultant vraisemblablement du métamorphisme de profondeur. Sauf une interruption tectonique, la zone d'amphibolite s'étend de Neggio au Camoghè.

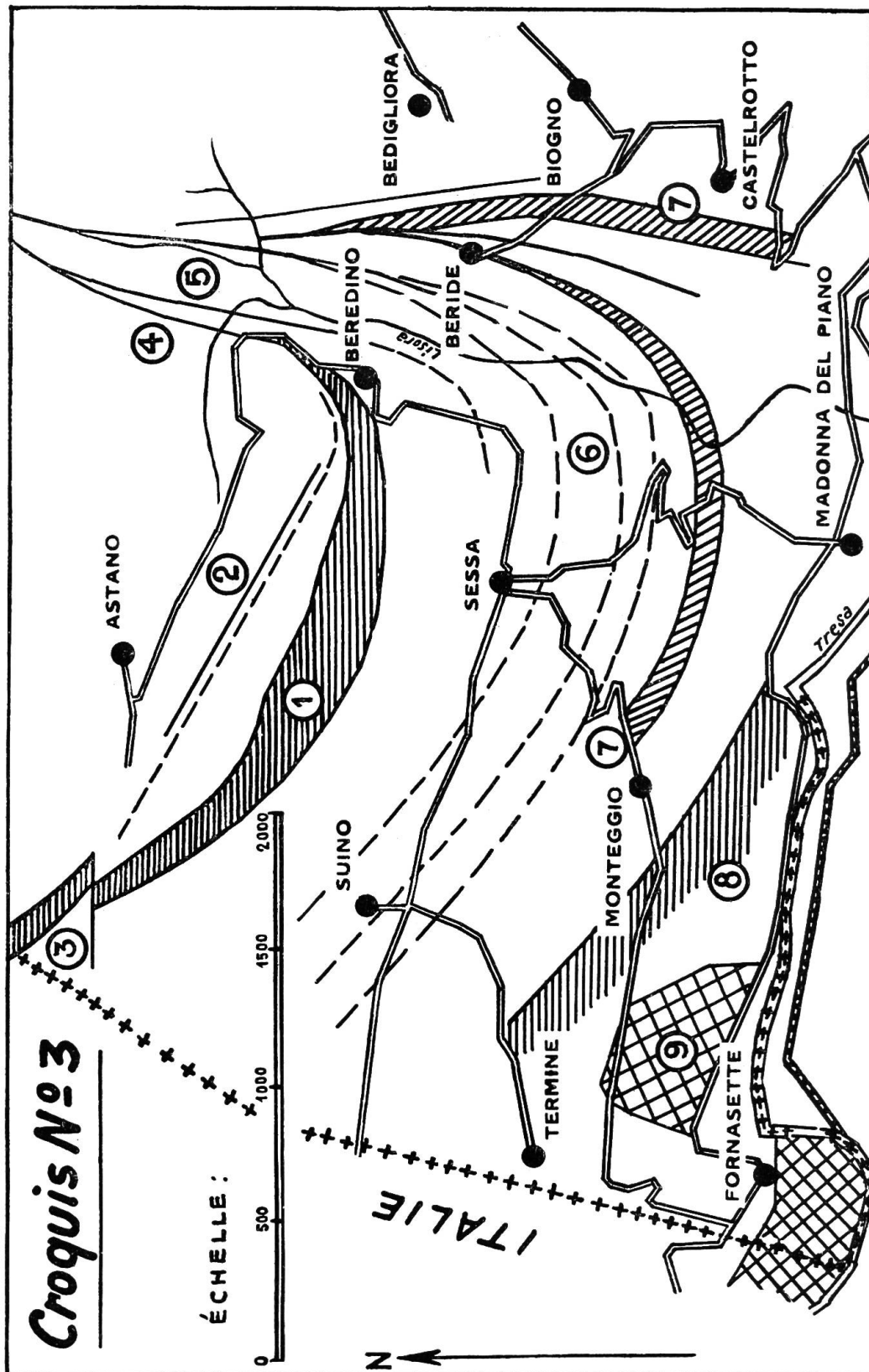
La zone gneissique Tamaro-Camoghè est comprise entre la ligne insubrienne et le lac Majeur d'une part, et la ligne Magliaso-Taverne-Garzirola d'autre part. Elle déborde quelque peu au S de la Tresa en territoire italien. Les formations gneissiques de même appartenance occupent un vaste territoire en Piémont, à partir de la rive occidentale du lac. On a émis l'hypothèse de l'existence d'une dislocation tectonique sous le lac, mais rien ne la justifie à l'état de nos connaissances actuelles.

D'après V. Novarese, la zone de gneiss se termine en biseau contre le plan tectonique insubrien à l'E du col du Jorio et, au delà, ce sont les schistes de la série du Luganais qui prennent contact avec l'importante dislocation.

Les principaux types de roches cristallines de la zone ont été décrits par Kelterborn, Bächlin, Spicher et M. Reinhardt. Très intéressantes sont les concentrations de roches ultrabasiques extravasées du Camoghè décrites par Spicher. Dans la même zone amphibolitique, sous Pura et près de la Magliasina affleure une belle roche qui peut être assimilée à une diorite. Si l'on examine la même bande de roches près de Bigorio, on ne peut douter qu'elle dérive par métamorphisme de roches dolomitiques. Nous considérons cette formation amphibolitique comme un exemple en miniature pour la formation et l'extravasation de roches ultrabasiques. La zone amphibolitique d'Ivrée en offre, certes, des exemples beaucoup plus grandioses. Si nous insistons sur le cas-échantillon du Camoghè, c'est qu'un phénomène identique de grandes dimensions a joué un rôle orogénique et volcanique sous-marin de première importance à un stade de la formation des chaînes méditerranéennes de l'Anatolie à la Sierra de Ronda en passant par nos Alpes. Le phénomène est analogue, quoique plus grandiose encore, en ce qui concerne la formation de magma granitique et les phénomènes d'extravasation qui l'accompagnent. Les Alpes tessinoises en exposent de magnifiques exemples.

Signalons un affleurement de bancs de calcaire cristallin sous le village de Neggio. Ils sont visibles comme intercalations dans les paragneiss exposés dans un petit vallon proche de la Magliasina.

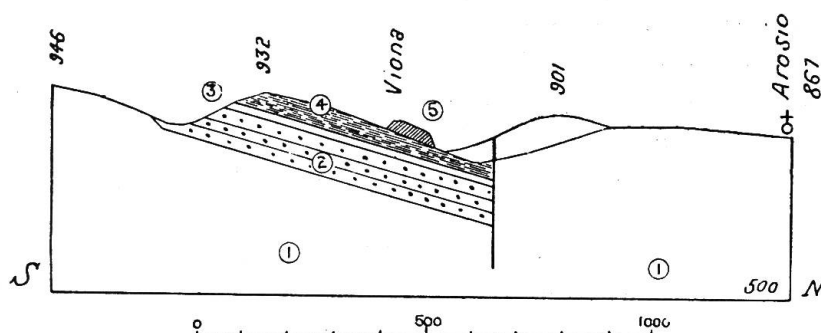
La surface de la zone Tamaro-Camoghè exposée avant le carbonifère fut recouverte par une série de sédiments, désormais détruits, sauf quelques lambeaux à Manno, Arosio, Mugena et quelques autres en partie pincés dans la dislocation de la Tresa et dans la dislocation insubrienne. Les conglomérats quartzeux aporphyriques à flore stéphanienne de Manno reposent transgressivement sur la tranche des schistes cristallins redressés. Non loin de là repose également en discordance le lambeau de permien inférieur des parages d'Arosio et Mugena. Il s'agit de grès gris et rouges avec quelques lits de tufs



1) Amphibolite du Sceretto. 2) Faille du Sceretto et filon de camptonite. 3) Filon de porphyrite. 4, 5, 6) Plans d'étirement (digitations de la dislocation Beredino-Bombinasco-Tortoglio avec intrusion de porphyre quartzifère dans 5). 7) Bande de gneiss leucocrate. 8) Schistes cristallins. 9) Laves et grès permien.

volcaniques intercalés correspondant à une partie de la série dite de Collio dans les Alpes bergamasques. Cette série comprend encore, au dessus des grès, un volumineux dépôt de tufs porphyritiques rouge-brun. Ils furent recouverts à leur tour par une assise de tufs silicifiés compacts de couleur orange et rouge-brun dont il ne subsiste qu'un rocher isolé à Viona.

L'ensemble permien d'Arosio-Mugena est un lambeau incliné vers le NE reposant sur la tranche des formations cristalline. Il ne s'agit nullement d'un synclinal. Il se trouve en dehors de la dislocation dite « chevauchement de Mugena » par Bächlin. La partie inférieure des tufs porphyritiques en repos sur les grès est transformée



Croquis No 4

La série de Collio à Viona

- 1) Schistes cristallins. 2) Grès rouges et gris (Série de Collio). 3) Argile. 4) Tufs porphyriques. 5) Tuf silicifié.

en argile hydrothermale contenant des paillettes d'oligiste.

A Fornasette, des tufs porphyritiques spongieux reposent sur les grès du permien inférieur. Ils supportent une coulée de porphyrite à pyroxène passant à des tufs de la même roche sur lesquels repose la série verrucano-grès werféniens et dolomies du trias. Cet ensemble s'enfonce happé par la dislocation de la Tresa. Il fut décrit, ainsi que les affleurement qui lui font suite en territoire italien, par Ch. E. A. Harloff.

La région Tamaro-Camoghè est recoupée par diverses failles dont la plus notable est la coupure du Malcantone. Celles qui sont hercyniennes ont néanmoins rejoué depuis. Plusieurs des grandes coupures furent envahies de roches intrusives. Il s'en trouve aussi en dehors des grandes failles, en filons et en pointements assez nombreux. P. Bearth, qui les étudie, a déjà fait connaître les résultats de ses recherches concernant celles du Malcantone (1932). Comme on ne connaît pas, dans la région, des roches volcaniques stratifiées autres que les permienes, ni de filons dans les terrains mésozoïques, on

peut, en général, admettre que l'âge de ces roches est permien. Cependant, tant à l'O qu'à l'E de la région tessinoise, en Piémont, en Lombardie et en Vénétie, on a reconnu deux périodes principales d'activité plutonique, la permienne et la tertiaire. Une troisième période correspond aux laves du trias, à celles du carnien en particulier. On n'en connaît aucun exemple dans la partie méridionale du canton. On attribua au tertiaire, dans le Piémont, un vaste système de filons de roches dérivant du batholithe syénitique de Biella et de celui dioritique de Traversella. Ce système de filons atteint les abords du lac Majeur et, à ce que nous pensons, la zone Tamaro-Camoghè. Ils sont répartis tant dans le champ pennique que dans le champ insubrien et recourent le trias et parfois le lias. V. Novarese écrivait en 1933 qu'on ne connaissait aucun caractère intrinsèque permettant de distinguer les filons permiens des filons tertiaires. D'autre part, Mlle C. M. Koomans, dans une thèse sur le chimisme des porphyres luganais (Leyde 1937) estime que les roches des filons du Malcantone se classent naturellement dans le système porphyrique luganais, qu'elles sont donc permiennes et qu'en tout cas une distinction au moyen de diagrammes de différenciation ne serait pas possible. Les géologues italiens distinguent et attribuent au tertiaire des roches filoniennes de magma dioritique fréquentes dans les Alpes lombardes.

A notre idée, il y a un autre motif de présomption en faveur de la thèse de la pluralité des phases d'activité volcanique de la zone, c'est que l'on peut la subdiviser en trois champs en ce qui concerne les petites manifestations métallifères qui s'y présentent comme remplissages de menues fissures. Chacun de ces champs est caractérisé par des roches filoniennes qui lui sont particulières.

- A. Un champ arsénifère (arsénopyrite) comprenant à la Costa, près de Sessa, une deuxième minéralisation de blende, galène et or natif. Les roches de ce champ sont des diabases à hornblende (camptonites), des porphyres quartzifères et quelques autres roches en filons du massif du Mte Tamaro et du Mte Lema. Peut-être sont-elles tertiaires et correspondent-elles aux roches du flysch priabonien des Alpes occidentales, Un autre champ de même nature est celui de l'Ossola en Piémont.
- B. Un champ avec pyrite, chalcopyrite, blende et galène, non aurifère, caractérisé par quelques petits gisements près de Beride et au Mte Mondini. Cette minéralisation est en relation avec un groupe de roches variées incluses dans la dislocation Magliaso-Taverne et dans les coupures de Beride. Les quelques veines quartzieuses à stibine et berthiérine du Mte Mondini représentent une faible minéralisation tardive dans ce champ.

- C. Enfin, à moins qu'il ne s'agisse de la partie profonde du précédent, on peut reconnaître comme troisième champ celui des petits gisements de pyrrhotine, avec chalcopyrite subordonnée, de la partie N de la zone Tamaro-Camoghè où les roches filoniennes sont fréquentes.

Dans le vallon de la Vinera, au SO de Migliaglia, on peut observer deux filons parallèles voisins dans la zone mylonitique de la dislocation Beredino-Bombinasco-Tortoglio. L'un est un filon de porphyrite quartzifère, tandis que l'autre est le grand filon de porphyrite quartzifère acide Beredino-Migliaglia. La thèse émise nous conduit à classer, à tort ou à raison, le premier filon cité dans le groupe des tardifs et l'autre dans le groupe des filons permien.

Les coupures du Malcantone

La coupure principale du Malcantone, quoique longue de plusieurs kilomètres, ne joue pas un rôle très important ni très évident dans la tectonique régionale. C'est un plan de glissement contre lequel s'est déplacé vers le S une tranche de formations gneissiques comprises entre Taverne et la Tresa. Cette coupure n'a pas été pénétrée de magma éruptif, motif pour la retenir comme plus récente que ses voisines dans l'échelle des temps géologiques et comme dérivant des orogènes mésozoïques ou tertiaires qui ont agi sur les Alpes méridionales.

On peut la reconnaître sur le terrain à partir de Croglia où elle affleure à 100 m. environ à l'E du village. De là elle passe dans la vallée du Romanino dont son affleurement suit le thalweg jusqu'au NE de Biogno. Dans cette région, le plan de la coupure est généralement enduit d'argile ou quartzifié. De la partie supérieure du cours du Romanino jusqu'aux environs de Novaggio, elle est cachée par les terrains superficiels et par les alluvions post-glaciaires. On en retrouve la trace au N. du village, dans un ravin, sous forme de roches broyées ou argilisées. Entre Novaggio et l'endroit dit Maglio, elle est observable à son croisement avec le lit des ruisseaux affluents de la Magliasina. Il en est de même du Maglio au ravin de Fescoggia. De Croglia jusqu'à ce dernier point, la formation en place du côté E de la coupure est celle des orthogneiss du Mte Mondini et de la vallée de la Magliasina, tandis que du côté O, ce sont les gneiss du type Lema qui s'enfoncent verticalement contre la coupure. En plan, il ressort avec évidence que la coupure est plus récente que la structure tectonique de la région du Lema.

A cause de la présence d'une couverture de dépôts glaciaires, la faille ne se laisse pas repérer entre le ruisseau de Fescoggia et les abords d'Arosio. Pour ce qui concerne son parcours entre Arosio et Taverna, nous admettons que le plan de contact mécanique entre les orthogneiss du Mte Ferrario et les paragneiss des environs de Bedano et de Torricella en est la continuation. Au NE d'Arosio, ce plan est visible et le matériel mylonitisé noir y est abondant. Un autre point de contact est accessible dans le Val Barberina. Peut être la coupure en question se relie t-elle, sous la plaine d'alluvions proche de Taverna, à la coupure Magliaso-Taverna-Garzirola. De Croglia jusqu'ici, la coupure du Malcantone est partout verticale et, en cela, elle se conforme à l'allure des coupures d'étirement de la région.

Nous parlerons maintenant de la coupure Beredino-Bombinasco-Tortoglio-Lot etc. Elle est située en moyenne à deux et trois kilomètres à l'O de la précédente et lui est approximativement parallèle. Elle est cependant plus ancienne que sa voisine, car elle contient une intrusion de roche porphyrique. La partie comprise entre Mugena et Arosio fut décrite par R. Bächlin comme « chevauchement d'Arosio ». En effet, elle a là l'allure d'une faille plongeant vers le N. Il ne s'agit, cependant, que d'un dérangement local de caractère néo-insubrien. A partir d'Arosio, elle se confond avec la coupure du Malcantone. A l'endroit Sassello, au N de Vezia, elle est visible dans la talus du vallon Firinescio comme un groupe de quelques plans verticaux argileux à quelques mètres les uns des autres. De Sassello en direction S—SO, elle se présente comme filon de quartz à l'endroit Lot. A Pian di Nadro, sa présence se manifeste par les nombreux fragments de roche mylonitique épars sur le terrain. Près de la chapelle de Tortoglio, elle est connue depuis longtemps du fait qu'il s'y présente un enduit de minéral arsénifère et aurifère.

Dans la tranchée d'une nouvelle route agricole, au SO de Migliaglia, on peut observer un premier affleurement d'une roche compacte, broyée en cet endroit, ayant l'aspect d'un quartzite verdâtre. C'est l'affleurement le plus septentrional d'un filon de porphyre quartzifère de quelques kilomètres de longueur qui s'est infiltré dans la coupure. A quelques pas de l'endroit précédent, dans le vallon de la Vinera, ce filon de porphyre est puissant et bien exposé ainsi qu'un autre parallèle d'une porphyrite quartzifère d'un type fréquent dans la contrée. Ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, ce cas nous laisse perplexe, car nous sommes conduits à attribuer un âge permien au porphyre quartzifère saccharoïde, alors qu'il existe des raisons de rattacher la porphyrite au groupe des roches récentes.

Au S. de Bombinasco, le porphyre quartzifère saccharoïde réapparaît mis à découvert par la Lisora et son affluent. De là, il est bien

exposé sur la rive droite et le long de la Lisora jusqu'au S. de Beredino où il disparaît en s'interne dans les gneiss de l'escarpement de la rive droite.

Entre la coupure du Malcantone et celle de Beredino-Bombinasco-Lot, il en existe la trace d'une autre, moins bien repérable, cependant visible dans le vallon des Cascinelle sous Breno, ainsi que dans le vallon de Tortoglio, mais c'est surtout dans la région d'Astano, de Beride et de Sessa que les coupures apparaissent nombreuses et disposées concentriquement dans le pli à axe fortement plongeant que nous désignerons sous le nom d'anticlinal d'Astano. Le meilleur moyen pour se rendre compte de l'allure tectonique de l'anticlinal plongeant d'Astano est de suivre une zone de gneiss aplitiques blancs facilement reconnaissable en divers points. Une première partie de cette bande, orientée S—N, passe à l'O de Castelrotto et à l'E de Beride. On la revoit dans les ravins au N de ce village où elle est pliée suivant un angle fort aigu. La deuxième branche d'affleurement part alors de cet endroit, passe proche de Ronco, puis à Lisora d'où elle remonte vers Monteggio dont elle traverse la colline. Il est probable qu'on en retrouvera la prolongation en territoire italien près de Dumenza.

En suivant le thalweg de la Lisora, où la roche est mise à nu, on peut constater en aval du dernier affleurement de porphyre quartzifère la présence d'autres plans mylonitiques. A l'E de Lanera, où se trouve un coude de la rivière, une zone mylonitique schisteuse est facilement reconnaissable. Elle encaisse une roche filonienne décomposée en un matériel chloriteux et pyriteux, ainsi qu'un filon de quartz crypto-cristallin. Plus en aval, près de la passerelle du sentier qui conduit de Sessa à Castelrotto une autre zone mylonitique argileuse est visible en travers du thalweg. Elle contient aussi quelques restes d'une roche porphyritique décomposée. Plus en aval, dans le défilé précédant le hameau de Lisora, se trouve encore une zone mylonitique avec, comme les précédentes, des restes d'une roche intrusive basique décomposée. Sauf cette dernière, les zones mylonitiques passent sous la plaine de Sessa dont elles ont facilité la formation par érosion.

Il n'est pas difficile de retrouver, dans le ravin qui descend de Nerocco vers la Lisora, un groupe de trois coupures verticales dont l'une, celle de côté E est la faille de Beride, tandis que les deux autres se raccordent probablement à deux des zones mylonitiques que nous avons notées dans le ravin de la Lisora. La zone fracturée, de quelques mètres de largeur, des deux cotés de cet affleurement de la faille de Beride a été infiltrée de solutions qui y ont déposé un matériel formé de quartz et de sidérose, tandis que le plan de la coupure contient une brèche de quelques centimètres d'épaisseur, ou un simple enduit,

contenant un minéral argentifère composé de chalcopryrite et panabase. D'après un bel échantillon trouvé dans le lit de la Lisora, ce filon contient quelquepart des parties galénifères. La paragenèse de ce gisement: sidérose, pyrite, chalcopryrite, blende, galène, panabase est caractéristique des filons du voisinage de roches intrusives permienes. On peut revoir la faille de Beride dans le vallon au N du village où elle est accompagnée de filons de roches intrusives porphyritiques et diabasiques. Ces filons sont cependant mieux exposés au S du village à l'endroit Nisciora.

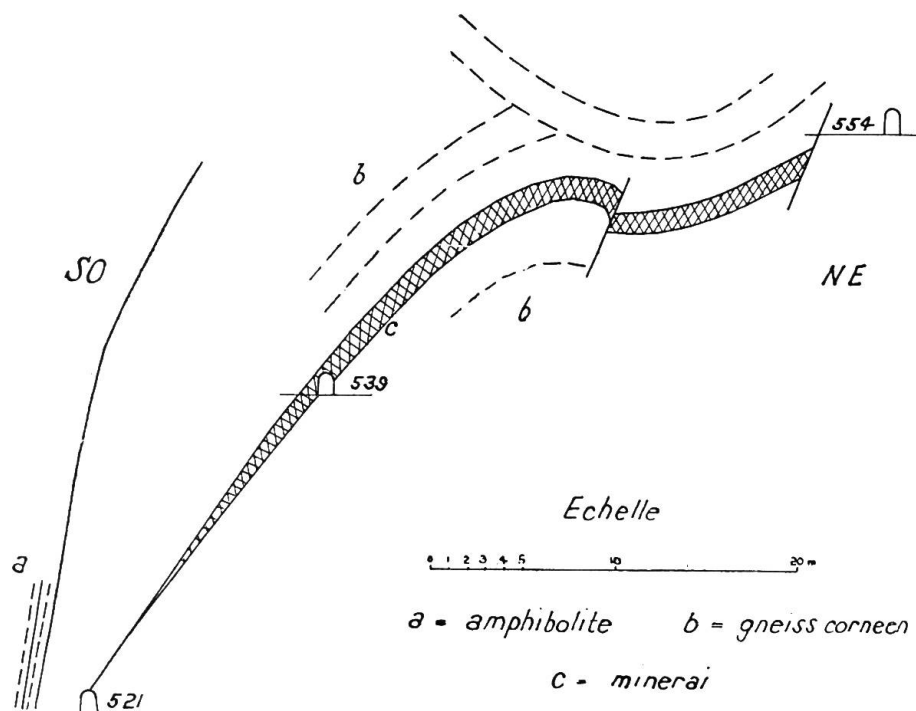
Les coupures qui passent sous la plaine de Sessa n'y sont pas visibles à cause de la couverture de terrain arable, mais en terrain montagneux, près de Suino, on en retrouve trois atténuées et une quatrième près de Cavagnino en territoire italien. Ici, toutes sont orientées NO au lieu de NE comme à la Lisora. Conformément à l'allure de la stratification, elles sont courbes et concentriques, restructurées, tandis que les restes de matériel intrusif qu'elles contiennent par places a indubitablement subi diverses orogénèses.

Quelques lambeaux de grès autunien et de laves discordants sur les schistes cristallins sont étalés sur le versant de la colline entre Monteggio et la Tresa. De cette position, on peut déduire que la tectonique sous-jacente est hercynienne. Par contre, l'inclinaison vers le S, c'est à dire vers la Tresa, de l'ensemble local tient à la même cause orogénique plus récente qui produisait la faille de la Tresa (voir croquis N° 3).

Le faisceau de coupures recourbées en comprend quelques autres sans importance tectonique. Elles se raccordent à la dislocation Beredino-Bombinasco et subdivisent les gneiss de la colline du Sceretto en lames « pelures d'ognon ». Une dislocation de très minime intérêt tectonique et d'allure particulière est intéressante parcequ'elle a servi de lieu de concentration à du minerai aurifère. Il s'agit d'une lésion tectonique complexe, invisible à la surface du sol, sauf où elle fut décapée par des travaux et qui serait demeurée inconnue sans les travaux d'exploration minière qui en ont révélé l'existence. L'amas de minerai aurifère de la mine Costa consiste en un tronçon d'une coupure élargie et remplie de minerai, tronçon limité par des étirements et situé dans une zone comprenant divers autres plans de glissement stériles. Tous sont parallèles au plan de schistosité du gneiss encaissant, ou le recoupent suivant un angle très aigu. La coupure minéralisée fut plusieurs fois laminée et étirée et les lambeaux de minerai qu'elle contient ne sont que tronçons dispersés d'un gisement primitif.

En plan, entre la Costa et le Laghetto, la trace de la dislocation à la surface du terrain est disposée comme la corde, par rapport à l'affleurement courbé en arc, de la bande d'amphibolite du Sceretto.

A l'endroit Paradiso, la trace du gisement est à 150 m au N de l'amphibolite. Un filon de diabase (camptonite) est parallèle à la dislocation minéralisée et distant de 40 m au NE de celle-ci. Il recoupe nettement le plan de schistosité des gneiss et il s'agit indubitablement, comme les autres de la même espèce, d'un filon beaucoup plus récent que ceux du groupe de Beride. Près du Laghetto et près du point 649 à cheval sur la frontière, affleurent des filons de porphyrite, de porphyre quartzifère et de diabase. D'autres affleurements de roches fi-



Croquis No 5
Coupe de l'amas de mineral à lamine Costa.

loniennes du groupe sont répartis dans la région de Breno, Miglieglia et Astano. Les filons d'aplite recoupant nettement la stratification sont plus rares.

Revenons à la mine de la Costa. Le mineral brut consiste en quartz, ou résidus siliceux de l'altération des roches encaissantes, en carbonates produits aux dépens de ces mêmes roches, mélangés à quatre sulfures: pyrite, arsénopyrite, blende et galène auxquels s'associent un peu d'or natif en particules microscopiques bien reconnaissables aux forts agrandissements. Aux meilleurs endroits, la teneur en or moyenne de ce matériel est de 40 grammes à la tonne. L'histoire géologique de la formation est la suivante:

1. Probablement à la suite d'une intrusion de porphyre quartzifère, des solutions hydrothermales circulèrent dans la coupure et transformèrent la roche proche de leur passage, et notamment

le gneiss cornéen de la Costa, en une roche de carbonate de chaux, de séricite et de quartz. Sous le microscope, elle se présente comme feutrage de séricite mélangée à du quartz et à une assez forte proportion de calcite (30 à 40 %) dérivant de la carbonatation de la chaux des plagioclase de la roche. Quelques minéraux ne se sont pas laissés altérer par ce traitement hydrothermal, entre autres, le zircon.

2. A la suite de la première action hydrothermale, survint un épisode de mylogénèse, avec formation locale de brèches.
3. Suivit alors la première venue de minerai. Elle déposa de la pyrite et de l'arsénopyrite avec peu ou beaucoup de quartz suivant les endroits. En moyenne, ce premier minerai n'est pas très aurifère. Il peut contenir 12 grammes d'or à la tonne lorsque les deux sulfures sont finement répartis dans le quartz. L'arsénopyrite compacte est toujours pauvre en or. Les deux premiers sulfures se présentent le plus souvent en petits cristaux idiomorphes quand ils se trouvent dans du quartz.
4. Ce premier minerai fut partout broyé au cours d'une phase mylogénique générale.
5. Survinrent ensuite de nouvelles solutions minérales qui déposèrent de la blende, de la galène et enfin de l'or natif en particules microscopiques. Cette phase d'activité suivit très probablement l'intrusion du filon de comptonite.
- 6 et 7. Le minerai formé fut à nouveau broyé à deux reprises.

A la suite de la première de ces deux reprises, il se déposa un matériel cicatrisant de quartz blanc stérile, tandis qu'après la deuxième reprise, le dernier minéral déposé fut de la calcite rose devenant blanche par exposition à l'air.

Le minerai ne contient pas de druses vides. Il s'est déposé sous pression et a conquis sa place en dissolvant de la calcite. Commencée à haute température par l'apport de la pyrite et de l'arsénopyrite, la formation du gisement continua alors que la température des solutions diminuait. La coupure conductrice du minerai ne s'est jamais resoudée. Elle est partout polie comme miroir de faille et enduite d'une croûte de minerai finement mylonitique qui a joué le rôle de lubrifiant.

La galène concentrée contient plus d'un kilog d'argent à la tonne.

Le gisement aurifère du Sceretto, comme ceux de même nature de l'Ossola, est orienté NO, transversalement à l'orientation tectonique principale des Alpes régionales. Il en est de même en ce qui concerne le petit gisement aurifère de la commune de Miglieglia qui fut exploré en son temps par des travaux assez étendus. Là, les deux veines explorées ne dépassent pas 10 centimètres d'épaisseur aux meil-

leurs endroits et le minerai, consistant de quartz et arsénopyrite, contient 12 grammes d'or à la tonne. Le gisement se trouve à proximité d'un gisement de porphyrite quartzifère altérée.

En somme, on peut penser que les porphyrites quartzifères ont mobilisé la minéralisation pyrito-arsénicale, tandis que les camptonites mirent en mouvement les solutions zinco-plombo-aurifères. Quant aux quatre phases de mylogénèse qui ont affecté le gisement, peut-être correspondent-elles aux quatre principales phases orogéniques post-permiennes.

Nous ne quitterons pas le Sceretto sans attirer l'attention sur la bande d'amphibolite qui affleure sur le dos de la colline. La roche est partagée en dalles mélanocrates et leucocrates alternantes, bel exemple de la tendance de l'amphibole à se concentrer et à s'éloigner des minéraux alcalins.

La faille de la Tresa fut reconnue dès les premières explorations géologiques de la région. T. Harada la mentionne dès 1882. Ch. E. Harloff l'a décrite avec force détails en 1927. Elle est facilement repérable de Fornasette à Bedero en territoire italien. Sur territoire suisse, on ne peut l'approcher qu'à Fornasette où une série permo-triasique (tufs porphyriques, porphyrite et calcaire dolomitique) repose transgressivement sur les schistes cristallins les plus élevés de l'anticlinal plongeant d'Astano. Cette série est inclinée de 20 à 30 degrés vers la Tresa où elle est coupée par la faille localement cachée par la rivière. Sur l'autre rive affleurent les schistes cristallins du Monte la Nave, colline couronnée par un ensemble permo-triasique de 600 mètres environ plus élevé que celui de la Tresa.

Ce n'est pas tout. Harloff a observé une différence de faciès entre les deux séries permo-triasiques de part et d'autre de la faille, ce qui ne surprend pas. Il est donc vraisemblable que nous sommes en présence d'une coupure par étirement et, bien qu'elle soit ici orientée E-O, il est néanmoins probable qu'elle se raccorde à la faille du Malcantone par une courbe analogue à celles des coupures situées plus au N.

La ligne Magliaso-Taverne-Garzirola

La dislocation Magliaso - Taverne - Garzirola sépare la zone de gneiss Tamaro - Camoghè de la zone contigüe du Luganais. Elle consiste de trois tronçons d'âge différent résultant d'étirements successifs. Nous avons déjà décrit, dans une publication antérieure, le tronçon d'âge présumé pré-permien Magliaso - Taverne sous la dénomination de « faille du Vedeggio ». Le deuxième tronçon faisant suite au précédent, entre Taverne et Ponte Capriasca, a l'allure d'un décrochement, tandis que le troisième tronçon, entre Ponte Capriasca et le

Garzirola, est zone mylonitique et coupure verticale quelque peu sinueuse. La continuation vers l'E peut être recherchée en territoire italien.

Le tronçon « faille du Vedeggio » est facile à repérer entre Magliaso et Manno où il est recoupé par les vallons descendant de Cimo, de Cademario et d'Arosio, tous approximativement normaux à la direction stratigraphique et à la faille. Les roches de la série de Soragno, c'est à dire un ensemble de trois puissantes interstratifications intrusives d'orthogneiss à muscovite dans des schistes métamorphiques à biotite, plongent verticalement avec la faille contre les gneiss plus ou moins mylonitisés de la zone Tamaro - Camoghè. La stratification de chacun des deux groupes en contact tectonique est verticale et parallèle par adaptation dans la zone de contact, mais il existe une discordance tectonique variable qui devient évidente lorsque l'on s'éloigne quelque peu de la dislocation vers l'O.

Dans les ravins se prêtant à l'observation, à Burico sous Vernate, puis entre Cimo et Bioggio, la dislocation n'apparaît pas comme zone mylonitique unique. On constate la présence de divers plans mylonitiques reconnaissables comme zones schisteuses de couleur foncée ou noire. Ces lésions marginales sont, du côté Malcantone, parallèles à la stratification. Quelques-unes contiennent des restes broyés d'orthogneiss à muscovite de la série de Soragno, restes dont la présence dans la situation indiquée est assez énigmatique. Les coupures marginales en question s'atténuent avec l'éloignement de la dislocation principale. 200 m. est la longueur estimée de l'une d'elles.

Dans une zone de quelques kilomètres de large du côté Malcantone de la dislocation sont répartis des filons de porphyrite quartzifère, de porphyrite dioritique et autres, parallèles, soit à la roche encaissante, soit à la dislocation principale. Près d'Agno, le plan principal lui-même est lieu d'intrusion de l'un de ces filons assez puissant. La porphyrite dioritique est en forme d'un gros filon sur le versant S du Monte Rocchetta, près de Ponte Tresa. Dans la direction de sa prolongation, à l'endroit Barchetti, on peut observer un filon de porphyrite assez bien exposé. Enfin tous les filons recoupant les orthogneiss des environs de Purasca, de Pura et de Vernate, signalés par une note antérieure, font partie du même faisceau.

A partir de l'endroit Torchio, près de Magliaso et en direction S, la dislocation du Vedeggio passe sous les alluvions de la Magliasina et si l'on veut en retrouver la prolongation, il faudra aller la repérer en territoire italien près de Ponte Tresa. Au N de Bosco Luganese, à 100 m. au N du grand coude de la route de Cademario, apparaît un premier rocher de conglomérat quartzeux blanc (légèrement aurifère) du carbonifère de Manno. Nulle part on ne voit cette roche

s'enchasser dans le plan de la dislocation. Nulle part, on ne la voit recouvrir la trace de la dislocation. On a voulu voir dans ce carbonifère une masse intercalée dans les schistes cristallins. Si tel était le cas, on en retrouverait des restes près de Bosco Luganese. La dislocation est-elle antérieure au carbonifère ? Tel doit être le cas si les roches intrusives qu'elle contient sont permienes.

De Magliaso à Manno, la dislocation en question est orientée NNE, tandis que le tronçon suivant de la ligne, entre Taverne et Ponte Capriasca, est orienté O-E. Contre le parement S de ce tronçon, les formations luganaises plongent verticalement, de même qu'entre Magliaso à Taverne. On peut admettre que le tronçon Taverne - Ponte Capriasca, autrefois orienté NNE, fut transformé en décrochement E-O par l'action orogénique insubrienne tardive. Il est bien visible le long du ruisseau entre les deux localités indiquées.

Le troisième tronçon de la ligne est repérable à partir du petit pont de Ponte Capriasca. Le vallon qui, de là, s'élève vers Sala, est creusé dans une large zone mylonitique schisteuse qui peut être suivie en direction de Bigorio et au delà. Elle est visible, un peu en aval du pont d'Odogno, dans le lit de la rivière qui descend de Cima di Lago. A partir de Bigorio, la roche la plus externe de la zone Tamaro-Camoghè est une large bande de schistes à staurotide. Elle prend un grand développement et atteint un millier de mètres d'épaisseur dans les parages du Caval Drossa et du Monte Bar. Cette zone de roche est coupé au S par la dislocation en question, cela jusqu' au Garzirola et au delà. Du côté marginal S, les roches de la série de Soragno et de Sonvico n'apparaissent pas, tandis que viennent affleurer en surface des roches plus profondes par suite du relèvement axial de toute la zone. Ce sont des paragneiss divers dont nous faisons la série de Sassera. Il en sera question au prochain chapitre. D'Odogno, la coupure entre schistes à staurotide et série de Sassera passe par le Caval Drossa, le Mte Bar et le Monte Garzirola (2115 m). Sa trace est peu reconnaissable à cause de l'abondance des arènes sur le dos de la montagne. Par contre, elle apparaît à nouveau nette et verticale dans le ravin du Giapellone, à l'altitude de 1350 m.

Ce qui peut donner une idée de l'importance des dislocations est le fait qu'une large série de roches gneissiques avec les schistes à staurotide n'affleure pas en bordure du Malcantone, contre la faille du Vedeggio.

Règle générale. Les dislocations régionales fusionnent quelquefois, mais ne se recoupent jamais. Il est probable, qu'au delà du Garzirola, la ligne que nous venons de décrire va rejoindre la limite alpino-dinarique, tandis qu'en direction opposée, par territoire italien, elle se dirige vers le lac Majeur.

La zone du Luganais

V. Novarese avait distingué sommairement deux zones de roches cristallines dans la région des lacs, les gneiss d'une part, et les micaschistes d'autre part. Notre zone Tamarò - Camoghè est la partie orientale en deçà du lac Majeur de la zone des gneiss, tandis que la zone du Luganais, géologiquement parlant, est la partie tessinoise de la zone des micaschistes. A l'échelle stratigraphique publiée précédemment, nous ajouterons un niveau inférieur pour un ensemble schisteux affleurant sur le versant S de la chaîne du Monte Bar. La série des formations du Luganais est alors la suivante, de haut en bas :

Série de SORAGNO	}	Trois principales nappes intrusives de gneiss granitiques à muscovite, dits « gneiss clairs » séparées par des paragneiss à biotite ayant plus ou moins subi un dynamo-métamorphisme de dégradation. L'épaisseur des nappes de gneiss à muscovite varie entre quelques et quelques centaines de mètres
------------------------	---	--

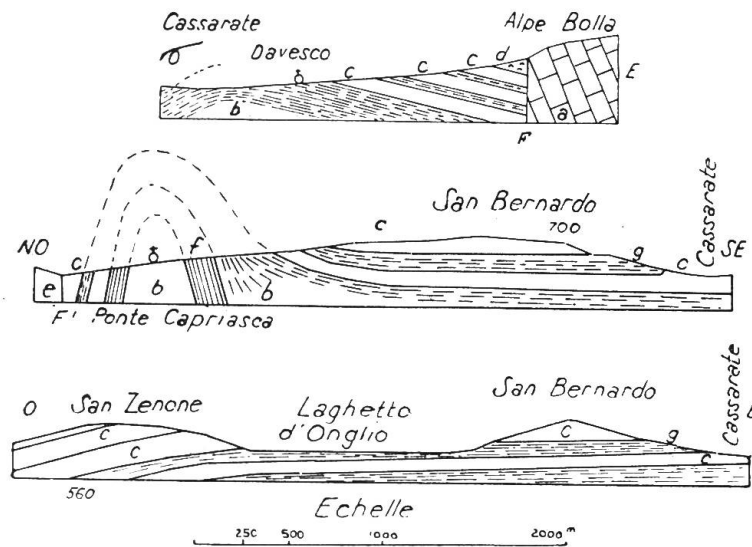
N. B. - Dans le ravin au dessus du village de Soragno, au dessus de la série qui en porte le nom, on peut observer un affleurement de gneiss tourmalinifère et grenatifère, indice d'une formation distincte de celle qui la supporte. Ces gneiss sont comparables à certains de Morcote.

Série de SONVICO	}	Micaschistes supérieurs gris à muscovite et grenatifères (groupe supérieur) Puissante formation d'amphibolite à zoïsite Quartzites feldspathiques rubanés (Sonvico) Micaschistes à muscovite, à muscovite et biotite avec zones grenatifères (groupe inférieur)
------------------------	---	--

Série de SASSERA	}	Schistes serpentineux Schistes métamorphiques avec ségrégations litées de quartz Roche claire compacte calcitisée paragneiss en plaquettes
------------------------	---	---

Les roches de la série de Sassèra affleurent entre Tesserete et le Garzirola. Elles sont bien exposées sur le versant SO du Caval Drossa, le long d'un sentier et de nombreux ravins où elles heurtent par contact mécanique la bande de schistes à muscovite et staurotide qui, de Bigorio au Garzirola, est l'élément le plus externe de la série gneissique Tamarò - Camoghè. Les matériaux les plus anciens observables de la série de Sassèra sont des paragneiss en dalles et en plaquettes. La partie supérieure de ce groupe a subi un métamorphisme hydrothermal qui l'a transformée en une roche de couleur claire et d'aspect quartzitique. Sous le microscope, elle se révèle composée d'un

mélange crypto-cristallin de quartz, de calcite avec quelques cristaux déformés d'un plagioclase voisin de l'albite. Les schistes gneissiques superposés contiennent en abondance des ségrégations de quartz blanc entre les feuillet. Cette venue de quartz, qui intéresse une zone étendue et épaisse des schistes métamorphiques, dénote un phénomène hydrothermal passé intense sans apport de minerai. On peut repérer un mince lit calcarifère près de la base de ces schistes, près de la roche quartzitique signalée. Enfin, et toujours dans les parages de Sasséra, au dessus des roches précédentes, affleure de la serpentine



Croquis No 6

Profils schématiques à travers la formation de Soragno dans le Luganais

- a) Calcaires liasiques. b) Schistes (formation de Sonvico).
- c) Orthogneiss à muscovite avec g formation de Soragno.
- d) Gneiss grenatifères. e) Orthogneiss du Malcantone.
- f) Amphibolite, avec b formation de Sonvico. g) Gneiss mylonitisés. F) Faille du Luganais. F') Décrochement Taverne - Ponte Capriasca.

schisteuse, superficiellement blanche par transformation en magnésite.

Sans démarcation nette observable, les roches de la série de Sonvico succèdent à celles de la série de Sasséra. Ce sont des micaschistes muscovitiques auxquels s'associent, par places, de la biotite et des grenats. Tous les villages du versant N du Val Colla sont bâtis sur ces schistes. Ils affleurent également en vastes étendues du côté S de la vallée, de même qu'à Castagnola et aux environs du lac de Muzzano.

A ces micaschistes, est superposée une formation d'amphibolite à zoïsite. Elle atteint 200 mètres d'épaisseur à Sonvico. On peut la

suivre de Ponte Capriasca par Vaglio, Sonvico, Piandera jusqu'au fond du Val Colla dans le massif de Cima Scivera. Au N. de Sonvico, une roche feldspatique blanche est en contact avec l'amphibolite. Cette formation donne le droit de supposer que les éléments ferromagnésiens ont tendance à se concentrer au cours du métamorphisme en abandonnant des roches qui en résultent leucocrates. Dans le cas de Sonvico, la roche serait devenue blanche par le passage de toute sa matière mélanocrate dans l'amphibolite voisine. Les amphibolites en lits alternant avec des lits de roche leucocrate, telles qu'il en existe en plusieurs points de la région, sont d'autres exemples du même phénomène.

La vaste formation d'amphibolite dont nous parlions, probablement une ancienne coulée de lave diabasique recristallisée, affleure également dans les parages du lac de Muzzano où elle est disposée en anticlinal. Elle est aussi exposée en bordure de la route entre Cassarate et Montagnola. Une formation supérieure de schistes à muscovite grenatifères repose sur l'amphibolite. Ces schistes sont identiques à ceux situés sous l'amphibolite. Dans la région de Cimadèra, leur épaisseur est d'environ un millier de mètres, toutefois moindre ailleurs. On trouve tant dans l'une que dans l'autre des deux séries micaschisteuses de petites masses de schistes à biotite. Peut-être s'agit-il de résidus d'une roche primitive d'où dériveraient les schistes à muscovite ?

La formation supérieure de schistes à muscovite passe en haut à des roches dans lesquelles le feldspath réapparaît. Encore s'agit-il d'un feldspath secondaire résultant de la transformation d'un feldspath antérieur. Il est associé à de la zoïsite ou épidote remplissant des vacuoles primitives. Celles-ci furent probablement occupées auparavant par des grains de staurotide. Le mica de ces roches est devenu de la muscovite par altération d'un mica primitif. Nous pouvons arbitrairement faire commencer la formation suivante, c'est à dire la série de Soragno, avec l'apparition de ce type de schistes transformés, cela provisoirement, car il n'est pas impossible qu'une étude plus détaillée fasse reconnaître la présence d'une discordance stratigraphiquement un peu plus élevée.

Nous passons à la série de Soragno. Les roches qui la composent ont subi un dynamo-métamorphisme intense. Sous le microscope, elles se distinguent par leur structure mylonitique fluidale, par leur quartz micro-mylonitique, par leur mica écrasé disposé en trainées et par quelques yeux de feldspath régénéré. Cependant, de larges zones de roches ont échappé à ce dynamo-métamorphisme, entre autres, les plus inférieures de la colline de Bosco-Luganese. Entre les roches dynamo-métamorphiques sont intercalées trois nappes in-

trusives et interstratifiées d'orthogneiss à muscovite qui ont également subi un certain dynamo-métamorphisme alors qu'elles cristallisaient, cela comme les roches contenant. Leur mise en place s'est effectuée en partie mécaniquement. D'après les apparences, on peut penser qu'il s'agit de vastes intrusions en nappes, pré-hercyniennes. Les schistes encaissants en sont à leur deuxième état cristallin. Nous traitons la formation de Soragno, du fait de ses roches encaissantes, comme un ensemble stratigraphique régional. Pour ce qui concerne la région parcourue, sauf quelques détails, cela est permis. S'il en est de même ailleurs, des deux côtés du lac de Côme, par exemple, seul un examen des lieux permettrait de le reconnaître.

A la colline de San Giorgio, tectonisée en demi-coupole, la série de Soragno comprend trois nappes d'orthogneiss à muscovite. Du côté SE, elle s'enfonce contre la coupure du Vedeggio dont les mylonites argileuses sont exposées, entre autres endroits, dans le ravin de Burico, avec un filon de porphyrite.

A la colline de Bosco-Luganese, prolongation de la précédente, on constate l'existence de deux principales intercalations d'orthogneiss clairs. Une troisième, plus profonde, affleure dans les parages de Lirta. Cette dernière roche a un caractère aplitique, ce qui coïncide avec l'absence de dynamo-métamorphisme à cet endroit. L'ensemble s'enfonce contre la faille du Vedeggio, verticale ici comme ailleurs.

Entre le Vedeggio et le Cassarate, deux au lieu de trois des intercalations de gneiss à muscovite sont observables. Les gneiss à biotite compris entre les deux intercalations intrusives ont ici une épaisseur plus grande qu'ailleurs. L'une des intercalations orthogneissiques est visible au niveau du Cassarate, tandis que l'autre couronne les collines de Porza et du San Bernardo.

Près de Taverna, l'intercalation inférieure repose en discordance sur les strates redressées du groupe de Sonvico par l'intermédiaire d'un plan mylonitique graphiteux observable le long d'un ravin descendant d'Origlio. La nappe intrusive la plus élevée repose également sur une zone de lamination intense que l'on peut constater en divers points autour du rocher San Bernardo.

La formation de Soragno au complet, avec ses trois intercalations d'orthogneiss blancs, est observable au dessus de la route dans la région de Cadro, Davesco, Soragno et Pregassona.

Partout l'intrusion des gneiss blancs est associée à d'intenses phénomènes mécaniques de profondeur et d'âge pré-carbonifère.

Dans l'ensemble tectonique luganais, orienté NNE, la série de Soragno est tectonisée en pseudo-anticlinal assez particulier du fait de son plongement contre la dislocation Magliaso - Taverna - Ponte

Capriasca (faille du Vedeggio). Elle plonge également contre la dislocation Viglio - Pambio, tandis qu'elle est coupée, à l'E, par la faille principale du Luganais. Si nous pensons que la tectonique du compartiment luganais est antérieure au carbonifère, nous convenons néanmoins que celui-ci fut fortement bousculé plus tard, en particulier lors de la phase de tectogénèse insubrienne. A partir de Taverne, cette dernière influence s'est faite sentir, la zone s'étant laissée orienter en sens E-O et redresser contre le plan tectonique Ponte Capriasca - Garzirola.

Avant de poser le point final de ce chapitre, signalons une analogie entre les gneiss intrusifs de la série de Soragno et ceux des nappes penniques tessinoises. Un exemple de gneiss en nappe intrusive est compris dans une série de schistes de la nappe de Simano. Il affleure entre le Val Osadigo et le Val Cramosina, près de Giornico. C'est le gneiss granulitique de la carte géologique. La série schisteuse métamorphique contenante comprend un niveau d'amphibolite que traverse le sentier du Val Osadigo.

La ligne Viglio - Pambio

La ligne Viglio - Pambio n'est exposée que sur une longueur de trois kilomètres entre deux branches du lac de Lugano. Elle est néanmoins remarquable par le développement qu'y prend une roche compacte, d'un type spécial à cette dislocation. Elle sépare deux blocs cristallins étrangers l'un à l'autre, celui du Luganais au N et celui Colline d'Or au S. Entre les deux parements verticaux de la dislocation est donc intercalée une large masse de la roche compacte, siliceuse, de couleur vert sombre à laquelle nous venons de faire allusion. Sous le microscope, on voit qu'il s'agit d'un micro-brèche composée de menus fragments de roches cristallines englobés dans un ciment de quartz et de calcite. L'épaisseur de cette roche étrange dépasse 100 mètres.

Un filon de porphyre quartzifère blanc, ou légèrement bleuté ou rosé, s'est introduit entre la micro-brèche et le parement N. Il affleure en une série de points tout le long de la dislocation, du Ronco de Viglio jusque dans la cour de l'église de San Pietro Pambio. D'autres filons de la même roche sont nombreux dans les parages compris entre Pambio et Massagno. Rien ne s'oppose à les considérer comme d'âge permien supérieur et à classer la dislocation avec celles de l'orogénèse intra-permienne.

Les roches de la zone du Luganais sont rebroussées en direction O contre le plan de la dislocation, tandis que celles de la Colline d'Or le sont en sens inverse. Ce fait démontre que le décrochement cause

de la dislocation s'est effectué dans le même sens qu'ailleurs dans la région, soit vers l'E pour le compartiment luganais, ou relativement vers l'O pour le compartiment Colline d'Or.

On ne retrouve pas, près de Caslano, une prolongation de la ligne Viglio - Pambio. On peut voir, au pied de la colline, un petit affleurement de roches gneissiques mylonitisées, cependant la dislocation dont dépend cet affleurement n'est pas apparente. L'existence d'une autre dislocation probable, quoiqu'invisible, celle qui aurait facilité l'ouverture du détroit de Lavena, se laisse présumer. Elle passerait sous les eaux du détroit. En effet, le rocher triasique du Salsalto est incliné de 30° vers le S au sommet de la colline, alors qu'il plonge verticalement face au détroit, vraisemblablement contre la dislocation présumée. En territoire italien voisin, à l'endroit la Miniera, au S de Lavena, on peut observer des mylonites schisteuses bien développées entre dolomies triasiques et schistes cristallins. La zone comprise entre Lavena et Ponte Tresa est lieu de convergence de diverses lignes passant sous les alluvions en territoire tessinois. Il est possible qu'elles soient, par contre, reconnaissables le long des divers ravins en territoire italien.

En direction de l'E, la prolongation de la ligne Viglio-Pambio rejoint probablement la ligne du Luganais sous les eaux du lac.

La zone de la Colline d'Or et le San Salvatore

Comprise entre la ligne Viglio - Pambio et la dislocation du San Salvatore, la zone de la Colline d'Or n'est constituée que de roches cristallines spéciales par la couleur rose des types orthogneissiques. Quant au synclinal du San Salvatore, il comprend des dépôts volcaniques permien et la classique dolomie triasique. Il est pincé dans la dislocation pour laquelle nous avons emprunté le nom du saint. Les roches cristallines ne participent pas au synclinal. Celles de la zone de la Colline d'Or se présentent en strates redressées et orientées N-NE. Elles affleurent également sous Pazzallo, sous Carabbia et à Grancia. Ce complexe cristallin est très différent de ceux des deux compartiments limitrophes, avec un orthogneiss rose comme roche prédominante. La Colline d'Or en est en grande partie formée. Il est associé, ça et là, à quelques amphibolites plagioclasiques. Notons enfin que ces orthogneiss roses passent à des schistes gneissiques à biotite concordants qui en sont l'enveloppe. Ils sont bien développés sur le versant O de la colline ainsi qu'à Grancia.

Un filon de porphyrite altérée affleurent au bord du lac à l'endroit Castello, contient, plus haut dans la colline, une très forte pro-

portion de fragments d'orthogneiss rose au point que la roche est devenue brèche volcanique.

Un profil du synclinal du San Salvatore avec fond dessiné arrondi a été publié à quelques reprises, aussi n'est-ce pas sans surprise que l'on constate qu'il est possible de suivre jusqu'à Casa Rompiga, près de Grancia, c'est à dire jusqu'au pied de la colline, une mince racine de dolomie en forme de lame intercalée dans les schistes cristallins. Elle est pincée dans la dislocation. Les schistes cristallins de part et d'autre sont fort différents et, au fait, aucun indice ne subsiste qui permettrait de reconstituer en une série les différentes formations cristallines du Sotto-Ceneri. Peut-être adviendra t-il qu'un jour, un géologue, parcourant les environs du Lac d'Orta ou les montagnes du Tyrol, découvre une série cristalline parallélisable aux fragments du Luganais, telle de permettre la résolution du puzzle ?

L'axe du synclinal San Salvatore plonge vers le NE, de sorte que la masse dolomitique proche du Paradiso est celle de développement majeur. Rappelons encore qu'il est établi que le double synclinal Monte Marzio - Val Cuvia est la prolongation du synclinal San Salvatore en direction du lac Majeur.

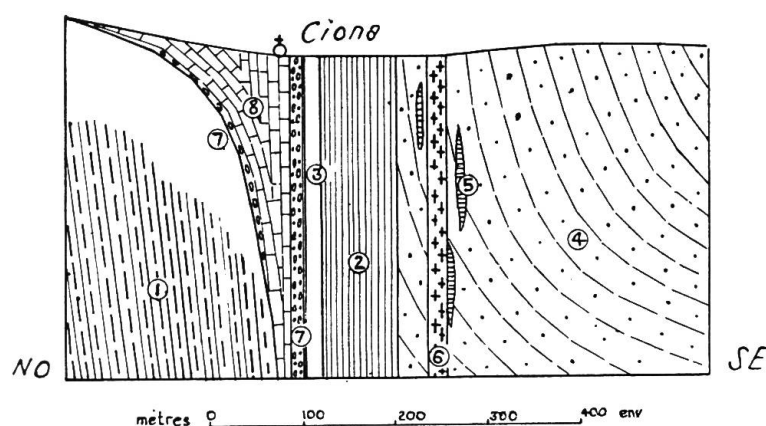
La ligne du San Salvatore et la ligne de Ciona

Les deux lignes citées en titre séparent de part et d'autre une mince intercalation de schistes cristallins dont l'épaisseur est de 50 à 100 mètres. La ligne du San Salvatore correspond à un plan tectonique vertical qui place en contact mécanique la « racine » dolomitique san-salvatorienne et les schistes de l'intercalation. Par contre, le plan tectonique correspondant à la ligne de Ciona, approximativement parallèle au précédent, sépare les formations volcaniques de l'Arbostora de la bande schisteuse. Les schistes entre les deux coupures sont les restes d'un anticlinal laminé. En territoire tessinois, les deux dislocations et leur intercalation ne peuvent être observées qu'entre Casa Rompiga (au S de Grancia) et à la Ferrera (entre Lugano et Melide) car, entre Casa Rompiga et Figino, leurs prolongations sont cachées sous les argiles du fond de l'ancienne vallée. Un petit tronçon de la double dislocation pourrait être relevé près de Campione jusqu'au rejet principal du Luganais. La prolongation vers le SO de l'une ou l'autre des deux dislocations s'identifie à la faille connue entre Brusimpiano et Cabiaglio. Il est fort possible que la faille signalée par von Houten à Arolo, sur la rive du lac Majeur, en est la prolongation.

On peut malaisément descendre de Ciona à Alla Ferrera. L'affleurement du plan de contact entre schistes et synclinal du San Sal-

vature n'est observable qu'en quelques rares points, par contre la coupure de Ciona se présente comme contact mécanique entre les schistes de l'intercalation et un puissant filon de microgranite. Durant le permien, des émanations borifères ont circulé dans les fissures du microgranite et ont laissé des enduits tourmalinifères noirs à la surface des feuilletts de la roche. K. P. Rode (1941) a remarqué que la tourmalinisation en question n'affecte pas les schistes cristallins contigus, preuve supplémentaire de la nature mécanique du contact lequel fut créé alors que les émanations borifères avaient cessé.

L'examen de la double dislocation est plus rémunératrice sur le



Croquis No 7

Profil à Ciona

- 1) Roches cristallines de la zone San Salvatore.
- 2) Schistes cristallins de la zone de Ciona.
- 3) Tuf volcanique permien du synclinal du San Salvatore.
- 4) Roches volcaniques permienes de la série du Piambello.
- 5) Tourmalinite.
- 6) Porphyre quartzifère.
- 7) Verrucano et grès werfénien.
- 8) Dolomie triasique du San Salvatore.

versant occidental de la colline et spécialement le long du sentier conduisant de Carabbia à l'Arbostora. Sous l'endroit Ronchin, le sentier traverse le trias (dolomie et argiles versicolores) puis une roche brune qui prend part à la constitution de la racine du San Salvatore. Cette roche est un tuf volcanique permien disposé verticalement, de quelques mètres d'épaisseur, en contact avec le plan tectonique. Le sentier traverse ensuite l'intercalation schisteuse, puis pénètre dans la zone occupée par la formation volcanique permienne de l'Arbostora, plus exactement dans la série inférieure de cette formation, dite série de Piambello, laquelle affleure là en strates redressées orientées NE. Les roches composantes de la série moyenne affleurent plus loin.

Nous venons donc de prendre connaissance de deux formations volcaniques séparées par une intercalation schisteuse d'une largeur approximative de 100 mètres. La première, qui dépend du compartiment Colline d'Or - San Salvatore, n'est épaisse que de quelques mètres, alors que l'autre, celle de l'Arbostora, a plus d'un millier de mètres d'épaisseur. Le contraste est surprenant. Nous sommes là en présence d'un nouvel exemple de deux formations qui furent, à leur origine, fort éloignées l'une de l'autre et qui, par la suite, furent presque juxtaposées par action orogénique.

Des formations volcaniques permienes plus ou moins développées se sont déposées à la surface d'alors de tous les compartiments tectoniques du Tessin méridional. En général, elles sont absentes ou fort réduites dans le compartiment Colline d'Or - San Salvatore qui était alors surélevé, tandis que leur épaisseur dépasse 1000 mètres dans la zone Arbostora - Val Mara - San Giorgio. Cette zone correspondait au permien, à la partie profonde, axiale ou centrale, d'un vaste bassin.

On est contraint d'admettre qu'un large compartiment de l'écorce portant les formations volcaniques permienes intermédiaires entre l'Arbostora et le San Salvatore fut éliminé et que les deux compartiments maintenant séparés par une mince zone de schistes étaient autrefois fort éloignés l'un de l'autre et il y a tout lieu de supposer que la masse éliminée fut déracinée et détruite.

De nombreux touristes transitent chaque jour, en admirant le merveilleux paysage, au dessus de l'une des plus complexes et impressionnantes dislocations des Alpes méridionales dont l'histoire commence, pour autant qu'on peut le constater, avec l'ouverture des grandes fissures et des intrusions de magma granitique de la phase orogénique intra-permienne.

Quels furent les lieux d'origine des masses maintenant face à face de part et d'autre de la double dislocation ?

La formation volcanique permienne luganaise

La zone volcanique permienne dite « zone porphyrique de Lugano » s'étend tant en territoire suisse (Arbostora, Val Mara, San Giorgio) que dans la région contigüe italienne de Brusimpiano, Porto Ceresio, du Val Ganna et du Campo dei Fiori. En leur temps, les formations volcaniques permienes avaient recouvert la quasi-totalité du territoire actuel des Alpes moyennes, donc tout le pays pennique, austro-alpin et insubrien objet de nos recherches, de sorte que l'exis-

tence d'une zone porphyrique de Lugano ne dépend que des hasard de l'érosion qui a remis à découvert une vaste étendue de ces roches volcaniques.

Dans la zone volcanique en question, les coulées avaient comblé une cuvette allongée profonde d'un millier de mètres, et plus profonde là que plus au N. Le géologue japonais T. Harada en fit une première étude générale en 1882. Plus récemment, les géologues de l'Université de Leyde lui consacrèrent une série d'études, soit: B. G. Escher (1903), P. H. Koenen (1925), L. V. de Sitter (1925, 1939), Ch. Harloff (1927), D. J. Douglas (1927), C. M. Koomans (1937). Enfin, en 1941, parut le mémoire de K. P. Rode concernant la pétrographie de l'Arbostora.

Les auteurs hollandais distinguèrent dans le complexe volcanique trois étages qui sont, de haut en bas:

3. Intrusion et coulée de granophyre rouge. Série de coulées de porphyres quartzifères fluidaux noirs, gris, roses avec intercalation de tufs.
2. Série de coulées de porphyrites andésitiques avec quelques niveaux de tufs.
1. Série dite du Piambello. Alternances de tufs et de laves quartzoporphyriques et porphyritiques.

Le Monte Piambello, en territoire italien, fut choisi comme localité typique pour la série inférieure. Il s'y présente une alternances de laves porphyriques, porphyritiques et de tufs. On a fait remarquer avec justesse que cette série repose sur un sol très inégal de schistes cristallins et qu'il a existé divers foyers d'émission. En territoire suisse, la série inférieure affleure bien développée en divers parages de l'Arbostora. Sa composition stratigraphique est variable, cependant elle n'a pas encore été décrite avec la précision qui serait possible. Elle est magnifiquement bien exposée dans les tranchées minées dans la roche des deux chemins forestiers nouveaux du réseau forestier de Carona construits durant la guerre sur le versant NO de la montagne. Elle est aussi bien exposée le long du sentier conduisant de Melide à Carona. La roche de la base de la formation est une assise puissante de tufs porphyritiques à biotite, roche compacte de couleur gris-vert qui affleure au dessus de Casa Rompiga, puis à Soresello, à Buro en bordure de la route et sur la colline du Castello de Vico Morcote. Elle supporte une série de laves et de tufs comprenant des porphyrites à biotite, des porphyres quartzifères et des produits d'altération de ces roches. Le porphyre quartzifère du gros filon classique de Morcote s'est épanché en une coulée qui fait partie de la série inférieure des parages dits l'Ermitage.

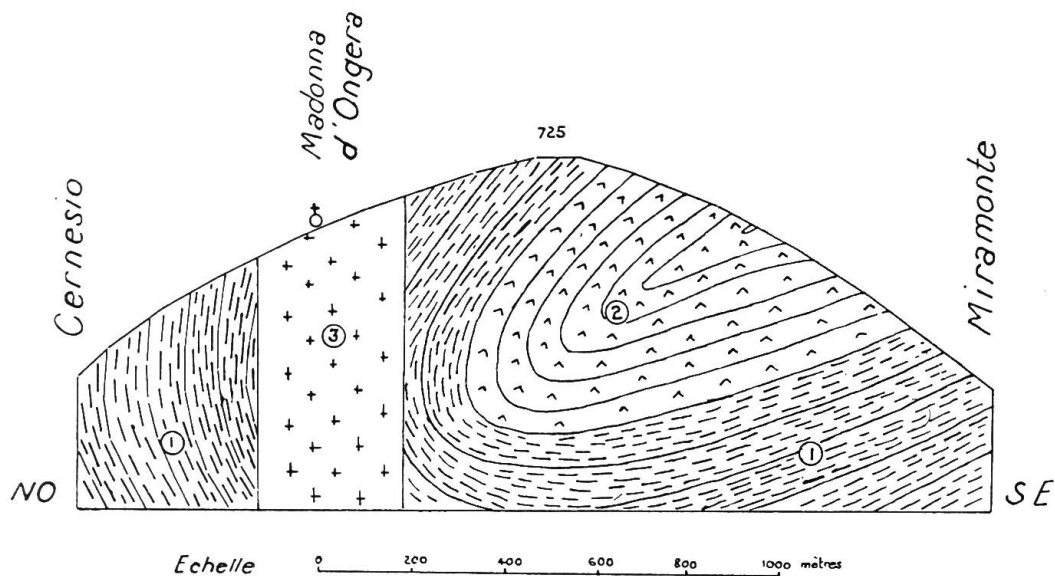
Font partie de la série du Piambello toutes les roches comprises entre le substratum gneissique et la première coulée de lave andésitique à pyroxène. Les porphyrites andésitiques (deuxième subdivision) sont empilées en un ensemble régulièrement stratifié. Les hautes tranchées de la route de Vico-Morcote à Carona sont taillées dans ces roches. Ce sont celles du noyau synclinal de l'Arbostora. Un deuxième compartiment du même synclinal affleure entre Carona, Alla Ferrera et Melide. Il est séparé du précédent par un mince compartiment surélevé entre deux failles sur lequel est tracé le sentier de Melide à Carona. La nature joue là un tour aux géologues en leur exposant une belle coupe de roches de la série du Piambello qui n'est pas celle normale de la montagne. Escher l'avait remarqué. Pour traverser la série andésitique synclinale, il convient utiliser l'un ou l'autre des scabreux sentiers de bucherons situés plus au S.

Les deux subdivisions inférieures de la formation volcanique correspondent à un premier cycle d'activité magmatique, tandis qu'au cours d'un deuxième cycle, séparé du premier par un intervalle de temps, par une phase orogénique et par une discordance exposée au Mte San Giorgio, seuls des porphyres quartzifères furent émis en coulées fluides. Le granophyre rouge de même composition est en partie une intrusion batholithique et en partie un épanchement superficiel d'assez vaste dimensions.

Le granophyre occupe la région centrale et axiale de la zone porphyrique du Luganais, tandis que la série des porphyres quartzifères est, par contre, bien développée à la périphérie (Val Mara, San Giorgio, Monte La Nave). Cette répartition régionale tient au fait que la série périphérique fut alimentée par la voie de nombreuses fissures qui subsistent en grand nombre comme filons de roches le plus souvent rouges, tandis que le granophyre épanché est circonscrit aux abords de sa large et longue fente d'arrivée. L'énorme filon batholithique en question est l'objet géologique le plus remarquable du permien régional.

La zone porphyrique dite de Lugano a sa limite de nature tectonique à l'E, au delà du lac et de la Val Mara, contre le rejet principal du Luganais, jeune dislocation dont il sera question à son tour. Du côté NO, comme nous le savons déjà, elle est interrompue par le plan tectonique de Ciona et sa prolongation vers le SO. Au S enfin, il n'existe pas de limite tectonique et les roches volcaniques supportent, à partir du Monte San Giorgio, la pile des formations sédimentaires du werfénien au flysch crétacique, dont l'ensemble est incliné vers la plaine lombarde. Aux abords de celle-ci, le plongement devient plus abrupt, ce qui laisse présumer l'existence d'une dislocation importante cachée.

Une erreur très répandue est celle de supposer que l'Arbostora est un anticlinal. Peut-être cette erreur provient-elle du fait que, quoique disposée en synclinal, la prolongation des formations volcaniques de l'Arbostora s'enfonce sous le grandiose anticlinal du Campo dei Fiori. Seule la zone schisteuse peu étendue de Morcote est anticlinale. Si l'Arbostora est un synclinal, elle n'en est pas moins un compartiment surélevé par rapport à ses voisins. Le terme « soulèvement », qui fut souvent utilisé à son sujet, est conforme aux faits.



Croquis No 8

Profil entre Cernesio et Villa Miramonte

- 1) Porphyrite à biotite. 2) Porphyrites à pyroxène. 3) Granophyre.

La situation tectonique fut autrefois bien différente. Quand s'accumulaient les roches volcaniques, l'Arbostora était fond de bassin, tandis que la zone Monte Marzio - San Salvatore, où les laves sont fort réduites ou manquent par places, était surélevée. Nous avons déjà vu que ces deux zones n'étaient pas en contact au temps du permien.

Aux environs de Morcote et de Vico-Morcote, ainsi que près de Figino, affleurent des orthogneiss et des paragneiss gris du socle cristallin de l'Arbostora. Ces roches appartiennent à une série très distincte de celle de la Colline d'Or. Les deux compartiments se distinguent donc aussi par leur socle respectif, comme se distinguent entre eux les divers compartiments géologiques du Tessin méridional.

Revenons à la ligne de Ciona et, de l'endroit dit Ronchin, reprenons notre excursion descriptive en nous dirigeant vers Garaverio, sur les roches volcaniques proches de la dislocation. Ce sont des

lieux couverts de broussailles où les sentiers sont indistincts et où les affleurements intéressants sont difficiles à retrouver. A mi-distance entre Ronchin et Garaverio affleure un filon de porphyre quartzifère rouge. Peut-être est ce le même qui, à la Ferrera, sous faciès microgranitique, se trouve en contact avec le plan tectonique ? Contre l'un des parements du filon de Garaverio existe une brèche de friction de fragments de porphyre rouge cimentés par un matériel tourmalinifère noir. Près et de part et d'autre de ce filon de porphyre quartzifère existent des filons de tourmalinite noire pouvant atteindre jusqu'à deux mètres d'épaisseur. Ces roches pneumatolitiques sont composées de tourmaline et de quartz résiduel. Il reste à expliquer comment il se fait que les filons de ces roches ont des épontes nettes et franches, quoiqu'il ne s'agisse pas de cas de remplissages de fissures.

Nous nous heurtons à une question qui ne concerne pas seulement les filons de Garaverio, mais bien toutes les structures semblables assez fréquentes dans les roches métamorphiques et dans certains gîtes métallifères. Nombreuses sont les roches métamorphiques qui se subdivisent en plaques, en dalles, en lits, chaque plaque, dalle ou lit étant limité par deux surfaces couvertes d'un enduit micacé. Celui-ci sert de délit séparatif entre dalles. Les gneiss dits d'injection du Tessin sont typiques à ce point de vue. Les gisements métallifères dits zonés (banded ores) en sont de beaux exemples. La matière métagénétique s'infiltré entre les feuillets de la roche primitive, tandis que cette dernière se dissout. Il en résulte qu'une nouvelle structure en dalles ou en feuillets se substitue à une structure primitive de même nature. Les délits séparatifs nouvellement formés correspondent aux résidus des lits primitifs. Des exemples de roches formées de lits de deux compositions minéralogiques différentes ne manquent pas et, en ces cas, la transformation fut différenciatrice. On peut en citer, comme exemples, les amphibolites en dalles alternantes avec des dalles de roche leucocrate.

Les émanations borifères se sont élevées dans les fissures verticales de la structure créée durant le volcanisme permien, donc bien avant la formation de la dislocation voisine du San Salvatore. Le système de fissures borifères se prolonge de l'autre côté du lac, en territoire italien, ainsi que l'a reconnu un géologue italien dont je m'excuse de ne pas avoir noté le nom. Tout semble donc indiquer que la dislocation de Ciona existait déjà alors que le compartiment Colline d'Or - San Salvatore n'occupait pas encore sa situation actuelle. Ici, comme ailleurs dans notre champ d'études, la tectonique révèle un type d'orogénie par étirements successifs. Les plans de glissement verticaux qui se sont créés dans les zones étirées correspon-

dent à nos « lignes » tectoniques. Le déplacement relatif entre compartiments juxtaposés s'est opéré en sens O \rightleftarrows E et s'est accentué à chaque phase orogénique. La tectogénèse par plissements et par formation de nappes n'est, à notre avis, que la résultante des étirements.

La masse de granophyre rouge exposée entre Figino et Carona est, avons nous dit, une très volumineuse intrusion verticale dans les formations volcaniques permienne de l'Arbostora. A Soresello, près de Figino, on en voit les contacts avec les schistes cristallins encaissants. Au dessus de Cernesio, on peut observer des filons qui se détachent de la masse de granophyre. Le granophyre, les porphyres quartzifères, les tourmalinites sont verticaux et ont recoupé le synclinal permien de l'Arbostora. C'est affirmer qu'ils ont conservé leur position d'origine, celle de leur ascension vers l'extérieur. Le cas est remarquable et nous le considérons typique de la tectonique d'étirement.

On doit attribuer à l'orogénèse intra-permienne (saalische Faltung, de H. Stille) la plus grande partie du réseau de fractures de l'Arbostora. Au Monte San Giorgio, l'orogénèse intra-permienne se manifeste par une certaine discordance entre la série des porphyrites andésitiques et la série superposée des porphyres quartzifères.

La stratigraphie et l'histoire de l'ensemble permien et carbonifère est résumée par le tableau ci-après. Nous attribuons h et g au saxonien et b, c, d, e à l'autunien.

Les effets de l'action orogénisante intra-permienne sont manifestes ailleurs dans les Alpes. L'exemple le plus caractéristique est probablement celui du massif de Morcles dans les parages situés au dessus de Collonges et de Dorénaz. Les conglomérats rouges et verts du permien de cette montagne comportent beaucoup de matériel volcanique. Nous présumons qu'ils représentent l'autunien. Ils reposent en discordance sur le stéphanien et furent comprimés à tel point lors de l'orogénèse intra-permienne qu'ils en ont acquis une intense schistosité verticale qui masque le sens de la stratification. Ce permien ne s'enfonce pas en synclinal dans le carbonifère, contrairement à l'illusion que cause la schistosité verticale acquise.

L'orogénèse intra-permienne a certainement intéressé un vaste territoire. Par exemple, elle est également constatable dans les parages du vallon de Vallauria, près de Tende, en bordure du massif cristallin du Mercantour. Là, les anagénites (grès) attribués au permien, avec les gneiss et les amphibolites sous-jacents, ont subi un plissement antérieur à la sédimentation d'un permo-trias discordant. On sait que l'orogénèse post-autunienne a laissé les traces de son action sur le plateau central français.

i	WERFÉNIEN (Servino) Trias inférieur. Grès et conglomérats.
h	Emanations borifères.
g	SAXONIEN Série de porphyres quartzifères. Intrusion et épanchement du granophyre.
f	Tectogenèse intra-permienne. Discordance.
e	Série des porphyrites andésitiques.
d	Alternances de porphyres quartzifères, de porphyrites et de tufs, série dite du Piambello.
c	AUTUNIEN Grès psammitiques gris et rouges avec niveaux tufacés volcaniques. Série dite de Collio, affleure à Arosio.
b	Tectogénèse post-stéphanienne (indistincte).
a	CARBONIFÈRE Westphalien supérieur et stéphanien. Conglomérats quartzeux et grès de Cimadera et Manno.

Nous profitons de l'occasion pour placer ici une remarque concernant les formations volcaniques permienes du Valais où, depuis Gerlach, on désigne « schistes de Casanna » une série compréhensive comprenant diverses formations concordantes généralement schisteuses, schistes cristallins pour la partie inférieure, puis quelques schistes carbonifères suivis de roches volcaniques permienes sous faciès dynamo-métamorphique. La série se termine par des quartzites probablement saxoniens. Dans quelques publications récentes concernant le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne, la lecture de descriptions de schistes de Casanna laissent l'impression que ceux dérivant de roches volcaniques permienes prédominant et, en ce cas, ils présentent quelques particularités communes avec le porphyroïde de Nair, de la nappe d'Err en Grisons. Entre autres, il existe du cobalt dans les deux formations. Dans les Grisons, ce sont quelques taches roses sporadiques sur les surfaces exposées de la roche. L'absence de dynamo-métamorphisme fait que ce métal ne s'est pas constitué en concentrations comme dans le Valais.

La série dite da Casanna dans les Alpes valaisannes depuis le temps de Gerlach ne correspond guère, pensons nous, aux schistes de la localité type proche de Davos. A notre avis, il serait préférable d'abandonner cette appellation et de distinguer par trois appellations

nouvelles les trois subdivisions: précambrien, carbonifère et permienne penniques de la formation dite de Casanna.

Tant au N qu'au S des Alpes, la formation des sables de l'autunien fut interrompue par une période de volcanisme généralisé dont les coulées de laves sont réparties dans l'autunien supérieur et dans le saxonien inférieur, c'est à dire au dessous et au dessus de la discordance intra-permienne. On le constate, par exemple, tant dans les Vosges qu'en Tessin. L'orogénèse saalique partage la période de volcanisme permien. Les laves saxoniennes furent à leur tour recouvertes par les sables du saxonien et du werfénien. Divers lambeaux observables de ces formations, tant dans les Alpes occidentales que dans les Alpes méridionales subsistent comme témoins de l'ancienne tectonique N-NE. Citons le massif Prarion-Aiguilles Rouges et le Luganais ainsi, quoiqu'en dehors des Alpes, les Maures et l'Estérel. Certes, il existait déjà au carbonifère une sorte de géosynclinal pennique dans les dépôts duquel les discordances des suites d'orogénèses sont très atténuées ou insensibles entre des sédiments détritiques. Ce géosynclinal pennique est transversal dans la tectonique N-NE. Il n'est probablement qu'une conséquence d'une lésion profonde de l'écorce, accident précurseur de la dislocation alpino-dinarique. Celle-ci est comparable, dans son ensemble, à celles plus courtes que nous connaissons du Tessin méridional. Pour elle, toute la tectonique alpine correspond aux dérangements marginaux des plus petites.

Nos connaissances sur l'état des lieux de l'Europe alpine après l'orogénèse intra-permienne ne sont pas encore suffisamment coordonnées et nous manquons d'un premier cadre de référence bien posé à partir duquel suivre le développement progressif des Alpes d'orogène en orogène. Tout n'est pas encore enseveli sous les nappes petites et grandes, aussi peut-on encore espérer que l'histoire de la genèse alpine pourra être reconstituée.

La ligne principale du Luganais

En géologie, le terme « ligne » est utilisé depuis fort longtemps pour désigner le tracé, sur une carte géologique, par exemple, d'un contact par dislocation rectiligne de grande extension. Certains penseront que nous utilisons le terme de manière abusive pour des dislocation de longueur réduite. Aussi rappelons nous que les lignes du Tessin méridional ne sont que des tronçons de dislocations qui se prolongent souvent de part et d'autre en territoire italien.

La « *Luganer Hauptverwerfung* » de von Bistram (1914) est, pour nous, la « ligne du Luganais ». Elle coïncide, dans la région étudiée, à un plan tectonique séparant les massifs calcaires jurassiques com-

pris entre le lac de Lugano et le lac de Côme, de la zone à prédominance de schistes cristallins et de laves permienne situées à l'O et au N de la précédente. De même que celles déjà décrites, cette dislocation joua à plusieurs reprises. Dans la région de Lugano et Mendrisio, elle se présente comme rejet vertical, mais au delà, en direction du lac de Côme, elle peut être envisagée comme plan de chevauchement restructuré. Orientée N-S dans le Mendrisiotto et le Luganais, elle s'est laissée dévier en sens E-O dans le massif au N de la Val Solda en cédant à l'étirement tardif insubrien. On ne pourrait mieux la présenter au lecteur qu'en lui traduisant un passage qui la concerne tiré d'une note de L. Vonderschmitt.

« Un des caractères les plus notables de la région de l'excursion est la grande « différence tectonique à l'E et à l'O de la ligne Lugano - Mendrisio. A l'O, le « sous-sol est cristallin et les roches éruptives permienne affleurent en régions « étendues. Elles forment le noyau de l'anticlinal de l'Arbostora qui est très sur- « élevé par rapport au synclinal du San Salvatore qui le côtoie au N. Le trias du « versant S de l'anticlinal de l'Arbostora plonge de 20 à 30 degrés vers le S dans « la région du San Giorgio et du Monte Pravello et s'enfonce avec fort pendage « dans la région de Besazio. Par contre, à l'E de la ligne Lugano - Mendrisio, on « trouve presque exclusivement le calcaire siliceux foncé du lias inférieur à faciès « lombard. Là, les plis sont moins larges et n'atteignent pas les grandes dimensions « verticales de l'anticlinal de l'Arbostora. Les axes des plis du côté E ne se laissent « pas relier à ceux du côté O.

« Comme limite entre les côtés, on a reconnu, depuis plus de 50 ans, une faille « qui a été dénommée « Luganer Hauptverwerfung ». Doeglas a essayé de l'ex- « pliquer comme recouvrement sans apporter des arguments plausibles. . . .

« Une dislocations analogue, mais encore plus importante, a été trouvée par « A. Buxdorf et J. van Houten près d'Arolo sur le lac Majeur. Tant en ce qui « concerne la dislocation d'Arolo qu'en relations avec la faille du Luganais, on « observe effondrement à l'E et soulèvement à l'O. . . .

« Dans le deux cas, il y a dans le champ oriental les sédiments du lias infé- « rieur ayant jusqu'à 1500 m. d'épaisseur, alors que dans le champ occidental « surélevé, le lias inférieur manque complètement, ou il est mal développé et la « dolomie à Conchiodon du rhétien manque localement à cause de son enlèvement « par érosion durant le lias inférieur.

« Le long de la faille actuelle, il y avait déjà, pendant le lias inférieur, en- « foncement du champ oriental. On ne peut pas observer si cet enfoncement était « déjà en relations avec des fractures.

« Pour le cas des deux dislocations, il existe aussi un déplacement horizontal « vers le N dont la mesure ne peut être déterminée ».

A propos de l'interprétation de ce rejet comme charriage par de Sitter (1939), Vonderschmitt faie encore observer que les profils transversaux du Monte San Giorgio à Melano - Bellavista montrent clairement que, du coté oriental, les sédiments du trias se trouvent de 1500 à 2000 mètres plus bas que du coté occidental et que cette

situation géologique ne peut pas avoir été créée par un charriage, mais par une faille. Il conclut que l'on doit s'en tenir au concept de Frauenfelder et ajoute que le rejet principal du Luganais, comme la dislocation d'Arolo, avaient été déjà préparés au lias inférieur par de grands affaissements.

Ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, les vues exposées par Frauenfelder et Vonderschmitt doivent être précisées en ce sens que la région volcanique permienne de l'Arbostora ne peut pas être considérée comme anticlinale, mais comme compartiment synclinal surélevé.

Du lac, on peut voir, au dessus de Castagnola, une partie du contact tectonique vertical entre schistes cristallins et calcaires liasiques, c'est à dire une coupe naturelle du rejet principal du Luganais. A Aldesago, en bordure de la route du Monte Brè, on peut observer dans le plan de la dislocation une roche rouge broyée, orthogneiss rouge de la Colline d'Or ou porphyre permien. Le terrain ne se prête pas à des observations précises le long de la faille du Monte Brè jusqu'au dessus de Cadro, mais au delà, sur versant N des Denti della Vecchia, au dessus de Cimadara et au delà en territoire italien, des lambeaux de grès carbonifères, de roches permienes et triasiques ont été constatés. F. P. Müller et O. Seitz les ont examinés ainsi que, plus récemment, S. Venzo et L. Maglio. La disposition tectonique des affleurements est à peu près verticale. Il s'agit de sédiments appartenant normalement à la zone du Luganais. Au trias dont il vient d'être question, suit la puissante formation de calcaires liasiques développée sur le versant opposé de la montagne regardant sur le lac de Lugano. Or, malgré les apparences d'une succession stratigraphique régulière des schistes cristallins au lias par le carbonifère, le permien et le trias, laquelle laisserait penser que la dislocation mal repérable n'est qu'un simple glissement, il faut remarquer que le trias et les calcaires liasiques du profil ne peuvent appartenir à la zone du Luganais. La dislocation existe néanmoins et son rôle est important. La toute récente publication de R. Staub apporte un éclaircissement au problème qui vient ainsi de se poser.

Si, dans la région de Cimadara, les formations qui se présentent du versant N au versant S de la montagne ont, grosso modo, les apparences d'une série normale, ce qui ne peut être, les choses sont, par contre, plus claires à Acquaseria, sur la rive occidentale du lac de Côme où affleure un profil de la même transition. Or. R. Staub signale de cet endroit deux séries permienes superposées séparées par un plan tectonique. Cette observation, jointe à la thèse de Sitter dont nous prendrons connaissance dans un instant, est un indice en faveur d'une hypothèse que nous formulons et suivant laquelle la majeure

partie de la masse triasique et liasique comprise entre les lacs de Lugano et de Côme ne serait que masse déplacée, c'est à dire nappe charriée vers le S. A l'E, le plan de charriage se confond avec la partie de la dislocation dite « rejet du Luganais ». Comme il en est de toutes les dislocations de la région, des actions tectogéniques successives ont contribué à la formation de celle dont nous parlons. Elle se prolonge, au delà du lac de Côme, par la ligne orobienne. En direction opposée, à partir des parages de Mendrisio, elle se rend invisible sous les dépôts de l'ancienne vallée. Quand on voudra la repérer plus loin, les recherches devront être faites en direction du lac Majeur et non vers le S.

Quelques-unes des masses sédimentaires déplacée et plus ou moins charriées vers le S, telles qu'il en existe dans le champ insubrien, proviennent-elles, comme masses expulsées, des zones d'étirement ? Le seul cas intéressant en partie le territoire tessinois et permettant d'aborder ce problème est le chevauchement Rovio-Albanello dans le massif du Monte Generoso. Il fut signalé par Frauenfelder qui le décrit comme « Blattverschiebung » de l'Alpe Melano et fut, plus tard, interprété comme chevauchement vers le S par L. de Sitter (1939). Cette interprétation fut confirmée par L. Vonderschmitt.

L'affleurement du plan de chevauchement, d'abord caché par la dislocation du Luganais, commence à apparaître en surface près de Rovio, d'où il peut être suivi par Bellavista, Baldovano, Muggio jusqu'à Albanello. La tectonique du soubassement du massif est orientée NE, tandis que l'orientation de la masse chevauchante poussée vers le S est E-O, caractère qui suffit à identifier le rôle de la tardive dislocation insubrienne. L. de Sitter suppose que l'origine du chevauchement se trouve dans la zone laminée au N du synclinal du San Salvatore. Sur ce dernier point, la thèse de de Sitter intéresse la région que nous avons parcourue aussi décidons nous de lui consacrer quelques lignes.

De Sitter remarque justement que la zone synclinale San Salvatore - Monte Marzio est faite de deux synclinaux juxtaposés en territoire italien, alors qu'il n'en existe qu'un en territoire tessinois. De ce fait, il imagine que la masse chevauchante représente le synclinal manquant. Notons, entre parenthèses, que les faciès du lias de la zone du San Salvatore correspondent parfaitement. Dans les deux cas, il s'agit du faciès lombard à fort développement. Cependant la masse chevauchante du Monte Generoso provient de la région à l'E de la dislocation du Luganais tandis que la zone du San Salvatore est interrompue par la dite dislocation le long de laquelle on pourrait en rechercher les restes laminés. Pour l'instant, nous retenons vraisemblable l'hypothèse, que nous avons exprimée quelques pages

auparavant, d'après laquelle toute la masse calcaire triasique et liasique comprise entre le lac de Côme, — la dislocation du Luganais, — le chevauchement Rovio-Albanello et son extension ne serait qu'une masse déracinée lors des étirements régionaux et refoulée vers le S sur la série sédimentaire de même âge.

* * *

A la fin de la période glaciaire quaternaire, le bassin de la région de Lugano était occupé par un vaste lac dont l'altitude dépassait 500 m. Il devait son existence à des barrages de glace qui fermaient les vallées vers l'aval. Il a laissé sur le flan des collines un intéressant développement de sédiments horizontaux argileux et sableux, ainsi que des graviers superposés également horizontaux. Dans ce dernier matériel erratique de la région comprise entre Neggio e Ponte Tresa furent trouvés de nombreux blocs roulés, petits et grands, d'un minerai mylonitique composé de pyrite et de sidérose. Quelques uns des échantillons trouvés étaient particulièrement riches en chalcoppyrite, alors que d'autres étaient composés de quartz, de galène et de blende. Enfin certains contenaient quelques fragments de dolomie blanche.

Nous sommes maintenant persuadés que ce minerai provient de la Gaeta sur les rives du lac de Côme où le chapeau de fer d'un gisement pyriteux fut exploité à ciel ouvert, tandis que des galeries furent tracées pour l'exploitation du minerai de cuivre et de plomb. Repossi a décrit quelques minéraux cristallisés de ce gisement. Pendant le quaternaire, le minerai en question fut transporté du lac de Côme aux environs de Ponte Tresa par des glaces flottantes. Le gisement se trouve maintenant rattaché à la prolongation de la dislocation du Luganais. Ce n'est pas sa position de formation, de sorte qu'un problème subsiste dont la solution serait fort instructive. Peut être existe il d'autres affleurements de ce gisement le long de la ligne du Luganais en territoire italien ou suisse ?

Aperçu rétrospectif

Au cours des pages qui précèdent, nous avons attiré l'attention du lecteur sur l'existence dans le Tessin méridional d'une forme d'orogénèse par étirements horizontaux présumés de grande extension. Malheureusement, il s'est également révélé que le champ exploré compris entre les frontières cantonales était bien trop étroit pour le sujet d'étude qui s'offrait et pour la vérification des présomptions. Néanmoins, en faisant bon visage à mauvaise fortune, nous avons essayé de tirer parti des observations relevées en territoire tessinois.

En vue d'un essai de comparaison, on peut opposer les deux champs géologiques, le nordalpin et le sudalpin.

Ceux qui, en géologues, ont parcouru ou traversé la chaîne du Jura, par exemple, sont d'accord que ses plissements furent causés par quelques poussées tangentielles d'origine lointaine, alpine, ayant agi sur l'empilement des sédiments du jurassique au tertiaire détachés de leur substratum. La géologie admet que le décollement entre substratum et partie superposée s'est opéré au niveau du trias gypseux, les gypses ayant joué le rôle de masse lubrifiante. Que s'est-il passé au dessous ? On n'en sait rien. Si, traversant la chaîne, on relève son profil, aucune observation possible n'autorise à modifier les vues généralement admises. En somme, la tectonique jurassienne connue est affaire relativement superficielle, limitée à la série sédimentaire post-triasique. Il faut admettre que le socle profond fut tectonisé à sa manière indépendamment de sa couverture. C'est admettre la possibilité d'étages de tectonisation souterraine indépendants les uns des autres. Les formations profondes, tant sous le Jura que sous les Alpes externes, ont certainement subi une pression extrême, des fractures et des déplacements. Au cours des phases tectogéniques successives, les massifs cristallins externes furent également bousculés et même réduits en lambeaux. Plusieurs ont disparu, ainsi qu'une étude du carbonifère alpin en rendrait compte. Par exemple, du lambeau cristallin des Grandes Rousses, P. Termier signala autrefois le volcanisme carbonifère et les belles roches qui en subsistent. Or, il est maintenant impossible de se rendre compte de l'extension du pays qui fut le théâtre de ce volcanisme, du fait des destructions qui suivirent, plutôt que par son recouvrement par des sédiments plus jeunes.

On peut présumer l'existence, dans les profondeurs sous le Jura et les Alpes occidentales, de plans de glissement ou plans de charriage très étendus entre étages de tectonisation souterraine, suivant lesquels les masses intéressées auraient glissé et se seraient déplacées les unes relativement aux autres. Le plan basal de la nappe de Morcles peut en donner une idée. Il n'affleure que grâce au relèvement de la chaîne des massifs cristallins externes ce qui permit à l'érosion de l'entamer et de l'exposer. Il a servi de plan de chevauchement à toute une tranche de l'écorce comprenant les massifs du Mont Blanc et de l'Aar.

Au Tessin, au S de la ligne insubrienne, nous avons vu une petite partie d'un champ géologique qui a subi à sa manière l'orogénèse alpine. Il s'agit d'une zone tectonique profonde, substratum cristallin hercynien à une couverture sédimentaire réduite, dans une partie de la région, à des restes. L'effet des orogénèses post-hercyniennes

sur les deux parties, substratum et couverture, fut différent. La couverture fut plissée passivement du fait de l'amincissement de son substratum qui s'est étiré. Les formations cristallines furent découpées en tranches et l'ensemble fut étiré. On peut généraliser et se représenter le soubassement cristallin de la zone sudalpine comme formé de tranches et d'écaillés verticales capables de glisser les unes contre les autres par l'intermédiaire des coupures et des plans de glissement.

Par contre, au N de la dislocation insubrienne, le géologue se trouve dans la région d'origine des poussées tangentielles vers le N. Il y constate l'existence de grand plis couchés et leur enracinement. Les deux champs tectoniques juxtaposés par la dislocation insubrienne sont différents et totalement étrangers l'un à l'autre. Dans le champ insubrien, le géologue observe entre des coupures étendues des tranches de l'écorce ayant chacune sa composition pétrographique et stratigraphique et sa structure tectonique particulière. Au premier abord, un « nappiste » affirmerait se trouver là dans une région de racines. Cependant, les préalpes varésines montrent la nature de la tectonique post-hercynienne superposée au cristallin découpé en tranches. On peut la considérer comme exemple d'une tectonique engendrée dans une série sédimentaire par la lamination verticale de son substratum ! Il est indubitable que ce genre de tectonique caractérisait également la couverture sédimentaire enlevée par érosion au dessus des compartiments proches de la dislocation alpino-dinarique au S de celle-ci. Cette couverture, par places, s'est laissée mordre par les dislocations de son socle. Ce fut le cas pour la racine du San Salvatore, pour celle engagée dans la coupure de la Tresa et pour les sédiments enserrés dans la dislocation insubrienne. Une chose certaine, la tectonique de la couverture cache beaucoup plus qu'elle ne révèle des causes profondes qui l'ont engendrées. Les coupures profondes génératrices de la tectonique superficielle sont verticales ou presque. On peut admettre que la plupart des synclinaux s'engagent dans une coupure à la manière des exemples cités. En somme, on peut affirmer que l'extension des coupures et dislocations typiques est toujours très grande, qu'elles furent allongées par étirements successifs et quelquefois courbées et rendues sinueuses par restructuration, qu'elles comportent des marges plus ou moins subdivisées en écaillés de part et d'autre du plan mylonitique principal. L'une quelconque peut être vue comme exemple en miniature de ce qu'est la dislocation alpino-dinarique pour l'orogène qui lui est associé. Certaines de ces coupures furent lieu d'intrusion de matériel magmatique. Enfin toutes se relient dans un réseau général sans se recouper.

Sous l'impulsion de la théorie de Wegener, la géologie a voulu expliquer la genèse des chaînes de montagnes actuelles par le heurt d'un arrière-pays indo-africain contre un avant-pays eurasien. Nous estimons illusoire toutes les explications dérivant de cette théorie. Si tout était si simple, on devrait s'attendre à observer une transition tectonique graduelle en passant de l'arrière pays supposé compresseur à l'avant-pays supposé comprimé et orogénisé, et les chaînes de montagnes se seraient formées en systèmes plissés plus rectilignes, tandis qu'elles sont sinueuses. Nous n'entendons pas nier l'existence de poussées tangentielles. Elles caractérisent les zones externes des Alpes, elles sont nées de la pression de masses exprimées ou déracinées de la zone axiale. Mais nous constatons l'existence d'un plan de glissement quasi-vertical principal auquel se combine l'extrusion de masses magmatiques. Il divise les Alpes en deux parties en sens longitudinal et correspond à l'élimination de leurs places primitives de zones intermédiaires de l'écorce. Tardivement, dans la zone insubrienne, il servit de surface de glissement au déplacement relatif horizontal des deux champs tectoniques opposés. D'autres plans de glissement satellites du principal ont joué un rôle de même nature. Nous attribuons à ce complexe de phénomènes tectonisants le rôle principal dans la formation des Alpes. Plis et nappes ne seraient que les conséquences d'une lésion cinématique de l'écorce à laquelle s'associent des processus magmatiques. Plus spécialement, la tectonisation en nappes est effet de la gravité et tout l'orogène alpin peut être vu comme remous superficiel figé d'actions tectonisantes qui n'avaient rien de tangentiel à leur origine. Ainsi la planète qui nous porte conserve dans son ensemble une forme passable et nous apparaît plus stable qu'elle n'est en réalité en ses périodes de crises orogéniques.

Pour ce qui concerne la région parcourue, nous estimons que la plus grande partie de la réduction en largeur de l'écorce s'est réalisée aux abords de la dislocation alpino-dinarique et de la dislocation San-Salvatorienne et leurs prolongations. On peut comprendre les nappes penniques comme résultant d'une lamination dans la zone de racines contigüe à la dislocation, suivie d'une expulsion, d'une « Ausquetschung » vers l'extérieur pendant que, dans les profondeurs, la tachylitisation, la remagmatisation, les déplacements ou extravasions de magma fluide permettaient aux parties en jeu de l'écorce à se réadapter à un équilibre provisoire dans un espace plus limité.

Le géologue qui parcourt les Alpes entre le Gotthard et le lac Majeur bénéficie du relèvement axial structural de la chaîne au Tessin. Ce relèvement rend accessible à ses observations une région du sous-sol plus interne que les voisines et lui découvre de parfaits

exemples de migrations de magma sialique dans les complexes stratigraphiques métamorphosés. La nature lui présente aussi des exemples de magma silico-magnésien extravasé, comme au Gridone et au Camoghè, ainsi que d'autres exemples nombreux, depuis l'amphibolite en lits alternants leucocrates et mélanocrates d'Astano, jusqu'à des masses batholithiques différenciées diverses, de l'antagonisme entre les deux types opposés de magma, sial et sima, et du chimisme différenciateur auquel cet antagonisme donne lieu. On sait qu'il joue dans les profondeurs de l'écorce un rôle transformateur de première importance.

Par leur allure tectonique générale, les Alpes occidentales et méridionales révèlent une réduction considérable en volume et en largeur de leurs assises radicales profondes par rapport à ce qu'elles furent. De l'extérieur, le géologue est naturellement porté à attribuer la cause principale à la tectogénèse. Mais au Tessin, zone plus profonde, apparaissent les manifestations du magmatisme par les grandes masses extravasées. Si l'observation était possible dans les grandes profondeurs, les causes de la tectogénèse apparaîtraient probablement de nature en prévalence magmatique. Il est probable, d'ailleurs, que les matériaux profonds se sont laissés pénétrer par du magma fluide et en contiennent en permanence à cet état. La différenciation, l'extravasation, les migrations et l'ascension de magma ont alors certainement joué indirectement un rôle dans la tectogénèse.

Quelle que soit la multiplicité des causes premières, la partie externe de l'écorce s'est trouvée devoir s'adapter tant bien que mal et de manière diverse à la réduction périodique de ses assises profondes. Les effets de cette adaptation se sont étendus bien au delà des chaînes plissées. Les transgressions et les régressions marines sur les plateformes continentales ont montré que l'écorce subit des périodes de contraction entre de longues périodes de détente. On se demande quelle peut être la raison de cette périodicité. Les relativement courts épisodes orogénisants correspondent aux maxima de contraction. On peut présumer que l'état de tension variable de l'écorce correspond à un contenu variable en calories du matériel qui la supporte et que le relief extérieur s'accroît par contraction à la suite de pertes de chaleur, soit par volcanisme, soit par conductibilité thermique à travers l'écorce et les mers.

La forme la plus simple d'une lésion orogénisante de l'écorce est la longue fissure rectiligne généralement orientée suivant un méridien, par laquelle des laves montent à la surface et sur laquelle s'édifie une chaîne de volcans. Le volcanisme qui s'est manifesté en diverses contrées proches de l'orogène alpin (Sardaigne, Auvergne, vallée du Rhin) a, lui aussi, suivi des voies d'accès à la surface orien-

tées N-S. Par contre, en général, les orogènes orientés E-O sont moins volcaniques que les précédents. Dans la région que nous avons parcourue, nous avons vu de magnifiques exemples de magma extravasé ayant circulé dans les profondeurs entre les strates des formations cristallines où il s'est figé. Les gneiss granitiques de la série de Soragno en sont le plus bel exemple.

On peut encore attendre beaucoup de l'étude des Alpes tessinoises et, entre autres, une meilleure connaissance du magmatisme en distinguant nettement dans les formations cristallines penniques les métamorphiques et contenantes de celles intrusives et contenues.

Genève 1950

A Mr le Prof. J. Cadisch (Berne) et à Mr le Dr. C. Roesinger (Genève) pour avoir bien voulu lire le manuscrit, à la Société académique de Genève pour avoir mis à ma disposition une somme sur le fonds Paul Moriaud et ainsi facilité l'acquisition de clichés et à la Société tessinoise des Sciences naturelles pour la publication de l'exposé qui précède dans son bulletin annuel, j'exprime ici mes sentiments de reconnaissance.

J. A. B.

Bibliographie

1. BÄCHLIN E. Geologie und Petrographie des Monte Tamaro Gebietes (*Bull. suisse min. et petrog. Vol. 17*) - Zürich 1937.
2. BEARTH P. Die Ganggesteine des Malcantone (*Bull. suisse de min. et petrog. Vol. 12*) - Zürich 1932.
3. von BISTRAM A. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen (*Berichte Naturf. Ges. Freiburg in Br. Bd. 14*) - 1903.
4. BURFORD J. A. Failles et mineraux du Malcantone (*Bull. suisse min. et petrog. Vol. 13*) - Zürich 1933.
5. BURFORD J. A. Les formations cristallines de la région luganaise (*Bull. suisse de min. et petrog. Vol. 20*) - Zürich 1940.
6. BURRI C. A. & de QUERVAIN F. Ueber basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago, Tessin (*Bull. suisse de min. et petrog. Vol. 14*) Zürich 1934.
7. CADISCH J. Die Entwicklung der Alpen im Lichte der neuen Forschung (*Verh. naturf. Gesell. Basel Bd 54*) - Basel 1943.
8. CASASOPRA S. Appunti di geologia del Ticino (*Boll. Soc. tic. Sc. Nat. pp. 55—87*) - Bellinzona 1942.
9. CATALISANO S. Appunti di geologia alpina (*Boll. R. Com. geol. d'Italia Vol. LXI*) - Roma 1936.
10. CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M. Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass (*Denkschr. Akad. Wien, Math. Naturw. Kl. Bd 102*) - Wien 1930.
11. CZERMAK F. & SCHADLER J. Vorkommen des Elements Arsen in den Ostalpen (*Czermak's Min. u. petrog. Mitt. Bd 44*) - Wien 1933.
12. DIENER C. Der Gebirgsbau der Westalpen - Wien 1891.
13. DOEGLAS D. J. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Valmara (*Leidsche geol. Mededeel. Bd 10*) - Leyde 1930.
14. DU BOIS J. Rapport sur les gisements de mispickel aurifère d'Astano (*Mat. Carte géol. suisse, Série géotechnique. Vol. XVI*) - Berne 1931.
15. ESCHER B. G. Geologie und Petrographie der San Salvatore Halbinsel, bei Lugano (*Eclog. geol. Helv. Bd 12*) - 1913.
16. FRAUENFELDER A. Beiträge zur Geologie der tessiner Kalkalpen (*Eclog. geol. helv. Bd 14*) - 1916.
17. HARADA T. Das Luganer Eruptivgebiet (*N. Jahrb. Min. Beilageband 2*) - Stuttgart 1882.
18. HARLOFF CH. E. A. The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino (*Leidsche geol. Mededeel. Bd 2*) - Leyde 1927.
19. van HOUTEN J. Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore (*Eclog. geol. Helv. Vol. 22*) - 1929.
20. HÜTTENLOCHER R. P. Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen (*Bulletin suisse miner. et petrog. Vol. XIV*) - 1934.
21. KELTERBORN P. Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone, Tessin (*Verh. Naturf. gesell. Basel. Bd 34*) - Basel 1923.

22. KNOBLAUCH P. & REINHARDT M. Atlante geologico della Svizzera. Foglio 516. Iorio. Nota esplicativa.
23. KOBER L. Alpen und Dinariden (*Geol. Rundschau Bd 15*) - 1914.
24. KOSSMATT. Beziehungen des Südeuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik (*Geol. Rundschau Bd. 15*) - 1924.
25. KUENEN PH. H. The porphyry district of Lugano west of the Valganna (*Leidsche geol. Mededeel. Bd 11*) - Leyde 1925.
26. KOOMANS C. M. Der Chemismus des Luganer Porphyrgbietes (*Leidsche geol. Mededeel. Bd 15*) - Leyde 1924.
27. LEUZINGER F. Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganensee-Valcuvia (*Eclog. geol. Helv. Bd 20*) - 1926.
28. MAGNANI M. Alcune nuove osservazioni lungo il confine alpino-dinarico nella media Valtellina (*Bol. R. Uff. Geol. d'Italia*) - Roma 1943.
29. MASELLI J. M. Le mie ricerche minerarie nel Ticino (*Bol. Soc. Tic. Sc. Nat.*) - Bellinzona 1920.
30. MÜLLER F. P. Notiz über die Randzone des Dolomitgebietes zwischen östlichen Teil des Luganersees und Val Colla (*Centralbl. f. Miner. Nr. 526*) - 1919.
31. NEGRI G. & SPREAFICO E. Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese e di Lugano (*Mem. Ist. lomb. Sc. Nat., Vol. XII*) - Milano 1869.
32. NOVARESE V. La zona del Canavese e le formazioni adiacenti (*Mem. desc. carta geol. d'Italia, Vol. 32*) - Roma 1928.
33. NOVARESE V. La formazione diorito-kinzingitica in Italia (*Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. 56*) - Roma 1931.
34. NOVARESE V. L'età del granito del Lago Maggiore (*Boll. R. Uff. geol. d'Italia, Vol. 58*) - Roma 1933.
35. RENZ C. Beiträge zur Kenntnis der Jura Formation im Gebiet des Monte Generoso (*Eclog. geol. Helv. Bd 15*) - 1920.
36. REPOSSI E. Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio (*Atti Soc. ital. Sc. nat., Vol. 21*) - Milano 1902.
37. REPOSSI E. Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso, Lago di Como (*Atti Soc. ital. Sc. Nat. Vol. 43, pp. 261—306*) - Milano 1904.
38. REPOSSI E. Su alcuni minerali della Gaeta (*Atti Soc. ital. Sc. nat. Vol. 43, pp. 422—436*) - Milano 1904.
39. RODE K. P. The geology of the Murcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano (*Bull. suisse miner. & petrog. Vol. 21*) - Zürich 1941.
40. RÜGER L. Die Tonalelinie in Tessin (*Geol. Rundschau. Bd 23 A.*) - Berlin 1933.
41. RUNNER J. J. & HAMILTON R. G. Metamorphosed calcareous concretions and their genetic and structural significance (*American Journ. of science. Ser. V. Vol. 27*) - Newhaven 1934.
42. RUSSO P. & L. Nouvelles observations sur le grand accident Sud-Atlasien (*Bull. Soc. géol. France, Ve Série, Vol. IV, pp. 375—384. Vol. XI, pp. 691—702*) - 1934 et 1939.
43. SALOMON W. Die alpino-dinarische Grenze (*Verh. geol. Reichsanstalt*) - Vienne 1905.

44. SALOMON-CALVI W. Die Fortsetzung der Tonale-Linie in Kleinasien (*Anzeiger der Akad. Wiss.*) - Vienne 1937.
45. SCHMIDT C. Excursion de 1889 aux environs de Lugano. Programme détaillé (*Eclog. geol. Helv. Bd. 1*) - 1890.
46. SCHMIDT C. & STEINMANN G. Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano (*Eclog. geol. Helv. Vol. 2*) - 1890.
47. SCHNEIDERFRANKEN ILSE. Ricchezza del suolo ticinese - Bellinzona 1943.
48. SEITZ O. Ueber di Tektonik der Lukaneralpen (*Verh. naturf. Verien Heidelberg. N. F. Bd 13*) - 1917.
49. SENN A. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese (*Eclog. geol. Helv. Bd 18*) - 1924.
50. de SITTER L. V. Les porphyres luganais entre le lac de Lugano et le Val Ganna (*Leidsche geol. Mededeel. Bd 1*) - Leyde 1925.
51. de SITTER L. V. Les porphyres luganais et leurs enveloppes. L'histoire géologique des Alpes tessinoises entre Lugano et Varese (*Leidsche geol. Mededeel. Bd. XI*) - Leyde 1939.
52. de SITTER L. V. & de SITTER-KOOMANS E. M. The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardy, Italy (*Leidsche geol. Mededeel. Vol. XIV*) - Leyde 1949.
53. SPICHER A. Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne (*Bull. suisse de miner. et petrog. Bd 20*) - Zürich 1940.
54. SPITZ A. Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins (*Verh. geol. Reichsanstalt*) - Vienne 1919.
55. STAUB R. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen (*Mat. Carte geol. suisse, Vol. 46/1*) - 1916.
56. STAUB R. Ueber Faciesverteilung und Orogenese in der südöstlichen Schweizeralpen (*Mat. Carte geol. suisse. Bd 46/3*) - 1917.
57. STAUB R. Alpen und Dinariden - 1926.
58. STAUB R. Nouvelles remarques sur les racines tessinoises (*C. R. séances de la Soc. géol. France. No. 3*) - 1937.
59. STAUB R. Betrachtungen über den Bau der Südalpen (*Eclog. geol. Helv. Bd 42*) - 1949.
60. STAUFFACHER S. Das Magnetkiesfahlband auf der Alpe di Piscerotto und die Brauneisenvorkommen auf der Alpe di Valletta (*Eclog. geol. Helv. Bd 14*) - 1917.
61. STELLA A. Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali (*Boll. R. Com. geol. d'Italia. Vol. 5*) Roma 1894.
62. STELLA A. I giacimenti auriferi delle Alpi italiane (*Mem. desc. Carta geol. d'Italia. Vol. 27*) - Roma 1943.
63. TARAMELLI T. Il Cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi (*Mat. Carte geol. suisse. Sér. I, Vol. 17*) - 1880.
64. TARAMELLI T. I tre Laghi - Milano 1903.
65. TERMIER P. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes (*Bull. Soc. géol. France*) - Paris 1903.

66. VENZO S. & MAGLIA L. Lembi carboniferi transgressivi sui micascisti alla « Fronte sedimentaria sudalpina » del Comasco e del Varesotto (*Atti Soc. ital. Sc. Nat. Vol. 86*) - Milano 1947.
 67. VONDERSCHMITT L. Die Luganer Hauptverwerfung bei Melano und die als Ueberschiebung gedeutete Sackung von Castelletto (*Eclog. geol. Helv. Bd 30*) - 1937.
 68. VONDERSCHMITT L. Bericht über die Excursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Süd-Tessin (*Eclog. geol. Helv. Bd 33*) - 1940.
 69. WALTER P. Das Ostende des basischen Gesteinzuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone (*Schw. Min. und Petrog. Mitt. Bd 30*) - 1950.
-