

**LES PORPHYRES LUGANOIS ET LEURS
ENVELOPPES.**

**L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DES ALPES
TESSINOISES ENTRE LUGANO ET VARESE**

PAR

**Dr. L. U. DE SITTER,
de l'Université de Leyde, Hollande.**

Avec 1 carte géologique et une planche de profils géologiques.

TABLE DE MATIERES.

	Page.
Introduction	4
A. Première Partie. Description des roches et histoire stratigraphique	6
I Premier Chapitre. Les roches hercyniennes	6
II Deuxième Chapitre. Les roches volcaniques permienes	9
Introduction	9
1. La série basale	10
a. le conglomérat basal	10
b. la série inférieure de tuf	12
2. Les stratovolcans	12
a. la série du Piambello	14
b. les Porphyrites à pyroxène.	19
c. les Quartzoporphyles supérieurs	23
3. La nappe de Granophyre	23
4. Les phénomènes postvolcaniques	26
a. les filons de microgranite	26
b. les dernières phases hydrothermales	28
5. La différenciation magmatique	29
III Troisième Chapitre. Les roches sédimentaires	34
1. Le Trias	34
a. le Werfénien — „Servino”	34
b. l’Asinien et le Ladinien	36
c. le Carnien — „Raibler”	39
d. le Norien — „Hauptdolomit”	40

2. Le Jura et le Crétacé	40
<i>a.</i> le Rhétien	40
<i>b.</i> le facies transgressif du Lias	41
<i>c.</i> Lias inférieur „Kieselkalk”	42
<i>d.</i> le Domérien	43
<i>e.</i> le Lias moyen et supérieur et le Crétacé inférieur à facies abyssal	43
<i>f.</i> le Crétacé néritique	44
<i>g.</i> Résumé de la série Jurassique—Crétacé	44
B. Deuxième Partie. La Tectonique.	45
I Premier Chapitre. Le soulèvement central	46
II Deuxième Chapitre. Le Mt. Generoso	50
C. Troisième Partie. L'Ere Quaternaire et la Morphologie	55
Bibliographie chronologique	58

Index des planches hors texte.

- Planche 1 Carte tectonique de la région des Porphyres luganois, 1 : 80.000.
 Planche 2 Profil des charriages du Mt Generoso, 1 : 50.000.
 Planche 3 Carte Morphologique indiquant les glaciers et les moraines des stades Würmiens, 1 : 80.000.
 Planche 4 Carte géologique de la région des Porphyres luganois entre Lugano et Varese, 1 : 50.000.
 Planche 5 Série de profils 1 : 25.000.

Liste des figures dans le texte.

- Fig. 1 Carte index 1 : 200.000.
 2 Gneiss de Brusimpiccolo.
 3 Gneiss de Montegrino, Valtravaglia.
 4 Gneiss du Poncione di Ganna.
 5 Conglomérat de Germignaga.
 6 Conglomérat basal de Poncia, Porto Ceresio.
 7 Tuf vitreux du Val Tresa.
 8 Tuf lithique Grantola, Valtravaglia.
 9 Tuf cristallin Valdomino, Val Tresa.
 10 Basaltite, Val Tresa.
 11 Tuf lithique du Mt. Piambello.
 12 Quarzoporphyre fluidal, Mt. Piambello.
 13 Vitrophyre, Mesenzana, Valtravaglia.
 14 Porphyrite à pyroxène, Valgasasca.
 15 Quartzporphyrite, Brinzio.

- 16 Porphyrite à pyroxène, Brinzio.
- 17 Porphyrite à pyroxène, Tedesco.
- 18 Porphyrite, Val Tresa.
- 19 Porphyrite, Val Sovaglia.
- 20 Deux types de tuf agglomératiques.
- 21 Tuf agglomératique, Brusino—Arsizio.
- 22 Quartzoporphyre fluidal, Cabiaglio.
- 23 Quartzoporphyre fluidal, Mt. Castelvecchio, Valtravaglia.
- 24 Porphyre felsitique, Bissone.
- 25 Texture graphique.
- 26 Granophyre, Cuasso al Monte.
- 27 Filon de Microgranite, Brinzio.
- 28 Microgranite, Val Seranno.
- 29 Filon de Diabase, Val Murante.
- 30 Filon de Barytine.
- 31 Cavité miarolitique du granophyre.
- 32 Diagramme de différenciation magmatique.
- 33 Tableau stratigraphique de l'ère mésozoïque.
- 34 Tableau stratigraphique Werfénien—Anisien.
- 35 Tableau stratigraphique du „Raibler”.
- 36 Esquisse tectonique de la première phase.
- 37 Esquisse du profil tectonique des charriages du Mt. Generoso.
- 38 Carte tectonique du chevauchement du Mt. Generoso.

Abréviations ajoutées aux dessins des coupes minces.

A = cavité	La = Labrador
Ad = Andésine	Lt = Limonite
Af = Amphibole	Ma = Magnétite
Ai = Andalusite	Mr = Microcline
Ap = Apatite	Og = Oligoclase
At = Augite	Or = Orthose
Ba = Barytine	Pc = Prochlorite
Bt = Biotite	Pl = Plagioclase
Ce = Calcite	Px = Pyroxène
Ch = Chalcédoine	Qu = Quartz
Ct = Chlorite	Rt = Rutile
CS = Schiste cristallin	Se = Séricite
Ep = Epidote	Tm = Tourmaline
Fr = Fluorine	w = altéré
Fs = Feldspath	Ze = Zéolithe
Ho = Hornblende	Zi = Zircon

INTRODUCTION.

Serrant de près le lac de Lugano, se trouve un vieux pays volcanique, environné de montagnes calcaires escarpées, qui, malgré son peu d'étendue a une histoire géologique des plus intéressantes. Les laves et les tufs de ces volcans anciens sont d'une grande diversité et ont fourni en ces derniers temps la matière de recherches récemment couronnées par les analyses chimiques de Mlle KOOMANS (1937).

A peu près au même temps que les étudiants en géologie de Leyde s'appliquaient à l'étude de cette région volcanique ceux de Bâle exploiraient les roches sédimentaires environnantes. Grâce à ces différentes recherches conduites tant sur le terrain qu'en laboratoire, l'histoire géologique de ce complexe nous est devenue familière. Cependant il nous manquait encore une carte et des coupes géologiques de l'ensemble de la contrée qui nous en montreraient l'enchaînement et la structure générale. L'étude qui va suivre tâche de satisfaire à ce besoin. Il va sans dire qu'au cours de cette élaboration bien des questions nouvelles se sont présentées, mais on ne peut poser des problèmes avant que soit achevée la synthèse de l'ensemble.

Les recherches modernes sur cette région ont débuté par l'excellente étude de FRAUENFELDER (1916) envisageant la partie orientale (Fig. 1). Puis suivirent les études pétrographiques de KUENEN, DE SITTER (1925), HARLOFF (1927), DOEGLAS (1930) qui prirent comme point de départ le travail de HARADA (1883) et le travail préliminaire d'ESCHER (1913) sur la péninsule de Morcote.

Le travail de FRAUENFELDER fut continué par SENN (1924), LEUZINGER (1926) et VAN HOUTEN (1929). Un peu en dehors de ce cercle vient se placer l'étude de KELTERBORN (1923) s'occupant du soubassement hercynien. Celle-ci est la seule étude complète de ce sujet dont on puisse se servir.

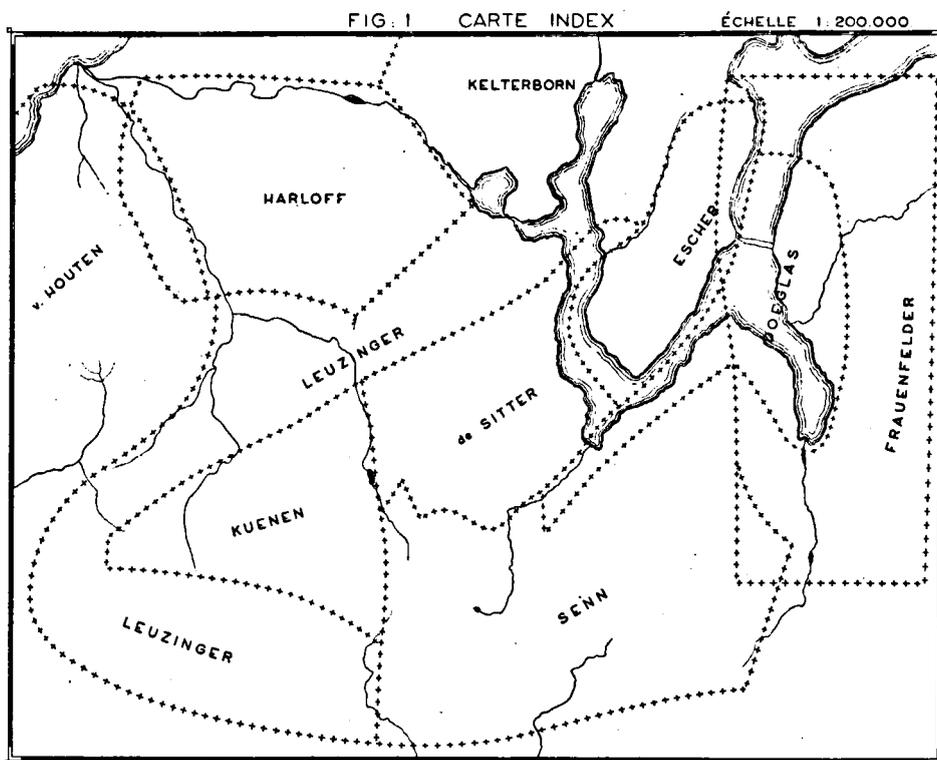
Il est à espérer que les explorations sur le terrain du professeur REINHARD de Bâle, s'étendront dorénavant si loin vers le Sud que la lacune dans la connaissance des roches crystallophylliennes de la région puisse être comblée.

B. PEYER, auteur des publications sur les vertébrés de Méride et de Perledo (lago di Como) (1930—36) a assumé la publication d'une monographie détaillée de la faune des roches sédimentaires triasiques tessinoises.

Enfin en 1936 parut l'oeuvre de H. ANNAHEIM contenant une étude approfondie de la morphologie et de toute l'histoire quaternaire et pliocène. Cependant il est fâcheux que cette étude ne domine que la partie E. de notre région et de plus, que l'auteur ne se soit pas servi des observations sur ce sujet de HARLOFF, KUENEN et DE SITTER pour ces con-

clusions de caractère régional. Ces paroles-ci induiront peut-être l'excellent auteur à traiter encore plus amplement les problèmes du Valtravaglia et du Valganna et leurs vallées latérales.

La compilation qui va suivre se base presque exclusivement sur les études récentes. La carte d'ensemble a été composée d'après les cartes publiées qui accompagnaient les publications, ainsi qu'une carte géologique de la péninsule de Morcote, due à ESCHER et encore inédite. Les



coupes géologiques ont été dressées à nouveau. Quelquefois il est apparu nécessaire de s'écarter quelque peu des profils originaux. On s'est efforcé de donner dans le texte un aperçu aussi complet que possible sans trop entrer dans des détails.

Pour ces renseignements le lecteur est renvoyé aux études traitant les détails. Ainsi je n'ai pas toujours cité toutes les localités fossilifères dans le texte, bien que je me sois efforcé de les indiquer toutes sur la carte. En outre, j'ai cru que des listes complètes de fossiles et des descriptions détaillées de roches cristallines seraient déplacées ici.

A. PREMIERE PARTIE.

DESCRIPTION DES ROCHES ET HISTOIRE STRATIGRAPHIQUE.

CHAPITRE PREMIER.

LES ROCHES HERCYNiennes.

Le soubassement de toute la région consiste en une série de roches franchement métamorphiques: micaschistes, phyllites et gneiss. Cette série cristallophyllienne est recouverte d'une couche de roches plus récentes d'ont l'âge est compris entre le Permien et le Crétacé.

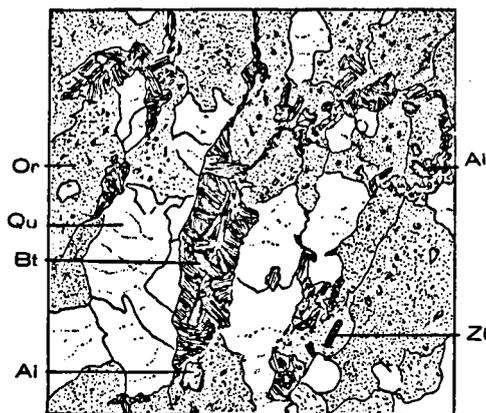
Les affleurements les plus méridionaux de roches cristallophylliennes se trouvent au sud-ouest du Mont Martica, tandis que leur plus grande étendue correspond au nord de la région dont il s'agit.

Que la structure tectonique de ce vieux massif montagneux nous est presque entièrement inconnue tient à deux causes: premièrement la rareté des affleurements dans le sud de la région étudiée et deuxièmement le levé de la carte ne s'est généralement pas étendu particulièrement aux schistes cristallophylliens, excepté au nord dans le Malcantone, où KELTERBORN a fait son étude.

KELTERBORN discute ici une zone de granite ayant une direction N—S., plus ou moins métamorphisée en orthogneiss, bornée des deux côtés de paragneiss injecté et métamorphisé par le contact du granite intrusif. Plus on s'éloigne de l'intrusion de granite, l'orthogneiss, plus les paragneiss sont purs. Le caractère métamorphique des paragneiss a été reconnu ailleurs aussi par RIVA d'abord, et ensuite par ESCHER, DE SITTEr, et KUENEN. L'auréole métamorphique est révélée par la présence des minéraux de sillimanite, de disthène, de staurotide et de grenat. On ne trouve ce hornfels à sillimanite que tout près du granite intrusif. Plus on s'éloigne du granite moins cette auréole métamorphique est distincte, on ne trouve alors que de la tourmaline de l'andalousite, et du grenat. Cependant il faut noter qu'il existe probablement quelque rapport entre la tourmaline et l'extrusion de granophyre, car ce minéral se présente souvent dans le large dyke d'Alla Ferrara qui est la fente par où s'est écoulée cette roche d'épanchement. RIVA et DE SITTEr ont constaté la même diminution de l'auréole métamorphique sur la rive ouest du lac de Lugano. Le petit affleurement de gneiss près de Brusimpiccolo (Fig. 2) montre distinctement le caractère d'auréole métamorphique avec de l'andalousite et de la biotite secondaire en lames minces. Vers le sud,

ce caractère disparaît de plus en plus. L'auréole métamorphique est sensiblement plus récente que le grand dynamo-métamorphisme général.

Puisque le granite a été changé en gneiss d'une manière généralement métamorphe, son intrusion doit avoir eu lieu encore dans la période tectogénétique hercynienne, l'intrusion est donc antérieure aux extrusions permienes. J'ai remarqué sous Agra dans la péninsule de Morcote, l'intrusion d'une roche granitique qui, à son bord montre des transitions vers les micaschistes purs, transition due à une diminution de la matière injectée. L'observation provisoire n'admet aucune parallélisation ni avec le granophyre ni avec le granite de Malcantone. Dans la région comprise entre la Tresa et le Valtravaglia, HARLOFF constata une différence sen-



de Sitter

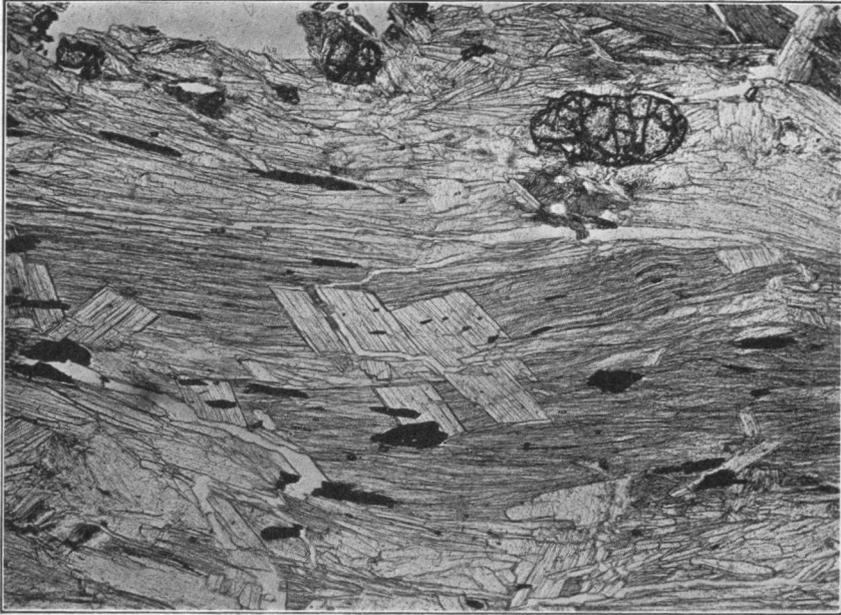
Fig. 2.

Gneiss au caractère de l'auréole métamorphique.
Brusimpiccolo.
Gross. 39 X.

sible entre les phyllites (Fig. 3) et une roche plus quartzifère. Il se pourrait que cette roche représente en partie le prolongement de l'intrusion granitique de Malcantone. Dans les environs de Brinzio, KUENEN discernait des gneiss et des micaschistes. Le gneiss n'est pas schisteux et, selon la description la roche, doit être considéré comme un orthogneiss ou comme une série de quartzites métamorphisés. Cette dernière hypothèse paraît être préférable. On ne peut guère édifier un ensemble cohérent d'après ces données éparses. Une nouvelle mise en carte des roches cristallophylliennes est nécessaire, en partant de préférence du „Seen-gebirge" déjà exploré par l'école de Bâle.

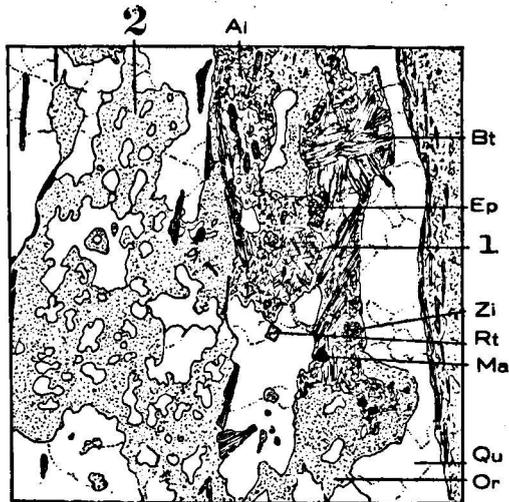
Sauf l'importante intrusion du Malcantone, un gneiss injecté de matière granitique affleure le long du Valganna (Fig. 4). La roche est parfois plissée secondairement, comme à Boarazzo, et porte aussi bien la muscovite que la biotite.

Nous connaissons ainsi au Nord une intrusion de granite d'âge her-



Harloff

Fig. 3.
Meso-gneiss au grenat, récrystallisation de muscovite.
Gross. 50 X.
Montegrino sur Valtravaglia.



de Sitter

Fig. 4.
1 = sagénite. 2 = structure poecilitique.
Gross. 18 X.
Gneiss injecté de matière granitique, Poncione di Ganna.

cynien avec une auréole de contact qui l'avoisine au Sud-Ouest tandis que la grande masse des roches crystallophylliennes sont des micaschistes avec des intercalations de quartzites.

En outre on connaît des injections hercyniennes de quartz et de quartzfeldspath, comme dans la zone allongée de micaschistes de Boarezzo, et de plus des injections hercyniennes de matière granitique indubitablement rattachées à l'auréole de contact.

DEUXIEME CHAPITRE.

LES ROCHES VOLCANIQUES PERMIENNES.

Introduction.

Les sédiments permien ont été déposés sur la surface des montagnes hercyniennes, surface profondément érodée, mais non dépourvue de relief. Malgré son peu d'élévation au dessus de la surface de la mer, la région luganoise ne fut jamais submergée pendant la période permienne et avec les volcans qui y surgissaient on peut s'imaginer un paysage pareil à celui existant aujourd'hui en Auvergne. A certains endroits, il existait des lacs tandis que la mer se trouvait bien loin vers l'ouest et le sud.

La période de dénudation posthercynienne s'est accomplie pour la plus grande partie au cours du Permien, accompagnée cependant de phénomènes volcaniques; l'épaisse masse de Verrucano en est le résultat évident. Dans notre terrain pourtant, jamais eut lieu telle sédimentation de ces débris volcaniques. Au contraire, pendant tout le Permien le sol a été exposé aux actions érosives. Conséquemment le paysage volcanique montre un relief fort accentué; les couches volcaniques continentales en outre ont été affectées par l'érosion directement.

D'une part l'absence totale de la série de roches volcaniques à maint endroit et d'autre part leur ample développement ailleurs, de même que la séparation nette de certaines roches volcaniques par une ligne distincte, due probablement à une ancienne crête de montagne, nous permet de reconstruire le relief prévolcanique.

En étudiant ce problème de la répartition des roches volcaniques on voit tout d'abord que le dernier épanchement, la nappe de granophyre, se déploie en discordance sur toutes les roches antérieures.

Tout l'affleurement de la montagne primaire de Cuasso al Monte est entouré de granophyre. La série volcanique du Piambello antérieure à ce dernier, qui, déjà à 1 km. vers l'Ouest atteint une épaisseur de plusieurs centaines de mètres y fait totalement défaut. Ou bien elle n'a jamais existé ou bien elle a été enlevée par l'érosion avant l'épanchement du granophyre. On peut observer la même chose juste sous la cime du Poncione di Ganna et aussi auprès des points 937 et 892 à l'Est et au Sud du Monte Martica. La ligne qui relie ces quatre points devait

nécessairement constituer une arête dans le paysage permien et prolongée vers l'Est elle comprend l'affleurement des micaschistes de Brusimpiccolo et celui au Sud de Figino. Cette arête peut aussi être la cause de l'absence de roches volcaniques près de Grancia, Monte Arbostora. Que ces roches manquent auprès du Cap S. Martino quelque peu au Sud de Paradiso est dû à une cause tectonique.

Une seconde arête borne au Nord tout le terrain central de porphyre. En premier lieu cette arête-ci marque la limite des affleurements de granophyre; en second lieu elle sépare nettement les roches volcaniques du Monte la Nave des volcans du Sud. Les différences d'épaisseur de la nappe de granophyre nous conduisent à la conclusion que pour la plus grande partie le fait est dû au relief primaire de ce sol. C'est ainsi que le plan de démarcation des roches strato-volcaniques et le granophyre à l'est du Monte Piambello a été un versant escarpé déjà au temps de l'écoulement du granophyre, tout comme celui à l'Est, du Mt. Martica et à l'Ouest du Poncione di Ganna.

On pourrait fournir une interprétation tectonique de ces contacts anormaux, en imaginant l'existence d'un réseau de failles qui toutes devaient être pré-werfénienues, puisqu'elles ne coupent jamais la ligne de démarcation Werfénien-roches antérieure.

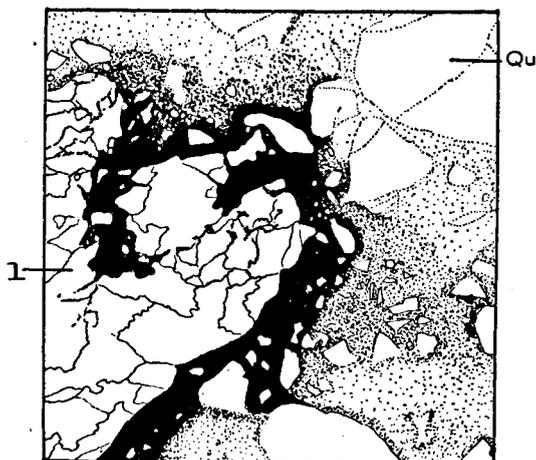
Description des roches.

1. Série basale (conglomérats, grès et tufs inférieurs).

a. *Le conglomérat basal.*

Le terme inférieur de la série permienne est un conglomérat basal, manquant souvent, et de composition très diverse, mais renfermant toujours des débris des roches du soubassement: des galets de gneiss et de granite. Dans la région du Mt. Nave et du val Tresa (HARLOFF 1927), nous trouvons une formation de grès alternant avec des couches d'argile, renfermant déjà quelques galets de roches volcaniques. L'épaisseur de ce grès volcanique est de 80 m au plus. Il me semble que le conglomérat de Germignaga (HARLOFF 1927, VAN HOUTEN 1929) (Fig. 5) appartient à cette formation qui paraît être le type d'un produit éluvial passant insensiblement de la montagne primaire à un grès grossier. On a trouvé au Mt. Piambello (DE STITTE 1925) une formation analogue épaisse de quelques décimètres. C'est un grès de grain grossier, pour la plus grande partie composé de débris de schistes-cristallins mêlés de matière volcanique. Le conglomérat basal de Poncia (Porto Cerisio) (Fig. 6) est identique au grès volcanique du Mt. Piambello (SENN 1924, DE STITTE 1925, DOEGLAS 1930). Aussi, dans la région du Monte Martica à l'ouest du Valganna (KUENEN 1925), on a trouvé le même conglomérat inférieur basal. Mais ni ici ni dans la région du Mt. Nave-Tresa on ne l'a distingué, sur la carte, de la série des tufs inférieurs qui le recouvrent.

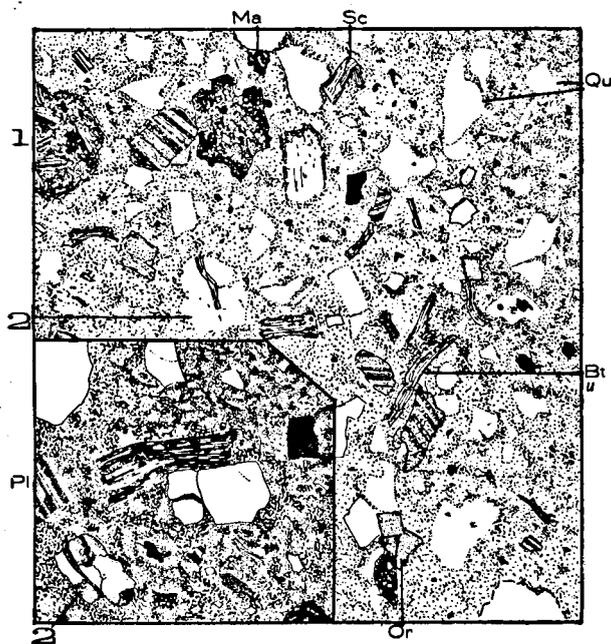
On pourrait probablement identifier ce conglomérat basal avec celui des Alpes bergamasques (dites „aporfyrique”, DOZY 1935).



Harloff

Fig. 5.

Galet du conglomérat de Germignaga,
un tuf cristallin enveloppant un morceau de schiste cristallin (1).
Gross. 20 X.



Doeglas

Fig. 6.

Conglomérat basal. Poncia (Porto Ceresio).

Gross. 16 X (au coin 50 X).

1 = inclusion de porphyrite à pyroxène.

2 = inclusion de gneiss.

Le conglomérat basal supporte presque partout une série de tufs volcaniques. Le plus souvent on rencontre une transition graduelle vers la roche purement volcanique à partir du conglomérat de base, ce qui rend la limite difficile à tracer.

KUENEN aussi bien que HARLOFF, comptent le grès et les conglomérats inférieurs plus ou moins non-volcaniques comme appartenant à la même formation que les tufs surmontants. Cette cohérence stratigraphique intime entre la série volcanique et le conglomérat basal nous fait conclure que l'âge du conglomérat basal est également Permien, et non pas Carbonifère (v. HOUTEN). Toute la série a un faciès terrestre ou bien d'eau douce.

b. La série inférieure de tuf.

L'activité volcanique se manifeste, pour la première fois franchement et sur une grande étendue, par une série de tufs de composition variable surmontant le conglomérat basal. Ces tufs ne manquent que sur la péninsule de Morcote et au pied du Mt. San Giorgio. Selon le caractère des débris constituants, on distingue des tufs vitreux aux débris vitreux, des tufs cristallins aux débris de cristaux et des tufs lithiques composés de morceaux de roches diverses.

Au Mt. Nave (HARLOFF 1927) nous trouvons d'admirables tufs vitreux, cristallins et lithiques (Fig. 7, 8 et 9) avec des fragments caractéristiques de cinérite et des cristaux. On peut distinguer ici deux couches: des argiles rouges avec des tufs vitreux (Fig. 7) et là-dessus des tufs lithiques (Fig. 8). L'épaisseur totale varie de zéro à 50-100-130 jusqu'à 180 mètres. Dans cette série tuffogène se trouvent deux coulées de lave de basaltite de caractère extrêmement basique (Fig. 10), une composition chimique exceptionnelle dans la série volcanique permienne.

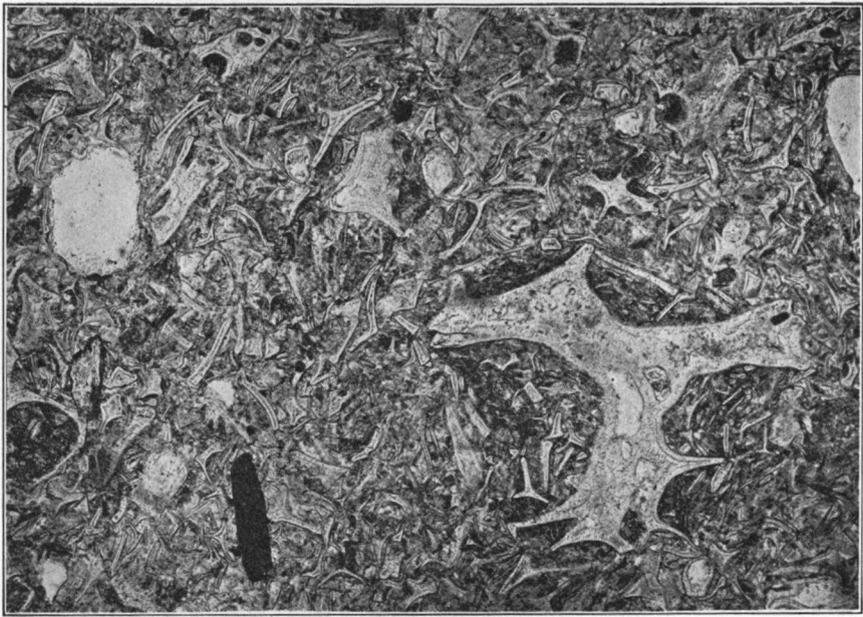
Dans la région du Mt. Piambello (DE SITTER 1925) dominent les tufs lithiques (Fig. 11) alternant avec des tufs cristallins.

Dans la région du Mt. Martica-Brinzio (KUENEN 1925) se trouvent aussi surtout des tufs lithiques. Partout les roches contiennent encore une proportion appréciable de débris de schistes cristallins. Les analyses chimiques auraient donc très peu de valeur. La régularité de la stratification et l'épaisseur peu variable font présumer que la série inférieure est un dépôt subaquatique. L'absence totale de fossiles ne permet pas de conclure si le milieu de sédimentation était marin ou d'eau douce.

2. Les strato-volcans.

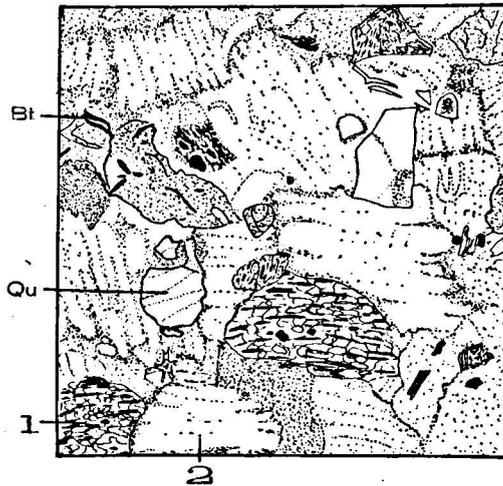
Malgré la supposition que plusieurs volcans aient participé à l'entassement de la série volcanique, nous pourrions distinguer tout de même trois phases généralement caractéristiques de la période des strato-volcans:

- a. série du Piambello; des tufs, des laves de porphyrites et de quartzoporphyre.*
- b. porphyrite à pyroxène et leurs tufs et tufs agglomératiques.*
- c. quartzoporphyre supérieur.*



Harloff

Fig. 7.
Tuf vitreux appartenant aux argiles rouges de la série de tuf inférieur.
Gross. 50 X.
Val Tresa.



Harloff

Fig. 8.
Tuf lithique. Grantola.
1 = débris de schiste cristallin.
2 = débris de lave vitreuse Valtravaglia.
Gross. 20 X.

a. *La série du Piambello.*

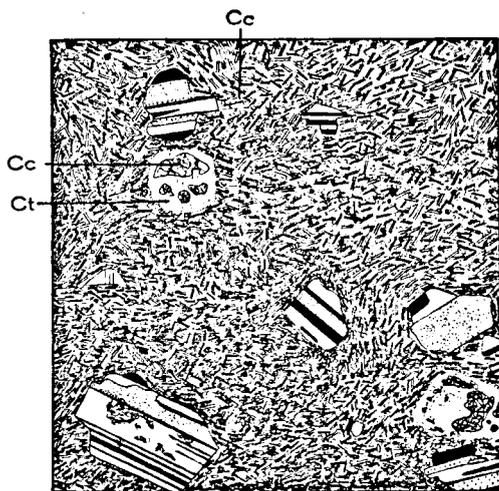
Les laves de cette série se distinguent par une grande diversité de composition minéralogique, on trouve: des quartzophrifites à biotite, des porphyrites à biotite, des porphyrites à pyroxène, des quartzophrifites et des tufs de toutes des laves.



Harloff

Fig. 9.

Tuf cristallin. Voldomino, Val Tresa.
Gross. 20X.



Harloff

Fig. 10.

Basaltite du Val Tresa.
Gross. 20X.

Les felsophyres et vitrophyres du Mt. la Nave appartiennent probablement aussi à cette série, de même que la série de tufs basaux du Mt. San Giorgio, qui ne se rangent pas à notre série de tufs inférieurs (DOUGLAS 1930).

De bons affleurements de cette série ne se trouvent que sur le Mt. Piambello, où l'on peut observer la succession des divers membres de la série. Le changement brusque de l'épaisseur en sens latéral des roches



de Sitter

Fig. 11.

Tuf lithique acide du sommet du Mt. Piambello.

Gross. 18 X.

1 = lapillis de quartzopphyre.

2 = morceaux de gneiss.

individuelles s'explique simplement si on se figure ici la paroi d'un strato-volcan.

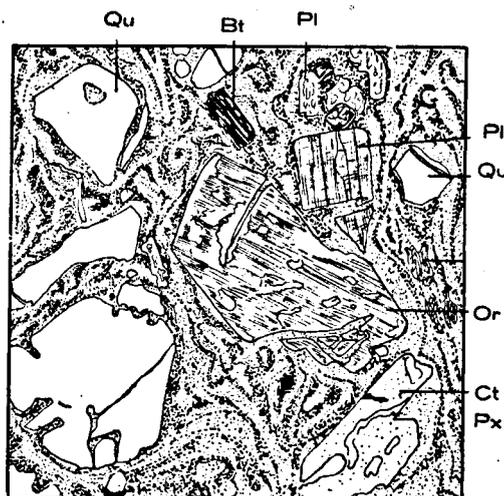
Voici la succession du Mt. Piambello :

- 8 quartzopphyrite
 - 7 quartzopphyre fluidal
 - 6 tuf d'un quartzopphyre
 - 5 porphyrite à pyroxène
 - 4 quartzopphyrite
 - 3 quartzopphyre fluidal
 - 2 tufs d'un quartzopphyre
 - 1 porphyrite à biotite.
- La série basale.

Les roches ont partout une structure nettement porphyrique, avec des phénocristaux de quartz, d'orthose rouge, de plagioclase, et un ou deux éléments noirs (Fig. 12).

La pâte consiste en grains très fins ou en verre dévitré.

Il me semble que les felsophyres et les vitrophyres (Fig. 13) de la région du Mt. la Nave et du Val Tresa appartiennent également à cette période d'activité volcanique, toutefois sans pouvoir invoquer d'arguments irréfutables. Simplement leur position à l'égard des autres roches et leur caractère variable induisent à cette classification et la circonstance que tous les deux sont caractérisés par les phénocristaux de quartz. Près de Poncia, dans la région du Mt. San Giorgio, on trouve une série de tufs de quartzoprophyres, sous l'épaisse couche de



de Sitter

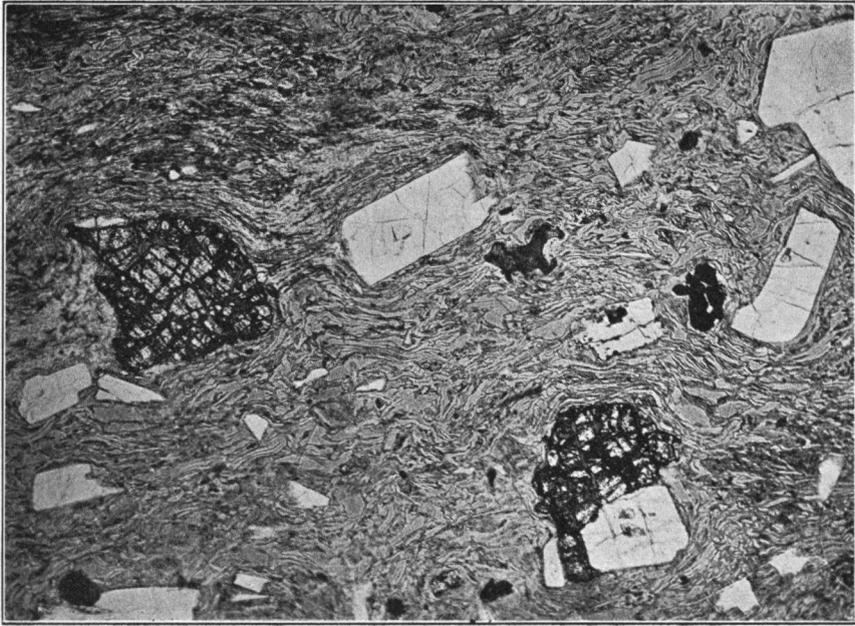
Fig. 12.
Quartzoprophyre fluidal du type Piambello.
Gross. 10 X.

porphyrites à pyroxène qui probablement se rangent dans cette série du Piambello.

Dans la région du Mont Arbostora c'est surtout le versant Sud-Ouest de cette montagne qui est occupé de roches du type Piambello: des quartzoprophyres et des porphyrites à biotite et leurs tufs, comme également au Nord-Ouest de Carona. Ces roches présentent une grande conformité à celles de la série du Piambello. Cependant il est difficile de tracer une ligne nette entre elles et les porphyrites à pyroxène plus récentes.

Les quartzoprophyres, les porphyrites à pyroxène et leurs tufs qui affleurent près de Ghirla et un peu plus au Nord dans le Valganasca, juste au dessous de la nappe de granophyre appartiennent sans doute aussi à ces roches variables de la série du Piambello (Fig. 14).

Près de Brinzio, on ne rencontre qu'une quartzoprophyrite à biotite,



Harloff

Fig. 13.

Vitrophyre, phénocristaux de plagioclase et d'olivine. Mesenzana, Valtravaglia.
Gross. 50 X.



de Sitter

Fig 14.

Porphyrite à pyroxène du Valgasasca.
Gross. 39 X.

qui doit appartenir à cette série (Fig. 15). A cette période, l'activité volcanique a été caractérisée par une forte pression interne et de courtes décharges brusques du foyer magmatique. La pâte hyaline de la plupart des roches aussi indique ce mode d'épanchement, donc de hautes températures et une première consolidation peu avancée.

La vive variabilité paraissant surtout dans l'analyse chimique est en accord avec cette façon d'extrusion à haute pression. Cette première phase est relativement acide. La composition minéralogique varie beaucoup, mais presque toutes les roches contiennent du quartz comme phéno-

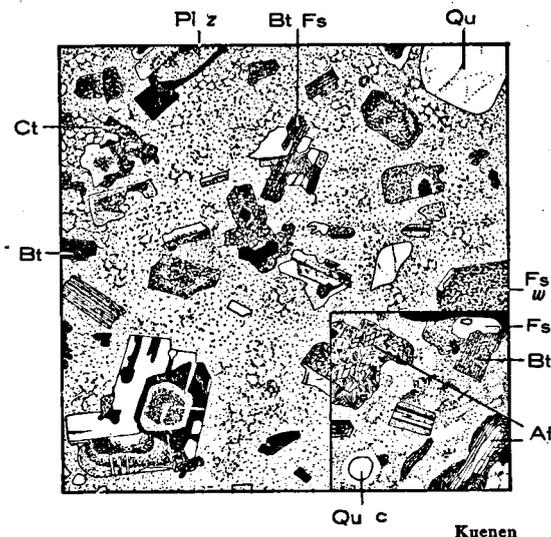


Fig. 15.

Quartzporphyrite à biotite. Brinzio.
Gross. 20 X.

crystal. La pâte originale est le plus souvent hyaline et surtout les quartzoporphyrés présentent une belle texture fluidale.

Analyses chimiques (KOOMANS 1937).

	Plagiocl.	Si	al	fm	c	alk.
porphyrite à biotite.....	—	324	48	16.5	10.5	25
quartzporphyre à biotite						
an. moyenne de 4 analyses	45-50% An	256	37	28	15	19
porphyrite à pyroxène du						
Piambello	50% An	249	42	26	12	20
porphyrite à pyroxène de						
Marzio	45% An	155	26	44	15	15
quartzoporphyre (an.						
moyenne)	—	374	48	19	5	28
Felsophyre du Val Tresa	—	472	39	20	8.5	32.5
Vitrophyre de Grantola						
an. moyenne	—	329	40	23	11	26

b. Les porphyrites à pyroxène.

La seconde phase des strato-volcans est bien homogène dans toute la région. Le plus souvent elle a épanché des porphyrites à pyroxène et ses tufs en grande masse. Les nombreux phénocristaux de plagioclase,

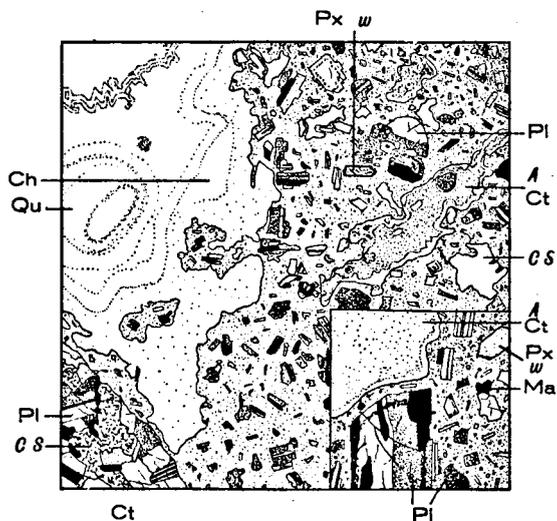


Fig. 16. Kuenen
 Porphyrite à pyroxène. Brinzio
 Gross. 12 × (au coin 20 ×).
 Ct



Fig. 17. de Sitter
 Porphyrite à pyroxène et à hornblende de Tedesco
 Gross. 18 ×.

clase, (l'orthose comme phénocristal ne se trouve qu'au Mt. San Giorgio) d'augite et de hornblende sont entassés dans une pâte hyalophtique contenant des lamelles de plagioclase et d'orthose (Fig. 16).

La hornblende se trouve surtout au Mt. S. Giorgio et dans la petite coulée de lave près de Tedesco, sur Ganna (Fig. 17). Le quartz et la biotite font défaut dans la pâte et comme phénocristaux.

Dans le val Tresa, les felsophyres sont recouverts d'une roche por-

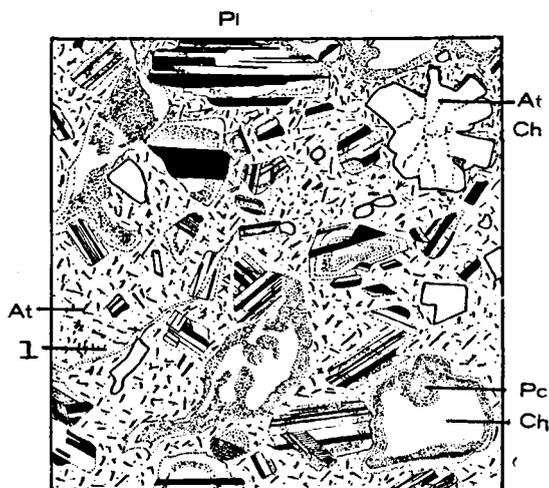


Fig. 18. Harloff
Porphyrite de la vallée de la Tresa.
Gross. 20 X.

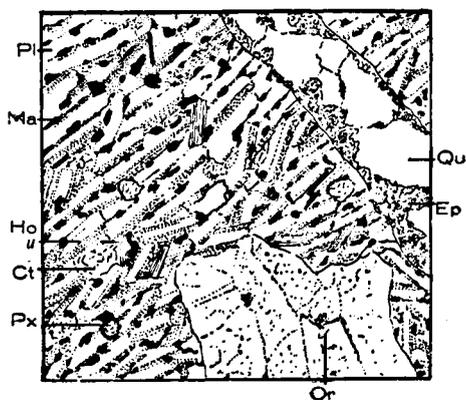


Fig. 19. Doeglas
Porphyrite à texture trachytoïde. Val Sovaglia
Gross. 35 X.

phyritique, qui, selon l'analyse chimique et la composition minéralogique, se range parmi les porphyrites à pyroxène (Fig. 18). La roche est caractérisée par des cavités remplies de calcédoine.

Une autre forme des roches porphyritiques se trouve dans le val Sovaglia, à l'Est du lac (Fig. 19), caractérisée par la rareté des phénocristaux.

L'agglomérat de tufs appartenant à cette série porphyritique est très remarquable. Au Mt. Val de Corni, à l'Est de Ganna, on trouve de grands amas de cette roche qui consiste en galets souvent nettement arrondis d'une taille variant entre une noisette et une noix de coco, enveloppés d'une pâte d'un tuf fin généralement du même magma.

Des agglomérats bréchoïdes ont été constatés spécialement par KUENEN (Fig. 20).

Mais aussi ailleurs, au Mt. Arbostoro, à Arogno à l'Est du lac, au Mt. S. Giorgio, également au Mt. Martica à l'Ouest de Valganna ces agglomérats de tufs sont fréquents. Il est difficile de donner une explication des grands entassements de matière conglomératique dans une pâte tuffogène. Si le transport avait eu lieu par eau la pâte aurait eu une consistance variable, et pourtant la forme arrondie exige cette supposition.

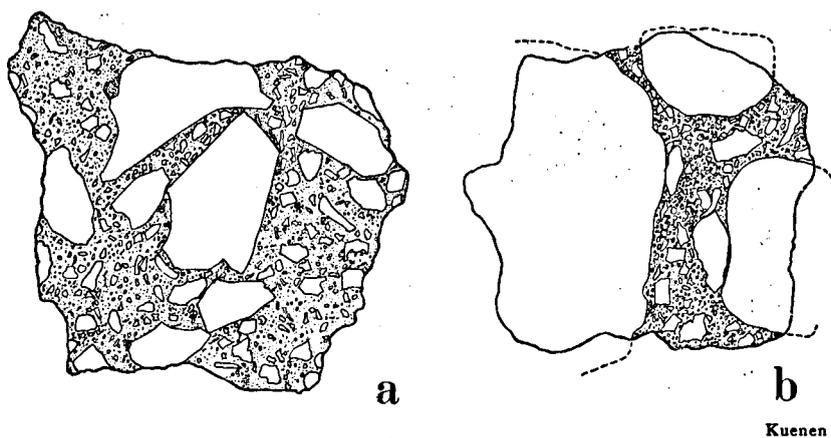


Fig. 20.

Deux types du tuf agglomératique.
a. tuf bréchoïde. b. tuf conglomératique.

Cependant après un examen plus approfondi, il paraît que les fragments arrondis présentent une croûte légèrement poreuse (Fig. 21). Ils sont donc des déjections volcaniques qui se sont formées à haute température. Il est difficile de prouver si cet amas a été déposé par un „lahar”, coulée de boue volcanique, observée maintes fois aux Indes Néerlandaises. Il me semble que la composition généralement très homogène et purement tuffogène de la pâte ne tolérerait pas cette hypothèse de sorte que je préfère considérer l'agglomérat comme simple constituant de la paroi d'un volcan. On a trouvé dans le val Tresa une seule coulée de porphyrite à pyroxène qui est le seul représentant de cette série.

Analyse moyenne (extrait des analyses de KOOMANS 1937)
de porphyrite à pyroxène:

plagioclase	Si	al	fm	c	alk
± 55 % An	191	30	37	19	14

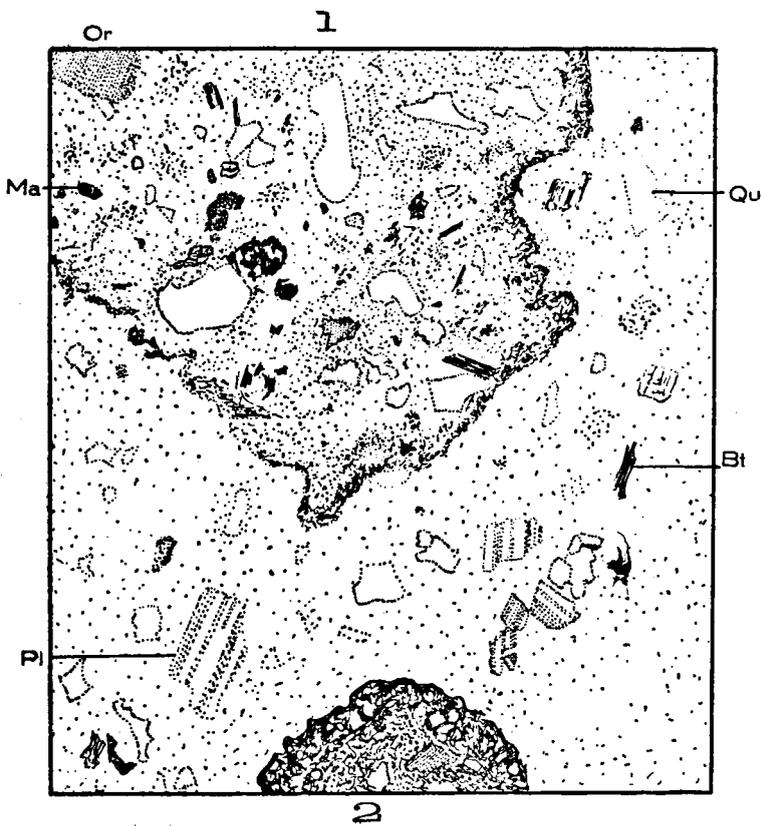


Fig. 21.

Doeglas

Tuf agglomératique. Brusino Arsizio.
 1. inclusion de tuf cristallin.
 2. inclusion de porphyrite à auréole poreuse et vitreuse.

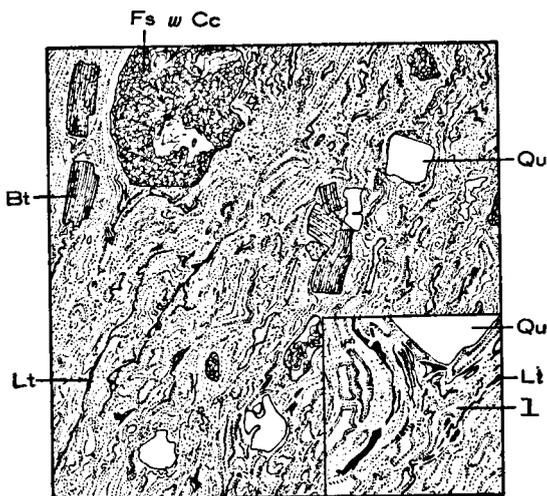


Fig. 22.

Kuenen

Quartzoporphyre fluidal Cabiaglio.
 Gross. 10 X (au coin 40 X).

c. Les quartzoporphyles supérieurs.

La série volcanique des strato-volcans est terminée par une série de quartzoporphyre dans la région du Mt. Giorgio aussi bien qu'auprès d'Arogno, au-dessous du Poncione di Ganna, sur le Monte la Nave, et même dans la partie méridionale du terrain porphyrique près de Cabiaglio (Fig. 22). La roche porte des phénocristaux de quartz, le plus souvent corrodé, d'orthose, de plagioclase qui manque au Mont la Nave (Fig. 23), et de la biotite. La pâte était hyaline aujourd'hui souvent dévitrifiée et présente de belles textures fluidales (Fig. 24).

Malgré l'invariabilité de la composition minéralogique et chimique,

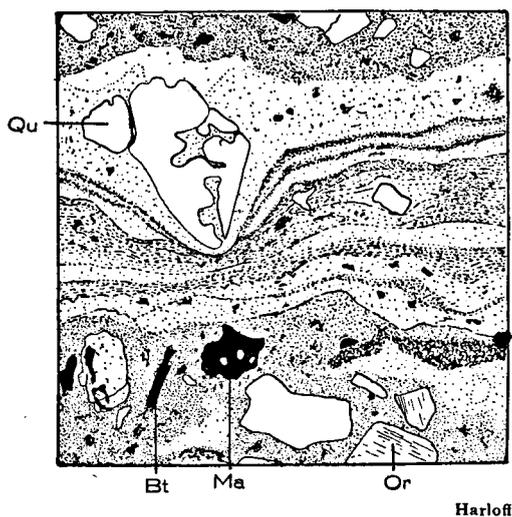


Fig. 23.

Quartzoporphyre fluidal supérieur Mt. Castelvecchio, Valtravaglia.
Gross. 20 X.

on trouve en explorant toujours plusieurs coulées de lave superposées, car la roche se décompose à l'air en donnant des produits de couleurs diverses.

Analyse moyenne (d'après KOOMANS 1937).

	Si	al	fm	c	alk
quartzoporphyre fluidal	396	45	15	9	34

3. Le Granophyre.

Le granophyre est appelé ainsi d'après sa structure de micropegmatite, qui est très caractéristique pour cette roche dans toute son étendue. Cet enchevêtrement de cristaux de quartz et de feldspath, si fréquent dans les vrais pegmatites qu'elles en adoptent le nom, appartient exclusivement au second stade de consolidation (Fig. 25).

Cette roche nous place devant plusieurs problèmes. La roche est parfaitement holocristalline et entièrement de texture granitique,

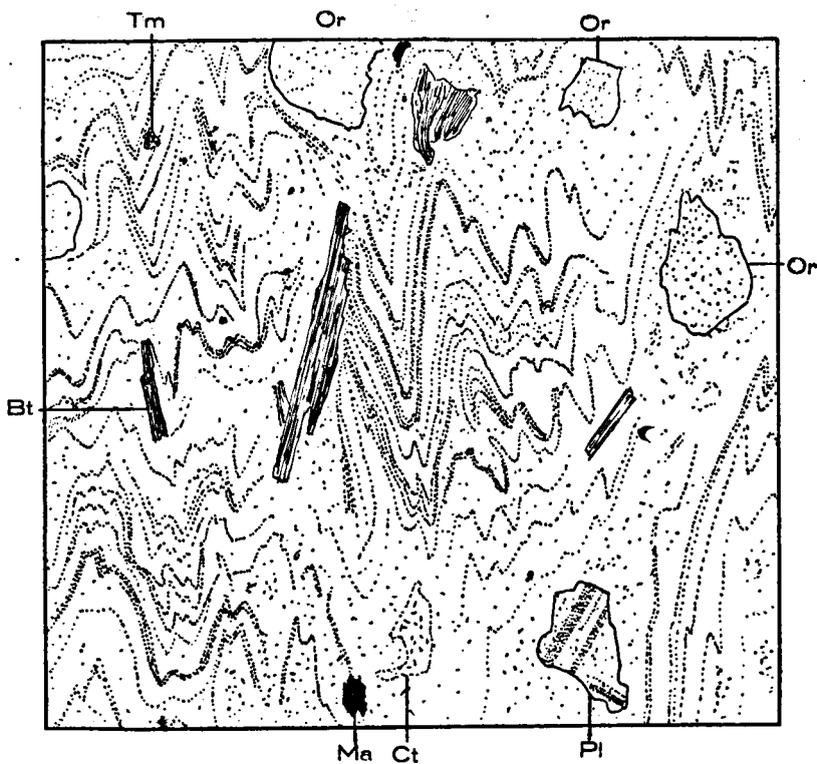


Fig. 24.

Doeglas

Porphyre felsitique à texture fluidale. Bissone, Est du lac
Gross. 38 X.

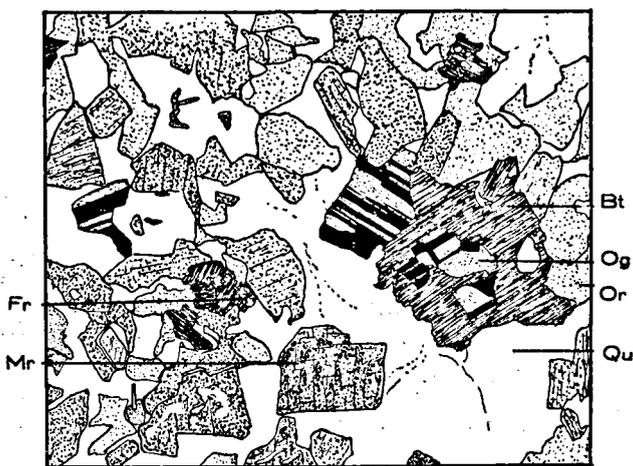


Fig. 25.

de Sitter

Texture graphique, fréquente dans le granophyre.
Gross. 20 X.
Le quartz est blanc ou pointillé, le feldspath noir ou rayé.

c. à d. des caractéristiques de refroidissement lent (Fig. 26). En outre, la roche est parfaitement homogène et ne présente que peu de variations: rappelant donc une roche plutonienne. D'ailleurs on y trouve à maint endroit du microcline qui, de plus, a souvent une texture micropegmatitique. On a fait la supposition (KOOMANS 1937) que la nappe de granophyre était une laccolithe introduite beaucoup plus tard entre le Werfénien et les autres roches volcaniques. Toutefois, à cette idée s'oppose non seulement l'existence des filons de microgranite, ultérieurs, qui traversent le granophyre et jamais le Werfénien, mais encore le magma de granophyre qui n'a pénétré nulle part dans la série volcanique propre-



de Sitter

Fig. 26.

Granophyre normal. Gross. 18 X.
Cuasso al Monte.

ment dite. On doit donc imputer le caractère de roche plutonienne à la large épaisseur de la nappe de granophyre.

D'ailleurs il est possible que cette épaisseur ait été jadis plus considérable et qu'une grande partie en ait été enlevée par une érosion pré-werfénienne. Peut-être faut-il considérer la nappe actuelle comme la partie intérieure d'un dôme gigantesque. En Auvergne également, le magma visqueux et acide des trachytes induit à pareille formation de dôme; là-bas sortant d'un conduit central (Puy de Dôme, Sarcoui) et ici jaillissant d'une longue fente. La fente remplie de granophyre est caractérisée par une certaine teneur de tourmaline, surtout près d'Alla Ferrara. Elle suit une direction Sud Ouest—Nord Est, quand nous relient les affleurements de Brinzio, Brusimpiccolo et Alla Ferrara. Cependant je ne crois pas que les dykes assez étroits de Brinzio et de Brusimpiccolo soient la fente principale. A mon avis celle-ci doit se trouver plus au nord, au dessous de la nappe, allongeant à certaine distance la faille de Marzio-Bédero.

La composition minéralogique est très homogène :

Orthose	42 %	Plagioclase	25-35 % An.
Quartz	35 %		
Plagioclase	30 %	(Analyse KOOMANS 1937)	
Biotite	3 %		

La composition chimique est celle d'un magma engadinique très peu variable.

Anal y se m o y e n n e (K O O M A N S 1937) de granophyre :

si	al	fm	c	alk
423	43	14	8	35

L'analogie de ce magma-ci est surprenante avec celui de la dernière phase des strato-volcans les quartzoporphyes à texture fluidale supérieurs.

4. Les phénomènes postvolcaniques.

a. Les dykes de microgranite sont très nombreux. On les reconnaît facilement dans les schistes cristallins. Ils sont moins distincts là où ils se trouvent dans la nappe de granophyre à cause de la conformité de couleur. Ils font défaut dans la région du Mt. la Nave-Tresa.

L'antériorité de l'âge de toute la série extrusive y compris le granophyre aux sédiments triasiques est prouvée de façon décisive car les filons de microgranite ne pénètrent nulle part dans les sédiments. La structure est nettement porphyrique avec des phénocristaux de quartz bipyramidal souvent corrodé, d'orthose, de plagioclase, et même de micropegmatite et comme élément noir la biotite, flottant dans une pâte tantôt sphérulithique tantôt vitreuse.

Comme le montrent les figures 27 et 28, le feldspath et le quartz sont quelquefois enchevêtrés graphiquement, tantôt en auréole autour d'un cristal primaire, tantôt formant ainsi un phénocristal entier de micropegmatite. L'analogie au magma du granophyre, déjà indiquée par les analyses chimiques, en fut confirmée.

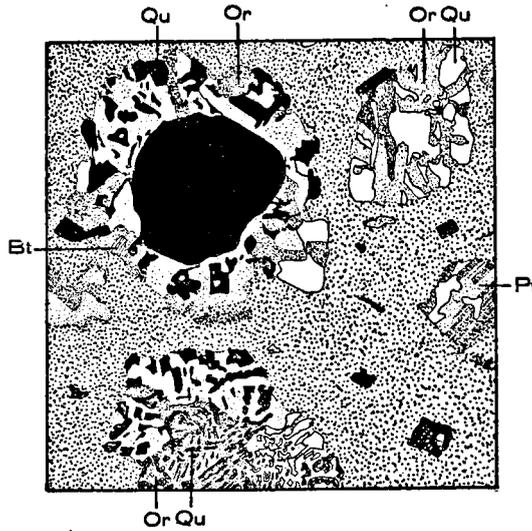
Une enveloppe sphérulithique s'est souvent formée en auréole autour des phénocristaux de quartz, et quelque peu autour des feldspaths. La pâte a été le plus souvent dévitrée pour la plus grande partie; pourtant on trouve aussi des dykes ayant une pâte holocristalline à grain fin. Les dykes entre Olivella et Morcote, au sud de Melide, sur la route du lac, sont les plus abordables.

Anal y se m o y e n n e (K O O M A N S 1937) :

si	al	fm	c	alk
352	45	21	6	27

On ne dispose pas d'un assez grand nombre d'analyses pour formuler une appréciation générale quant au rapport entre cette phase intrusive et les roches de la phase effusive. Près de Borgnana au nord de Porto-Cerisio un filon de diabase a été trouvé qui, comme les filons du Malcantone, se range dans la série permienne (Fig. 29) (KELTERBORN 1923, BEARTH 1932, KOOMANS 1937).

27



Kuenen

Fig. 27.

Filon de microgranite. Brinzio.
Gross. 40 X.



de Sitter

Fig. 28.

Microgranite du Val Seranno.
1 = enveloppe spérulithique des phénocristaux.
Gross. 10 X.

Par contre, on trouve souvent par exemple dans les Alpes bergamasques des filons porphyritiques, invariablement de la même composition, traversant les sédiments triasiques. Ils doivent donc être d'un âge plus récent, ils sont peut-être tertiaires.

b. La dernière phase hydrothermale, qui s'étend jusque dans les sédiments triasiques se manifeste par des filons de barytine comportant des minerais (Fig. 30).

Les filons consistent en barytine, fluorine, galène, calcite et pyrite. La galène est quelquefois argentifère et fut exploitée à maint endroit. On trouve aussi souvent des imprégnations pneumatolitiques dans le granophyre le long des fissures.

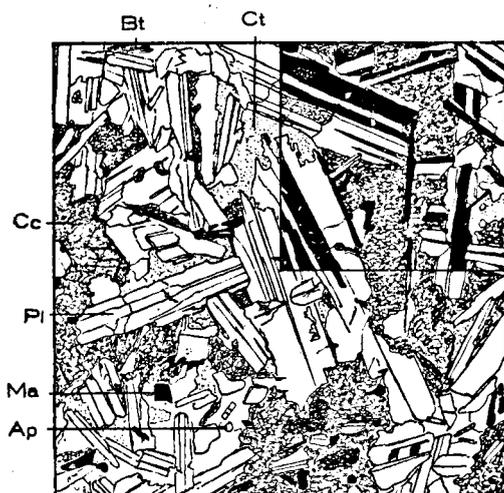


Fig. 29. de Sitter
Diabase du filon du Val Murante.
Gross. 18 X.

On observe des dykes et des nids bien développés de pegmatite dans le granophyre, qui est riche en cavités miarolitiques. Les associations minéralogique des cavités sont toujours pneumatologiques-hydrothermales. Comme premiers minéraux l'orthose et le quartz se sont bien développés dans la cavité. Entre et au dessus de ces minéraux se sont déposés du quartz, de la fluorine, de la dolomie, de la calcite, de la sidérite, de la pyrite, de la limonite et de la chlorite. L'orthose montre de belles mâcles de Baveno et de Karlsbad (Fig. 31).

5. La différenciation magmatique.

L'activité volcanique comprend 4 périodes.

1re période. Déjà dans la première série permienne, un conglomérat basal, des roches volcaniques se montrent sporadiquement. Insensiblement elles accumulent et une assise supérieure bien stratifiée formée de cendres



Fig. 30.

Filon de barytine et fluorine.
1 = granophyre, 2 = galène, 3 = quartz etc.

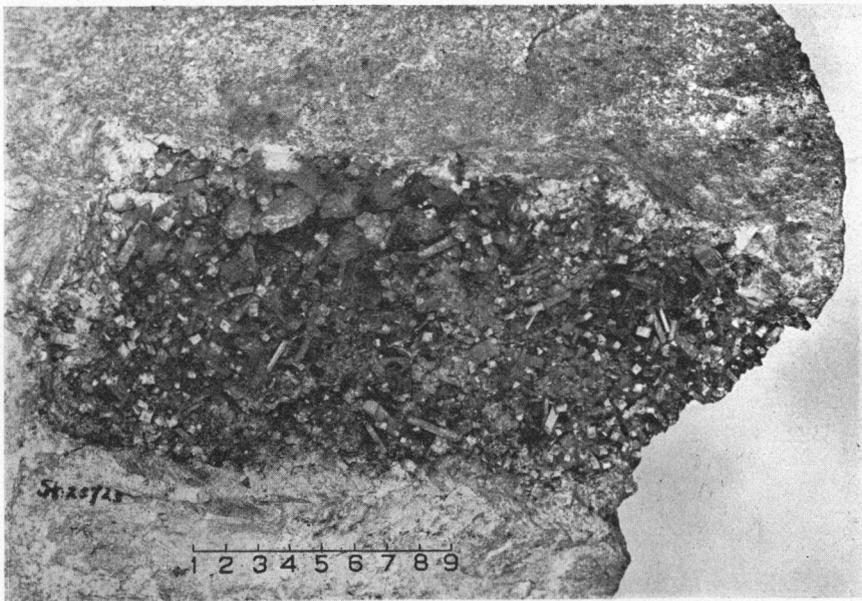


Fig. 31.

Cavité miarolitique du granophyre rempli de cristaux d'orthose,
de quartz et de calcite. Cuasso al Monte.

Koomans

finies recouvre de grandes surfaces du terrain. On ne saurait indiquer l'origine de cette matière.

2^{me} période. Les vrais strato-volcans se forment. On peut tracer une reconstitution vraisemblable de la situation des anciens volcans d'après la composition minéralogique des roches et leur répartition. Les roches du Monte la Nave avec celles de la vallée du Tresa montrent un caractère individuel différent des autres. Quoique la composition chimique de toutes les roches d'épanchement, soit analogue, l'allure et la composition minéralogique de celles-ci sont différentes. On ne saurait indiquer l'endroit exact de l'éruption de ce groupe de roches. L'épaisseur est plus large vers le Nord et l'Est, et on n'a plus trouvé pareilles roches ni au Mont Piambello, ni au Mont Arbostora de sorte qu'on doit chercher leur centre d'éruption dans le Nord-Est. La série des roches volcaniques du Mont Piambello et celles du Mont Martica et de Brinzio au contraire, sont très semblables. A cause de leur répartition on suppose que le point central de l'éruption se trouve un peu au Nord du Mont Piambello aux environs de Marzio, car c'est là qu'on trouve la plus grande diversité et les plus grandes épaisseurs de roches. De grandes coulées de lave se dirigeaient vers le Sud-Ouest, de manière qu'on ne trouve que les roches principales près de Brinzio tandis que les épanchements mineurs et les tufs font défaut. Vers l'Est le volcan de Marzio domine tout le Mont Arbostora dont les assises inférieures contiennent des roches analogues à celles du Mont Piambello. On trouve même ces roches sous le Mt. Giorgio sur Poncia. Au S.E. la dispersion des roches a été arrêtée par une montagne au Nord de Cuasso al Monte, où le granophyre repose directement sur les schistes cristallins. Au Nord et au Nord-Ouest du volcan une arête considérable doit également être située séparant entièrement la région du Mt. la Nave de celle du Mt. Piambello, et arrêtant plus tard la dispersion du granophyre vers le Nord.

Quant à la partie Est, DOUGLAS (1930) a proposé de fixer le cratère central près de Rovio, Ouest du Mt. Generoso.

Indubitablement, les roches porphyritiques d'une épaisseur énorme, ne sauraient guère être originaires du volcan de Marzio. Sur le Mt. Arbostora elles recouvrent les roches du type Piambello, et constituent presque l'entière masse de roches volcaniques du Monte S. Giorgio et Monte Generoso. Malgré la ressemblance des roches porphyritiques supérieures du Piambello et du M. Martica et celles du cratère de Rovio, il est probable que celles-ci appartiennent au cratère de Marzio.

3^{me} période. La dernière grande phase du volcanisme est l'écoulement du granophyre, une roche, complètement homogène qui s'est déployée comme une grande nappe sur presque toute la région, et qui apparemment a passé par une fente et non par un diatrème. On a trouvé la fente près d'Alla Ferrara au sud de Lugano et plus loin au sud de Brusimpiccolo à la rive ouest du lac et encore près de Brinzio. Comme la nappe de granophyre recouvre en discordance les formations antérieures on admet qu'une période d'érosion doit séparer l'époque de la formation des strato-volcans de l'écoulement du granophyre, car cette irrégularité ne s'explique pas seulement par le relief origininaire, ni par l'irrégularité naturelle des coulées de laves.

4^{me} période. La dernière période de l'activité volcanique est caractérisée par des intrusions de filons de microgranite, qui traversent toutes les roches antérieures au Triasique. La direction générale en est Sud Ouest—Nord Est, quoique des déviations de cette direction soient fréquentes.

A la dernière phase, la phase postvolcanique, appartiennent d'abord les filons de barytine accompagnés surtout de cassitérite et de galène, qui atteignent même les sédiments triasiques. Enfin on peut remarquer encore quelques phénomènes d'actions hydrothermales-pneumatolytiques.

La différenciation du magma depuis le commencement des strato-volcans présente le tableau que voici :

	Composition
1 ^{ère} période: série de tufs inférieurs	très variable: des tufs très acides et très peu de laves basiques (si = ± 145)
2 ^{ème} période: a. série du Piambello	variable, mais en général assez acide. Alternance rapide de tufs et de laves.
	porphyrite à biotite:
	si = ± 260
	quartzoporphyre fluidal:
	si = ± 370
	b. porphyrite à pyroxène basique et stable si = 191
	c. quartzoporphyre fluidal acide et stable si = 396
3 ^{ème} période: Granophyre	acide et stable si = 423
4 ^{ème} période: les filons	probablement stable et acide si = 352

Grâce aux nombreuses analyses de Mlle KOOMANS le tableau de la différenciation magmatique nous est connue (Fig. 32).

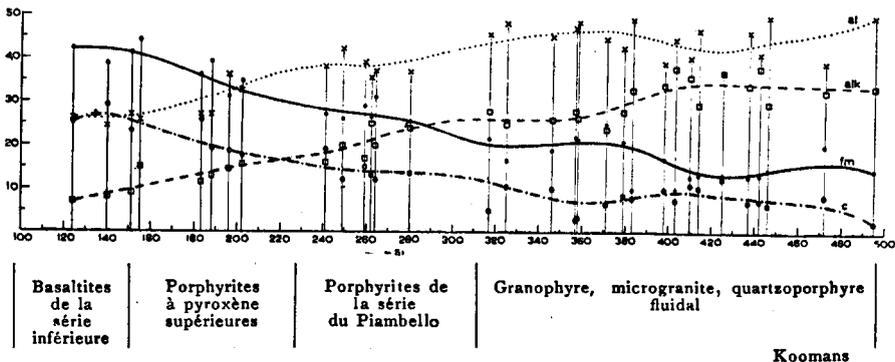


Fig. 32.

Diagramme de différenciation magmatique des porphyres Luganois.

Les analyses indiquées par les traits verticaux, ont été disposées selon leur nombre Niggli Si, la teneur en silice. Les courbes intermédiaires, al (aluminium), alk (les alcalins), fm (fer, magnésium), c (chaux) montrent le caractère de la différenciation magmatique.

Sauf une plus grande teneur en constituants volatils, le magma primaire était probablement d'une composition qui ne différait pas trop de celle du granophyre. Dès le début ce même magma revient toujours à la surface; ainsi le quartzoporphyre fluidal inférieur et supérieur, le granophyre et les filons de microgranite présentent la même composition chimique.

On rencontre rarement dans un terrain volcanique limité une semblable diversité de roches, montrant de plus leur succession dans le temps ainsi que la composition du magma primaire.

Habituellement, les régions volcaniques limitées révèlent une série monotone de roches, variant par exemple du basalte à l'andésite. Citons le Mont d'Ore et la chaîne des Puys en Auvergne ainsi que les régions volcaniques de l'Ecosse comme ayant une diversité comparable à celle des porphyres luganois.

Le magma primaire était donc acide. L'abondance des tufs du stade initial (tuf inférieur), où de plus les tufs vitreux dominant, permet de dire que ce magma était très riche en constituants volatils. Le magma acide est de nature très visqueuse et les gaz ne s'en dégagent que difficilement. C'est pourquoi, le magma visqueux se pulvérise en cendres vitreuses dès que la proportion de gaz devient considérable, et qu'il se crée de courtes coulées de lave à pâte vitreuse lorsque la proportion de gaz est moindre. Si au cours des temps, la proportion de gaz diminue et que la température baisse tel magma devient si visqueux que seules des forces externes peuvent le pousser vers le haut en formant des dômes ¹⁾.

Les porphyres luganois démontrent parfaitement cette évolution générale: la première phase abonde en tufs, la deuxième phase édifie les strato-volcans, tandis qu'à la troisième phase une immense nappe de granophyre est poussée vers le haut.

Nous venons d'exposer que la série inférieure de tufs est due à la première action explosive d'un magma acide et gazeux, s'approchant de la surface. Une assimilation locale des phyllites serait peut-être une explication plausible pour l'existence de quelques laves ultrabasiques, tels les basaltites du Mont la Nave et du Val Tresa.

La deuxième phase, la série du Piambello, est caractérisée par sa grande variabilité. La température élevée et l'abondance des gaz, qui dominaient dans le foyer magmatique, rendaient le magma très fluide, de manière à préparer sans cesse de nouveaux produits de la différenciation en vue de l'effusion. Du reste il me semble plausible qu'à ce stade, le foyer principal magmatique ne participait pas à cette effusion; aux premiers stades il s'agit surtout de masses plus ou moins individualisées, dont d'abord les différenciations tant soit peu acides et les variations supérieures d'assimilations se frayaient un chemin en montant; tandis que plus tard se présente le résidu basique qui correspond alors à la période des porphyrites à pyroxène.

¹⁾ A. BITTMANN: „Vulkane und ihre Tätigkeit“, Stuttgart 1936. Das Magma in der Vulkanherden, Geol. Bunschau Bd. 27, 1936.

E. A. SONDER: „Zur Theorie der Klassifikation der eruptiven vulkanischen Vorgänge“, Geol. Bunschau Bd. 28, 1937.

La composition chimique des porphyres à pyroxène est peu variable. Ici dans les parties inférieures du foyer magmatique secondaire, l'assimilation ne jouait plus un grand rôle. Elles représentent le différenciat normal basique du magma primaire acide. La nature de l'effusion est aussi caractéristique pour un magma basique, de minces coulées de lave qui arrivent très loin, de grandes masses de bombes et de lapilli, qu'on trouve maintenant sous la forme de tufs agglomératiques.

Cette dernière action a épuisé l'activité des foyers magmatiques individuels; le foyer principal du magma, montant toujours, réussit en un dernier et suprême effort à dégager une émanation générale: les quartzoporphyes supérieurs.

Le magma acide, qui du reste a perdu en grande partie sa teneur de gaz par refroidissement progressif, est devenu visqueux à tel point que cette dernière phase de quartzoporphyre aurait terminé les événements volcaniques si les circonstances avaient été normales.

En effet, il se produit une longue pause de tranquillité, la dénudation affecte fort les strato-volcans qui sont essentiellement édifiés de scories.

Cependant au Permien supérieur, des influences tectoniques poussent le contenu du foyer principal vers la surface par des fentes. Mais ce magma visqueux, pauvre en gaz, déjà relativement froid, ne produit nulle part des phénomènes volcaniques habituels. Comme un dôme gigantesque, il se dresse du sol, en s'élevant toujours plus haut et dominant toute la région. Les constituents volatils, ne pouvant pas se frayer un chemin en dehors, se serrent dans les cavités miarolitiques.

Ainsi, un seul magma d'un caractère spécifique unitaire, non seulement a produit une grande diversité de roches, mais à grands traits, toutes les phases volcaniques caractéristiques propres à ces roches se révèlent: les tufs vitreux pour ce magma ardent, acide, gazeux; des bombes pour les porphyrites basiques ainsi que le dôme pour le magma acide et pauvre en gaz.

TROISIEME CHAPITRE.

LES ROCHES SEDIMENTAIRES.

Introduction.

Les sédiments qui enveloppent le bombement central du terrain de porphyre, appartiennent au Trias, au Jura et au Crétacé (Fig. 33).

On y reconnaît distinctement deux cycles de sédimentation. Le premier commence par le Werfénien, Triasique inférieur, et atteint le Norien, Triasique supérieur. Le développement régulier du géosynclinal triasique est interrompu dans le Carnien, Triasique moyen.

Bien que cette interruption se passe dans toutes les Alpes méridionales, on ne saurait guère la considérer comme le début d'un nouveau cycle. Pendant toute la période triasique, le facies des sédiments dépend du développement du géosynclinal de la Lombardie occidentale où les sédiments géosynclinaux atteignent des épaisseurs plus considérables.

Le second cycle débute au Rhétien et se prolonge jusque dans le Crétacé. Il se termine par la „Majolica”, le facies abyssal du Crétacé inférieur. Depuis la naissance de ce cycle, notre région a eu son histoire propre. La lacune du Rhétien inférieur et la régression du Lias, accompagnée d'érosion, suivies de la transgression du Lias inférieur, ne lui sont propres que dans les Alpes tessinoises.

Contrairement au développement du premier cycle, les sédiments du Lias sont plus épais ici que dans la Lombardie occidentale.

Ainsi, depuis le Lias inférieur, les rôles sont renversés: l'action se dirige maintenant d'ici vers l'Est. Quand la sédimentation a perdu le caractère d'un géosynclinal, et que de longues périodes sont représentées par des sédiments abyssaux peu épais c'est à dire au Lias supérieur-Dogger-Malm et au Crétacé inférieur, alors la tranquillité générale revient et on ne peut constater que des conformités dans toute la Lombardie et bien au-delà.

1. Le Trias.

A l'épanchement des produits volcaniques permien succède une période d'érosion générale. Sans doute d'énormes masses des roches effusives ont été emportées et le paysage montagneux a été réduit à une pénéplaine presque parfaite.

a. *Le Trias inférieur, Werfénien* (Fig. 34).

La mer du Triasique inférieur a commencé par submerger cette plaine. Les sédiments propres à cette période, le „Servino” ou le Werfénien, sont des grès et des conglomérats; quelquefois, et alors dans les horizons supérieurs, il s'y intercale quelques bancs de dolomies. La série est de composition très irrégulière, de sorte qu'une subdivision valable pour de plus grandes distances est impraticable.

Les conglomérats consistent en galets de micaschistes et de por-

phyres. La série se prête très bien à l'observation sur la route du Cap San Martino juste au Sud de Lugano Paradiso, où elle s'élève à pic du lac. Le plus grand développement de la série se trouve au Sud, où l'épaisseur atteint jusqu'à 120 m; elle diminue considérablement vers le nord et surtout vers l'ouest, de manière qu'il n'en reste que quelques mètres dans la partie ouest du flanc septentrional du soulèvement central, près de Brédéro et Cabiaglio. Plus loin au Nord, le Werfénien fait totalement défaut. La transgression provenait donc du Sud Est et ne pénétrait que graduellement vers le Nord-Ouest. Une comparaison avec le Werfénien affleurant à l'Est du Lago di Como, prouve que là le Trias inférieur est beaucoup plus complet et plus épais.

Les fossiles trouvés principalement dans les versants du Mt. S. Giorgio, sont surtout des Myophores (*M. laevigata*, *M. praeorbicularis*, *M. balatonis*, *M. costata*) des Gervilliae (*G. exporrecta*) et d'autres Lamelli-branches (*Pecten*, *Pseudomonotis*). (REICH 1912, FRAUENFELDER 1916).

b. L'Anisien et le Ladinien (Fig. 34).

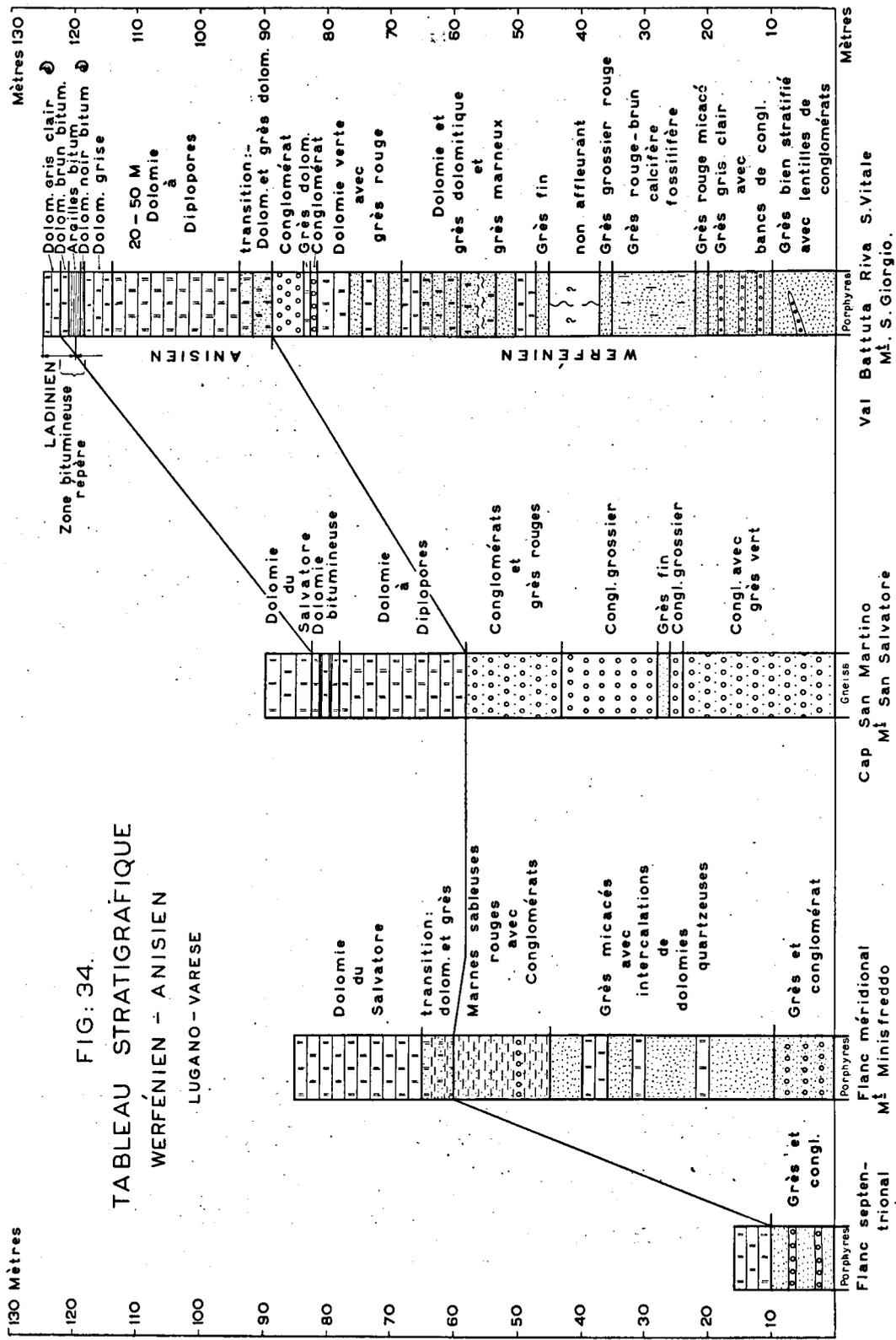
L'Anisien et l'assise de bitumes.

Le Werfénien passe à une dolomie à diplopores d'âge anisien par une couche de transition épaisse de 5 m, portant déjà des bancs de dolomie.

L'Anisien inférieur est une dolomie bleu foncé, bitumineuse et bien stratifiée, remplie de diplopores. A l'Ouest de la région, ces dolomies ne se distinguent plus des dolomies ladinienes, parce que la zone de bitumes séparant les deux périodes et qui sert de repère, fait totalement défaut ici. Cette zone par sa richesse en fossiles est un niveau important au Sud, au Mont S. Giorgio.

C'est ainsi qu'il faut unir ici l'Anisien et le Ladinien en un seul groupe. Déjà au Mt. S. Salvatore, la limite est moins nette; il est vrai que les 20 à 30 mètres inférieures du Trias moyen, sont des dolomies à diplopores bien stratifiées, mais la zone bitumineuse repère est insuffisamment marquée. La zone affleure sur la route qui monte vers Parallo, où on passe par des bancs de dolomies bitumineuses, d'une épaisseur de 4 à 5 m., qui appartiennent à cette zone. Dans les dolomies sous-jacentes anisiennes on a trouvé des débris d'Enerines qui peut-être appartiennent à *Dadocrinus gracilis*. Nous serions donc dans les schistes à *gracilis* des Alpes bergamasques occidentales. Cependant dans la région du Mt. S. Giorgio, il s'est formé un horizon excessivement important, qui fait partie de l'Anisien et le sépare du Ladinien, la véritable zone bitumineuse repère. Elle a une épaisseur de 5.5 m., formée surtout de dolomies noires et de schistes argileux fort bitumineux. (REPOSSI 1909, 1912, FRAUENFELDER 1916, SENN 1924).

On y trouve deux bancs fossilifères, dont le banc supérieur fait déjà partie du Ladinien, à *Daonella esinensis*. Les mollusques se localisent dans les bancs de dolomies tandis que les schistes bitumineux, qui peuvent contenir jusqu'à 60 % de matière organique, renferment des débris de poissons et de sauriens (AIRAGHI 1912, MARIANI 1904, FRAUENFELDER 1916). Les mollusques importants sont surtout les Ceratites



(*C. trinodosus*!) et les Daonelles (*D. Sturi*, *D. Vaceki*) et dans le banc supérieur *D. Esinensis*. Les vertébrés sont surtout représentés par un poisson *Colobodius* et un Reptile *Mizosaurus* (ALESSANDRI 1910, PEYER 1932—36).

Dans la flore on a découvert des conifères (SORDELLI 1879).

On distille l'huile minérale des schistes bitumineux pour la fabrication des préparations pharmaceutiques (l'ichtyol). Par distillation on obtient 17.7 % d'huile minérale visqueuse d'une couleur rouge brun, riche en soufre et en azote (HRADIL 1932).

Il faut nous figurer les circonstances qui ont influencé le facies de l'Anisien de la manière suivante. Le facies littoral du Werfénien disparaît à cause de la montée du niveau de la mer. Sur ce plateau sub-aquatique, encore très peu profond, se développe une riche flore d'algues calcaires déterminant la formation des dolomies à diplopores régulièrement stratifiées. Dans la région du Mt. S. Giorgio-Generoso, il se formait une baie, séparée par un seuil de la mer ouverte. C'est ici le gîte des sapropélites qui ont produit les marnes bitumineuses de la zone bitumineuse. Peut-être que la richesse de la faune de poissons doit être attribuée à la mort rapide dans ce milieu pauvre en oxygène oligotrophe, de cette baie.

L'Anisien se termine par affaissement un peu irrégulier de toute la région.

Le Ladinien.

Au Mt. S. Giorgio la zone bitumineuse est suivie de dolomies en bancs, atteignant 50—80 m d'épaisseur, que la présence de *Protrachyceras Archelaus* font assimiler aux schistes de Buchenstein. Dans la partie inférieure, on trouve encore des couches minces de bitume, plus haut elles ont disparu. Dans la partie supérieure, on rencontre des nodules de silex. Cette série est suivie d'une centaine de mètres de calcaires en bancs, un peu argileux, d'une couleur gris bleuâtre, contenant des Daonelles, donc équivalents aux schistes de Wengen. Un banc dur de dolomie, d'une épaisseur de 10 m, bien visible dans le paysage, termine cette série de calcaire de Méride inférieur. Ensuite viennent les calcaires de Méride supérieur d'une épaisseur de 350 m: pareil à ceux de la série inférieure, mais intercalés de calcaires schisteux, qui composent entièrement les 25—30 m supérieurs.

Vers l'Est, le facies change, les calcaires sont graduellement remplacés par des dolomies et là où la zone bitumineuse a disparu, nous trouvons une masse de dolomies corraliennes continue d'une épaisseur de 400 à 500 m., embrassant tout le Ladinien-Anisien. On y a recueilli des fossiles (MARIANI 1904) sur le Poncione di Ganna, qui justifient une parallélisation avec le calcaire d'Esino, le facies occidental du Ladinien. Egalement vers le Nord, la différence de facies entre l'Anisien et le Ladinien s'efface. Dans le San Salvatore, les calcaires à diplopores sont encore bien évidents, mais dans la péninsule de Caslano la limite Anisien-Ladinien est à peine perceptible. On appelle cette série Anisien-Ladinien, la dolomie du Salvatore.

Généralement le Ladinien contient peu de fossiles; j'ai déjà mentionné le banc supérieur fossilifère de la zone bitumineuse de Méride

Au Mt. San Salvatore, 30 m au-dessus des calcaires anisiens à diplopores, FRAUENFELDER a noté des brachiopodes et des lamellibranches ladinien.

L'évolution du facies est analogue à celle qu'on vient de fixer pour les sédiments plus anciens. Au Nord et à l'Ouest, une région occupée par une mer d'une profondeur régulière avec des dépôts de dolomies corraliennes d'une épaisseur de 400 à 500 m. A l'est, le facies plus varié indique déjà l'abaissement plus rapide du bassin géosynclinal de la Lombardie occidentale. A l'Est du lac de Como, la série Anisien-Ladinien a au moins deux fois l'épaisseur qu'on trouve ici. Là le facies présente des horizons bien accusés: les schistes à *Gracilis*, les calcaires de Recoaro, les schistes à *Trinodosus* (Anisien), les schistes de Buchentein, les schistes de Wengen, et les calcaires d'Esino (Ladinien). L'abaissement plus rapide et le changement de milieu qui en résulte se font donc sentir, quoique affaiblis, dans ces lieux. Plus loin vers l'Ouest on ne s'en aperçoit plus.

c. Carnien et schistes de Raibler.

Les assises supérieures des calcaires de Méride et de la dolomie du Salvatore deviennent de plus en plus schisteuses et bitumineuses. Bien qu'on n'ait pas trouvé ici de fossiles, ces couches doivent être parallélisées au Carnien inférieur de la région Ouest du Lac de Como. La limite Carnien-Ladinien est donc incertaine. Ce changement de facies est la première manifestation de la régression de la mer, début de l'interruption du premier cycle sédimentaire. Seul le Carnien supérieur est développé ici sous le véritable facies „Raibler", des marnes bariolées, des grès et des bancs de dolomies blanches. Sur la carte, on n'a indiqué par sa teinte propre que ce facies du Raibler, qui donc ne représente pas tout le Carnien, mais seulement la partie supérieure.

Le facies est très variable comme cela se voit clairement dans la série des profils (Fig. 35). Les nappes épaisses gypseuses de Méride de la région du Mt. San Giorgio disparaissent promptement vers l'Ouest et le Nord; des grès et des marnes les remplacent. Les bancs dolomitiques qu'on note partout dans cette série sont toujours blancs et nettement distincts de la „Hauptdolomit" qui la surmonte et de la dolomie du Salvatore sous-jacente.

Ici comme dans les Alpes bergamasques, les marnes bariolées sont particulièrement caractéristiques.

Toute la formation est excessivement pauvre en fossiles. Le facies des roches indique une mer très peu profonde où les diverses possibilités de transport ont donné lieu à nombreuses variations. Le facies gypseux indique l'assèchement progressif de petits bassins marins obstrués par une barre; les bancs conglomératiques consistent le plus souvent de fragments anguleux de dolomies; l'alternance de marnes bariolées et de dolomies sont l'expression fidèle d'un régime instable. VAN HOUTEN a noté les couches Raibler au terrain Nord du Pian Nave et de l'Alpe

di Duno, mais il ne les a pas cartographiées. Elles sont reportées sur notre carte qui à cet endroit a été copiée de la carte géologique italienne au cent millième feuille Varese.

d. Le Norien.

Le début du Norien est caractérisé par l'approfondissement général de la mer. Une dolomie très homogène, épaisse de ± 400 m, se dépose et montre très peu de variations latérales de facies.

Cette „Hauptdolomit” que nous retrouvons avec facies identique loin vers l'Est forme toujours dans le paysage des parois de montagne très escarpées; et domine ainsi souvent toute la structure topographique. La limite inférieure la séparant des couches „Raibler” est bien nette. Celle-ci consiste en une dolomie dure et compacte d'un gris variant du clair au foncé et le plus souvent d'un grain grossier, contenant souvent des brèches primaires. C'est grâce à l'érosion post norienne et non à une différence primaire de dépôts que l'épaisseur est à tel point variable.

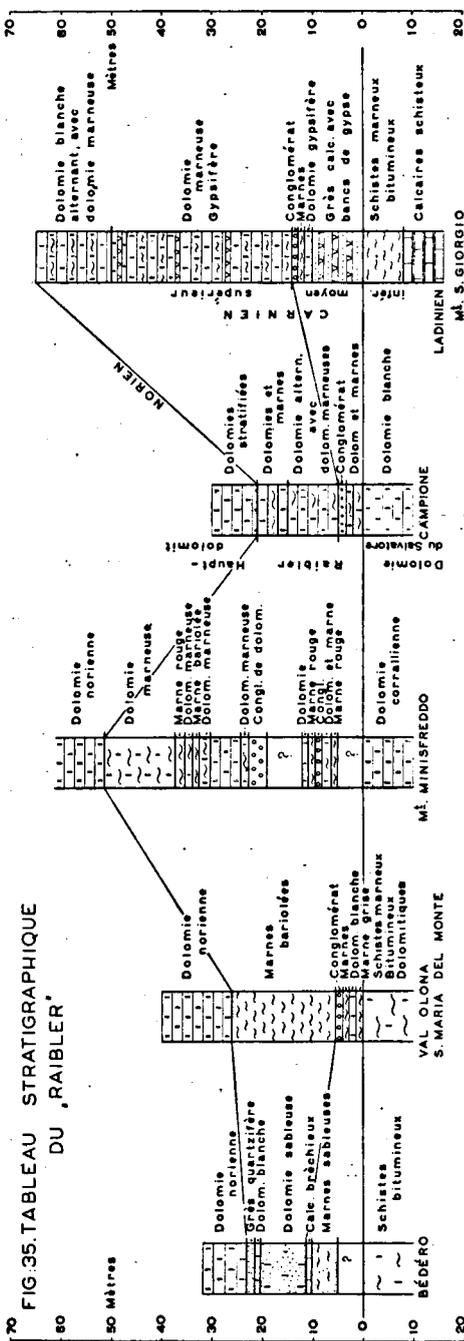
On n'y trouve que rarement des fossiles. A quelques endroits on note les empreintes de *Worthenia Escheri*, *Megalodon Gümbli* et de *Gervillia exilis*.

2. Le Jura et le Crétacé.

a. Le Rhétien.

Le Norien termine le Trias et en même temps le premier cycle continu de sédimentation est achevé (sans parler de la courte interruption et régression dans le Carnien).

Toute la région s'est élevée au dessus du niveau de la mer et l'érosion qui s'est produite a



réduit l'épaisseur de la „Hauptdolomit” et même localement jusqu'à zéro. L'érosion a surtout affecté les environs d'Arzo au versant méridional du Mt. San Giorgio, où l'épaisseur du Norien varie de zéro à 400 m; plus loin vers l'Ouest comme dans le Nord, l'épaisseur varie de 150 à 350 m. C'est ainsi que le Rhétien supérieur, c. à. d. les schistes à Conchodon, s'étendent en transgression sur la „Hauptdolomit” érodée. A l'Est le Rhétien même fait défaut et le Lias inférieur repose immédiatement sur le Norien.

Là, où le Rhétien a été déposé, c. à. d. au flanc Nord, depuis Bédéro, puis suivant l'inflexion de l'anticlinal de Campo dei Fiori, jusqu'à Induno, à l'Est du Valganna, elle consiste en dolomies et en calcaires oolithiques, avec *Conchodon infraliasicus*, puis en marnes vertes et en brèches dolomitiques. L'épaisseur varie de zéro à 150 m. La série se termine le plus souvent par un dépôt continental d'une épaisseur de 10 m., formé de „Terra rossa”. Cette couche représente la surface érodée du calcaire déjà existante avant la transgression de la mer liasique. Il y a donc deux transgressions, une pré-Rhétienne, une post-Rhétienne (LEUZINGER 1926) plus loin vers le Nord à l'Ouest du Lago Maggiore, le Rhétien a disparu et le Lias recouvre directement la „Hauptdolomit”. Le Rhétien de la région occidentale est séparé de celui de la Lombardie orientale, où cette formation atteint une épaisseur de 600 m. au lac de Como, par la région du Mt. San Giorgio où elle n'a jamais été déposée.

Depuis le commencement de la période jurassique la cohérence entre les parties Est et Ouest de la Lombardie est plus faible qu'au Trias, comme nous allons voir dans les chapitres suivants.

b. *Le facies transgressif du Lias.*

Il faut se figurer le paysage post-rhétien comme ayant un relief modéré, subissant un abaissement très lent.

Ces circonstances ont fait que les vallées les plus profondes se sont remplies les premières et de la formation la plus ancienne du Lias, et qu'une lente transgression déposait continuellement des roches de plus en plus récentes sur les parties de plus grande altitude originale. De sorte que le facies transgressif, très caractéristique et bien reconnaissable, parcourt depuis le Hettangien passant par le Sinémurien-Lotharingen et Pliensbachien jusqu'au Domérien, tout le Lias inférieur. L'âge de ce facies transgressif, le facies de Hierlatz, varie donc considérablement, et doit être déterminé localement à chaque endroit. On trouve un indice de cet âge dans l'épaisseur du calcaire siliceux surmontant, situé stratigraphiquement entre le Domérien et la transgression, mais l'abondance en fossiles des couches de Hierlatz suffit d'habitude à fixer l'âge. D'autre part, il faut se rendre compte de la circonstance que les torrents continentaux ont amené des formes antérieures; ce sont donc les formes les plus récentes seules, qui indiquent l'âge.

L'abaissement du paysage triasique a été accompagné d'un faible plissement de manière qu'une véritable discordance angulaire se révèle atteignant par endroits une pente de 30° (aux alentours d'Arzo et de Tremona) (SENN 1924).

Il faut rechercher le point le plus élevé du paysage triasique dans la contrée d'Arzo et Tremona. C'est ici que la transgression du Lias repose sur la „Hauptdolomit” localement d'une épaisseur de 300 m, transgression déterminée par SENN comme d'âge domérien inférieur grâce à une faune très riche. Toutefois, elle repose dans les vallées profondes, où l'érosion a emmenée toute la „Hauptdolomit”, directement sur le Raibler. Depuis cet endroit vers l'Est, des discordances angulaires très distinctes se manifestent; l'épaisseur de la „Hauptdolomit” diminue localement jusqu'à 40 à 50 m, et l'épaisseur du calcaire siliceux s'accroît de manière qu'à l'autre bord de la vallée près de Mendrisio, elle atteint les 700 m.

En même temps, l'âge du facies Hierlatz, déterminé aussi par des fossiles, doit se trouver dans le Hettangien.

Vers l'Ouest, le relief du sol a été beaucoup plus tranquille, c'était une plaine à faible pente. Près de Saltrio, le facies Hierlatz se trouve au Lotharingien; auprès d'Arcisate dans le Lotharingien inférieur, près de Bregazzana, dans le Sinémurien. Autour du Mt. Campo dei Fiori il demeure dans le Sinémurien. Dans cette dernière localité la transgression ne repose plus sur la „Hauptdolomit” mais sur le Rhétien, à partir de là vers le Nord et l'Ouest, la transgression s'élève encore un peu dans la série stratigraphique.

On ne saurait déterminer l'âge des couches transgressives du Lias inférieur de la région du Lago Maggiore à cause de l'absence de fossiles.

On y trouve un conglomérat de débris de „Hauptdolomit” du Rhétien et des calcaires liasiques. Le Lias inférieur n'y a qu'une épaisseur totale de 100 à 150 m; de manière qu'on puisse placer la transgression dans le Lotharingien, comme indiquent les calculs exécutés aux alentours de Saltrio et Arzo (v. HOUTEN 1925).

La roche même de facies Hierlatz est généralement un calcaire bréchi-forme fort cohérent; contenant des brèches à échinodermes, blanches ou rougeâtres. On y trouve aussi de vrais calcaires et des lumachelles. Le caractère transgressif se révèle aussi par le fait que cette roche remplit toutes les cavités et les fissures de la montagne.

Parfois sur des pentes plus fortes, on peut voir comment les brèches ont comblé les cavités de la paroi originaire (SENN 1924).

Hors l'exception avantageux de Saltrio-Tremona le facies transgressif est habituellement dépourvu de fossiles. La faune abondante de Saltrio est célèbre (PARONA 1885-90-94-96); les amonites en sont particulièrement importantes pour la détermination de l'âge.

c. *Lias inférieur. Calcaires à nodules de silex „Kieselkalk”.*

Cette formation caractéristique de calcaire siliceux en bancs, d'une couleur gris clair ou foncé, renfermant une abondance de nodules de silex, s'étend à partir du Rhétien jusqu'au Domérien, donc elle contient le Hettangien, le Sinémurien, le Lotharingien et le Pliensbachien. L'épaisseur varie de zéro à 1500 m, suivant le relief du fond marin. Les épaisseurs les plus considérables se rencontrent dans la région du Mt. Generoso (1000 m) et dans la partie occidentale (1500 m Mt. Nudo).

Dans la région anticlinale du Mt. S. Giorgio elle varie de 0—150 m, au flanc méridional du Mt. Campo dei Fiori, l'épaisseur est de \pm 500 m, au versant septentrional elle diminue vers l'Est depuis 350 m jusqu'à \pm 200 m près de Marzio.

Le calcaire siliceux est habituellement pauvre en fossiles. Dans le Mt. Campo dei Fiori, LEUZINGER découvrit un banc à *Arietites* contenant aussi des *Terebratules* et des *Rynchonelles*, (Sinémurien). Dans le Mt. Generoso les fossiles sont plus nombreux, et FRAUENFELDER pouvait repérer ici le facies bréchiforme du calcaire siliceux dans le Hettangien et le facies caractéristique du calcaire siliceux dans le Sinémurien.

d. *Le Domérien.*

Dans les horizons supérieurs, la teneur en silice des calcaires siliceux diminue et des intercalations de marnes se présentent. Cette transition mène au Domérien qui a une épaisseur de 30 à 40 m. La roche est constituée de calcaires micacés marneux alternant avec des marnes vertes.

Au Sud-Ouest, elle atteint sa plus grande épaisseur entre Gavirate et Gemonio, et on peut y discerner un horizon moyen où les marnes manquent et les calcaires micacés seuls se montrent. Au S.O., le Domérien abonde en fossiles (SENN 1924), et consiste en marnes bariolées.

e. *Le facies abyssal du Lias supérieur, de l'Oolithique et du Crétacé inférieur.*

Calcaire Ammonitico Rosso (Toarcien, Aalénien, Bajocien).

Cette formation d'une épaisseur de 15 à 25 m consiste au Sud de notre région comme ailleurs dans la Lombardie, en couches alternantes de marnes rouges noduleuses et de calcaires marneux. Ces couches abondent toujours en fossiles et SENN a su démontrer que ce facies s'élève dans la série stratigraphique légèrement dans une direction Est—Ouest. Aux environs de Lecco, Lago di Como, le facies appartient de nouveau aux mêmes étages.

Dans la région occidentale il n'y a pas de distinction nette entre le facies Ammonitico rosso et le Domérien; ils forment un ensemble de marnes. Les horizons supérieurs du Bathonien sont constitués aux environs de Gavirate par une couche de 3 m de schistes siliceux situés entre le Domérien et la Radiolarite.

La Radiolarite et les schistes à *Aptychus* (Bathonien jusqu'à Kimmeridgien).

Ce facies abyssal de radiolarite rouge est très répandu dans toute la Lombardie.

L'épaisseur en est de 30 à 35 m. La roche est formée de calcaire compacte siliceux avec des nodules de radiolarite rouge. La partie supérieure est souvent constituée de calcaires roses avec des *Aptyches*.

La „Majolica”. (Tithonien, Valanginien, Hautérvien et Barémien).

Le plus souvent on ne saurait tracer une ligne nette entre le Juras-

sique et le Crétacé. Le calcaire blanc caractéristique de la „Majolica” apparaît déjà par ci par là dans la Radiolarite. Le vrai calcaire „Majolica” est blanc strié de traits noirs dus à de minces couches argileuses. Ordinairement le calcaire contient des nodules de hornfels.

f. Le Crétacé néritique.

Près d'Induno-Olona, on trouve une série de flysch, appartenant au mésozoïque supérieur, depuis l'Aptien jusqu'au Campanien.

Le groupe inférieur, d'une épaisseur de 30 m est formé de marnes rouges (Aptien-Turonien). Celles-ci sont recouvertes d'une série de marnes argileuses et de grès (facies flysch) d'une épaisseur de 50 m (Coniacien). La série suivante de marnes et de conglomérats, d'une épaisseur de 100 m, appartient évidemment au Santonien. Après tout cela succède une série épaisse de marnes et de grès qui n'apparaissent que dans un petit nombre d'affleurements.

g. Résumé de la série Jurassique-Crétacé.

Comme il a été dit plus haut, à propos du Rhétien, notre région a, depuis le Norien, passé par une évolution un peu différente de celle de la partie Est de la Lombardie. Là-bas, la sédimentation s'accomplissait sans interruptions malgré le facies de mer peu profonde au Rhétien. Cependant, du Rhétien, épais de 600 m à l'Est du Lago di Como, il n'y a que les assises supérieures, les couches à Conchodon, qui se soient déposées dans notre région. Ici, la dénudation était active pendant presque toute la durée du Rhétien. La courte transgression du Rhétien supérieur aussi a été interrompue après peu de temps par une nouvelle phase d'érosion, à laquelle succède la transgression du Lias.

Les calcaires du Lias inférieur atteignent ici une épaisseur considérable montant à l'Ouest à 1500 m, tandis que cette épaisseur n'est que de 200 m au Lago di Como.

Nous ne devons pas interpréter cette évolution comme un soulèvement local; le phénomène a un caractère trop général. Il faut plutôt penser à la formation d'un géantoclinal dans le bassin géosynclinal dont l'axe se trouvait dans la région de l'Arzo. Le bassin occidental s'affaissait plus rapidement que celui de l'Est, ainsi qu'en témoigne la plus grande épaisseur du Lias inférieur en ce point.

Ce géantoclinal doit se continuer dans les Alpes calcaires occidentales, et peut-être aussi dans les Apennins.

Avec le dépôt des sédiments du Lias inférieur le cycle de sédimentation géosynclinal est clos. Dans toute la Lombardie, et bien au-delà, on ne trouve que des sédiments abyssaux, l'Ammonitico rosso, la Radiolarite, la Majolica.

B. DEUXIEME PARTIE.

LA TECTONIQUE.

Des deux périodes tectogéniques que notre terrain a subies, seule la dernière, l'Alpine, nous est connue en détail.

La première, la Hercynienne est enveloppée dans les schistes de base dont on n'a pas encore fait l'étude spéciale. Bien qu'il soit possible que le terrain ait été soumis à des mouvements épirogéniques au temps du soulèvement pré-liasique, les vestiges en ont été effacés par les mouvements tectoniques postérieurs.

Dans la description stratigraphique, on a démontré qu'un géantoclinal a été présent séparant les bassins plus profonds liasiques à l'Ouest celui du Mt. Nudo, à l'Est celui du Mt. Generoso et de l'Alta Brianza. Il est probable que pendant ce temps, des failles se soient formées qui sont inobservables actuellement.

Dès différentes phases de la tectogénie alpine, on ne connaît exactement que la dernière, la phase insubrienne, dont témoigne la pente raide de la Molasse miocène. Quant aux autres phases, on ne sait ni les distinguer nettement ni en fixer la date exacte.

Les formations que nous avons analysées se rangent toutes dans la période comprise entre la phase hercynienne et la phase alpine, de sorte qu'elles ne se prêtent pas davantage à différencier les phases de plissements. En venant du Nord et descendant vers le Sud la crête principale des Alpes, après avoir dépassé les roches cristallines des massifs penniniques et leurs racines, on revoit enfin une montagne calcaire quand le Mt. San Salvatore apparaît. Cette enveloppe sédimentaire des roches cristallines qu'on vient d'apercevoir a dû descendre de bien haut pour revenir ici dans les régions plus basses, où elle a été sauvée de la dénudation complète. Les roches cristallines situées entre les Alpes calcaires méridionales et la zone des racines penniniques donc la „Seengebirge", se présentent à nous comme le prolongement du massif de l'Aar.

Avant que cette enveloppe sédimentaire de la puissante chaîne des Alpes centrales disparaisse sous la vallée du Pô, elle produit encore un soulèvement, le soulèvement du terrain porphyrique de Lugano.

Ce phénomène d'un anticlinorium méridional devant la montée définitive se reproduit en toute la Lombardie.

Ce géantclinorium a créé les Alpes calcaires méridionales. Parfois le soulèvement est d'allure très simple; des fois, des chevauchements se révèlent, ailleurs on remarque des plis, et enfin, d'énormes paquets se sont superposés à peu près horizontalement. Cependant il a toujours un flanc méridional qui plonge dans la vallée du Pô, et habituellement la dernière courbure au Nord s'élève brusquement vers le haut.

CHAPITRE PREMIER.

LE SOULEVEMENT CENTRAL.

Les Alpes calcaires luganoises, à l'ouest du Mont Generoso, forment un large soulèvement simple de la région cristalline, accompagné au Nord d'un synclinal. (La petite carte tectonique 1:80.000 Planche 1 et les sections Pl. 5 servent d'illustration à tout l'exposé tectonique). Ce dernier est fort compressé et fracturé. Au Nord Ouest, le synclinal touche à la montagne basale, son flanc Nord s'élevant à pic, avec de beaux affleurements au Mt. San Salvatore. A l'Ouest par contre, ce flanc s'aplanit rapidement, et bientôt il ne reste plus rien de cette montée définitive. En revanche on trouve plus vers le Nord dans la vallée de la Tresa un remarquable affleurement allongé de terrains permien et triasiques inférieurs, enfoncé dans la montagne basale. Je suppose qu'il s'agit ici dans ce dernier affleurement de sédiments mésozoïques, de l'équivalent tectonique de l'aile septentrionale du Salvatore ou Mont Bré.

La limite entre l'anticlinal de Maroggio Brinzio comme nous allons appeler le soulèvement central et le synclinal l'allongeant au Nord est toujours une faille en pente raide, la faille de Marzio le long de laquelle la partie synclinale s'est effondrée. Le rejet de la faille est maximum à peu près là où la faille traverse le Valganna, et diminue ensuite des deux côtés.

Au Sud de Cuvio, la faille disparaît complètement. Le décroissement du rejet suit le plongement axial de l'anticlinal qui révèle une culmination distincte au niveau du Valganna et descend rapidement vers l'Ouest. Près de Brusimpiano le rejet est faible, c'est là que le Werfénien du synclinal touche au granophyre et à la porphyrite donnant presque un contact normal.

L'anticlinal est le plus large à l'Est, où l'apex plat s'étend de Campione à Melano.

Cependant, près de Morcote se produit, par virgation, un court pli anticlinal dans le flanc méridional, l'anticlinal de Bisuschio qui se plonge dans une direction Sud-Ouest.

L'anticlinal principal se rétrécit sensiblement par cette virgation et par le fort plongement axial à l'Ouest du Valganna.

L'anticlinal de Bisuschio est séparé du soulèvement central par l'étroit synclinal du Mt. Minisfreddo. Cette complication du flanc méridional semble fort influencée sinon due à une faille transversale, la faille de Valganna qui, probablement, se prolonge jusqu'à Ghirla. Tout le système des failles de Valganna: la petite faille à l'Est du Poncione di Ganna, le synclinal du Mt. Minisfreddo et l'anticlinal de Bisuschio ressortissent à un phénomène créé par une phase tectonique tardive d'une pression particulière qui a affecté la partie du flanc méridional à l'Est du Valganna.

Enfin le noyau cristallin du soulèvement central est transversé obliquement du N.E. vers le S.O., par une faille inverse, la faille du Piambello-Martica.

Sur les cartes originales de KUENEN et de DE SITTER quelques parties de cette faille appartiennent à deux horsts, le horst de Brinzio et le horst du Piambello. Le résumé des analyses des deux régions traitées auparavant séparément, indiquait dès le commencement que la délimitation méridionale des horsts, les affleurements de la montagne basale du Mt. Martica et du Poncione di Ganna, trouvait dans les deux cas une explication naturelle dans la topographie pré-permienne. En outre les deux failles de la délimitation Nord Ouest sont placées bout à bout, de manière que la nouvelle interprétation exposée ici semble parfaitement justifiée. Il est vrai que la nappe de granophyre est en contre-bas de la limite Est du horst de Brinzio, et des limites Ouest et Est du horst du Piambello ou, des phénomènes de faille ne se sont pas annoncés, dans ces régions. Il serait donc fort illogique d'admettre une tectonique de horsts et de fossés quand les flancs du soulèvement ne révèlent qu'une compression en plissements accompagnés de charriages.

Je suis bien plus tenté de m'associer à l'idée d'un relief pré- et inter-permien accentué, qui du reste avait déjà été indiqué par la position fort discordante de la nappe de granophyre recouvrant toute autre roche antérieure.

Par de petites failles transversales, parallèles au Valganna, le côté Est de la faille Piambello-Martica a été continuellement poussé vers le Nord. Le charriage de la faille inverse est maximum au niveau du Piambello, il n'est plus mesurable au-delà, puisque la faille se perd dans la nappe de granophyre.

Comme ce charriage suit rigoureusement l'anticlinal de Bisuschio en parallèle il est également justifié de considérer ce phénomène comme une manifestation de la même pression ultérieure.

Jusqu'ici nous nous sommes occupés de deux éléments dans la structure tectonique de l'anticlinal Maroggio-Brinzio, savoir :

1°. L'élément Est—Ouest, c'est l'axe anticlinal à direction à peu près Est—Ouest avec la faille normale qui le délimite au Nord.

2°. L'élément N.E.—S.O., ce sont le charriage du Piambello, l'anticlinal de Bisuschio et les failles qui les accompagnent, deux directions qui se coupent et dont sans aucun doute l'élément Est—Ouest est antérieur à l'élément N.E.—S.O.

La structure du synclinal d'Ardeno à Cuvio est la plus claire, si nous nous en figurons également la naissance en deux périodes, malgré le manque de preuves aussi évidentes ici que dans l'anticlinal. La structure synclinale est parcourue de plusieurs failles, qui la divisent en compartiments inégaux.

Une inclinaison sensible de l'axe synclinal et dirigée vers l'Ouest se révèle dans plusieurs des compartiments écrasés. Mais l'inclinaison axiale se réduit à rien en raison de l'ennoyage le long les failles dont c'est toujours le flanc Est qui s'est effondré.

Nous retrouvons donc les plus récentes formations du synclinal le Jurassique aussi bien près de Cuvio que dans le Mt. Scerre et près d'Ardeno.

Etant donné l'inclinaison axiale faible et régulière, il est évident que

les plus fortes pentes et le plus grand nombre de complications doivent se présenter en face du plus haut soulèvement de l'anticlinal méridional. En effet, nous trouvons là un long charriage longitudinal, le charriage de Ghirla, suivant lequel la partie Nord du synclinal a été charriée sur la partie méridionale.

Il me semble que nous devons nous figurer que le simple synclinal, originaire entre les deux masses cristallines au Nord et au Sud, a été serré à tel point par la dernière compression à direction Sud Est—Nord Ouest, qu'il s'est produit ce charriage des deux flancs synclinaux. Les charriages du Piambello et celui de Ghirla se sont créés au même temps, et ils ont enfoncé le compartiment situé entre eux comme fossé affaissé inverse dans lequel était située la vieille faille de Marzio.

Un coup d'oeil sur la carte révèle que toutes les failles découpant le synclinal, de même que les failles transversales qui coupent la faille de Marzio en la déplaçant sans cesse, appartiennent toutes à cette phase ultérieure. Le petit anticlinal de Bédéro où les terrains anciens affleurent est probablement dû à cette dernière compression. Grâce au charriage de Ghirla les plus récents sédiments du centre du synclinal ont été entraînés vers le haut et exposés dans les petits affleurements de Radiolarite et de Domérien situés à l'Ouest de Bédéro et au Nord de Ghirla.

Le synclinal s'élargit considérablement vers l'Ouest. La forte inclinaison de l'axe anticlinal du Campo dei Fiori anéantit le flanc raide méridional, et les nouveaux synclinaux de Vergobbio et de Duno reprennent le rôle du synclinal d'Ardeno, séparé de celui-ci par l'anticlinal de Cuveglio-Masciago.

Dans le San Salvatore affleure un synclinal de toute autre structure dont surtout le raide flanc Nord est visible à présent.

La limite Nord du synclinal entre les terrains cristallins anciens et le Werfénien n'est certainement pas normale. ESCHER a trouvé ici des brèches de friction et une alternance de dolomies et de Werfénien qui indique indubitablement de grands glissements (renseignement oral voir aussi : FRAUENFELDER 1916). En tant que la série de porphyre fait défaut entre le Werfénien et les schistes cristallins, cela ne conduit pas à supposer l'existence d'une faille en cet endroit car partout dans notre région la série permienne peut s'amincir rapidement. Cependant les brèches de faille et l'alternance de dolomies et de conglomérats ne laissent aucun doute.

Le flanc sud du synclinal du San Salvatore est rendu indistinct par deux ou trois failles normales.

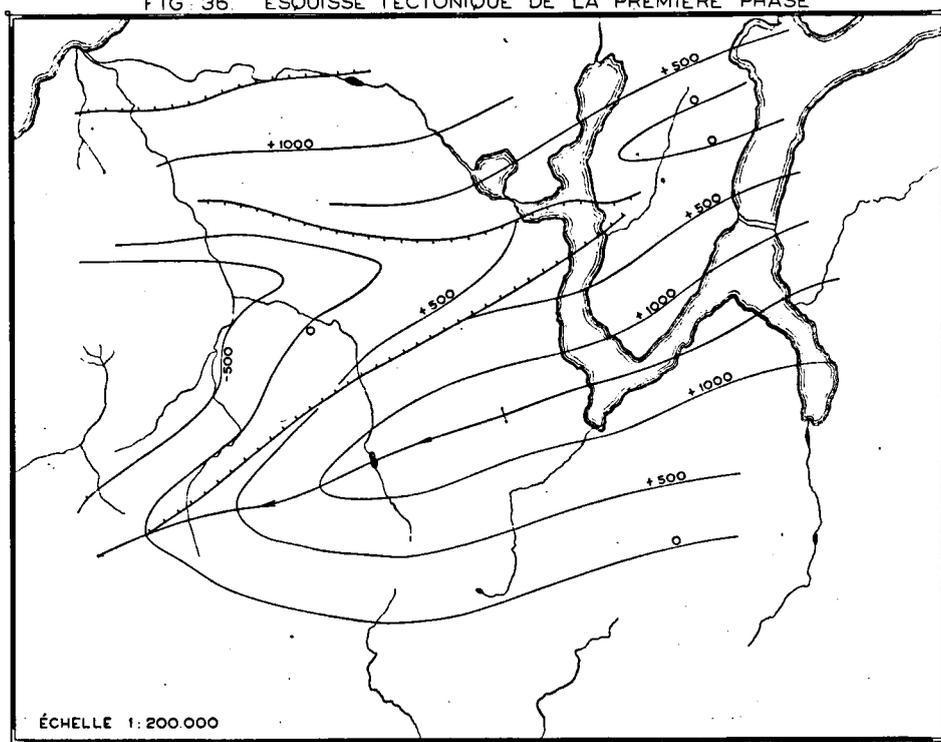
Nous retrouvons le flanc Nord raide du synclinal dans le Mt. Salsalto près Caslano. Cette montagne isolée ne révèle que ce flanc Nord. La cime méridionale de la montagne d'Agra, près de Barbengo, est constitué par le flanc sud du synclinal d'Ardeno, qui à cet endroit est faiblement incliné. Là, la limite entre la dolomie du San Salvatore et les schistes cristallins est constituée par une faille à inclinaison raide, très apparente ici.

Cette faille, et celle de Grantola-Fabiasco, forment peut-être un ensemble, mais une partie du terrain entre ces deux failles est ensevelie

sous une épaisse nappe de moraine. Cependant, il doit nécessairement exister une faille entre la structure d'Ardeno et celle du Mont Sassalto; la distance d'ici jusqu'à Cugliate n'est plus grande, et c'est là que nous connaissons une faille de caractère analogue. Vu la direction Est—Ouest de la faille je suppose qu'elle appartienne à la première phase tectonique.

Si nous envisageons la figure tectonique exacte avant la dernière compression (Fig. 36), nous voyons alors un large anticlinal dirigé Est—Ouest, à inclinaison axiale vers l'Ouest, délimitée au Nord par un fossé qui se rétrécit vers le Nord, et qui enfin finit en une pointe au niveau

FIG. 36 ESQUISSE TECTONIQUE DE LA PREMIERE PHASE



de Barbengo sur la péninsule de Morcote. Il est donc évident que le synclinal du fossé révèle une structure toute autre que celle située au Nord.

Le prolongement du synclinal Salvatore-Sassalto vers l'Ouest ne se trouve point dans le synclinal Ardeno-Cuvio, mais peut-être au Nord des couches horizontales du Mont la Nave. La disparition du synclinal et surtout de son flanc vertical septentrional sera évidente quand nous aurons traité sa connection avec les structures tectoniques du Mt. Generoso.

On démontrera alors que la zone de failles Cap S. Martino-Sassalto constitue le début d'un chevauchement, se développant vers l'Est.

Quand cette faille disparaît vers l'Ouest, c'est que le chevauchement

a disparu. En même temps, plus au Nord, se révèle alors la zone verticale des terrains permien de la vallée de la Tresa, délimitée au Sud par une faille verticale.

La fonction tectonique de cette dislocation importante nous reste dissimulée parce que les terrains supérieurs ont été emportés totalement par l'érosion. Toutefois on peut noter le fait remarquable que la zone verticale du Salvator-Sassalto disparue, elle est remplacée par celle du Valtresa. Peut-être doit-on s'expliquer ce remplacement en coulisse en supposant que le chevauchement du Generoso soit remplacé par un autre ayant son origine plus au Nord, dont nous retrouvons les derniers vestiges dans le Valtresa.

Notons cependant que la limite méridionale de l'affleurement doit être une faille raide, tandis que la limite septentrionale a l'air d'un contact normal entre le Permien et les schistes cristallins.

DEUXIEME CHAPITRE.

LE MT. GENEROSO.

Nous trouvons dans la région du Mont Generoso à l'Est du noyau cristallin de l'anticlinal central une structure compliquée des calcaires triasiques et liasiques. Pour l'analyse de ce terrain nous disposons des observations et des coupes de FRAUENFELDER (1916) et de DOEGLAS (1930) et des coupes récentes de WEBER (1936).

Seulement, la coupe schématique 1:100.000 de FRAUENFELDER et les sections détaillées n'ont jamais pu nous satisfaire, la structure en écailles est trop hypothétique, cette structure manque là où elle devait être évidente c. à d. au noyau cristallin, ou bien on observe des failles d'un mouvement inverse.

FRAUENFELDER (1916) traite aussi les chevauchements horizontaux, dessinés en petites coupes détaillées, par exemple près de Bella Vista, mais il les supprime dans sa conception générale. Ensuite DOEGLAS (1930) a prouvé que la soi disant „faille principale de Lugano” ne mérite certainement pas ce nom près de Melano, mais qu'il s'agit ici d'une surface de charriage¹⁾.

Et enfin, WEBER (1936) nous donne une analyse complète de la structure du Mont Bré et du Denti della Vecchia jusqu'à Mendrisio. On s'efforcera de construire un ensemble de ces données éparses, et il va sans dire que les faits communiqués par FRAUENFELDER (1916) en constitueront la base.

Nous retrouvons le synclinal de Varese-Viggio-Mendrisio sur toutes

¹⁾ D'après L. VONDERSCHMETT, Ecl. Helv. V. 30, No. 2. 1937. p. 236, la surface de charriage serait une surface de glissement récente. Ses observations donnent une solution heureuse et élégante de la protubérance de la faille à cet endroit, mais ne changent rien au caractère général de chevancement.

les coupes de la chaîne des Alpes méridionales. Elle est continue à partir de Besazio jusqu'à Mendrisio.

En comparant la nappe sédimentaire du Mt. San Giorgio à celle de Rovio à Capolago on voit une différence bien marquée. Ici nous trouvons une série normale, et là un charriage où le porphyre est toujours directement couvert du calcaire siliceux liasique accompagné quelquefois du calcaire de Hierlatz et de „Hauptdolomit”. Cette surface de charriage ne traverse point le synclinal Besazio-Mendrisio et doit donc disparaître au fond. Le long de cette surface, la couche supérieure sédimentaire s'est détachée de son substratum et a glissé dessus. Comme d'habitude les terrains supérieurs de charriages sont peu plissés, or, dans toute la nappe de calcaire de Bella Vista—St. Agatha il n'y a que plissements faibles (voir Planche 2).

Je n'aimerais pas faire une différence essentielle entre chevauchement et sous-charriage, mais en ce cas il me semble pourtant plus clair de parler de sous-charriage de l'élément inférieur méridional avancé en profondeur sous les sédiments liasiques du géanticlinorium de la Lombardie. Ce sous-charriage à direction relative Sud—Nord a fait que le paquet liasique s'est détaché de son substratum et a opéré un plissement fort compliqué dans le synclinal de Mendrisio. Les sédiments plus profonds ne coopéraient pas à ce plissement, d'où est résulté le phénomène de glissement.

Cependant, cette surface de charriage n'est pas horizontale, même dans la direction Est—Ouest; elle s'élève vers l'Ouest de manière à passer au-dessus des roches affleurantes du sommet du Mt. San Giorgio.

Un élément non plissé et très plat se révèle au Nord de la compression de Mendrisio, la nappe calcaire de Bella Vista-Mt. S. Agatha. La surface de charriage ne coïncide pas partout exactement avec la limite Trias-Lias, mais plus loin au Nord elle s'incise aussi dans les sédiments triasiques jusqu'à la surface des porphyres. Or nous retrouvons dans la nappe chevauchée des morceaux arrachés au substratum de „Hauptdolomit” près de Melano, de Rovio et d'Arogno. Toutefois, ce sous-charriage n'explique que la moitié de la structure tectonique. Il était accompagné d'un second chevauchement dans la partie supérieure, le long d'un second plan de charriage qui, comme le premier a une position horizontale en coupe transversale, mais qui s'élève sensiblement vers l'Ouest. Cette surface de charriage supérieur est bien visible, notamment au voisinage du bel affleurement de l'Alpe di Balduana dont FRAUENFELDER donne des croquis tectoniques. La zone verticale bordant au Nord le front de ce chevauchement, et l'anticlinal du Mont Generoso qui le suit, constituent ensemble l'entièreté du front du charriage. L'amplitude totale de ce chevauchement n'est point très grande, elle est de l'ordre de quelques centaines de mètres (voir Planche 2).

A l'endroit où la surface du chevauchement devient horizontale, la surface du sous-charriage a déjà atteint la couche basale des sédiments triasiques. Dès lors c'est la surface du chevauchement qui suit la limite Lias-Trias.

Le chevauchement du Mt. Generoso repose donc sur la nappe calcaire de Melano-Bella vista. Cette surface montre nettement la torsion

des assises en contre-bas du chevauchement près du Mt. San Agatha, où la „Hauptdolomit” à pente verticale affleure.

En résumé, voici les trois éléments que nous avons analysés

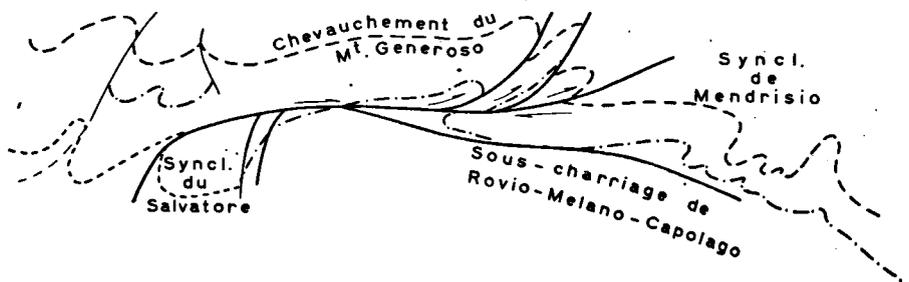
- 1°. le terrain porphyrique sous-jacent et sous-charrié;
- 2°. la nappe calcaire de Melano-Bella vista;
- 3°. le chevauchement anticlinal du Mt. Generoso.

Ces trois éléments charriés l'un sur l'autre ont l'apparence de se trouver à présent juxtaposés. Cette position actuelle a deux causes.

D'abord les surfaces des charriages ont un versant général irréfutablement Est; et en second lieu l'érosion a dénudé ces éléments au versant Ouest du Mt. Generoso.

Au Nord et au Nord Est de Rovio, le chevauchement du Mt. Generoso barre le sous-charriage de Melano, de manière que la surface du chevauchement repose directement sur le porphyre. Mais bientôt l'image

FIG: 37. ESQUISSE DU PROFIL TECTONIQUE DES CHARRIAGES DU M^t GENEROSO



tectonique des glissements horizontaux s'embrume à cause d'une faille verticale N.E., la faille de Lugano, qui va jouer un rôle dominant. A l'est de Campione, la limite entre les éléments tectoniques inférieurs et supérieurs n'est plus marquée par la surface des chevauchements, mais par cette faille verticale. La surface du chevauchement n'est plus visible et se trouve quelque part en profondeur.

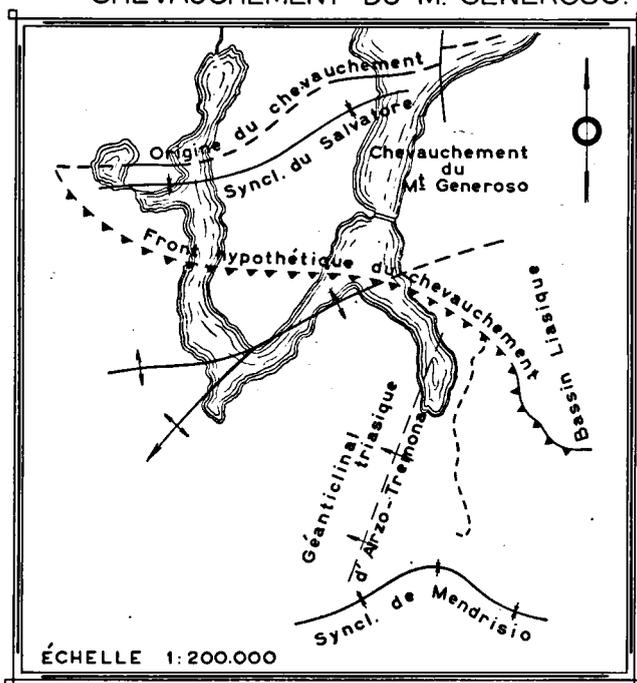
L'importance de la faille de Lugano croît rapidement vers le Nord, à tel point qu'elle marque au Nord du Lac la limite entre les couches sédimentaires des plissements du Mont Bré et des Denti della Vecchia, et la montagne basale. Le gîte initial de sous-charriage de Melano et du chevauchement anticlinal du Generoso est masqué grâce à cette faille.

Le chevauchement supérieur se prolonge pourtant jusqu'à Pugerna, où des calcaires du Lias se sont glissés sur la „Hauptdolomit” et enfin, lui aussi, est barré par la faille de Lugano. Cependant il est possible que l'endroit initial du chevauchement affleure ailleurs et voire de l'autre côté du lac, dans la zone failleuse du cap S. Martino. Comme nous venons de voir, cette faille doit être de première importance et sa position coïncide avec l'endroit où l'on s'attendra à trouver l'incli-

naison brusque en bas, donc l'origine de la surface du chevauchement anticlinal.

Donc la figure de l'ensemble a été construite entièrement d'après les données disponibles, et on s'est tenu rigoureusement aux faits observés. Un paquet de Lias s'est glissé sur les sédiments triasiques par un simple chevauchement de dimension modérée. La surface du chevauchement s'incline vers le Nord et vers l'Est. Son front a été trouvé

FIG. 38. CARTE TECTONIQUE DU CHEVAUCHEMENT DU M^t GENEROSO.



après de l'Alpe di Baduana, et s'étend probablement vers le Sud-Est et le Nord-Ouest.

Tout cela explique pourquoi on n'a rien signalé de cette tectonique dans le Mt. Giorgio, que le chevauchement n'a atteint. L'élément tectonique inférieur renferme un sous-charriage provenu de la poussée du chevauchement du Generoso et un glissement sous-jacent de la montagne basale cristalline. Il est remarquable que malgré la complication de la structure l'amplitude des chevauchements reste petite, ce qui est démontré clairement par le fait que nulle part il n'existe de lacunes tectoniques importantes. Et aux points où l'on les trouve comme dans le Val Mara où le Lias touche directement le porphyre, la lacune ne dépasse pas les 2 à 300 m.

Toute cette structure a été influencée et initiée par un plus ample

développement des calcaires du Lias à l'Est du géantoclinal du Trias supérieur d'Arzo-Tremona. Ce soulèvement ancien a donc constitué un massif recouvert d'une mince couche sédimentaire contre lequel les épais calcaires du bassin liasique occidental se sont heurtés.

Le cause primaire de l'escarpement imposant du Mt. Generoso est sans doute le géantoclinal triasique, la formation d'un massif soulevé. Plus tard le contenu du bassin occidental a été charrié sur le massif.

L'origine du chevauchement se révèle dans la zone failleuse du Cap S. Martino et du Mt. Sassalto. Le fait que le flanc vertical septentrional du synclinal du Salvatore disparaît vers l'Ouest s'explique maintenant facilement par la disparition du chevauchement, qui à son tour est lié étroitement à l'existence du massif triasique d'Arzo-Tremona, et le bassin liasique plus à l'Est.

C. TROISIEME PARTIE.

L'ERE QUATERNAIRE ET LA MORPHOLOGIE.

Pendant la période glaciaire Rissienne, tout notre terrain était couvert d'une grande masse de glace qui glissait lentement comme une vaste nappe, depuis les Alpes centrales vers le Sud. Seuls les sommets faisaient saillies comme des Nunatakes (voir la carte Planche 3). Ce sont là les „Alpe di Duno" à l'Ouest, le Campo dei Fiori, le Mt. Martica et le Mt. Piambello; plus loin, le Poncione di Ganna et le Mt. Minisfreddo, le Mt. Orsa et le Mt. S. Giorgio et encore une grande partie de la région du Mt. Generoso. Cependant les sédiments déposés au cours de cette avant-dernière période glaciaire ont été déplacés et remaniés par la période glaciaire Würmienne qui nous est plus familière.

La moraine terminale de cette nappe de glaciers a créé les belles guirlandes arquées à la bordure méridionale des lacs alpins italiens, les amphitéâtres morainiques. Sur le versant méridional du Mt. Campo dei Fiori, une belle moraine latérale descend d'une altitude de 770 m, vers l'Est jusqu'à 530 m. Sud-Ouest de Velate. Pareille moraine latérale de même âge se présente près de Clivio et Stabio. Les véritables moraines terminales de la plus grande extension Würmienne s'étendent dans la plaine du Pô en avant des débouchées des vallées alpines. A cette période du plus vaste déploiement succède la régression des glaciers. Les nombreuses étapes de la moraine terminale ont prouvé que le rythme de ce processus n'a pas toujours été constant. En outre, de temps en temps, une nouvelle avance semble avoir bouleversé et remanié en maint endroit les matières morainiques et les dépôts fluvioglaciaux.

On peut fixer trois stades à la régression des glaciers: (ANNAHEIM 1936) (voir la carte, Planche 3)

1. Stade d'Arcisate,
2. Stade de Cantone-S. Bartolomeo,
3. Stade de Mélide.

La masse glaciaire qui, partant du Sud, a recouvert toute la région, provenait de deux glaciers principaux: le glacier de l'Adda qui atteignait le lac de Lugano par le bras de Porlezza, et le glacier du Ticino qui couvrait tout notre terrain entrant par les vallées du Cassarate et du Vedeggio et celle du Lac Maggiore. La différence des deux glaciers principaux s'accroissait pendant leur régression. Les glaciers de l'Adda et du Ticino s'unirent d'abord plus au moins suivant une ligne qui monte du Nord au Sud sur le Mt. Arbostora et descend dans la vallée de Ceresio; ils se séparent après, et la régression du glacier du Ticino s'est accomplie le plus promptement. Dans le deuxième stade, le glacier de l'Adda a déposé une moraine terminale, près de Cantone, dans la vallée de Capolago, ensuite près de Porto Ceresio et près de San Bartolomeo, tandis que le glacier du Ticino de la vallée du Vedeggio n'arrivait qu'à Magliaso au Nord du bras occidental du lac de Lugano. Quant aux bras

glaciaires émanant du Lago Maggiore, on n'a pas déterminé jusqu'où ils pénétraient dans le Valtravaglia et le Val Tresa. Cependant il me semble probable que la deuxième moraine latérale, qui recouvre les pentes méridionales du Mt. Campo dei Fiori, à environ 40 m plus bas que celle du Würmien, doit être regardée comme appartenant au premier stade.

A disparu pendant le premier stade, le bras glaciaire qui durant la plus vaste extension Würmienne, du Val Cuvia gagnait le bras de Ceresio, près d'Arcisate via le Pralugano-Valganna entre le Mt. Minisfreddo et le Mt. Monarco. Il est probable que les moraines terminales des lacs de Brinzio, de Ganna et de Ghirla ressortissent au premier stade, comme également l'épaisse nappe morainique du versant Nord du Mt. Marzio sous Lavena et Marchirolo. Au troisième stade est attribuée (ANNAHEIM 1936) l'arête morainique de Longhirolo sur Luino qui a barré la vallée du Tresa sous Cremanaga, ce qui a déterminé le barrage du lac de Lugano et la formation de deltas (Pambio S. Ouest de Lugano-Paradiso). Nous trouvons peut-être le prolongement de l'arête de Longhirolo dans cette terrasse de Biviglione et plus loin vers l'Ouest. Il est difficile de déterminer jusqu'où ce dernier stade a pénétré dans le Valtravaglia. En évaluant la différence du niveau des glaciers à 2 %, la moraine terminale se trouverait près du Mt. Anna, où en effet se révèle un relèvement sensible du fond de la vallée.

Le deuxième stade, qui se trouve entre les stades de Mélide-Longhirolo et celui d'Arcisate-Brinzio-Ghirla, aurait produit l'épaisse nappe morainique de Montegrino et Bosca Valtravaglia, et gagné Azzio dans le val Cuvia. Or cette supposition est de nature fort spéculative.

Les stades Würmiens.

Glaciers	extension maximum	1 ^e stade S. Pietro Arcisate	2 ^e stade Cantone	3 ^e stade Mélide
Adda	Bella lima	S. Pietro- Museo Vela	Cantone P. Ceresio S. Bartolomeo	—
Adda et Ticino	Induno-Clivio	Arcisate Cuasso al Monte	—	—
Ticino	Velate	Ghirla Ganna Brinzio Orino- Comerio	Magliaso Montegrino Bosca Valtra- vaglia Azzio	Longhirolo Mt d'Anna

Les vallées suivies par les glaciers existaient pour la plus grande partie avant les glaciations. On présume (ANNAHEIM 1936)

1. Val Mara: Arogno—Maroggia—Capolago—Mendrisio.
2. Val Cassarate: Porlezza—Morecote—Ceresio.
3. Val Vedeggio: Agno—Marchirolo—Cuvio.

Ces vallées s'adaptent bien à la structure géologique. La vallée de Cassarate entrait dans l'anticlinal central le long de la faille principale de Lugano et le quittait le long l'anticlinal de Bisuschio. La vallée de Vedeggio buttait contre le versant Nord du soulèvement central qui poussait la rivière vers le Sud Ouest en la faisant suivre le fossé synclinal. La vallée de Mara se créait le long de la faille de charriage de Melano-Capolago. Probablement l'érosion régressive de l'affluent du Cassarate, qui suivait le bras occidental du lac de Lugano, a finalement décapité le Vedeggio ce qui amena la jonction directe de Vedeggio—P. Ceresio. Le soulèvement du Tertiaire supérieur a entraîné un rajeunissement de la force érosive des cours d'eau, ce qui se traduit en taillant dans les versants des terrasses et des pentes raides. ANNAHEIM (1936) présente après une étude détaillée de ces systèmes l'évolution tertiaire que voici :

étage	systèmes d'érosion	relief	phénomènes endogènes	érosion
miocène	—	en pleine jeunesse	failles et plissements	érosion
Pliocène inférieur	1—3	en maturité	soulèvement lent	érosion
	4—14 6 ^e syst. d'Arbostora 10 ^e syst. de Barro	rajeunissement	soulèvement croissant	érosion
Pliocène moyen			abaissement restreint	retrait des pentes escarpées
Pliocène supérieur	15—16 16 ^e syst. de Pura		soulèvement de 300 m	érosion
Diluvium	17—20	formations des bassins	soulèvement graduel des Alpes résultant en une pente 4‰ vers le Sud	érosion glaciaire

Un effondrement isostatique aurait interrompu quelque peu les lignes régulières, témoins des anciens cours d'eau. Mais la régularité des systèmes prouve que c'est bien à la force érosive des glaciers qu'il faut attribuer le surcreusement des bassins, occupés à présent par les lacs italiens.

Les Alpes tessinoises, modelées par l'érosion fluviale et glaciaire, dirigée à son tour par les traits tectoniques et la répartition de ces roches, telles que nous les admirons aujourd'hui, fourniront encore longtemps des sujets d'études aux géologues.

Si cette étude peut activer ces efforts elle aura atteint son but.

Leyde, Janvier 1939.

BIBLIOGRAPHIE CHRONOLOGIQUE.

1827. L. v. BUCH. Ueber einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Luganersees in der Schweiz. Abh. Pr. Ak. d. W. Bd. 5.
 — — Sur quelques phénomènes que présente la position relative du porphyre et des calcaires dans les environs du lac de Lugano. Ann. d. Sc. nat. t. 10.
1829. — Carte géologique du terrain entre le lac d'Orta et celui de Lugano. Ann. d. Sc. nat. t. 18.
1833. F. HOFFMANN. Observations faites avec M. Escher fils sur les porphyres du bord méridional des Alpes dans le canton du Tessin. Bull. Soc. géol. d. France t. IV.
1834. B. STUDER. Nouvelles recherches sur le canton de Tessin et la Valselina. Bull. Soc. géol. d. France t. IV.
1852. C. BRUNNER. Aperçu géologique des environs du lac de Lugano. N. Denkschr. Schweiz Ges. Naturw. Bd. XII.
1853. P. MERIAN. Ueber die Flötzformationen der Umgegend von Mendrisio. Verh. Naturf. Ges. Basel Bd. 1.
1859. L. PARETO. Sur les terrains du pied des Alpes dans les environs du lac Majeur et du lac de Lugano. Bull. Soc. géol. France 2e ser. t. XVI.
1861. J. STABLE. Fossiles des environs du lac de Lugano. Atti Soc. helv. sc. nat.
 — G. OMBONI. I ghiacciai antichi e il terreno erratico di Lombardia. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 3.
 — G. MORTILLET. Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes. Atti soc. ital. Sc. nat. vol. 3.
- 1860—65. A. STOPPANI. Géologie et paléontologie des couches à Arcula contorta en Lombardie. Paléontologie Lombarde 3e ser. Milan.
1863. G. CURIONI. Sui giacimenti metalliferi e bituminosi nei terreni triasici di Besano. Mem. R. Ins. Lomb. vol. 9.
1867. G. NEGRI. Osservazioni geologiche nei dintorni di Varese. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 10.
1869. G. NEGRI e SPREAFICO. Saggio sulla geologia di dintorni di Varese e di Lugano. Mem. R. Inst. Lomb. vol. 12.
1875. T. FELLEBERG. Analysen zweier Porphyren aus dem Maroggia Tunnel im Tessin. Z. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 27.
1876. MICHEL LEVY. Note sur les roches porphyriques des environs du lac de Lugano. Bull. Soc. géol. d. France 3e ser. t. IV.
1879. A. SORDELLI. Sulle piante fossili recentemente scoperte a Besano. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 22.
1880. T. TARAMELLI. Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beitr. Geol. Karte der Schw. 1e folge vol. 17.
 — E. MOJSISOVICS. Ueber heteropische Verhältnisse im Triasgebiet der Lombardischen Alpen. Jahr. K. K. geol. Reichsanst. Bd. 30.

- C. W. GÜMBEL. Geognostische Mitteilungen aus dem Alpen 1e Abschn.: Die Gebirge am Como- und Luganersee. Sitzber. K. K. Akad. d. Wiss. 1867—81. G. MENEGHINI. Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de Lombardie et fossiles du Medolo. Pal. lombarde 4e ser. Milan. 1883. T. HARADA. Das Luganer Eruptivgebiet. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 2.
1885. F. BASSANI. Sui fossili e sull'età degli scisti bituminosi triasici di Besano. Atti soc. ital. Sc. nat. vol. 29.
- W. DEECKE. Beiträge zur Kenntnis der Raiblerschichten der Lombardischen Alpen. Stuttgart.
- C. F. PARONA. I brachiopodi liasici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi lombarde. Mem. R. Inst. Lomb. vol. 15.
1887. E. BAYET. Notes sur quelques excursions géologiques faites aux environs de Lugano. Bull. séances Soc. Roy. Malacologique Belge t. 22.
1889. C. SCHMIDT. Excursions aux environs de Lugano. Programme détaillé. Ecl. helv. vol. 1.
- C. F. PARONA. Note paleontologiche sul Lias inferiore nelle Prealpi lombarde. Rend. R. Ist. lomb.
1890. C. SCHMIDT und G. STEINMANN. Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Ecl. helv. vol. 2.
- 1890—94. C. F. PARONA. I fossili del Lias inferiore di Saltrio in Lombardia. Atti soc. ital. Sc. nat. vol. 33. Boll. Soc. malac. ital. Modena vol. 18.
1890. T. TARAMELLI. Carta geologica della Lombardia 1:250.000 Milano.
1892. F. SACCO. L'anfiteatro morenico del Lago Maggiore. Ann. R. Acad. d'Agricoltura Torino vol. 35.
1894. A. STELLA. Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali. Boll. R. Com. Geol. d'Ital. ser. 3a—25.
1894. PENCK, BRÜCKNER et DU PASQUIER. Le système glacière des Alpes. Guide du Congr. géol. Int. Zürich.
1894. G. BONARELLI. Contribuzione alla conoscenza del giurassico lombardo. Atti R. A. Sc. nat. Torino vol. 30.
1894. C. F. PARONA. Appunti per lo studio del Lias lombardo. Rend. R. Ist. lomb. vol. 27.
1896. C. F. PARONA. Ammoniti del lias inferiore di Saltrio. Mém. Soc. pal. Suisse vol. 23.
- — Considerazione sulla serie del giura superiore e del infracretaceo in Lombardia. Rend. R. Ist. lomb. vol. 29.
- E. MARIANI. Appunti di Paleontologia lombarda. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 36.
1897. C. F. PARONA. Di alcune ammoniti del lias medio. Mém. soc. pal. Suisse vol. 25.
1898. G. DE ALESSANDRI. Fossili cretacei della Lombardia. Paleontografia italiana vol. 4.
- 1898—1900. E. MARIANI. Ammoniti del senoniano lombardo. Mem. R. Ist. lomb. vol. 18.
1899. G. DE ALESSANDRI. Osservazione geologiche sulla cretaceo e sull'eocene della Lombardia. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 38.
- E. MARIANI. Fossile del giura e dell'infracretaceo nella Lombardia. Atti Soc. ital. Sc. nat. Torino vol. 38.
1900. C. RIVA. Sul metamorfismo subito dai gneiss a contatto coi porfidi quarziferi nelle vicinanze di Porto Ceresio. Rend. R. Ist. lomb. Sc. nat. vol. 33.
1901. A. v. BISTRAM. Ueber geologische Aufnahmen zwischen Luganer und Comersee. Centralbl. f. Min. usw. No. 24.
- E. MARIANI. Su alcuni fossili del Trias medio dei dintorni di Porto Valtravaglia e sulla fauna della dolomia del Mt. S. Salvatore. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 40.
1902. E. REPOSSI. Il minosauro degli strati triasici di Besano in Lombardia. Atti Soc. ital. Sc. nat. vol. 41.
- T. TARAMELLI. Di alcune condizioni tectoniche nella Lombardia occidentale. Boll. soc. geol. ital. vol. 21.
1903. T. TARAMELLI. I tre laghi. Milano.

- G. ARTHABER. Die Alpine Trias des Mediterangebietes. *Lethaea geognostica* 2 Teil I Band: Trias, Stuttgart.
1904. A. v. BISTRAM. Das Dolomitgebiet der Luganeralpen. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.* Bd. 14.
1904. KRAHMANN. Rapporto sulla minera di galena argentifera di Cavagnano (Cuasso al Monte) Varese.
1904. E. MARIANI. Appunti geologici sul secondario della Lombardia occidentale. *Atti soc. ital. Sc. nat.* vol. 43.
1909. A. PENCK. Die Insubrischen Gletscher. Aus Penck und Brückner. *Die Alpen im Eiszeitalter.* Leipzig.
- E. REPOSSI. Gli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. *Atti soc. ital. Sc. nat.* vol. 48.
- — Gli scisti bituminosi di Besano. *Rend. R. Acad. Lincei ser. 5* vol. 18 fasc. 1.
1910. G. DE ALESSANDRI. Studi sui pesci triasici della Lombardia. *Mem. soc. ital. Sc. nat.* vol. 7.
- W. KRONECKER. Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. *Centrbl. f. Min. usw.*
1911. B. G. ESCHER. Ueber die prätriasische Faltung in den Westalpen. Amsterdam.
1912. G. AIRAGHI. I molluschi degli scisti bituminosi di Besano in Lombardia. *Atti soc. ital. Sc. nat.* vol. 51.
- H. REICH. Ueber ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganersees. *Centrbl. f. Min. usw.*
- E. REPOSSI. Gli scisti bituminosi di Besano e la loro utilizzazione industriale. *Riv. mens. „Natura“* vol. 2 Pavia.
1913. G. ZURKIRCH. Die Südalpen zwischen Langensee und Valganna M. S. Min. Petr. Inst. Univ. Basel.
- H. RASSMUS. Gebirgsbau der lombardischen Alpen. *Z. deutsch. Geol. Ges.* Bd. 65.
- B. G. ESCHER. Geologie und Petrographie der San Salvatore Halbinsel bei Lugano. *Ecl. geol. helv.* 12/5.
- — Vroegere en tegenwoordige opvattingen omtrent de geologie van het porphyry gebied van Lugano. *Hand. v. d. 14e Nederl. Nat. en Gen. Congr.*
1914. M. HORN. Ueber die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Königsberg.
1916. R. STAUB. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz.*
- A. FRAUENFELDER. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. *Ecl. geol. helv.* vol. 14.
1917. O. SEITZ. Ueber die Tektonik der Luganeralpen. *Verh. naturh. Ver. zu Heidelberg.* N. F. Bd. 13/3.
1919. F. P. MÜLLER. Notiz über die Randzone des Dolomitgebietes zwischen östlichem Teil des Luganersees und V. Colla. *Centralbl. für Min. usw.* no. 526.
1920. B. C. RENZ. Beiträge zur Kenntnis der Jura formation im Gebiet des Monte Generoso. *Ecl. geol. helv.* vol. 15.
1921. ALB. HEIM. Geologie der Schweiz. 3^o Teil abschn. H. Südalpen.
1922. C. RENZ. Einige Tessiner Ober Lias Ammoniten. *Ecl. geol. helv.* vol. 17.
1923. P. KELTSERBORN. Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. *Verh. Naturf. Ges. Basel.* Bd. 34.
1924. R. STAUB. Bau der Alpen.
- A. SENN. Beiträge zur Geologie des Alpensüdlandes zwischen Mendresio und Varese. *Ecl. geol. helv.* vol. 18.
1925. PH. H. KUENEN. The porphyry district of Lugano West of Valganna. *Leid. Geol. Med. I.*
- L. U. DE SITTE. Les porphyres luganois entre le lac de Lugano et le Valganna. *Leid. Geol. Med. I.*
- E. FOSSA—MANCINI. Appunti sulla geologia di una parte del circondario di Varese. *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* Vol. 50.
1926. P. LEUZINGER. Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia. *Ecl. geol. helv.* vol. 20.

1927. CH. E. A. HARLOFF. The geology of the porphory district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. Leid. Geol. Med. II.
1929. J. VAN HOUTEN. Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Ecl. geol. helv. vol. 22.
1930. P. BRUNNER. Die Tresa als Abfluss des Lago di Lugano. Mitt. der geogr. ethnogr. Ges. Zürich Bd. 30.
- D. J. DOUGLAS. Die geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. Leid. Geol. Med. III.
- 1930—35. B. PEYER. Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. Abh. Schw. Pal. Ges. 1930—35, 1—8 deel (Vertebraten).
1932. P. BEARTH. Die Ganggesteine des Malcantone. Bull. Suisse d. Min. Petr. Bd. XII.
- G. HADRIL. Zur Petrographie der Bitumenmergel von Meride am Luganersee. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. 12.
- L. G. NANGERONI. Carta geognostico-geologica della provincia di Varese con uno studio sulla geologia, le rocce e le forme del terreno della regione varesina. Varese.
- — La struttura geologica de territorio della provincia di Varese. Ann. di sperim. agraria vol. 6.
- U. PAGLIARINI. I terreni della provincia di Varese. Ann. di sperim. agraria vol. 6.
1934. J. CADESCH. Geologie der Schweizeralpen. Zürich.
- H. ANNAHEIM. Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano. Ecl. geol. helv. vol. 27.
- H. ANNAHEIM. Quartäre Ablagerungen in der Umgebung Luganos. Verh. Schw. Naturf. Ges. 115, 2e deel.
- H. ANNAHEIM. Zur Morphologie des Luganerseegebietes. Verh. Schw. Naturf. Ges. 115/2.
- ERNST KÜNDIG. Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik. Verh. Schw. Naturf. Ges. 115, 2e deel.
- H. PREESWERK und M. REINHARD. Geol. Uebersicht über das Tessin. Geol. Führer d. Schweiz fasc. 3.
- FR. WEBER und FR. QUERVAIN. Umgebung von Lugano. Geol. Führer d. Schweiz, fasc. 11.
1935. J. J. DOZY. Ueber das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Med. VII.
- P. BEEK. Ueber das Pliozän und Quartär am Alpensüdrand zwischen Sesia und Iseosee. Ecl. geol. helv. vol. 28.
- H. ANNAHEIM. Karte zur Morphogenese des Luganerseegebietes. Schw. Geogr. Jahrg. 12 H. 3.
1936. H. ANNAHEIM. Die Landschaftformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abh. 3e R. Heft 8, Stuttgart.
1936. F. WEBER. Poststrassen im Süd Tessin. Géologie édit. La Poste fédérale Suisse.
1937. C. M. KOOMANS. Der Chemismus des Luganer Porphyrgbietes. Leid. Geol. Med. IX.
- L. VONDERSCHEIMT. Die Luganer Hauptverwerfung bei Melano und die als Ueberschiebung gedeutete Sackung von Castelletto. Ecl. geol. helv. Vol. 30, No. 2, p. 236.