

**DE GEOLOGIE VAN HET GEBIED TUSSCHEN DE
BREMBO EN DE SERIO NOORDELIJK VAN DE
BERGKAM MONTE MENNA - PIZZO ARERA**

DOOR

H. C. RAASVELDT.

Met plaat 8 en 9.

INHOUD.		Blz.
I.	Inleiding	193
II.	Historisch overzicht	196
III.	Stratigrafie	198
	A. Het grondgebergte	198
	B. De amfiboliet	198
	C. Het basaalconglomeraat	199
	D. De Collio	200
	1. de Collioschisten (niet vulkanische serie)	201
	2. de efflata (vulkanische serie)	202
	3. de porfieren	204
	4. de porfierieten	205
	5. de variatie in de dikte van de Collio	205
	E. De Verrucano	208
	F. De Servino	209
	G. De Valsecca	210
	H. De Esino	212
	I. De Raibl ¹⁾	213
	J. Het Kwartair	215
IV.	De invloed van de geologie op de morfologie	217
V.	Tektonische beïnvloeding van gesteenten	220
	A. Tektonische breccies, mylonieten, e. d.	220
	B. Schistositeit en Clivage	224
VI.	Tektonische beschrijving van het gebied	228
	A. De opschuivingen met noordwaarts gerichte bewe- ging	228
	B. De tektoniek van het Valle di Mezzeno en het Val Vedra	233
	C. De Arera terugschuivingen	241
	D. De storingen in de Brembo en de horst van Bta dei Muffi	245
	E. De transversaalverschuivingen in de Valcanale flexuur	247
VII.	Tektonische Synthese	249
VIII.	Literatuur	259
IX.	Riassunto in italiano	260

¹⁾ Genoemd naar de plaats Raibl in NE Italië. De Duitse schrijfwijze is Raibler.

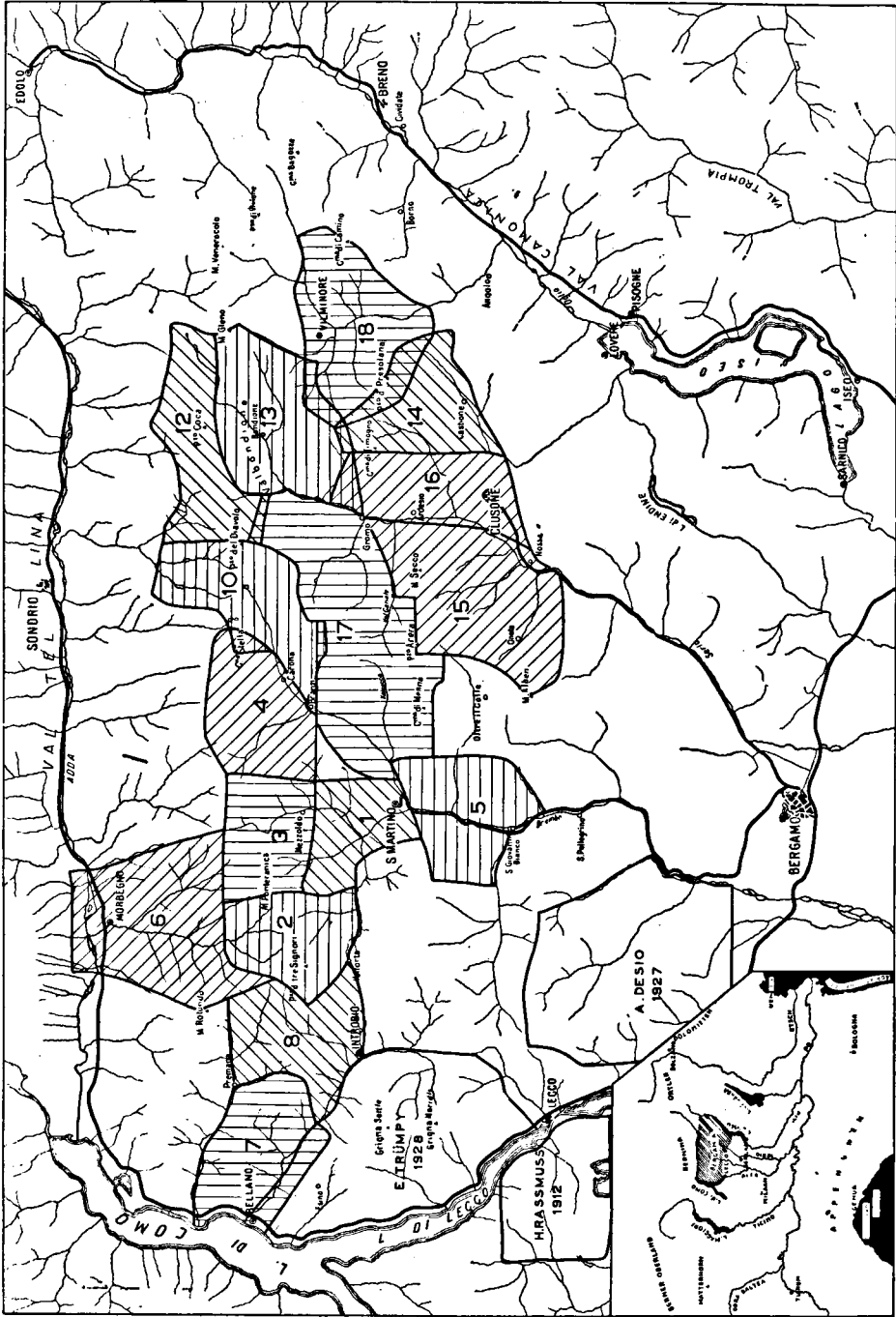


Fig. 1. Overzichtskaart van de Bergamasker Alpen, 1:500.000.

- No. 1. J. COSIJN, De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. 1928, L. G. M. II, p. 251—324.
- No. 2. W. J. JONG, Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina. 1928, L. G. M. III, S. 48—104.
- No. 3. TH. H. F. KLOMPÉ, Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. 1929, Diss.
- No. 4. J. H. L. WENNEKERS, De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. 1930, L. G. M. III, p. 265—333.
- No. 5. G. L. HOFSTEENGE, La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses Affluents entre Lenna et San Pellegrino. 1931, L. G. M. IV, p. 25—82.
- No. 6. S. W. TROMP, La Géologie du Val del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes. 1932, L. G. M. IV, p. 123—230.
- No. 7. W. L. BUNING, De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. 1932, L. G. M. V, p. 321—399.
- No. 8. R. D. CROMMELIN, La Géologie de la Valsassina et de la Région, adjacente au Nord. 1932, L. G. M. IV, p. 400—459.
- No. 8a. J. H. L. WENNEKERS, The Structure of the Bergamo Alps compared with that of the Northwest Highlands of Scotland. 1932, L. G. M. IV, p. 83—93.
- No. 9. G. L. HOFSTEENGE, Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen. 1934, L. G. M. VI, p. 59—78.
- No. 10. J. J. DOZY, Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo dell Diavolo di Tenda. 1935, L. G. M. VI, S. 133—230.
- No. 10a. J. J. DOZY, Ueber das Perm der Südalpen. 1935, L. G. M. VII, S. 41—62.
- No. 11. J. J. DOZY, Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. 1935, L. G. M. VII, S. 63—84.
- No. 12. J. J. DOZY und P. D. TIMMERMANS, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen. 1935, L. G. M. VII, S. 85—109.
- No. 13. J. WEEDA, La Géologie de la Vallée Supérieure du Serio. 1936, L. G. M. VIII, p. 1—54.
- No. 14. W. A. VISSER, Die Geologie der westlichen und suedlichen Abhaenge des Pizzo della Presolana und des Monte Ferrante. 1937, L. G. M. IX, S. 108—176.
- No. 15. H. C. A. SWOLFS, Verslag bij de Geologische kaart van de Bergkam M.te Secco—P.zo Arera en van het stroomgebied van de Torrente Riso (Valle Seriana). 1938, L. G. M. X, p. 111—145.
- No. 16. H. C. A. SWOLFS, De Geologie van het Westelijk Deel van de Presolana-Groep. 1938, L. G. M. X, p. 147—215.
- No. 17. H. C. RAASVELDT, De Geologie van het gebied tusschen de Brembo en de Serio noordelijk van de bergkam Mont Menna—Pizzo Arera. L. G. M. XI.
- No. 18. G. L. KRÖL, De Geologie van het Valle di Scalve en het Valle Nembo. L. G. M. XI.

De nummering komt overeen met de getallen op de kaart aangegeven en geeft bovendien de opeenvolging van de „Bijdragen tot de geologie der Bergamasker Alpen.

De moderne karteringen die niet uitgegaan zijn van de Leidsche Universiteit zijn met auteursnaam en jaar van publicatie aangegeven.

GEBRUIKTE AFKORTINGEN.

N, S, E, W is respectievelijk Noord, Zuid, Oost, West of Noorden, Zuiden, Oosten, Westen.

Bta = Baita; Pzo = Pizzo; Pso = Passo; M = Mte = Monte; Cta = Costa.
De afkortingen CAO, VO, BB, GB, PB, OB, AT en MS zijn in de geologische kaart verklaard.

Het tusschen haakjes geplaatste bij Mte Spondone (G 4), enz.geeft een vakje (zooals bij het schaakspel gebruikelijk) op de geologische kaart weer, waar wij deze berg moeten zoeken.

Voor de driehoekige teekentjes bij de breuken zie men de verklaring bij fig. 12.

N.B. Om redenen, welke G. L. KROL uiteen zal zetten (bijdr. 18), is het beter de overschuiving, die H. C. A. SWOLFS (bijdr. 15 en 16) de naam Presolana overschuiving heeft gegeven, voortaan de Timogno overschuiving te noemen, omdat uit de studies van KROL is gebleken, dat deze overschuiving bij de Cima di Timogno haar maximum overschuivingsbedrag heeft.

I. INLEIDING.

Deze studie vormt een bijdrage tot het systematisch-geologisch onderzoek van de Bergamasker Alpen, hetwelk sinds 1926 van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie te Leiden is uitgegaan. Sinds 1926 werden de karteeringsresultaten van 14 gebieden gepubliceerd, zooals op bijgaand overzichtskaartje (fig. 1) is weergegeven en verschenen in totaal 18 publicaties als „bijdrage tot de geologie der Bergamasker Alpen”.

De Lombardische Vooralpen, welke een deel zijn der Zuid-Alpen, worden door de Italianen van E naar W verdeeld in Vareser, Comasker, Leccheser, Bergamasker en Brescianer Alpen naar de plaatsen Varese, Como, Lecco, Bergamo (50 km NE van Milaan) en Brescia. In het buitenland is deze verdeling weinig populair geworden en in het algemeen verstaat men onder Bergamasker Alpen dat gedeelte der Alpen ten N van Bergamo en ten S van het Val Tellina, tusschen het Lago di Como met de Adda en het Val Comonica. Orobische Alpen is een synoniem voor Bergamasker Alpen.

Zij behooren tot 4 van de 96 provincies waarin Italië wordt verdeeld, nl. tot de provincies Como, Sondrio, Brescia en Bergamo, welke allen deel uitmaken van het district (compartimento) Lombardije. Het bestudeerde gebied valt geheel in de provincie Bergamo.

Het gebergte wordt door 4 groote riviersystemen ontwaterd, nl. de Adda, welke uit het meer van Lecco (zooals de vertakking naar het SE van het meer van Como wordt genoemd) naar het S stroomt, de Brembo en de Serio, groote zijrivieren van de Adda, en tenslotte de Oglio, welke door het meer van Iseo stroomt. Het gekarteerde gebied ligt tusschen de Brembo en de Serio; in het S wordt het begrensd door een bergkam, waarvan de hoogste toppen de Monte Menna (2300 m), de Pzo Arera (2512 m) en de Cima del Fop (2332 m) zijn. Verder sluit het geheel op reeds bestudeerde gebieden aan, welke zijn bewerkt door G. L. HOFSTEENGE (1931), J. COSIJN (1928), J. H. L. WENNEKERS (1930), J. J. DOZY (1935), J. WEEDA (1936) en H. C. A. SWOLFS (1938).

In de zomer van 1936 werd met de studie van het oostelijk gedeelte aangevangen. Het grondgebergte, dat vrij eentonig bleek te zijn ontwikkeld, en het Perm werden in kaart gebracht en de kalken ten SW van Valcanale verkend. In 1937 werd voornamelijk de tektoniek dezer Triaskalken tot aan de Pizzo Arera ontraadseld. Hierbij kwam eerst recht de buitengewoon gecompliceerde tektoniek van deze kalken aan het licht. Zonder een nauwe samenwerking met collega SWOLFS, die toen het zuidelijk aansluitend gebied bewerkte, zou het veel meer moeite gekost hebben hetzelfde resultaat te bereiken.

In de loop van het onderzoek deed zich reeds dadelijk de behoefte gelden, het vervolg der structuren van de Pzo Arera naar het W te zoeken. Van belangrijke tektonische eenheden, zooals de Ardesio-opschuiving, de Arera-terugschuivingen en de synclinale van de Bta del Fop mocht worden verondersteld dat zij zich meer westelijk van de Arera nog zouden voortzetten. Aangezien geheel in het W uit onderzoekingen van HOFSTEENGE en COSLIN reeds was gebleken, dat vanaf de Raibl-

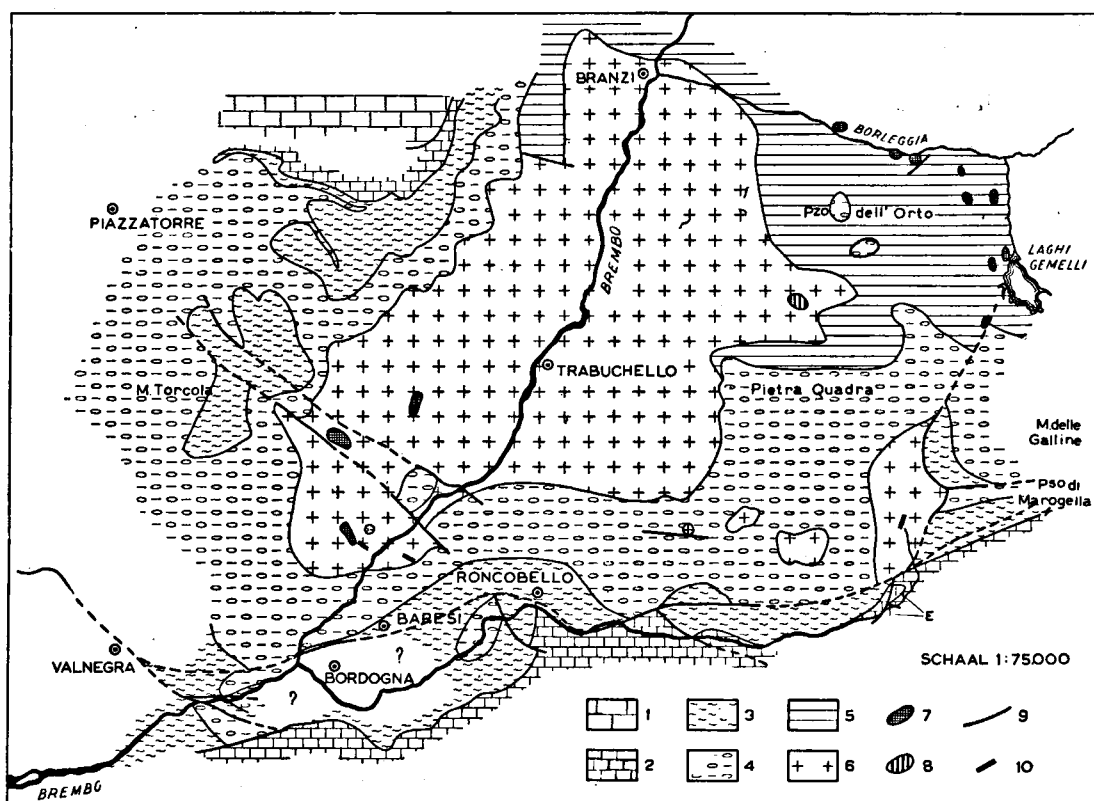


Fig. 2.

1 = Esino, 2 = Valsecca, 3 = Servino, 4 = Verrucano,
5 = Collio, 6 = porfier, 7 = porfieriet, 8 = „Mandelstein“-porfieriet,
9 = breuken, 10 = barietmijnen.

kalken van de Mte Ortighera tot aan de Verrucano een normale opeenvolging bestond, drong zich de vraag op, hoe deze storingen naar het W zouden uitloopen. Deze problemen werden in 1938 uitgewerkt. De Arera terugschuivingen en de synclinale van de Bta del Fop bleken op een belangrijke transversaalstoring, de Laggi Gemelli-breuk, dood te loopen. Hierbij kwam eerst recht uit, dat het onmogelijk was, mij tot de kalken te beperken.

Het permische gebied ten N van de Valcanale-opschuiving was reeds eerder door BOUMAN opgenoemen, doch niet uitgewerkt. Een kaart met de resultaten van zijn karteeringswerk is in het archief van het geologisch Museum aanwezig (zie fig. 2). In de zomer van 1937 bleek mij reeds, dat ik mij met verschillende gedeelten van zijn kaart niet kon vereenigen, o.a. met de karteering van de kwartsporfier van Trabuchello en met de tektoniek ter plaatse. Aangezien ik voor het begrijpen van de tektoniek van het Vle di Mezzeno en de Mte Vetro, mijn karteering reeds tot Laghi Gemelli moest uitbreiden, besloot ik het Perm aan een nieuw onderzoek te onderwerpen. De resultaten van dit onderzoek zijn eveneens op de geologische kaart weergegeven. Zooals men ziet komen onze resultaten, behalve bovengenoemde afwijkingen bij Trabuchello en een storing bij Capo Valle, vrij goed overeen.

Door BOUMAN werd een groote hoeveelheid materiaal verzameld, dat met de zeer vele daarvan gemaakte slijpplaatjes in het Museum te Leiden wordt bewaard. Daar de bewerking van het Perm door mij vooral is uitgevoerd om de tektoniek van dit gedeelte te kennen en het geologisch onderzoek van het centrale deel der Bergamasker Alpen af te sluiten, zal ik van een petrografische beschrijving der optredende gesteenten afzien. Het Perm ten E der Laghi Gemelli (H. 5) is analoog ontwikkeld als ten W daarvan. Het heeft dus weinig zin van het oostelijk gedeelte nogmaals een uitgebreide en kostbare collectie slijpplaatjes aan te leggen. Intusschen blijft het wenschelijk, alsnog een petrografische bewerking van het materiaal van BOUMAN te doen plaats vinden!

Bij de karteering werd voor de topografische ondergrond gebruik gemaakt van de bladen:

F 33	IV	NE	S. Martino dei Calvi.
F 33	III	NO	Roncobello.
F 18	II	SO	Branzi.
F 33	III	NE	Valcanale.
F 18	II	SE	Pizzo del Diavolo.
F 19	III	SO	Valbondione.

Al de genoemde kaarten zijn opnieuw bewerkt in de schaal 1:25000 en maken deel uit van de Carta d'Italia.

In het geheel besteedde ik tien maanden veldwerk aan dit gebied, dat ongeveer een oppervlakte van 158 km² heeft. De topografie is tamelijk steil, het grootste hoogteverschil is 2100 m, tusschen Valnegra (600 m) en Pzo Poris (2712 m).

II. HISTORISCH OVERZICHT.

De eerste geologische kaart van het bestudeerde gebied verscheen in 1877 van de hand van CURIONI (lit. 6). Deze kaart strekte zich uit van het Lago Maggiore tot het Lago di Garda en werd opgenomen op de schaal 1:86400 doch tweemaal verkleind gepubliceerd (1:172800). Voor de tijd, waarin zij verscheen moet zij een meesterwerk geweest zijn, aangezien zij, in 1875 te Parijs tentoongesteld, een prijs verwierf van het daar samengekomen Internationale Geografische Congres.

Bij de beoordeeling van de kaart moeten wij dus de schaal en haar ouderdom in aanmerking nemen. Zij is meer een kaart welke diverse gesteentesoorten aangeeft, zoodat wij in stratigrafisch-geologisch opzicht niet te hooge eischen aan haar mogen stellen. De Verrucano in het westelijk gedeelte van ons gebied en in de omgeving van Bani werd door CURIONI afzonderlijk weergegeven, doch er werd een triadische ouderdom aan toegekend. De Servino bij Moio dei Calvi (A. 3) noemde hij permisch. Bij Trabucello gaf hij „glimmerhoudende kwartsieten” weer; tot deze gesteenten rekende hij tevens de overige Verrucano. De Collio en het grondgebergte vatte hij samen onder de naam: kwartsieten en kalkhoudende dolomieten; ouderdom: carbonisch.

Kort hierna, in 1881, gaf VARISCO een geologische kaart uit van de provincie Bergamo (lit. 20) in schaal 1:75000, welke de waarheid beduidend beter benadert. Hetgeen wij tegenwoordig Verrucano noemen rekent hij echter eveneens tot de onder Trias. De naam Verrucano daarentegen gebruikte hij voor onze efflata en porfieren te zamen (Perm). De Caronaschisten en de porfier van de Mte Cagianca, welke laatste hij niet als zoodanig herkende, noemt hij Carboon. De formatie- en faciesgrenzen zijn echter, globaal, goed weergegeven. Zeer juist rekent hij de kalken van de Corno Branchino tot de Raibl.

In 1890 gaf TARAMELLI een geologische kaart van Lombardije uit op schaal 1:250000, waarin hij het hier besproken gedeelte van de kaart van VARISCO geheel overnam.

Van een moderne geologische kaart kunnen wij pas spreken in 1903 bij het uitkomen van de kaart van PORRO, schaal 1:100000. Deze kaart, waaraan hij 6 jaar werkte, beantwoordt geheel aan de eischen welke men aan een kaart op deze schaal kan stellen. Dat wij bij een karteer- ing op 4 maal zoo groote schaal en met gebruikmaking van moderne topografische kaarten veel meer details kunnen toonen, zal niemand ver- bazen. Principieele fouten heb ik aan PORRO's werk, wat het bestudeerde gebied betreft, niet kunnen constateeren. De veranderingen welke ik in zijn kaart moet aanbrengen, moet men meer opvatten als een detaillee-

ring daarvan dan als een correctie. Men vergelijkte hiertoe beide kaarten met elkaar.

CACCIAMALI publiceerde in 1930 een tektonisch werk, waarbij hij vooral steunde op de kaart van PORRO. Hij neemt een reeks anticlinalen aan en laat daaruit naar het S gerichte plooioverschuivingen ontstaan. Zijn tektonische overzichtskaart en de tektonische interpretatie, welke hij in de figuur op p. 253 van PORRO's kaart geeft, is in strijd met de feiten zooals die bij deze karteering zijn komen vast te staan, waarvan een ieder zich zonder meer kan overtuigen, die zich naar de hier bedoelde streken begeeft.

CAFFI stelde in een publicatie van 1909 reeds eenige volkomen juiste verbeteringen voor in de kaart van PORRO, vooral wat betreft het voorkomen van de Valsecca en de Servino (lit. 3). Dit laatste behoeft ons niet te verwonderen, daar PORRO slechts dáár Servino karteerde, waar hij door fossielen werd gedwongen een werfenien-ouderdom aan te nemen. Op zijn kaart is dus te weinig Servino weergegeven. Een begrijpelijke vergissing is, dat CAFFI de mergelige overschuivingsbreecie van de Bta Caprarizzo voor de bovenste Servino, de dolomia cariata, hield. Hiertoe werd hij gedreven doordat hij de gelaagde donkere kalken daaronder als „Musschelkalk" opvatte. Deze kalken vormen een zeer steile, zwaar begroeide, en dus moeilijk bereikbare helling. Voor de verklaring van de optredende Valsecca en „boven Servino" moest hij nu een zeer scherpe anticlinale aannemen, welke zoover wegerodeerde, dat de „Servino" daardoor te voorschijn kwam. (Hoe hij zich deze anticlinale dacht, is mij niet duidelijk, aangezien boven de Servino geen Valsecca doch, wel is waar gelaagde, Esino voorkomt.) Nu de door hem voor Valsecca gehouden lagen zijn gebleken Raibl te zijn, komt dus zijn verklaring, waarin hij geen gebruik wenschte te maken van een overschuiving (zooals PORRO), te vervallen.

Het is CAFFI's groote verdienste de bijzonder rijke fossielvindplaats bij La Gegna (D. 2) te hebben ontdekt, die hij onder de aandacht bracht van de professoren TARAMELLI en TOMASSI, welke laatste in 1911 een publicatie het licht gaf, waarin een groot aantal soorten werden beschreven.

III. STRATIGRAFIE.

A. Het grondgebergte.

Dit complex blijkt in het bestudeerde gebied vrij eentonig te zijn ontwikkeld, het gesteente behoort nl. tot de groep van glimmerschisten.

Hiertoe behooren muscovietschisten, twee-glimmerschisten, granaatglimmerschisten en kwartsieten. Granaatglimmerschisten treden voornamelijk op bij de Pso di Portula (M. 6) en bij Bta Nedulo (O. 5). Plaatselijk bestaat het gesteente bijna uitsluitend uit glimmer. De kwartsieten bestaan uit een afwisseling van enkele mm dikke, bijna geheel uit fijnkorrelige kwarts bestaande, laagjes, gescheiden door glimmerrijke vlakken. De verweeringskleur van dit laatste gesteente is roodbruin. De kwartsieten en de glimmerschisten wisselen elkaar over korte afstand af.

Omtrent de ouderdom van het grondgebergte is niets met zekerheid te zeggen. Dozy acht een archaïsche of hoogstens cambrische ouderdom waarschijnlijk. TROMP denkt zich de ouderdom van het grondgebergte in het W tusschen Siluur en Carboon (bijdr. 6, p. 204)¹⁾.

B. De amfiboliet.

Dit gesteente heeft slechts een beperkte uitbreiding. Het treedt op even ten N van de M della Croce (M. 5), in het Valle del Goglio (N. 4) en in een zeer kleine lens in de glimmerschisten ten E van de Pso di Portula. De juiste plaats kon ik door de veelvuldig optredende mist in het gebied ten E van de Pso di Portula niet bepalen.

Het gesteente is variabel in samenstelling en voorkomen. Vanaf een laaggewijze afwisseling van lichte mineralen met hoornblende, een groen gesteente met witte lagen, bestaan alle overgangen tot vrijwel uitsluitend hoornblende bevattende, donkergroene gesteenten. Deze laatsten vooral zijn zeer schisteus en vallen in dunne platen uiteen.

In de amfibolieten ten N van de Mte della Croce zijn de witte banden, door de lichte mineralen gevormd, in plooien gelegd, welke er voor pleiten dat het gesteente tijdens de vorming van deze plooien zeer visqueus is geweest. Nog andere verschijnselen wijzen op een niet sedimentair ontstaan van dit gesteente. In het Valle del Goglio maken de aangrenzende glimmerschisten den indruk contactmetamorfe te zijn ver-

¹⁾ Het verwijt van Dozy: „Das Alter dieses Grundgebirges wurde von TROMP ohne Bedenken als karbonisch angenommen“ berust op een vergissing (bijdr. 10, p. 140).

anderd. Zij zijn grover kristallijn; de mica, welke zuivere muscoviet is, vormt heldere, groote blaadjes.

Een microscopisch onderzoek van de amfiboliet toonde de volgende mineralen aan: hoornblende, albiet, sporen kwarts?, ilmeniet, rutiel en apatiet. De hoornblende is pleochroïtisch en vertoont de volgende kleuren: lichtgeel, grasgroen en blauwgroen. De blauwgroene kleur treedt steeds op evenwijdig aan de stengelrichting c , die samenvalt met γ .

De samenstelling van een amfiboliet van de Mte della Croce is volgens een analyse van N. HEERTJES in de volgende tabel in kolom I weergegeven. In kolom II staat een analyse van CIRO ANDREATTA, die gelijksoortige amfibolieten beschrijft uit het Alto Adige (lit. 1).

	I	II
SiO ₂	48,36	45,00
TiO ₂	2,22	2,08
Al ₂ O ₃	16,90	15,89
Fe ₂ O ₃	1,14	5,96
FeO	6,75	6,93
MgO	9,80	9,55
CaO	7,75	7,57
MnO	—, —	0,13
K ₂ O	0,66	1,78
Na ₂ O	5,08	2,79
H ₂ O —	0,05	1,98
H ₂ O	1,40	1,98
	100,11	100,11

De interessante petrotektonische studies van ANDREATTA leiden tot tweeërlei amfibolietgangen met verschillende ouderdom. Het gesteente waarvan hierboven de analyse is gegeven, behoort tot de jongsten en wordt door ANDREATTA in verband gebracht met de intrusie van een twee-glimmer-orthogneis. Deze orthogneis is mogelijk mineralogisch te vergelijken met de diorietintrusie van het Valsassina, door CROMMELIN beschreven (bijdrage 8). In dit geval zouden wij de amfibolieten dus moeten opvatten als basische gangen behorende tot genoemde dioritische intrusies, welke schistositeit in het hercynische dyastrofisme is ontstaan. De andere amfibolietgangen van ANDREATTA vertoonen zijns inziens relietstructuren van 2 prehercynische tektonische fasen en zijn dus beduidend ouder.

C. Het basaalconglomeraat.

Het complex permische lagen begint over het algemeen met een gemiddeld 50 m dik conglomeraat. De conglomerationale componenten zijn rolsteenen van kwarts, grondgebergte en porfier. De eersten zijn meest afgerond en bestaan uit witte tot rose (dit door infiltratie van roode ijzeroxyden in barstjes en spleetjes) kwarts, dat hoogstwaarschijnlijk uit het grondgebergte afkomstig is. De rolsteenen van grondgebergte

en porfier hebben meest de vorm van ellipsoïden en maken niet den indruk ver getransporteerd te zijn. De porfier is stellig permisch (Dozy, bijdr. 10a, p. 43), zoodat wij moeten concludeeren dat het basaalconglomeraat afgezet werd in een tijd, waarin elders reeds porfier effusies bestonden. Het conglomeraat met porfier rolsteenen heeft dus stellig een permische ouderdom. Dozy beschreef reeds drie typen van basaalconglomeraat al naar gelang het overheerschen van een der drie bovengenoemde componenten (bijdr. 10). Het eerste type is gekenmerkt door kwartsrolsteenen en algeheele afwezigheid van porfierstukjes. In het hier bestudeerde gebied komt dit type het meest voor en is vooral duidelijk ontwikkeld bij de Mte Cardeto. De conglomeratische componenten zijn ingebet in een fijne glimmerrijke zandsteen, welke vaak zeer fijn is. De kwartsrolsteentjes kunnen soms geheel ontbreken, waardoor een dik pakket ontstaat, dat moeilijk van de sernifiet uit de Verrucano te onderscheiden is. In deze op sernifiet gelijkende gesteenten werden door mij, evenals door Dozy (bijdr. 10, p. 158) langgerekte en kleine cirkelronde indrukken en uitstulpingen waargenomen. Deze zijn in dit gebied beperkt tot het basaalconglomeraat en komen dan ook in de Verrucano sernifiet niet voor. Dergelijke lithologische eigenschappen beschrijft SOLOMON (lit. 14) van de Pietra Simona, die waarschijnlijk een Verrucano ouderdom (boven Perm) heeft. Volgens deze auteur kunnen de indrukken en uitstulpingen echter in verschillende niveau's van het Perm voorkomen.

Van dit porfiervrije type conglomeraten staat de ouderdom niet vast. PORRO beschouwde de bij de Mte Cardeto voorkomende conglomeraten als karbonisch. Dozy rekende haar met de andere conglomeratische afzettingen voorloopig tot het Perm, bij welke opvatting ik mij geheel aansluit.

In de omgeving van Gromo komen grondgebergte- en porfierrolsteenen steeds meer in het basaalconglomeraat voor. Het gesteente is hier overvloedig met kwarts geïnjecteerd, waardoor men een buitengewoon hard en massief gesteente krijgt waarin de kwarts overheerscht en waarin men, geheel verkit, gneisige of porfierachtige stukken kan waarnemen.

Ten S van het Val del Goglio komt geen basaalconglomeraat voor. De Colliotuffen liggen hier direct op glimmerschisten, die makkelijk in kleine stukjes uiteen brokkelen. Dit kan het gevolg zijn van een omwoeling die een breccie in situ heeft doen ontstaan, of wel door een schuivende beweging van het Perm over het Grondgebergte. Echter vond ik geen aanleiding deze inhomogene, in kleine brokjes uiteen vallende glimmerschisten, tot het basaalconglomeraat te rekenen. Een tektonische verklaring is eveneens mogelijk; de schuivende bewegingen zullen hier echter niet van groot bedrag zijn geweest.

D. De Collio.

Onder de naam Collio werd door Dozy reeds het complex van lagen tusschen het Basaalconglomeraat en de Verrucano verstaan. Tot de Collio behooren porfieren en tuffen, in het algemeen gesteenten van

vulkanische oorsprong, en bovendien sedimentaire gesteenten. In de laatsten overheerschen vooral donkere tot zwarte leien, de z.g. Carnaschisten, welke Dozy in een ondiepe zee, een waddenzee, ontstaan denkt.

Deze laatsten vormen tezamen met lichtgrijze, kleiachtige gesteenten en zanden de Collioschisten. Door Dozy werden hier tevens zandige tuffen toe gerekend.

De Collio is door verscheidene onderzoekers op verschillende wijzen ingedeeld. In het algemeen scheiden zij een vulkanisch complex, de porfierserie, af van een hooger liggende, niet vulkanische, serie. Dozy oefende hierop reeds critiek uit (bijdr. 10, p. 163). Inderdaad is mij gebleken, dat in het hier bestudeerde gebied de opvatting, dat een porfierserie de basis van de Collio zou zijn, niet juist is. Ten einde de vorm en verspreiding van het permische vulkanisme te kennen, schrijft Dozy, verdient het aanbeveling de porfieren en de Collioglomeraten afzonderlijk aan te geven. Dit overigens lofwaardige streven is echter niet geheel door te voeren. Bij de Mte Cабianca, waar wij met één groote porfieriëffusie te doen hebben, is dit al heel eenvoudig, meer oostelijk echter treft men een snelle afwisseling aan van kleine porfierstroomden met tuffen. De schaal van de kaart in aanmerking genomen, zijn deze porfieren practisch niet afzonderlijk te karteeren. Het is duidelijk dat wij hier moeten overgaan tot karteering van het complex in zijn geheel als porfierserie.

De indeeling welke ik nu heb gevolgd wijkt eenigszins van die van de vorige onderzoekers af. Groote porfieriëffusiva, die groote platen of lenzen vormen, zijn door mij afzonderlijk gekarteerd. Kleinere uitvloeiingen zijn samen genomen met het overige vulkanische materiaal. Het geheele complex van vulkanische gesteenten is door mij samengevat onder de naam „efflata” of vulkanische serie” in tegenstelling tot de gesteenten van direct sedimentaire aard, de Collioschisten of „niet vulkanische serie”.

De permische ouderdom van de Collio in het Val Trompia werd door Dozy aangetoond met een vondst van Walehia (bijdr. 10a, p. 50). Aangezien men de Colliolagen der Bergamasker Alpen geheel met die in Val Trompia schijnt te kunnen paralleliseeren, nam Dozy een onderpermische ouderdom aan voor alle lagen tusschen Verrucano en Grondgebergte en een bovenpermische ouderdom voor de Verrucanoconglomeraten zelf.

1. *De niet vulkanische serie (Collioschisten).*

Deze bestaat uit zwarte leien of schisten, glimmerrijke fyllieten of wijnroode fijnkorrelige glimmerrijke zandsteenen. Voor de eersten zullen wij de naam Cornaschisten reserveeren. Zij komen voornamelijk voor in het noordelijk gedeelte van het gebied, in de kam van de Pizzo Ceppo—Pizzo Poris, ten W van de porfieriëffusie van de Mte Cабianca, Lago Colombo en Lago Marcio en voorts in het Vle Pagherola.

Aan de N voet van de kam van de Mte Pradella komen blauwgrijze, glimmerrijke fyllieten voor, waarin hier en daar groote pyrietkristallen te vinden zijn. Naar het SW gaan zij zijdelings geleidelijk over in roode,

fijnkorrelige, glimmerrijke zandsteenen, die aan Verrucano sernifiet herinneren, welke vooral voorkomen ten N van de Mte Corte.

Dit geheele complex sedimentaire gesteenten kan men onder de naam Collioschisten samenvatten, zooals voordien gebruikelijk was onder geologen van de Leidsche School. Een schist is echter een gesteente, dat schistositeit vertoont en dit kan niet altijd van de tot deze serie behorende gesteenten gezegd worden. Bovendien vertoonen vulkanische gesteenten (vrijwel alle gesteentetuffen) ook schistositeit en zijn dus in zekere zin ook schisten. Daarom geef ik er de voorkeur aan van de „niet vulkanische serie” te spreken.

2. De vulkanische serie (*efflata*).

Voor het onderscheid met de vorige groep heb ik mij bij de kaartering steeds afgevraagd, of het gesteente in hoofdzaak uit duidelijk herkenbare producten van vulkanische oorsprong bestaat of niet. Het onderscheid is steeds met het bloote oog bepaald, zoodat de korrelgrootte hierbij een zekere rol speelt. In de Caronaschisten komen horizonten voor, welke hoofdzakelijk uit glastuf, dus een vulkanisch gesteente bestaan. Deze zijn echter van ondergeschikt belang en geven het gesteente in zijn geheel niet het karakter van een vulkanische afzetting, omdat de glastuffen, meest sterk verontreinigd met donker, kleiig materiaal, hoofdzakelijk in zeer dunne laagjes voorkomen. Getransporteerde tuffen (tufzandsteenen) en conglomeraten bestaande uit porfierrolsteenen met weinig niet vulkanisch materiaal, zijn onder de *efflata* ondergebracht. De door mij gevolgde indeeling komt dus niet met die van Dozy overeen (men beschouwe de legenda van zijn geologische kaart), aangezien ik zijn „sandige Tuffe” en veel van zijn psammitisch materiaal, als zijnde vulkanische gesteenten, met zijn „konglomeratische Tuffe” heb vereenigd.

De groote effusies bepalen min of meer de plaats der vulkaanhaarden, de *efflata* bepalen de plaats tot waar zich het vulkanisme nog duidelijk liet gelden en de Collioschisten geven gebieden aan welke zóóver van de centra van vulkanische activiteit verwijderd zijn, dat men haar invloed nog slechts merkt uit periodiek optredende aschregens.

De groote porfiereffusieva doen zich in het terrein gelden als een karakteristiek geologisch gesteente, dat duidelijke verschillen vertoont met de „*efflata*” (vulkanische serie). De laatsten vertoonen vrijwel steeds schistositeit en gelaagdheid, waardoor zij gemakkelijker aan de verweering ten prooi vallen dan eerstgenoemden. De wortels van planten dringen gemakkelijker tusschen de spleten in de gelaagdheid en schistositeit, zoodat de vulkanische serie vrijwel steeds met struiken of gras begroeid is. De porfieren daarentegen vormen kale, steile wanden, waarop de vegetatie weinig vat heeft. De in de *efflata* voorkomende kleine porfieruitvloeiingen zijn eveneens schisteus geworden en vormen met de omliggende tuffen een min of meer homogeen gesteente van de bepaalde, bovenomschreven eigenschappen.

Wat de porfier van Trabuchello betreft heb ik een andere opvatting dan PORRO en BOUMAN. Het geheele complex gesteente van de Verru-

canogrens tot in het dal van Fondra karteerden zij als porfier¹⁾. Slaat men het vrijwel horizontaal loopende pad in, dat langs de oostelijke Brembowand van de Pso del Vendulo (D. 3) naar Bta dei Grassi (F. 5) loopt, dan ziet men in het W onder de Verrucano een hooge, steile, onbegroeide wand, welke uit porfier bestaat. Hieronder komt een zachtglooiend terrein voor met uitstekende weidegronden, welke toebehooren aan de „frazioni”: Pusdosso, Cornelli, Foppa, etc. In de ontsluitingen welke men ter plaatse in de weiden aantreft, vindt men een zeer zacht schisteus gesteente, dat geheel afwijkt van de buitengewoon harde porfieren er boven, welke laatste geen spoor van schistositeit vertoonen. Mijns inziens hebben wij hier te doen met een complex tuffen, onder de porfier. In deze tuffen bevinden zich stellig kleine porfiereffusies, deze zijn echter veel zachter en verweeren gemakkelijk. De onder de Trabuchello porfier voorkomende gesteenten heb ik bij de efflata ondergebracht. Door het verschil in karakter tusschen beide gesteenten kan men reeds van verre (zeer duidelijk van bovengenoemd pad) het verloop der storingen waarnemen.

In het meest noordelijke gedeelte van ons gebied vormen de vulkanische gesteenten de basis van de Collio. Blijkbaar heeft in de onder Collio-tijd de vulkanische activiteit een grootere laterale verbreiding gehad, doch in het bestudeerde gebied een kleinere intensiteit. De groote effusies van de Mte Cабianca en de Costa di Corna Rossa hebben zich in een later stadium ingezet. Het jongst is de groote uitvloeijing van Trabuchello geweest. Meer noordelijk heeft zich in de allerjongste Collio weer vulkanische activiteit doen gelden, welke veel basischer producten leverde. Het zijn hier hoofdzakelijk porfierieten, die overheerschen. Zij komen voor in het hoogste gedeelte van de kam Pzo Poris—Pzo Ceppo. Aangezien wij hierbij met een zeer dun complex te doen hebben, is zij op de geologische kaart niet weergegeven.

In de vulkanische serie zijn door mij de volgende gesteenten waargenomen: monogene tufbreccies, monogesteentetuffen, kristalgesteentetuffen, kristaltuffen, kristalglastuffen en glastuffen²⁾. Voorts getransporteerde pyroclastische gesteenten, tufconglomeraten en tufzandsteenen. Bovendien vinden wij conglomeraten van porfierrolsteenen, de afbraakproducten der porfiereffusies.

Bijzondere aandacht verdienen gesteenten, aan welke Dozy reeds de naam conglomeratische tuffen gaf. Zij komen voor bij Bta Corte di Mezzo, ten W van de Bta delle Foppe, ten W van de Bta Campo en in het boven Val Sanguigno dal. Ten N van de porfier van de Bta Campo volgt een zeer dik complex van deze „tuffen”, die een steile wand vormen en zodoende een mooi profiel door dit gesteente te zien geven. Merkwaardig is de groote variatie naar vorm en samenstelling van de componenten dezer „conglomeraten”. Naast afgeronde porfierrolsteenen,

¹⁾ PORRO maakte echter in lit. 10 onderscheid tusschen de kwartsporfieren „tipo granuloso a felsitico” en „tipo sericitico laminato”.

²⁾ De gebruikte nomenclatuur is die van PIRSSON en WENTWORTH—WILLIAMS met de veranderingen welke SWOLFS heeft voorgesteld. Zie H. C. A. SWOLFS, bijdr. 16, p. 8 en 9.

welke een gemiddelde diameter van 20 cm hebben, doch verder alle afmetingen bezitten tot 2 m toe, komen brokken voor, die niet de geringste afronding vertoonen en uit welker vorm men moet concludeeren dat zij direct ter plaatse zijn gedeponneerd. Mijns inziens hebben wij hier te doen met een zeer grof conglomeraat, dat tijdens de afzetting, tengevolge van erupties, met vulkanische uitwerpselen werd vermengd.

3. De porfieren.

De grootste porfiereffusie komt voor bij Trabuchello. Uit profiel B volgt, dat zij een maximale dikte van 700 m heeft. Vlak tegen de Laghi Gemelli Breuk, bij Bta di Campo (G. 3) moet zij ten minste nog 400 m dik zijn. In het S en W ligt de porfier direct onder de Verrucano; pas naar het N en NE bij Pietra Quadra wordt zij bedekt door tuffen en tufconglomeraten. In het S komt zij op enkele kleine plaatsen door de diepinsnijdende erosie onder de bedekkende Verrucano te voorschijn. Wij moeten aannemen, dat de porfierlens van Trabuchello zich onder de Verrucano tot aan Bta di Campo uitstrekt. In het N kunnen wij deze lens tot voorbij Branzi vervolgen.

De porfieren van Trabuchello en de Costa di Corna Rossa (L. 4) toonen naar de samenstelling en de manier van verweeren groote overeenkomst. Het zijn lichtgekleurde kwartsporfieren met macroscopisch herkenbare kwartsfenokristen.

De porfier van de Mte Cабianca is donkerder; zij heeft een groene tint en is over het algemeen zeer fijnkorrelig, zoodat fenokristen met het bloote oog en vaak zelfs met de loupe niet te onderscheiden zijn. Daar zij in het W aan de Caronaschisten grenst, en Dozy mededeelt dat in het N de porfier op deze mariene sedimenten voorkomt, moeten wij aannemen dat wij, zoodat niet met een submariene effusie, dan toch wel met een eruptie te doen hebben, welke aan de zuidelijke kust van de permische zee plaats vond en waarbij de lava gedeeltelijk in zee gestroomd is.

Het permische vulkanisme is zeer hevig geweest. Geweldige massa's lava stroomden uit in de onmiddellijke nabijheid van de ondiepe permische zee. De lava moet zeer dik vloeibaar zijn geweest, gezien de enorme dikte der uitvloeijingen ten opzichte van het oppervlak dat zij innemen. Een globale berekening geeft de volgende grootheden:

effusie van:	oppervlak in km ²	inhoud in km ³	gemidd. dikte
Trabuchello	25,7	10,3	400 m
Mte Cабianca	3,6	1,1	300 m
Cta di Corna Rossa	0,7	0,1	200 m

Wij moeten ons voorstellen, dat deze geweldige effusies werden voorafgegaan, onderbroken en gevolgd door uitbarstingen, welke voornamelijk bommen, lapilli en vulkanische asch vormden.

De uitvloeijingen zijn waarschijnlijk geen spleeterupties, aangezien ik hiervan, althans bij Trabuchello, zeker aanduidingen voor had moeten vinden. Ten W van de F. Nero bij punt 1447 (P. 7) leek mij een breede verticale porfierband in de basaalconglomeraat naar boven te

lopen. Mogelijk zou dit een diatrema kunnen zijn. De steile topografie maakte nader onderzoek door één persoon onmogelijk. Een detailkartering van de Collio op nauwkeuriger kaarten in grootere schaal zou ons veel bijzonderheden omtrent het permische vulkanisme kunnen brengen.

4. *De porfierieten.*

Deze stollingsgesteenten treden slechts in de Collio op en zijn zeer talrijk bij de porfiereffusies van Trabuchello. Het is opvallend, dat zij hier ter plaatse steeds in de nabijheid van de grens porfier—efflata voorkomen. De porfierieten vormen geen typische gangen, d.w.z. vlakke vormen, welke in 2 dimensies een beduidend grotere afmeting hebben dan in de derde. De dagzoom blijkt op de kaart meest ellipsvormig te zijn, waarbij de langste afmeting vaak niet veel meer dan vier maal de kortste is. Veelal doet de mate van verweering, welke met die van de omringende Collio vergelijkbaar is aan een permische ouderdom van dit gesteente denken. Ik acht het mogelijk, dat wij met effusies van permische ouderdom te doen hebben, die dus in het W iets vóór de groote effusie van Trabuchello plaats vonden, doch even waarschijnlijk acht ik het ontstaan door een latere postpermische intrusie van porfierietische gangen, waarvan een groot gedeelte in hun opstijgende beweging door de ondoordringbare porfiereffusies werd verhinderd.

Het gesteente biedt groote weerstand aan de erosie, zoodat het t.o.v. de omringende Collio wordt uitgespaard en daardoor kleine heuveltjes vormt. (De Rifugio Laghi Gemelli staat op zoo'n porfieriet-heuvel). De verweering doet ronde vormen ontstaan. Ten NW van de Rifugio Laghi Gemelli komen nog enkele porfierietontsluitingen voor, die reeds door BOUMAN werden gekarteerd (zie fig. 2). Hun juiste plaats in het veld kon ik door herhaaldelijk optredende mist niet aangeven; hiervoor verwijs ik dus naar de kaart van BOUMAN.

Het gesteente heeft een groene kleur door de overheersende chloriet, die vermoedelijk een omzettingsproduct van hoornblende is.

Uit de legenda bij de kaart van BOUMAN blijkt, dat hij de porfierieten als postpermische gangen opvatte. De in de Triaskalken geïntrudeerde porfierietgangen van de Presolanagroep hebben echter mineralogisch-petrografisch een geheel ander aanzien.

5. *De variatie in de dikte van de Collio.*

De dikte van de Collio varieert in het onderzochte gebied van 2000 tot 400 m. De grootste dikte wordt gevonden in de omgeving van Laghi Gemelli, de dikte van 400 m vindt men in het Valle del Goglio. Een dergelijke schommeling in dikte was reeds aan voorgangers opgevallen. Dozy's kaartje (fig. 6, p. 198, bijdr. 10) geeft hiervan een duidelijk beeld evenals fig. 1 van bijdr. 10a.

Ten einde de variatie in de dikte van de Collio over de reeds door Leidsche geologen bestudeerde gebieden na te gaan, werden in het kaartje (fig. 3) de isopachen van de Collio om de 250 m aangegeven. Hierbij blijkt dit stratigrafische complex het dikst (ruim 2000 m) in de omgeving van Laghi Gemelli. Aangezien wij ons moeten voorstellen

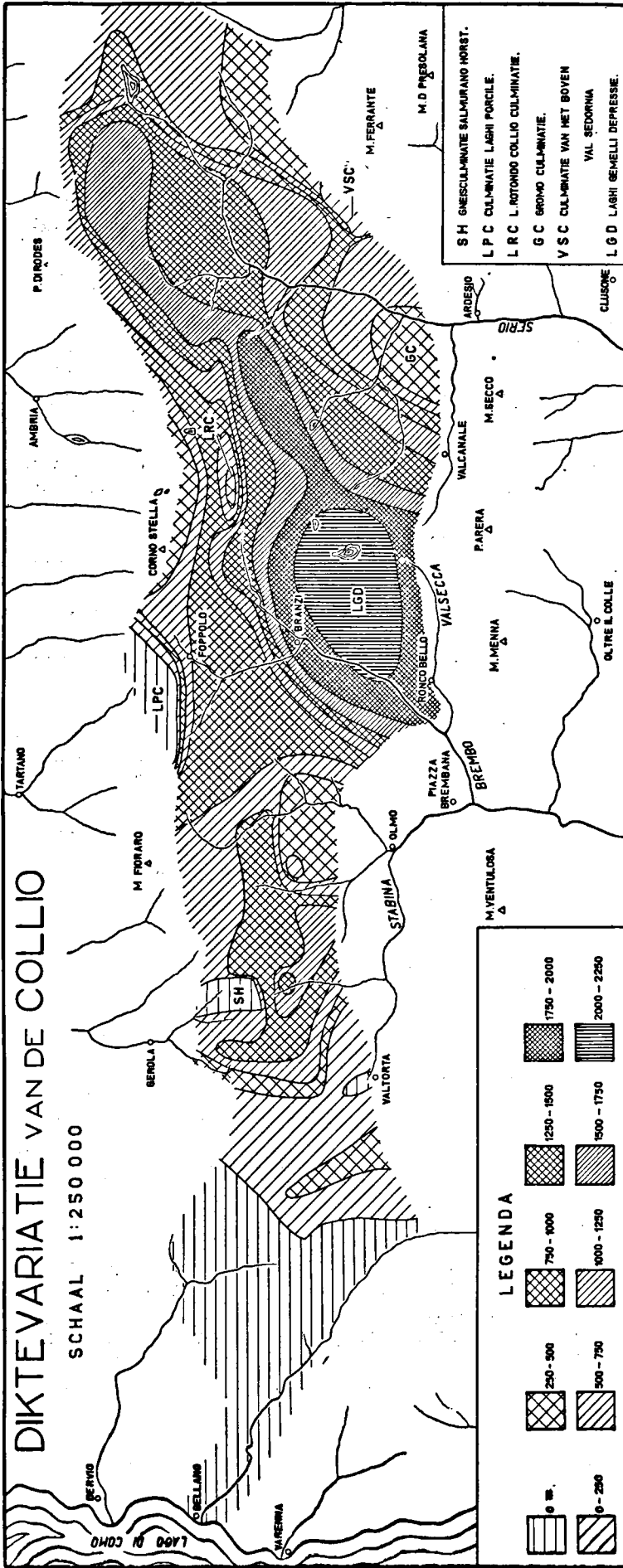


Fig. 3.

Gegevens zijn ontleend naar publicaties van W. J. JONG, TH. H. F. KLOMPÉ, J. H. L. WENNEKERS, W. L. BUNING, R. D. CROMMELIN, J. J. DOZY, P. D. TIMMERMANS, J. WEEDA en H. C. A. SWOLFS.

dat de Verrucano een tamelijk vlakke afzetting is geweest, hebben wij dus met een depressie te doen. Deze Laghi Gemelli Depressie (LGD) strekt zich nog verder uit in noordoostelijke richting. Ter weerszijden wordt zij door culminaties begrensd, waar dus de Collio zeer dun is, te weten de Lago Rotondo Culminatie (LRC) in het NW en de Gromo Culminatie (GC) en de Val Sedornia Culminatie in het SE.

Meer naar het W wordt de toestand minder duidelijk. Verbinden wij de Laghi Porcile Culminatie met de culminatie ten N van Olmo en de Salmurano Horst (SH) met de culminatie van Valtorta, dan kunnen wij hier eveneens een NE richting in zien. Tusschen beide verbindingslijnen ligt weer een depressie.

Zekere deelen der Bergamasker Alpen zijn niet door Collio bedekt; wij moeten ons voorstellen dat het in de tijd van de afzetting van de Verrucano hoog gelegen gebieden zijn geweest. Slechts door Verrucano bedekt zijn: een groot gebied in het W, de Salmurano Horst, en de reeds genoemde culminaties bij Valtorta, en bij de Laghi Porcile, NW van Foppolo. Dat wij bij Salmurano met een horst te doen hebben, is zeer waarschijnlijk aangezien de breuken, welke de gneis in het E en W begrenzen, verticaal staan, zooals uit de laatste onderzoekingen van PORRO is gebleken (zie PORRO lit. 11). Op zijn kaart geeft hij een plekje Verrucano aan welke de gneis normaal bedekt. Met G. ZILSTRA bezocht ik in den zomer van 1938 dit gebied, waarbij ons beide de groote rijkdom aan gneisrolsteen van het Verrucanoconglomeraat opviel. Gneisrolsteen van 15 cm doorsnede zijn hier geen zeldzaamheid. De betrekkelijk groote dikte van de omringende Collio, de verticale breuken welke de Salmuranogneis begrenzen, en het genoemde voorkomen van gneiscomponenten in de Verrucano, pleiten m.i. voor een gneishorst, welke in een tijd is ontstaan, waarin zich reeds vrij dikke Colliolagen in de onmiddellijke omgeving hadden afgezet.

In het Val Sedornia vindt men de volgende opeenvolging:

(zie WEEDA, bijdr. 13)

Verrucano
Collio Schisten
(tuffen van de porfierserie)
basaalconglomeraat.

De tuffen treden pas ten N van het Valle Sedornia, ten NW van Stle Cassinelli op. De geheele Collio is hier zeer dun (ongeveer 150 m). Ten W van de Molabreuk bedraagt zij echter 600 m. Gezien het feit dat alle lagen van het Perm hier vertegenwoordigd zijn, kan ik mij dit slechts voorstellen door een langzaam stijgende beweging van de ondergrond gedurende de afzetting van de Collio aan te nemen. Deze beweging kan hebben plaats gevonden langs de Vle Seriana Breuk, de Mola Breuk en waarschijnlijk eenige andere storingen (de Bondione Breuk?).

Er zouden dus volgens deze opvatting min of meer verticale bewegingen tot in de Onder Permtijd moeten hebben plaats gevonden. Reeds DOZY was het opgevallen, dat men voor het Onder Perm sterke bewegingen in de bodem moet aannemen (bijdr. 10, p. 199). Het sterke

(hooggebergte) relief van het grondgebergte onder de Collio zou anders niet te verklaren zijn. Een regionale daling van het centrale deel der Bergamasker Alpen moet men aannemen om de dikke Carona afzettingen te verklaren, die in een ondiepe waddenzee zijn gevormd (Dozy). Deze regionale daling verklaart het sterke relief echter geenszins. Bovendien moet men dus meer locale bewegingen langs (mogelijk reeds bestaande) breuken aannemen, welke plaatselijke horsten (culminaties) deden ontstaan.

Mogelijk is dus het groote verschil in dikte in de Collio door breuken te verklaren, waarlangs zekere gebieden zijn afgezaakt en andere gestegen. De Lago Rotondo Breuk moet volgens Dozy in de Permtijd reeds een noordelijk hooger gelegen gebied hebben begrensd (bijdr. 10, p. 199). Het groote dikteverschil van de Collio daar ter plaatse is echter door voortdurende stijging langs deze breuk tot in de Onder Permtijd beter te verklaren.

Bij de Laghi Porcile teekent WENNEKERS Verrucano op het Grondgebergte. Bovendien vermeldt hij het optreden van gneisrolstenen in de Verrucano. Deze waarnemingen leiden ons tot de onderstelling van een culminatie, welke in boven Permtijd hier moet hebben bestaan, zoodat de erosie de kristallijne schisten bereiken kon.

De Caronaschisten en andere niet vulkanische gesteenten komen hoofdzakelijk in het N voor, naar het S wiggen zij uit. Zodoende vinden wij zuidelijk van Laghi Gemelli uitsluitend vulkanisch materiaal.

Het is waarschijnlijk, dat de Collioformatie naar het S toe sterk uitwigt; in het SE bij Darfo ligt de Verrucano direct op gneis (PORRO 1903, geol. kaart). Wij moeten ons voorstellen, dat de zuidelijke oever van de ondiepe, onder-permische zee zich daar bevond, waar wij nu de Orobische anticlinalen vinden. Aan deze oever hebben zich een reeks van vulkanen gevormd, welke porfieriëffusies gedeeltelijk boven en gedeeltelijk onder water (Mte Cabiunca) deden ontstaan. Daar waar de Collio sterk naar het S uitwigt, heeft zich in de Alpiene plooiing een flexuur gevormd. (Valcanale-flexuur en de flexuur van het Val di Scalve). De dikte en de aard van de Collio heeft op de latere Alpiene storingen groote invloed gehad. De storingen, welke Dozy beschrijft, hebben een WSW gericht verloop en hebben zich klaarblijkelijk ter plaatse aan de Laghi Gemelli depressie aangepast. Daar echter, waar dikke porfieriëffusies met bijbehorende vulkanische afzettingen aanvangen, vinden wij een ongestoorde zone. In het noordelijk gedeelte van de NE loopende Laghi Gemelli depressie komen slechts vulkanische series van geringe dikte voor; hier vinden wij dan ook de voortzettingen der WSW verloopende breuken (Vle Cascina-opschuiving e.a.). In de omgeving van Gromo en in het boven Val Sedornia, is de vulkanische serie eveneens uiterst dun zooals trouwens de geheele Collio. Hier zijn dan ook later belangrijke storingen opgetreden.

E. De Verrucano.

Deze is in het bestudeerde gebied gewoonlijk als een wijnrood conglomeraat van porfier en kwartsrolstenen ontwikkeld. Plaatselijk

kunnen conglomeratische bestanddeelen ontbreken, zoodat wij van roode zandsteenen en sernifieten moeten spreken. De kwartscomponenten, vaak rose van kleur door infiltratie van ijzeroxyden in barstjes, zijn meest isometrisch van vorm; de porfiercomponenten hebben gewoonlijk een ellipsoïdale vorm. Grondgebergterolsteenen werden door mij niet gevonden, wel is het gesteente vaak buitengewoon rijk aan glimmerblaadjes (o.a. bij de Cornacchie, C. 3).

Soms komen in de overigens paarsroode Verrucano eenige groene banken voor (dit nam ik waar aan de basis). Bij de Porta delle Cornacchie is voor de aanleg van een tunnel, die water brengt naar een centrale in het dal bij Bordogna, een groot gedeelte van de Verrucano door middel van dynamiet verwijderd. De aan den dag tredende, niet verweerde Verrucano, heeft hier een groene kleur. Dit kan men tevens waarnemen, waar ten W van Barèsi, voor de ijzeren waterkrachtbuizen in de Verrucanoconglomeraten een sleuf is vrijgemaakt. Men is geneigd hieruit te concluderen, dat de paarsroode kleur pas optreedt, als het gesteente reeds lang aan atmosferische invloeden heeft bloot gestaan.

Evenals Dozy denk ik mij de Verrucano afgezet door wild stroomende rivieren, welke steeds van plaats veranderden (delta-afzettingen) en niet als een transgressieconglomeraat, zooals TROMP zich voorstelt. Hierbij heb ik echter slechts de Verrucano van het hier bestudeerde gebied op het oog.

F. De Servino.

De grens met de Verrucanoconglomeraten is geenszins scherp. De basis van de Servino bestaat uit geelbruine, fijne conglomeraten en zandsteenen. De conglomeratische componenten, welke hoofdzakelijk uit kwarts bestaan, zijn ingebet in een bruin mergelig materiaal.

Geleidelijk worden zij fijner totdat zij geheel in de Servinomergels overgaan. Deze hebben een bruine tot olijfgroene tint. Waarschijnlijk is de bruine kleur door verweering ontstaan, aangezien bij de Cornacchie, bij de aanleg van waterbuizen, het verse gesteente een grijze groenbleuwe kleur heeft. Naar boven worden de mergels steeds kalkrijker. De grens met de Valsecca is vrijwel steeds anomaal. Bij de Bta Piazza di mezzo, waar een normaal contact eenigszins ontsloten is, vond ik geelbruine gemakkelijk in kleine korrels uiteenvallende dolomieten, die groote overeenkomst vertoonen met de grenslagen zooals die zijn beschreven door COSIJN (bijdr. 1). In het Val del Drago grenzen in hoekige stukjes uiteenvallende grijsgroene kalkmergels aan de Valsecca. Dit laatste contact is echter waarschijnlijk niet normaal.

Een cellendolomiet, bekend onder de naam *dolomia cariata*, vormt meer oostelijk in het door SWOLFS bewerkte gebied de grens tusschen de Servino en de Valsecca. Ofschoon er in het bestudeerde gebied geen duidelijke aanwijzingen zijn voor het optreden van deze *dolomia cariata*, is toch niet met zekerheid te zeggen dat zij hier zou ontbreken. In het noordelijk gedeelte van de Triasstrook heeft zich in het grensvlak tusschen de Servino en de Valsecca een breuk gevormd, de Valcanale-opshuiving. Hierdoor is daar ter plaatse een dik pakket tektonische

breccies ontstaan, waardoor niet is uit te maken of de cellendolomiet hier oorspronkelijk aanwezig was. Het gesteente dat CAFFI in het onderzochte gebied als zoodanig beschreef (lit. 3), is echter duidelijk een tektonische breccie, welke is ontstaan in het grensvlak van de Servino en de Valsecca òf wel is ontstaan in de boven Raibl (bij Caprarizzo, met Esinofragmenten vermengd, zie verder hoofdstuk IV A).

In de Servino ten oosten van de baita Corte di mezzo (I 4, 1669) vond ik vele exemplaren van *Myophoria costata*.

G. De Valsecca.

De naam Valsecca werd door SWOLFS ingevoerd teneinde een stratigrafische naam, waaraan een zekere ouderdom is gebonden (Muschelkalk, Anisien) te vermijden (bijdr. 15, p. 115 en 116). Aangezien fossielen zeldzaam zijn, kan men op dien grond zelden een juiste grens bepalen. Het was daarom wenschelijk deze locale naam in te voeren.

Voor de Valsecca in het bestudeerde gebied komt men tot een driedeeling:

3. donkere kalken.
2. lichte kalken.
1. donkere kalken.

De onderste donkere kalken zijn zeer gevarieerd. In het oosten bestaan zij vrijwel geheel uit een dik complex „knobbelkalk” of „bernocoluto”. Naar het W worden zij dolomitischer en treden de knobbelkalken op den achtergrond.

De lichte kalken vormen een opvallende horizon. Zij onderscheiden zich van soortgelijke lichte kalken uit de Raibl door hun groote taaiheid en splinterige breuk. Deze taaiheid is zoo buitengewoon groot, dat men slechts door machtige hamerslagen eenige onbeduidende splinters van het gesteente kan slaan. De klank van de slag is scherp en helder; de kleine splinters spatten met zoo'n groote snelheid weg, dat zij een gonzend geluid in de lucht verwekken. Met de Raiblkalken hebben zij zoogenaamde structuren (fig. 4, zone 3) gemeen. Dit zijn hier vrijwel uitsluitend stukjes calcië van enkele mm doorsnede in de meest grillige vormen, die meestal volgens lagen zijn gerangschikt.

De bovenste donkere kalkhorizon is hoogstens 40 m dik.

Een profiel ten N van de Mte Vetro is als volgt:

geelbruine, zachte Esinodolomiet;
 Esinodolomiet met steelieden van erinoïden van ± 2 m;
 lichte kalken van Esino habitus met steelieden van erinoïden 3 m
 slecht gelaagde knobbelige kalken (het type I) eveneens met steelieden van erinoïden. De matrix tusschen de knollen is een bruine, harde mergel; 8 m;
 complex van 10—20 cm dikke kalkige banken (lagen van het type II) met een bobbelig oppervlak, vaak zijn deze balken zoo extreem knollik, dat een laag gevormd wordt van naast elkaar liggende kalkknollen van ellipsoidale vorm. Deze banken van donkere kalk wor-

den afgewisseld met even dikke zachte glimmerrijke kleien, welke zwart afgeven, 6 m;
 eenige m kalken van het type I, 3 m;
 lichte splinterige kalk 75--100 m.

De kalken II zijn een gidslaag kenmerkend voor de allerbovenste Valsecca in het bestudeerde gebied en kunnen met geen enkele horizon uit de geheele Trias worden verwisseld. Door hun geringe dikte valt hun bestaan gewoonlijk niet op. Is men echter van hun stratigrafische positie op de hoogte, dan is het niet moeilijk hun juiste plaats te bepalen. Zij treden over het geheele gebied op en zijn duidelijk waarneembaar aan de overzijde van het Valle di Mezzeno (op de kaart bij de M van Mezzeno) vanuit het kleine pad (niet het „mulattiera") ten zuiden van Bta Grumello.

De crinoiden stelleden uit de Esinodolomiet zijn ruim 1 cm in doorsnede, in de kalken I zijn zij beduidend kleiner: 3—4 mm. De dikte van de Valsecca neemt toe van 275 m in het W, bij het Vle del Drago, tot 550 m in het oosten bij de Mte Marogella. Deze dikteverandering is vooral aan het onderste complex donkere kalken te wijten.

SWOLFS rekent in bijdrage 15 de lichte kalken met de bovenste donkere kalken tot het Ladinien. Bij punt 1625 benoorden Bta di Piazza alta vond ik in de bovenste donkere kalken type II een slecht geconserveerde ammoniet, waarschijnlijk *Ceratites spec.*

Wengener zandsteen en ontbreken in het bestudeerde gebied.

De bekende fossielvindplaats van „La Ghegna" is op de kaart weergegeven. Zij is in 1907 door CAFFI opgemerkt en later werd door TOMMASSI het materiaal bewerkt. Het is jammer dat hij geen kaartje geeft van de vindplaats dezer fossielen, zoodat men niet weet waar zijn materiaal precies vandaan komt. Volgens een persoonlijke mededeeling is het geheele materiaal uit puinkegels verzameld. Bij La Ghegna zelf komen de fossielrijke kalken niet vast voor. Wel nam ik de zoogenaamde „*calcare lumachella*" waar, ten W en SW van Baita di Bordogna. Hier is zij waarschijnlijk door middel van een breuk van de meer westelijke Esino gescheiden. Van W naar E vond ik:

ongelaagde lichtgrijze of vleeschkleurige Esinokalk;
 een breccie van lichte Esinokalk in donkere kalkmatrix;
 de *calcare lumachella*, welke bestaat uit schelpen van zwarte kalk in witte kalk-matrix of omgekeerd witte schelpen in zwarte kalkmatrix;
 een sterk gedolomitiseerde zone van 25 m dikte;
 goed gelaagde donkere kalken (Valsecca).

Aangezien de fossielen uit de *calcare lumachella* op een anisische ouderdom wijzen, heb ik gemeend bovengenoemde breuk door de breccie te moeten leggen, hoewel een ligging in de dolomitische zone mij aanvankelijk waarschijnlijker leek.

Meer zuidelijk bij de Pso del Menna komt een zeer lichte fossielrijke, ongelaagde kalk voor, welke vermoedelijk aan TOMMASSI niet bekend was. Van het pad ten S van de Bta dei Muffi zien wij in de

steile wand zuidelijk van ons de dungelaagde kalken uit het W overgaan in de bovengenoemde witte ongelaagde kalken in het SE.

In de gelaagde kalken komen lenzen van hoornsteen voor. Deze lenzen, welke gewoonlijk 10 cm dik zijn, wiggen zijdelings zeer langzaam uit. De grens tusschen deze hoornsteen met de kalk waarin zij voorkomt is zeer scherp, de hoornsteen zelf is gelaagd en m.i. niet secundair gevormd, doch primair tijdens de sedimentatie, en in het bijzonder is elk hoornsteenlaagje ontstaan ná de afzetting van de onderliggende kalk doch vóór de vorming van de direct daarboven liggende kalk. Deze hoornsteen moet men m.i. streng scheiden van de kiezelknollen, die wij in de kalk vinden. De laatsten zijn concreties en denk ik mij ontstaan door verkiezeling der kalken na hun afzetting.

In de hoornsteen nam ik niet nader te determineeren kleinforaminiferen waar.

De Valsecca van Bta dei Muffi (D. 2) is zoowel stratigrafisch als palaeontologisch een meer gedetailleerd onderzoek waard, aangezien ik het niet onmogelijk acht, dat wij niet met breuken, doch met een snelle facieele overgang van Valsecca in Esino te doen hebben.

De calcare lumachella bevat zeer veel exemplaren van *Avicula exilis*. Bij de vindplaats bij de Pso del Menna vond ik direct onder het hoornsteenniveau talrijke exemplaren van *Rhynchonella decustatus*.

H. De Esino.

Het grootste gedeelte van dit complex bestaat uit lichte aschgrauwe of lichte vleeschkleurige compacte kalken. Deze kunnen gelaagd zijn of ongelaagd. Het noordelijk gedeelte van de Baita Pessel Horst bestaat uit volkomen ongelaagde Esinokalksteen, welke naar het S in goed gelaagde kalken overgaat. In het algemeen vertoont de Esino in het bestudeerde gebied een uitstekende gelaagdheid. De banken zijn hierbij 30 cm tot 1 m dik.

De onder Esino bestaat gewoonlijk uit donkergrijs of bruin verweerende dolomiet van wisselende dikte (100—50 m). De bruine kleur wordt hoofdzakelijk door sfaleriet veroorzaakt. De boven Esino wordt eveneens door een dolomietzone afgesloten. De dikte van de hoogste dolomietzone varieert en bedraagt maximaal 100 m. Deze zone is meestal lichter van kleur dan de onder Esinodolomiet, in het terrein is zij er echter niet of moeilijk van te onderscheiden.

Meer zuidelijk, in het Val Vedra, ontbreekt de boven Esinodolomiet. Inplaats hiervan vindt men een eenige meters dikke breccieuse zone, waarin groote calciëtkristallen voorkomen. Onmiddellijk hierboven begint de onder Raibl.

De Esinokalken kunnen plaatselijk gedolomitiseerd zijn, en wel òf door een homogene dolomitatie, waarbij de geheele kalksteen door dolomiet vervangen wordt, òf wel door een dolomitatie welke tot lagen beperkt blijft. Deze laagsgewijze dolomitatie treedt vooral op bij de overgang der Esinokalk in de boven Esinodolomiet; hierbij wisselen 40 cm dikke kalklagen met even dikke dolomietlagen af.

In de omgeving van storingen treedt vaak dolomitatie op, die in-

tenser is en een grootere uitgebreidheid bezit naarmate de Esino dunner gelaagd is. Deze laatste dolomitatie moet dus het gevolg zijn van hydrothermale oplossingen, die langs de breuken opstegen, in laagvoegen binnendrongen en van hieruit de calciet in dolomiet omzetten. De overgang van de gedolomitiseerde zone's in de niet gedolomitiseerde vindt geleidelijk plaats.

De Esinokalken van de Mte Vetro bevatten in groote hoeveelheid Evinospongiën (2 tot 1,5 cm in doorsnede) en *Diplopiera annulata*.

I. De Raibl.

Een gedetailleerd stratigrafische beschrijving van de Raibl is moeilijk te geven, omdat tengevolge van tektonische complicaties overal te kleine gedeelten van het stratigrafische profiel ontsloten zijn. SWOLFS gaf reeds een nauwkeurige beschrijving in bijdr. 15 en 16, die voor het onderhavige gebied, globaal eveneens van kracht is. De tabel welke ik hieronder geef is geheel met zijn profiel op p. 124 van bijdr. 15 te vergelijken:

boven Raibl	mergelige kalken en schalies, welke laatste vooral vrij levendige, frissche kleuren vertoonen, nl. geel, bruinrood, groen, blauwgrijs. De schalies overheerschen sterk.
midden Raibl	een afwisseling van zwarte kalken en harde splinterige schalies. Het geheele complex is meestal zwart. De zwarte kalken zijn zwak mergelig, bij verweering en oplossing van de kalk blijft een gele mergelige substantie over, waardoor de kalken soms „geel verweeren”.
onder Raibl	deze bestaat voornamelijk uit kalken van Esino habitus. De alleronderste Raibl bestaat uit volkomen ongelaagde witte kalken, welke van de Esinokalksteen niet zijn te onderscheiden. Hierop volgen dezelfde kalken, echter gelaagd in banken van 15—20 cm dikte en voorzien van zoogenaamde onder Raiblstructuren. Naar boven wordt het complex steeds rijker aan mergel, 1e door inschakeling van dunne mergellaagjes, 2e doordat de kalken zelf iets mergeliger worden.

SWOLFS beschreef in bijdr. 16 een breccie aan de basis van de onder-Raibl. Deze breccie komt in het bestudeerde gebied eveneens voor op de Mte Vetro.

De kalkbankjes van de onder-Raiblkalken zijn op zichzelf weer gelaagd door de snelle afwisseling van zeer dunne laagjes van iets andere samenstelling dan de voorgaande. De zoogenaamde onder-Raiblstructuren zijn van tweërlei aard (zie fig. 4).

Ten eerste vindt men kleine, grillig gevormde stukjes calciet in een geelachtige of grijze, mergelige kalk, die aan deze kalk vaak den indruk geven, uit grillig gewonden laagjes te bestaan waarvan de interstitiën met genoemde calciet zijn opgevuld. De grootte-orde der calcietstukjes

is eenige mm. Vervolgens vindt men een breccie van gelaagde stukken van gemiddeld 1 cm diameter, vermengd met fragmenten, die stellig van een reeds afgezet sediment afkomstig zijn. De grondmassa is een lichtgrijze, mergelige kalk, waarin enkele kleine concreties voorkomen en een miliolidae als eenig organisme. De gelaagde structuren vertoonen geen enkele aanwijzing dat zij van organische oorsprong zouden kunnen

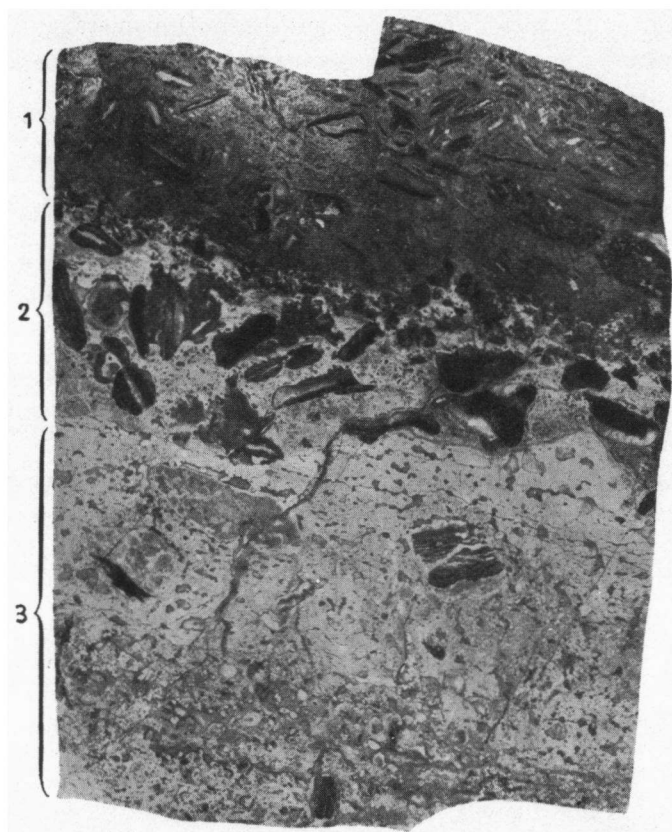


Fig. 4.

Onder Baibl structuren: zone 1 donkere fragmenten in donkergrijze kalk, zone 2 donkere fragmenten in lichte kalk en zone 3 colcietpartikels in lichte kalkgrondmassa met een gesteentefragment in de rechter helft.

zijn. Ik houd ze voor fragmenten van grotere concreties (ongeveer 4 cm groot) of voor een breccie van een reeds afgezet, doch niet geheel verhard sediment. Dit laatste lijkt mij waarschijnlijker, omdat op andere plaatsen in de breccie stukken voorkomen met geknikte en dubbel gevouwen gelaagdheid. Voor een overtuigende concretionaire structuur kon ik in het slijpplaatje geen aanwijzingen vinden.

In elk geval moeten deze breccieuse kalken in een ondiepe zee zijn

gevormd, waarbij de golfslag zoo'n groote invloed had op de reeds afgezette sedimenten (resp. groote concreties), dat zij werden stuk geslagen. De gevormde fragmenten bezonken in rustiger plekken in het daar aanwezige slik.

De onder-Raibl kalken vormen steeds steile wanden, die moeilijk of meestal in het geheel niet toegankelijk zijn. Een gedetailleerde stratigrafie is daarom niet op te stellen. Aangezien het onderste complex uit kalken van Esino habitus bestaan, is vaak voor het contact:

Esinodolomiet — kalken van Esino habitus, niet direct uit te maken of men te doen heeft met de grens:
 onder Esinodolomiet—Esinokalk, of wel met de grens:
 boven Esinodolomiet—onder Raibl.

Bij de ontwarring van de tektoniek van het Valle di Mezzeno heeft vaak tot moeilijkheden geleid. Deze moeilijkheden zijn op te lossen indien men kan nagaan welke lagen onder de dolomiet voorkomen of wel welke lagen boven het wandje van ongelaagde „Esino“-kalk optreden. Worden de kalken echter aan beide zijden door breuken afgesneden, dan is dit niet mogelijk, daar eveneens de onder en boven Esinodolomiet niet met zekerheid te scheiden zijn (zie p. 237).

De midden Raibl treedt op in de synclinale van de Bta del Fop, bovendien onder de Caprarizzo—Ardesio-opschuiving bij Bta Caprarizzo.

In de midden Raibl kalken komen vaak lenzen van calciet voor, zoo bijv. ten S van de Cima di Leten. Volgt men het pad vlak onder de kam Cima Valmora—Cima del Fop vanuit het NE in zuidwestelijke richting, dan komt men na de transversale breuk (mylonieten) te zijn gepasseerd, bij een dergelijke calcietlens. De maximale dikte van deze lens is 40 cm, in enkele meters wigt zij geheel uit. Elke lens bestaat uit min of meer horizontale laagjes van verticaal gegroeide smalle calcietkristallen.

Boven Raibl mergels zorgen voor de afdamming in westelijke richting van het Lago Branchino, waarschijnlijk hebben wij hier te doen met een uitpersing uit de samengeknepen Bta del Fop synclinale. Voorts treedt de boven Raibl op in het zuidwestelijk deel van de Val Vedra slenk.

J. Het Kwartair.

Aan de rechter Brembo-oever, bij de dorpjes Pusdosso, Foppa etc. komen blokken en kleinere rolsteen van glimmerschisten, gneis chiari en Caronaschisten, die door de Brembogletscher in de Würm-ijstijd uit het E meegevoerd en ter plaatse als zijmoraine moeten zijn gedeponneerd.

Op soortgelijke wijze moeten de reusachtige Collioblokken onder de kerk bij Bàresi en iets lager langs de weg naar Bordogna door de gletscher van het Val Secca zijn aangevoerd. Deze laatste is een zijtak van de Brembogletscher, die zich bij Bordogna met de eerste heeft vereenigd.

Volgens HENZ O. HAUPT is een kleine zijtak van deze Val Secca-

gletscher naar het NW over de lage Pso del Vendulo (D. 3) gestuwd. Dit zou de groote hoeveelheid eratische Collioblokken bij deze pas verklaren.

Veel glaciaal materiaal heeft zich opgehoopt in de diepe komvormige depressie van Bta di Mezzeno (G, H. 3), ontstaan door diepgaande erosie van de Servino, die door een secundaire opschuiving op deze plaats een groote dikte moet hebben gehad. Deze depressie wordt in het N begrensd door de plotseling steil naar beneden duikende Verrucano, in het Westen door de porfier ten W van de Laghi Gemelli-breuk en in het S en E door de harde Valsecca. De gletscher heeft in het hier afgezette materiaal een drumlin-landschap geschapen, dat zeer opvallend is vanuit de Pso della Marogella.

Ten S van Bàresi wordt door de Val Seccarivier een moraine aangesneden, waarin men materiaal vindt uit alle stratigrafische horizonten van glimmerschisten tot Raiblkalken. Vooral de kalkrolsteen vertoon fraaie gletscherkrassen.

In het gebied komen veel verkitten hellingbreccies voor, die vaak een dikte van 100—150 m kunnen hebben (de Corna Buca o.a., D. 2). Al naar gelang de plaats waar zij voorkomen en de aard van de omringende gesteenten kunnen de breccies in samenstelling variëren. Te midden van de Esino bestaan zij geheel uit Esinocomponenten, terwijl men een mengsel van Esino-, Valsecca- en Servinofragmenten kan aantreffen, waar deze drie lagen allen worden aangesneden (o.a. ten N van de Bta di Vaghetta alta, J. 2). De ouderdom dezer hellingbreccies is niet zonder meer aan te geven, aangezien volgens HAUPT de verkitten postglaciale hellingbreccies niet van de interglaciale te scheiden zijn, wanneer, zooals hier, aanwijzingen van stratigrafische aard ontbreken (lit. 8, p. 76).

Als recent zijn de verschillende puinkegels te beschouwen, die overal in het heele gebied optreden. Slechts wanneer deze een groote dikte bereiken of wanneer zij tektonische of stratigrafische lijnen bedekken, zijn zij op de kaart met witte plekken aangegeven.

IV. DE INVLOED VAN DE GEOLOGIE OP DE MORFOLOGIE.

Het grondgebergte kenmerkt zich in het algemeen door het glooiend relief, dat zij aan het landschap geeft. Ten N van Gromo en ten N van Val Goglio komen op de glimmerschisten goede, zacht glooiende weidegronden voor. De steilere gedeelten zijn steeds begroeid, hetzij met hoge struiken of hazelaars, hetzij met dennen en sparren.

Het basaalconglomeraat is meest onbegroeid, vooral als het zoals bij Gromo sterk met kwarts geïnjecteerd is.

De Collio geeft door de groote variatie van de samenstellende gesteenten, een groote verscheidenheid aan topografische vormen te zien. De porfieren vormen onbegroeide steile wanden, die vaak niet te bestijgen zijn. Aan de voet dezer wanden komen dikwijls groote puinhellingen voor.

Een geheel ander karakter hebben de gebieden waar zeer schisteuze tuffen voorkomen. De gehuchten van Isola di Fondra (D. 4) danken hun sappige weiden aan de sterk schisteuse vulkanische gesteenten onder de Trabuchelloporfier. De meest schisteuse gesteenten treft men aan onder de gesteentetuffen en tufzanden. Deze geven dan ook de beste grasgronden en de sterkst begroeide hellingen. Vaste, weinig schisteuse glastuffen en kristalglastuffen geven een morfologisch beeld, dat tusschen dat van de porfieren en dat van de schisten instaat. Het landschap, door de Collioschisten gevormd, heeft globaal een weinig uitgesproken relief met kleine steile hellingen en hoekige heuveltjes. De porfieren en de niet schisteuse conglomeraten en tuffen geven meer bultige ronde vormen en een sterk relief.

Zijn de Collioschisten, tengevolge van de groote hoogte waarop zij voorkomen, slecht begroeid en vertoonen zij uitgesproken neiging volgens clivagevlakken af te brokkelen, dan vormen zij steile hellingen met een grillig scherp relief, zooals men kan constateeren in de graat Pzo Poris—Pzo Ceppo (N. 8—O. 7). Vallen de clivagevlakken met de topografische helling samen, zooals in het noordelijk gedeelte van deze graat het geval is, dan maken zij een bestijging of een afdaling zoo niet onmogelijk dan toch uiterst gevaarlijk. De morfologie heeft hier voor een belangrijk deel haar groote steilheid aan de steil naar het N hellende clivage is danken.

Een woest en verlaten landschap wordt gevormd door de Verrucano, ook indien deze zich slechts op vrij geringe hoogte bevindt (o.a. de Porta delle Cornacchie 1211 m, C. 3). De vegetatie op de Verrucano is zeer schaarsch en meestal beperkt tot de sernifieten. Het gesteente is slecht doorlaatbaar voor water en geeft daardoor aanleiding tot het ont-

staan van moerassen (o.a. in het Valle Sanguigno S van de Mte Crapel .K. 4) en vele kleine meertjes doordat het water in afgesloten kommetjes blijft staan. Evenals op de porfier komen op de Verrucano weinig baita's voor, deze staan op de meer begroeide Collioschisten en tuffen, of op het grondgebergte.

Een uiterst vruchtbare formatie is daarentegen de Servino. Hierop komen vruchtbare weiden en dichte bosschen voor. Het dichte dennenbosch oostelijk van Capo Valle (E. 3) staat op Servinomergels en op Verrucanosernifieten. Merkwaardig is dat daar, waar de Servino door tektonische krachten geheel verbrijzeld is, de begroeiing zeer schaarsch is of ontbreekt, zoo bijv. de Servino ten S van Bordogna en in het Val Rossa (de rivier noordwestelijk van Bta Piazza di mezzo, I. 2, 3). Mogelijk is de erosie zoo snel, dat er zich hier geen plantendek kon vormen.

Een merkwaardig beeld vertoont de Valsecca. Beneden de boomgrens (1600 m) is zij sterk begroeid, hetzij door dicht opeenstaande naaldboomen (Corna delle Coste, D, E. 2), hetzij door hazelaars en andere kleinere boomen (noordelijk van de Mte Vetro). Zelden geeft deze formatie goede, zacht glooiende weiden te zien. Op 1800 m zijn deze kalken meestal geheel kaal of met dunbezaaid gras begroeid (o.a. ten E van de Mte Menna, bij de Mte Marogella, Corna Piana, Cima Valmora en de Cima del Fop). Betere weiden vindt men waar de topografische oppervlakte min of meer met de gelaagdheid samenvalt (ten E van de Mte Marogella en ten S van de Corna Piana).

De Esino vormt steile bultige wanden, met sterk afgeronde vormen zoo zij ongelaagd is. Hierin treden door verweering karren (richels, spleten en groeven) op. De gelaagde Esinokalk heeft meer hoekige vormen. Beide hebben gemeen dat zij dikwijls afgeronde tongen of uitloopers vormen. De topografische verhanglijnen zijn voornamelijk convex. De Esinodolomieten (evenzoo de Valseccadolomiet) en de plaatselijk gedolomitiseerde Esinokalksteen vallen gemakkelijk aan de verweering ten prooi. Zij vertoonen een concave verhanglijn. De verweering van de Esino van de Mte Valbona is typisch voor dit gedeelte. In de Esinokalk komen hier ter plaatse groote plekken voor waar de kalk is gedolomitiseerd. De verweering doet hier U-vormige dalen ontstaan met steile wanden en afgeronde, vlakke dalbodems of wel amphitheatere. Verscheidene boven elkaar gelegen amphitheatere zijn meestal door een dal verbonden. Ofschoon de bodems van dalen en amphitheatere afgerond zijn, vertoonen de wanden een scherp aanzien, doordat de minder sterk gedolomitiseerde gedeelten van het gesteente minder sterk verweeren, waardoor eigenaardige, grillig gevormde graten, pieken en torens uitgespaard worden. De gedolomitiseerde gedeelten vallen door hun donkerder kleur in de overigens licht gekleurde Esinokalken op.

Doordat de Esino voor water sterk doorlaatbaar is (men vindt er zelden bronnen of beekjes in) kan een vegetatie bij gebrek aan water niet bestaan. Het zijn dan ook kale onbegroeide kalken. In een laag gebied, met zwak topografisch relief is de Esino gewoonlijk door schrale weiden bedekt; steeds ziet men hierbij echter onbegroeide kale bulten uit het gras steken.

De onder Raibl heeft min of meer hetzelfde karakter als de Esino: steile, kale wanden.

Op de midden Raibl treden de beste weiden op. Zoo deze formatie niet met een tapijt van dik, sappig gras bedekt is, dan vindt men een dichte begroeiing met laag kreupelhout en hazelaars. De boven Raibl vertoont dezelfde eigenschappen als de Servino: zij draagt òf een welig plantendek òf vormt kale, geelbruine dalen, waarin de plantengroei een machteloze strijd voert met de sterke erosie, die op het zachte gesteente groote vat heeft.

Elk gesteente heeft dus haar typische topografische en vegetatieve kenmerken; een juiste kennis hiervan kan het veldwerk belangrijk verlichten.

V. TEKTONISCHE BEINVLOEDING VAN GESTEENTEN.

Behalve tot de vorming van synclinalen, anticlinalen en breuken hebben tektonische krachten nog tot verschillende verschijnselen geleid, welke in dit hoofdstuk zullen worden besproken. Wij kunnen direct deze verschijnselen in twee groepen onderbrengen, de eerste groep is nl. in direct verband te brengen met de breuken, nl. mylonieten en tektonische breccies; de andere groep omvat schistositeit, clivage en diaklazen.

A. Tektonische breccies, mylonieten, e. d.

Aan de basis van de Valcanale-opshuiving en van de groote Caprarizzo—Ardesio-opshuiving komen dikke pakketten overschuivingsbreccies voor. Deze breccies vertoonen gewoonlijk in een mergelige matrix fragmenten van mergels, mergelkalken en kalken. Bij de VO bestaan deze kalkfragmenten uit donkere Valsecca, bij de CAO ter hoogte van tBa Caprarizzo (G. 3) vond ik hoekige Esinobrokken van maximaal 10 cm doorsnede.

De Valcanale-opshuiving heeft steeds indien het eenigszins mogelijk was een stratigrafische horizon gevolgd, nl. de grens Servino—Valsecca. De kalken en mergels van deze grens werden geheel verbrijzeld en deden zoo de karakteristieke breccies ontstaan. Aangezien de brecciescomponenten in één zelfde horizon thuis hooren, moeten wij dus spreken van monomikte breccies. Hun verspreiding in het gebied is op de geologische kaart weergegeven. Bijzonder dik zijn deze breccies aan het muilwierpad ten W van Baita Grumello (G. 3), waar zij een steile rots vormen. Niet altijd zijn zij echter zoo ontwikkeld, zoo vond ik plaatselijk geheel verbrijzelde (verpulverde), poreuse, lichtgele, dolo-mitische kalken en elders gesteenten welke slechts uit fijne Servino-fragmenten bestaan, gelegen in een uitgewalste grijze mergel.

Bij Bta Caprarizzo treft men een opvallend duidelijk polymikte tektonische breccie aan, gekenmerkt door brokken Esinokalk tusschen boven Raiblcomponenten (zie fig. 5). Plaatselijk zijn deze breccies ruim 100 m dik (bij de Corno Branchino). Een doorlopende overschuivingsbreccie treffen wij aan van Bta Caprarizzo tot ten N van de Bta Neel. Waarschijnlijk is deze bij de laatstgenoemde Baita uit de Servino ontstaan, aangezien ik bij punt 1077 herkenbare Servinocomponenten meen te hebben waargenomen. In het W stel ik mij echter voor, dat de uit harde midden Raiblkalkschalie bestaande schub naar het E in boven Raiblmergels overgaat, doordat zij discordant met de stratigrafie is afgesneden. Deze zachte mergels werden door de overschoven boven

Esinokalken geheel verbrijzeld (monomikte breccies). Tusschen de mergels en de Esinokalken komt een horizon voor waarin beide innig zijn vermengd (polymikte breccies). Hierboven vinden wij een zone van verbrijzelde en weer aaneengekitte Esinokalk, zonder mergelige componenten (monomikte breccies). Deze zone vindt men in de wand bij het bronnetje ten zuiden van Bta Caprarizzo.

Bovengenoemde overschuivingsbreccies zijn min of meer aan stratigrafische horizonten gebonden. Min of meer, aangezien voor hun ontstaan slechts noodig is, dat een zacht mergelcomplex aan een hard kalkcomplex grenst, hetzij dat deze begrenzing stratigrafisch is (de Servino—Valsecca van de VO-overschuivings-breccies), hetzij dat zij tektonisch is (Raibl-Esino bij de Bta Caprarizzo). SWOLFS beschreef in bijdr. 16, p. 192 reeds soortgelijke breccies.



Fig. 5.

Polymikte overschuivingsbreccie bij Baita Caprarizzo. Esinofragmenten (e) tezamen met boven Raibl fragmenten bevinden zich in een mergelige grondmassa van boven Raibl.

Het gelijktijdig optreden van zoowel stratigrafische- als tektonische eigenschappen van deze breccies is te wijten aan het samenvallen der strekkingsrichtingen van de opschuivingen en de gelaagdheid. De breccies der transversaalverschuivingen vertoonen in het geheel geen stratigrafische eigenschappen. Zij zijn tevens vrijwel steeds monomikt. De transversaalstoring van de Bta Vindiolo di Sopra vertoont op de pas ten E van il Pizzo een dik complex tektonische breccies, dat bovendien geheel gedolomitiseerd is. De groote dikte der breccies ter plaatse is mogelijk te verklaren met het samenkomen van twee breuken. Hun vaalbruine verweeringskleur danken zij vermoedelijk aan hydrothermaal geïnjecteerde sfaleriet. Kenmerkend voor deze breccie zijn de groote verschillen in grootte en vorm der componenten. Naast heterometrische stukken

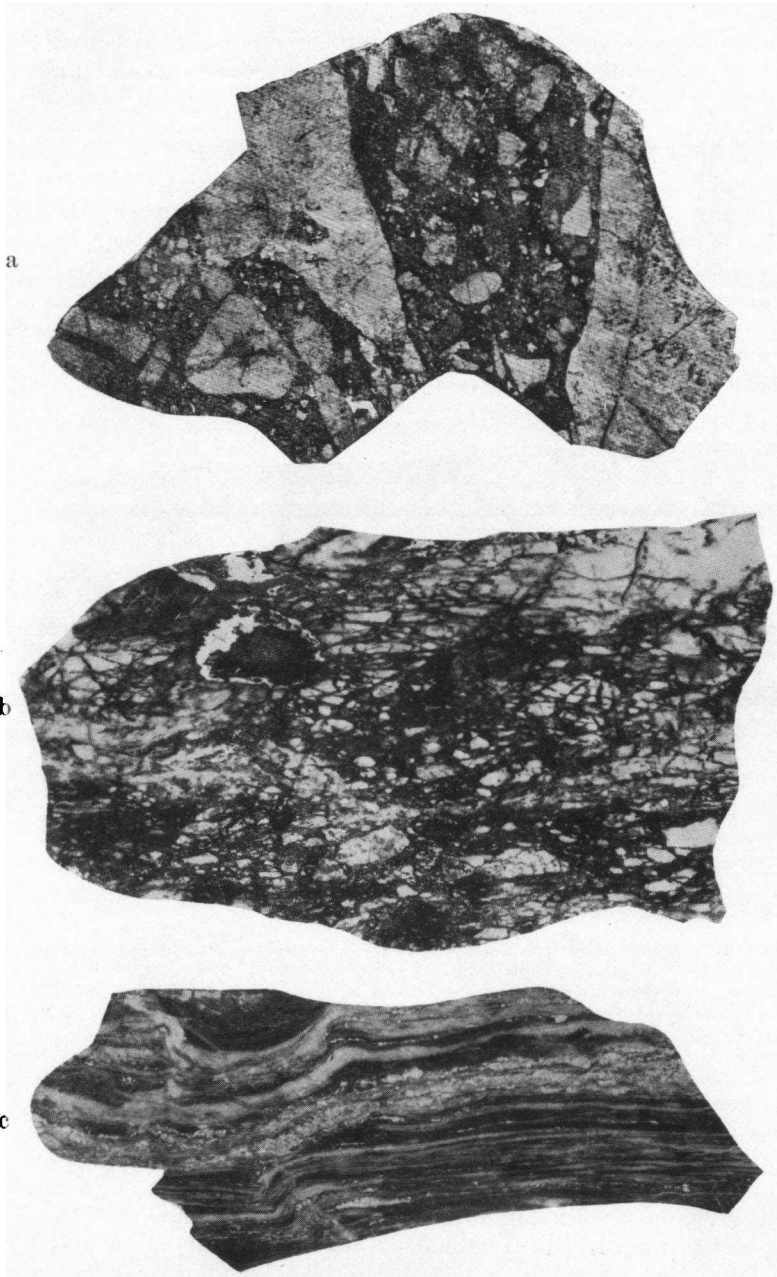


Fig. 6.

- a. breukbreccie in de Esinokalk ten W van de M. Menna.
 b. gemylonitiseerde overschuivings-breccie van de M. Vetro.
 c. myloniet van het Arera-terugschuivingsvlak ten SE van Lago Branchino.
 Allen zijn aangeslepen steenen, $\pm 7/8$ van de natuurlijke grootte.

met scherpe hoeken, komen meer isometrische afgeronde fragmenten voor (fig. 6 a). Soortgelijke breccies komen voor bij de Collino di Campo (D. 2).

Een geheel ander beeld geven de Valsecca-breccies ten E van Capovalle, bij het bruggetje over de Val Seccarivier (fig. 7). Dit zijn echter geen overschuivings- of breukbreccies, doch autoclastische breccies (VAN HISE). Hierbij zijn klaarblijkelijk de plaatselijk optredende tektonische krachten grooter geweest dan de drukvastheid van het gesteente. De fragmenten zijn uiterst scherp en vertoonen vaak nog een samenhang met elkaar. De matrix bestaat uit witte verpulverde en later gerekristal-

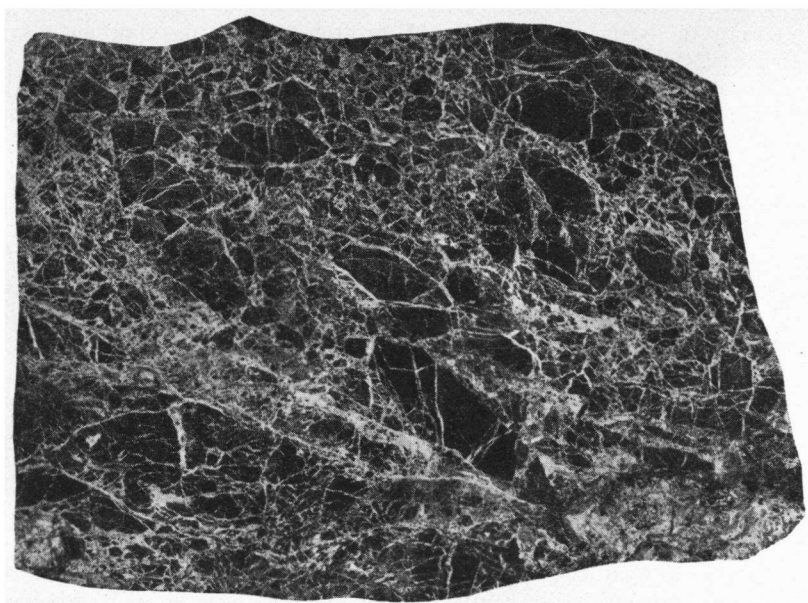


Fig. 7.

Autoclastische breccie in de Valsecca bij Capo Valle;
aangeslepen steen, natuurlijke grootte.

liseerde kalk. Opvallend is het groote oppervlak dat de componenten innemen t. o. v. de matrix.

De breukbreccies worden soms begeleid door mylonieten. Bij de breuk ten W van de Cima Valmora (J. 1) treden mylonieten op aan weerszijden van een brecciezone van 80 cm dikte. Deze laatste bestaat uit hoekige, verkitte en gedolomitiseerde Esinofragmenten. Bij de secundaire, 45° naar het W hellende breuk ten N van de M. Vetro (F. 2), die vanuit Bta Grumello (G. 3) zichtbaar is, komt naast de 2 m dikke mylonietbanken een lens van breukbreccies voor. De breukbreccies van de transversaalbreuk ten E van il Pizzo gaan verder zuidelijk geheel in mylonieten over. Schuiven kalkcomplexen over elkaar, dan treden meestal slechts mylonieten op, zoo bijv. bij de CAO ten S van Valcanale en bij de Arera-terugschuivingen in de Cima del Fop, Cima Valmora,

Corna Piana, Lago Branchino en de Mte Vetro. Bij de aanleg van een stuw, welke het Lago Branchino in het E moet afsluiten, zijn prachtige mylonieten aan den dag gekomen (fig. 6 c). De donkere uitgewalste Valseccabanden worden hier door witte, zeer zuivere kalklaagjes afgewisseld. Waarschijnlijk heeft hier tektonische ontmenging plaats gevonden (SANDER).

Tusschen overschuivingsbreccies en mylonieten bestaan alle overgangen. Zoo'n overgangsgesteente tusschen myloniet en breccie is in fig. 6 b afgebeeld. Hetgeen de fragmenten van dit gesteente onderscheidt van die van fig. 6 a is hun afgeronde vorm en weinig scherp begrenzende vlakken. Het in fig. 6 b weergegeven gesteente werd gevonden aan de basis van het Mte Vetro-terugschuivingsvlak en bestaat geheel uit Esinokalk. Het tusschen de witte fragmenten voorkomende mylonitische materiaal is rood gekleurd door injecties van ijzeroxyden, die langs dit overschuivingsvlak moeten hebben plaats gevonden. Een rose of roode kleur is voor Esinomylonieten zeer typisch. Soms is de concentratie van haematiet zoodanig, dat wij moeten aannemen dat een injectie van ijzerhoudende oplossingen langs het overschuivingsvlak heeft plaats gevonden. -

Mylonieten kunnen reeds bij verschuivingen van een zeer klein bedrag ontstaan. Bij gelaagde Esino treden zij vaak in evenwijdige vlakken op, doordat de beweging vooral plaats vindt door verschuiving langs de oorspronkelijke laagvlakken.

In het bestudeerde gebied worden storingen veelvuldig door dolomitatie en mineralisatie begeleid. In de rivier van het Valle di Mezeno (G. 3) vinden wij een breukbreccie welke geheel met calciëet geïnjecteerd is, waardoor een vast en buitengewoon hard gesteente (breuk O. 2, zie fig. 9) is ontstaan. Calciëetgangen in de kalken en kwartsgangen in het Perm zijn meestal langs breukjes met geringe verschuiving ontstaan. De bijna 75 cm dikke bariëetgang in de porfier ten S van Bta Grummello is langs een breuk ontstaan met verschuivingsbedrag van circa 25 m. De ertsen bij Foppa (C. 4) en Pusdosso houden zeker verband met de Brembobreuk.

B. Schistositeit en Clivage.

Definities. Teneinde begripsverwarring te voorkomen, zullen eerst enkele bij elkaar behoorende verschijnselen worden besproken, hetgeen te meer noodig is, omdat zeer weinig auteurs daar eenzelfde meening over hebben. Onder *schistositeit* zal worden verstaan het verschijnsel:

- 1e. dat kristallen van eenige of alle mineralen of conglomeratische bestanddeelen van een gesteente in zekere richting grootere afmetingen hebben dan in andere richtingen en zij dit verschijnsel in gewone omstandigheden (bijv. bij dieptegesteenten) niet of in veel mindere mate vertoonen (principe van D. SHARPE),
- 2e. dat mineralen, die van nature reeds heterometrisch zijn (bijv. biotiet), alle min of meer evenwijdig zijn georiënteerd of gerangschikt, onverschillig of bij de overige mineralen, die in gewone omstandigheden isomorf zijn, schistositeit in de onder a bedoelde zin optreedt of niet (principe van H. C. SORBY),

indien deze eigenschappen in het gesteente secundair zijn ontstaan onder invloed van tektonische krachten (of daardoor optredende bewegingen).

Onder *clivage* in het algemeen verstaan wij, evenals in de mineralogie gebruikelijk is, de eigenschap, welke vaak in gesteenten optreedt, om volgens evenwijdige vlakken te splijten, door toepassing van een of ander mechanisch proces (bijv. een hamerslag) (dus nooit geopende voegen, barsten of lithoklazen). VAN HISE toonde (nadat verschillende van zijn voorgangers er reeds op gewezen hadden) nog eens duidelijk aan, dat *clivage* vrijwel steeds samenvalt met de schistositeit en wordt veroorzaakt doordat mineraalkorrels allen met hun meest splijtbare richting nagenoeg evenwijdig liggen (dus breuk dóór de mineraalkorrels) of wel, doordat de adhesie der korrels geringer is, dan de cohesie van het materiaal waaruit zij bestaan (breuk langs de korrels). Dit zullen wij de *ware clivage* (*true cleavage, ultimate cleavage, cleavage proper*) noemen in tegenstelling tot de „*schuifclivage*” (*false cleavage, Ausweichungschlivage, close-joints cleavage*). In dit laatste geval hebben wij met vlakken te doen, waarin relatieve beweging van twee deelen t. o. v. elkaar heeft plaats gehad (schuiving), zonder dat echter het verband of de cohesie tusschen die deelen is opgeheven (de cohesie is wel verminderd). Langs deze verzwakte richting in het materiaal treedt gemakkelijk breuk op, de z.g. „*schuifclivage*”, die vaak bij leien en schisten optreedt. Tevens kan hiernaast een zekere schistositeit optreden, met bepaalde hoek de *schuifclivage* snijdend.

Schuifclivage is ook wel zoo gedefinieerd, dat de splijtvlakken, niet in ieder willekeurig punt van het gesteente kunnen ontstaan, doch slechts op die plaatsen, waar schuiving van twee deelen t. o. v. elkaar heeft plaats gehad („*close-joints cleavage*”).

Het is niet uitgesloten, dat *ware clivage* en *schuifclivage* evenwijdig zijn en evenmin, dat schistositeit zou zijn gevormd door translaties in het gesteente langs het schistositeitsvlak (SANDER).

Diaklazen of *voegen* kunnen in een gesteente op twee principieel verschillende manieren ontstaan, nl. als z.g. *rekvoegen*, ontstaan door zuivere rek in een richting loodrecht op de voegen en als *stuw- of schuifvoegen* (*piezoklazen*), die evenals *schuifclivage* onder een scherpe hoek met de drukrichting staan. *Schuifvoegen* hebben de eigenschap glad te zijn, *rekvoegen* zijn meest ruw of bobbelig (zie beschrijving van *rekvoegen* bij HEIM p. 50).

Als algemeene term voor barsten, spleten en voegen in een gesteente heeft men de naam *lithoklazen*; voegen, die door mechanische krachten ontstaan, dus *schuif- en rekvoegen*, vat men samen onder de naam *diaklazen*, en dat gedeelte der *diaklazen*, hetwelk door drukkrachten wordt voortgebracht (*schuifvoegen*) geeft men de naam *piezoklazen*. Onder *synclazen* worden dan alle krimp- en uitdrogingssscheuren (basalt, uitgedroogde klei) samengevat.

Literatuur:

- HARKER, A. On slaty cleavage and allied rock structures with special reference to the mechanical theories of their origin. Brit. Ass. for the Adv. of Sci., 55th meeting 1855. Proc. pp. 813—852.
- HEIM, A. Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878, Bd. II.
- HISE, C. R. VAN. Deformation of Rocks, III cleavage and fissility. J. of Geol. vol. 4, 1896, pp. 449—483.
- SANDER, B. Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930.
- SHARPE, D. On slaty cleavage. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 3, p. 74, 1847.
- SORBY, H. C. On the story of the origin of slaty cleavage. Phil. Mag. London, vol. 12, 4 ser., 1856, p. 127.
On some facts connected with slaty cleavage. Rep. Brit. Ass. for the Adv. of Sci. 27th meeting 1857, trans. p. 92.
On the microscopical structure of Micashist. Rep. Brit. Ass. for the Adv. of Sci. 27th meeting 1857, trans. p. 78.

De schistositeit van het grondgebirge moeten wij dadelijk scheiden van die van de permische en triadische sedimenten; ten eerste omdat het ouderdomsverschil belangrijk is en ten tweede omdat de helling van

de schistositeit verschilt. Merkwaardigerwijs heb ik nergens in het geheele gebied een discordantiehoek tusschen de gelaagdheid van het Perm en de schistositeit van het grondgebergte kunnen aantoonen. Dit is in de profielen tot uitdrukking gebracht. De schistositeit van het grondgebergte is zeker pre-permisch, aangezien in het basaalconglomeraat rolsteenen van glimmerschisten voorkomen. Nadere gegevens omtrent de ouderdom van deze schistositeit kan het gebied ons niet verschaffen. Vermoedelijk zijn de schisten polymetamorf, zooals ANDREATTA dit voor het meer oostelijke deel der Dinariden aantoonde (lit. 1).

De schistositeit der permische sedimenten staat zeer steil. Haar strekkingsrichting valt samen met de structuurrichting, behoudens kleine afwijkingen. De schistositeit is in zooverre aan de gelaagdheid gebonden als zij veranderingen vertoont in de hellingshoek, al naar gelang de helling van het Perm zelf verandert. Zoo maakt zij steeds een hoek, die weinig van 90° verschilt met de stratigrafische gelaagdheid. Is het Perm min of meer horizontaal, dan vond ik een steile naar het N of naar het S hellende of verticale schistositeit. In de steil naar beneden buigende Verrucano van de Valcanale-flexuur, helt de schistositeit zwak tot matig steil naar het N; vaak is zij horizontaal of heeft een flauwe S helling. Deze waarnemingen maken het waarschijnlijk, dat de schistositeit in het Perm ontstaan is tegelijk met de vorming van anticlinalen, synclinalen en de Valcanale-flexuur, dus tijdens de Alpiene plooiingsperiode. De schistositeit denk ik mij gevormd door de inwendige spanningen van de groote tangentiale tektonische krachten tijdens de oplooiing.

De schistositeit zal m.i. niet steeds loodrecht op de maximale inwendige spanning hebben gestaan. Zij zal getracht hebben zich loodrecht op deze spanning te stellen, doch zal zich tevens hebben aangepast aan de mogelijkheden van uitwijken. Zijn deze uitwijkingsmogelijkheden in enkele of alle richtingen loodrecht op de grootste spanning maximaal en *in* de richting van de grootste spanning minimaal, dan zullen wij door een dikte-afname der gesteentecomponenten in de richting van deze spanning en missehien tevens door een diktetoename dier componenten in enkele of alle richtingen loodrecht daarop, een schistositeit krijgen, die normaal staat op de grootste inwendige spanning. Staat de richting waarin maximale uitwijking kan plaats vinden niet normaal op deze spanning, dan zal een zijdelings uitwijken van de materie in die richting plaats vinden. De schistositeit zal hierbij dus een hoek maken met de maximale spanning in het gesteente. Het eigenaardige is hierbij, dat de richting van de maximale afplatting der gesteentecomponenten niet samenvalt met de rangschikking der gesteentecomponenten, doch daar een geringe hoek mee maakt.

Deze verschillende mogelijkheden van uitwijken kunnen onder meer ontstaan zijn door inhomogeniteiten in het gesteente. Zoo zijn de porfieren bijv. zeer weinig schisteus door hun groote vastheid, terwijl de tuffen in de onmiddellijke nabijheid daarvan deze in groote mate kunnen vertoonen. De schistositeit zal zich dus aan deze onregelmatigheden in het gesteente moeten aanpassen, m.a.w. zullen de schistositeitsvlakken bij een weinig homogeen gesteente gebogen zijn en bij een zeer homogeen

gesteente recht en regelmatig. Dit nu valt in het bestudeerde gebied inderdaad waar te nemen.

De boven beschreven schistositeit is niet te verwarren met de schuivende beweging, die langs de laagvlakken heeft plaats gevonden en daar een schuifclivage evenwijdig aan deze vlakken heeft doen ontstaan. De clivage van het bij deze vlakken optredende gesteente is ontstaan door een schuivende beweging van de verschillende lagen over elkaar onder invloed van de bij de plooiing optredende kromming. Deze schuivende beweging is zeer geprononceerd, indien, zooals vaak bij de Verrucano het geval is, de sedimenten dikgebankt zijn.

Clivage treedt gewoonlijk in de meer fijnkorrelige gesteenten op.

De boven beschreven verschijnselen zijn regionaal en moeten worden gescheiden van plaatselijk optredende schistositeit, clivage of piëzoklazen, welke onmiddellijk met storingen samenhangen. Deze laatste treft men vooral aan onder de permische sernifieten, Caronaschisten, de Servino en mergelige kalken van de overige Trias.

Over de diaklazen heb ik mij geen vast omljnde voorstelling kunnen vormen. In het algemeen treden de belangrijkste systemen evenwijdig aan en loodrecht op de tektonische assen op. Van minder belang zijn de richtingen, welke hiervan afwijken. Vrijwel steeds geldt dat, zoowel voor de belangrijke diaklaassystemen als voor de minder belangrijke, een symmetrievlak loodrecht op de tektonische assen staat. Enkele groepen van diaklazen zijn met kwarts opgevuld; of de conclusie, dat deze ouder zijn dan de niet met kwarts gevulde, juist is, heb ik niet kunnen aantoonen.

VI. TEKTONISCHE BESCHRIJVING VAN HET GEBIED.

Reeds bij een vluchtige beschouwing van het gebied valt dadelijk in het N een vrijwel ongestoord gneis-Perm-massief op, terwijl zuidelijk daarvan een sterk gestoorde Trias-zone voorkomt. Het gneis-Perm-massief duikt in het S sterk neerwaarts en vormt zodoende een flexuur, die bekend staat onder de naam Valcanale-flexuur. Zuidelijk hieraan grenzend zien wij twee lange E—W verloopende breuken, de Valcanale-opschuiving (VO) en de Baita Caprarizzo-Ardesio-opschuiving (CAO). Bij de Pzo Arera komen min of meer vlakke overschuivingen met zuidwaarts gerichte beweging voor: de Arera-terugschuivingen (AT). Voorts vallen nog op, verschillende NNE—SSW verloopende breuken, zoowel in de flexuur van het gneis-Perm-massief als in de Triaskalken zelf. Van W naar E vinden wij in de flexuur achtereenvolgens deze breuken in het Brembodal (B, C. 3), bij Capo Valle (E. 3), oostelijk van de Baita Mezzeno (G. 3) en naar Laghi Gemelli (H. 5) loopend, en ten E van Baita Corte (I. 4). In de Triaskalken resp. oostelijk en westelijk van Baita dei Muffi (D. 2), welke beide een horst insluiten, verder breuken aan beide zijden van het Val Vedra (F, G. 1), waar een slenk van Raibl kalken tusschen de Esino voorkomt, voorts ten E van de Arera (H. 2) en aan beide zijden van de Cima Valmora (J. 1). Bovendien treden kleinere storingen op, o.a. in het Brembodal en vooral bij het Valle di Mezzeno (G. 3). Nu de lezer eenigszins algemeen georiënteerd is, zal tot een gedetailleerde beschrijving van de tektonische verschijnselen worden overgegaan.

A. De opschuivingen met noordwaarts gerichte beweging.

Hiertoe behooren de Valcanale- en de Baita Caprarizzo-Ardesio-opschuivingen.

A 1. De Valcanale-opschuiving (VO) is goed ontsloten bij het eerste huisje aan de linkerkant van de weg, die vanaf de driesprong S. Martino de' Calvi (Piazza Brembana)-Branzi-Roncobello naar de Centrale in het dal loopt (B. 3). Reeds voor men dit huisje bereikt, is aan de weg een mooie ontsluiting te zien in de Servino, welke normaal ligt op de Verrucanomassa van de Porta delle Cornacchie (C. 3) en in het W door de Brembobreuk van de Verrucano van het Val Mana (H. 3) is gescheiden. De Servino heeft hier klaarblijkelijk zeer in de knel gezeten. Zij is geheel schisteus geworden, terwijl de kleine glimmerblaadjes, waaraan de Servinomergels steeds zoo rijk zijn en waaraan ze haar zachte zijdeglans ontleenen, hier omgekristalliseerd zijn tot micablaadjes

van de grootte van een mm. Ten E van bovengenoemd huisje valt de breuk op, doordat zuidelijk, bij de buizen van de Centrale, Verrucano is ontsloten, terwijl bij het huisje zelf een storingszone voorkomt, met noordelijk daarvan lagen, welke ik voor de grenslagen tusschen de Verrucano en de Servino houd. Getroost men zich de moeite vanaf de Centrale in de richting van Branzi stroomopwaarts door de rivier te waden, dan kan men de breuk duidelijk waarnemen als een gemylonitiseerde mergelzone tusschen Verrucanoconglomeraten. De breuk is hier zeer steil, de helling schat ik op ongeveer 70° naar het Zuiden.

In oostelijke richting tot aan Roncobello is de breuk niet meer ontsloten. Slaat men het pad in, dat van de kerk van Bàresi (C. 3) naar Fondra (C, D. 3, 4) loopt, dan ziet men bij de turbinebuizen de Servino van de Cornacchie in het N zwak naar het S hellen, terwijl zij zuidelijker, iets vóór de buizen sterk naar beneden buigen. Bij de kapel van S. Carlo, halverwege het pad dat boven de autoweg van Bàresi naar Roncobello loopt, zijn de overgangslagen tusschen de Verrucano en de Servino weer ontsloten. Zij vormen hier een zwak naar het S hellende koepel, aangezien men iets voor de kapel nog een zwakke SSW helling en iets daarna een zwakke SSE helling vindt. Klaarblijkelijk verloopt dus de VO ten N van de vlakliggende Verrucano van deze kapel.

Ten SE van Monica (D. 3) vindt men in de Valsecca rivier overschuivingsbreccies, welke meer E voor de VO zoo karakteristiek zijn. Aangezien hier het onderste gedeelte van de Valseccaformatie tegen de midden Servinomergels voorkomt, kan de springhoogte hier niet groot zijn, waarschijnlijk minder dan 100 m. De helling van de breuk zal vermoedelijk ongeveer 45° naar het Zuiden bedragen evenals meer oostelijk tot aan Valcanale toe. De Valsecca—Servinogrens bij Costa is ter plaatse van de VO niet normaal; er heeft hier een zeer kleine verschuiving plaats gehad, welke op de kaart echter verwaarloosd is. Waarschijnlijk is door de VO de Valsecca bij de beweging iets in de diepte achtergebleven.

Van Roncobello naar Capovalle gaande, is in het riviertje onder het bruggetje bij de dubbele s-bocht van de weg, Valsecca ontsloten, die bijna verticaal staat; waarschijnlijk is dit een onregelmatigheid, veroorzaakt door de VO, welke hier noordelijk vlak langs loopt. Zeker is echter, zooals in de Val Secca rivier blijkt, dat de Valseccaformatie hier sterk in zuidoostelijke richting naar beneden duikt, zoodat men naar het E gaande steeds in jongere lagen komt. De zachtglooiende heuvel, die men hierna links van de weg passeert, bestaat geheel uit Valsecca, hetgeen blijkt uit een ontsluiting aan de N voet. Het bedrag van de opschuiving is hier vrij belangrijk, aangezien nu Valsecca tegen ongeveer 45° naar het SSW hellende Verrucano aan ligt. Minder belangrijk is zij weer bij Capo Valle, als gevolg van een NNW loopende transversaalverschuiving in de flexuur, waardoor men hier weer het contact Servino-Valsecca vindt, dat echter anomaal is, gezien de overschuivingsbreccies welke men in de rivier aantreft. Omdat de flexuur hier een strekking $N 110^\circ E$ heeft, wordt (door de ombuiging naar het N van de VO) de Servino en de geheele Verrucano van de flexuur, schuin afgesneden. Bij Baita Grumello vindt men tenslotte Esino tegen porfier. Meer oostelijk is het

bedrag van de breuk weer minder belangrijk door een nieuwe transversaalverschuiving, de Laghi Gemelli-breuk (GB), waarbij een soortgelijk verschijnsel optreedt als bij Capo Valle. Onbelangrijk blijft zij tot Valcanale; steeds vindt men Valsecca anomaal aan Servino grenzend, gescheiden door tektonische breccies, welke in een afzonderlijk hoofdstuk reeds beschreven zijn. Eerst bij Valcanale wordt het bedrag weer belangrijker, omdat hier steeds meer de onder Valsecca gaat ontbreken, tot tenslotte verder oostelijk in het door SWOLFS bewerkte gebied, aangenomen moet worden, dat de Valsecca geheel afgesneden wordt (zie profielen van bijdr. 15).

Resumeerend kunnen wij dus zeggen, dat de VO tot Valcanale een breuk is, waarlangs weinig belangrijke bewegingen hebben plaats gehad, welke ten E van Roncobello in de Servino-Verrucano loopt en ten W daarvan de Triaskalken scheidt van de Servino, die normaal op de Verrucano van de Valcanaleflexuur ligt. Belangrijker wordt de VO eerst ten E van Valcanale en ten W van enkele transversaalverschuivingen, t.w. de breuk van Capo Valle en de Laghi Gemelli-breuk. Dat deze weinig belangrijke bewegingen toch zulk een uitgesproken tektonische lijn te voorschijn roepen, is dus ook veeleer aan de flexuur te wijten dan aan de hier en daar waargenomen opschuivingsbewegingen. De scherpe topografische uitbeelding van deze tektonische lijn is geheel toe te schrijven aan de vergaande erosie van de zachte Servinolagen tusschen het harde Perm en de harde triadische kalken.

A 2. De Caprarizzo-Ardesio-opschuiving (CAO). In tegenstelling met de VO verloopt deze breuk van E naar W geheel in de kalken. Het begin van de breuk hebben wij waarschijnlijk iets ten W van la Trinità te zoeken (B.2). Het contact tusschen de Valsecca en de Servino is hier niet geheel normaal, d.w.z. dat kleine bewegingen langs het grensvlak hebben plaats gehad. De boven Servino is hier een harde, lichtgrijze mergelkalk, die naar beneden toe steeds mergeliger wordt. Door tektonische krachten is de mergelkalk geheel stuk gedrukt tot kleine parallelpipeda en kleinere mergelsplinters. Hieronder komen eenige sterk naar voren springende onbegroeide klippen voor, die eveneens uit mergelkalk tot kalkmergel bestaan. Echter komen hierbij aan de bovenkant duidelijk eenige meer mergelrijke, zachtere en geheel uitgewalste laagcomplexen voor van zeker 2 m dikte. De tektonische breccie welke men hier vindt is geheel analoog aan die, welke optreden bij de VO en de CAO bij Baita Caprarizzo (G.3) en welke reeds apart beschreven zijn. Het is hierom dat ik gemeend heb het begin van de CAO boven deze klippen te moeten leggen. Duidelijker is deze opschuiving ten S van Costa (D.3), waar tusschen de Valsecca van de Corna delle Coste en de Valsecca ten S van Monica nog een 60 m dik pakket Servinomergels ligt. Zeer opvallend is de CAO vervolgens op het pad van Capo Valle naar Baita Caprarizzo, op 1500 m hoogte waar het pad horizontaal begint te lopen. Links van ons pad, aan de N kant, zien wij zeer steil staande, slecht gelaagde Esinokalken (zie fig. 8). Daar waar het pad door het meestal droge beekbeddinkje loopt (14) en iets daarvoor, is witte, suikerkorrelige dolomiet ontsloten, welke boven Esino-

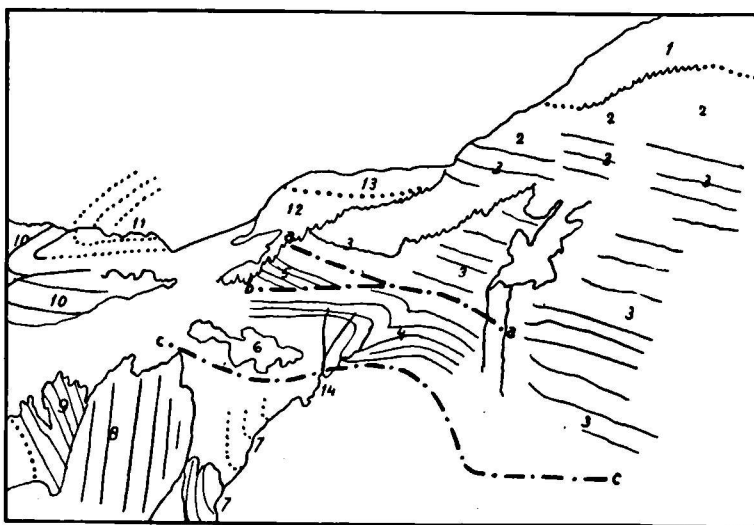


Fig. 8.

De Raibl-schub ten N van de M. Vetro, gezien vanuit Capo Valle. 1, 2 en 3: normale opeenvolging van Esino (1), dolomitische Esino en bovenste en middelste sterk gedolomitiseerde Valsecca (2) en onderste Valsecca (3) van de Bta Vindiolo; 4: Raibl-schub met synclinaal en anti-clinaal; 5: op 4 geschoven deel van de Raibl-schub langs het opschuivingsvlak b; 6: klomp ongelaagde witte kalksteen; 7: ombuiging in de Esino van de Caprarizzo synclinale; 8: steile N flank en 9 minder steile N flank van de Capr. synel.; 10: Esino-onder Raibl van de Bta del Fop synclinale; 11: midden Raibl van de Bta del Fop synel.; 12: hoog gelegen Esino en onder Raibl van punt 1920 ten NE van de Vetro (zie geol. kaart); 13: de boven de laatste gelegen midden Raibl.; 14: plek, waar het pad het beekbeddinkje snijdt; a: de CAO; b: secundair opschuivingsbreukje in de Raibl-schub; c: de overschuiving van de Raibl-schub over de Caprarizzo synclinale.

dolomiet blijkt te zijn, zoodra wij ons pad naar het E vervolgen. Daar immers vinden wij spoedig onder en midden Raiblkalken in de dicht begroeide steile hellingen links van het pad. De strekking van de Raibl-Esino is steeds min of meer NE—SW; verticaal in het W (8), wordt de SE helling naar het E en N steeds geringer (9).

De steile wand rechts van ons, ten S van het pad, bestaat uit Valsecca (3 en 2), en wordt hooger op gevolgd door Esino (1). Tusschen beide complexen in komt ter hoogte van het pad een Raibl-schub voor, die in zich zelf weer plooien (o.a. 4) en opschuivingen (5 t. o. v. 4) vertoont. Zulk een liggende ploi ziet men dicht bij de plek waar het pad door het beekje loopt (14, 4). De strekking van de ploi is N 113° E; zij bestaat uit een sterk samengedrukte liggende synclinale, waarop in het N een minder samengeknepen anticlinale volgt, doordat de noordelijke vleugel van deze anticlinale een zwakkere N helling heeft dan de zuidelijke vleugel.

Meer westelijk, waar de Raibl-schub op het punt staat in het hellingpuin te verdwijnen, bevindt zich eveneens een kleine opschuiving, waarbij het SW deel van de schub op het NE deel is geschoven.

Vlak voor ons, aan de linkerkant, waar het pad een bocht maakt naar het N, zien wij een klomp slechtgelaagde, witte kalken (6), die discordant staan op de steile Esinokalken welke zij bedekken (7 en 8). Waarschijnlijk zijn dit onder Raiblkalken van de schub, die hooger op uit midden Raibl bestaat, gezien de mergellagen, welke vooral meer westelijk, tusschen de zwarte kalken optreden. Mogelijk staat deze onder Raibklomp niet in direct verband tot de midden Raibl en zijn beiden bij de opschuiving min of meer afzonderlijk uit de diepte meegesleurd. Het hier beschreven verschijnsel is duidelijk vanuit Capo Valle waar te nemen, terwijl men vandaar tevens een ombuiging ziet in het onderste Raibl-Esinocomplex (7), waaruit men concludeeren kan, met een synclinale te doen te hebben met horizontale S-vleugel en verticale N-vleugel (8), de Caprarizzo synclinale. Bij de tektoniek van het Valle di Mezeno zal nog eens op deze synclinale worden teruggekomen.

Wij vervolgen echter ons pad, dat een bocht naar het N maakt en vervolgens uitkomt in een kom (amphitheater) die geheel met hellingpuin bedekt is. De Raiblschub is dan niet verder te vervolgen. Iets verder, doch nog voor de rug, welke de kom in het E begrenst, komt men bij een splitsing in het pad. Volgen wij het pad dat in westelijke richting naar boven loopt. Spoedig komen wij dan aan de basis van het Valseccacomplex, waaronder wij een bank vinden van duidelijk herkenbare Servino, welke hier uitgewalst is tot een tektonische breccie. Teruggaand en het vorige pad vervolgend komen wij bij de reeds genoemde rug, waar ter plaatse zich een bronnetje bevindt. In de wand ten W van het bronnetje treden zwarte kalken op, die breccieus en geheel gedolomitiseerd zijn. Deze kalken houd ik voor Valsecca, welke door een breuk van de Esino bij het bronnetje is gescheiden. Verderop is deze breuk duidelijk te zien, zij helt ongeveer 60° naar het SE, scheidt de Valsecca en de daarop liggende Esino van de Esino van de Mte Vetro. Onder de sterk breccieuse Esino van het bronnetje treft men een gele mergelbreccie aan, met kalkstukken er in. Deze breukbreccie van de

CAO is te vervolgen als een zone van wisselende breedte tusschen de Corno Branchino en de Mte Marogella in tot iets ten N van de Bta Neel di mezzo.

Vervolgens scheidt de CAO een smalle Esinostrook van de Servino van de Baita Piazza di mezzo. Noordwestelijk van deze Baita is in de Servino een diep dal ingesneden, dat op oudere kaarten werd aangegeven als het Val Rossa, een uitstekende naam voor dit dal waarvan de kale wanden uit versplinterde, roestbruin verweerende mergels bestaan. Tusschen de Servino en de Esino komt in dit dal een kleine schub voor van Valsecca in de vorm van dikgebankte „bernocolutto” kalk. Meer oostelijk is eveneens een dergelijke schub duidelijk te zien; waarschijnlijk hangen beide samen met de Marogella-schubben. Ten S en SW van Valcanale loopt de CAO tusschen de Esino en de Valsecca door, waar dikke pakketten myloniet zijn ontwikkeld.

B. De tektoniek van het Valle di Mezzeno en het Val Vedra.

Alvorens tot de tektoniek van het Valle di Mezzeno over te gaan, zullen enkele meer noordelijk gelegen verschijnselen worden besproken.

Ten zuiden van Laghi Gemelli begint een groote SW—NE verloopende storing, de Laghi Gemelli Breuk (GB), waarlangs het oostelijk gedeelte dieper is komen te liggen. Dit blijkt uit het feit, dat de Verrucano bij de Pso di Mezzeno aan de Collioporfier grenst, en verder zuidelijk zelfs de Servino tegen Verrucano en tegen porfier aan ligt. De spronghoogte neemt dus naar het S toe, doch tevens heeft een beweging van het oostelijk gedeelte naar het N plaats gehad, omdat de Valcanaleflexuur zich ten W van de GB veel zuidelijker bevindt (ten N van Caprini) dan ten E daarvan (ten S van Baita delle Foppe, G. 4, zie fig. 11).

Zuidelijk van de Servino van de Valcanaleflexuur bevindt zich een kleine opschuiving, waardoor ten NW van de Bta di Mezzeno (G. 3) weer Verrucano wordt gevonden. De Servino is tusschen deze Verrucano-massa's geheel schisteus geworden. Naar het E is de Verrucano ten gevolge van de glaciale bedekking niet meer te volgen, terwijl bovendien op de Pso di Marogella niets meer is waar te nemen. Wij moeten aannemen, dat de opschuiving hier geheel in de Servino verloopt.

Bij de Bte di Mezzeno loopt de Verrucano-Servinogrens (strekking N 84° E, helling 55°). Zuidelijk daarvan is in de beek steeds de Servino ontsloten totdat er nog zuidelijker normaal een strookje Valsecca op volgt, hetwelk door de VO van de Valsecca van de Mte Marogella is gescheiden (zie fig. 9, kaartje Mezzeno en fig. 10). Deze Valsecca, die in het N bij de Pso della Marogella aanvankelijk met een helling van 50° naar het SSE daalt, buigt naar het S toe steeds steiler naar beneden, totdat zij tenslotte verticaal staat (strekking 198) ter plaatse waar het pad van Mezzeno naar Lago Branchino de CAO snijdt. Soms vindt men zelfs een steile N helling. In het Valle di Mezzeno (G. 3) volgt op deze steile Valsecca normaal Esinokalk. Een en ander is in profiel VI verwerkt. Deze volgens een cilindervlak naar het S hellende Valseccalagen worden in de Mte Marogella schuin door twee schubben afgesneden,

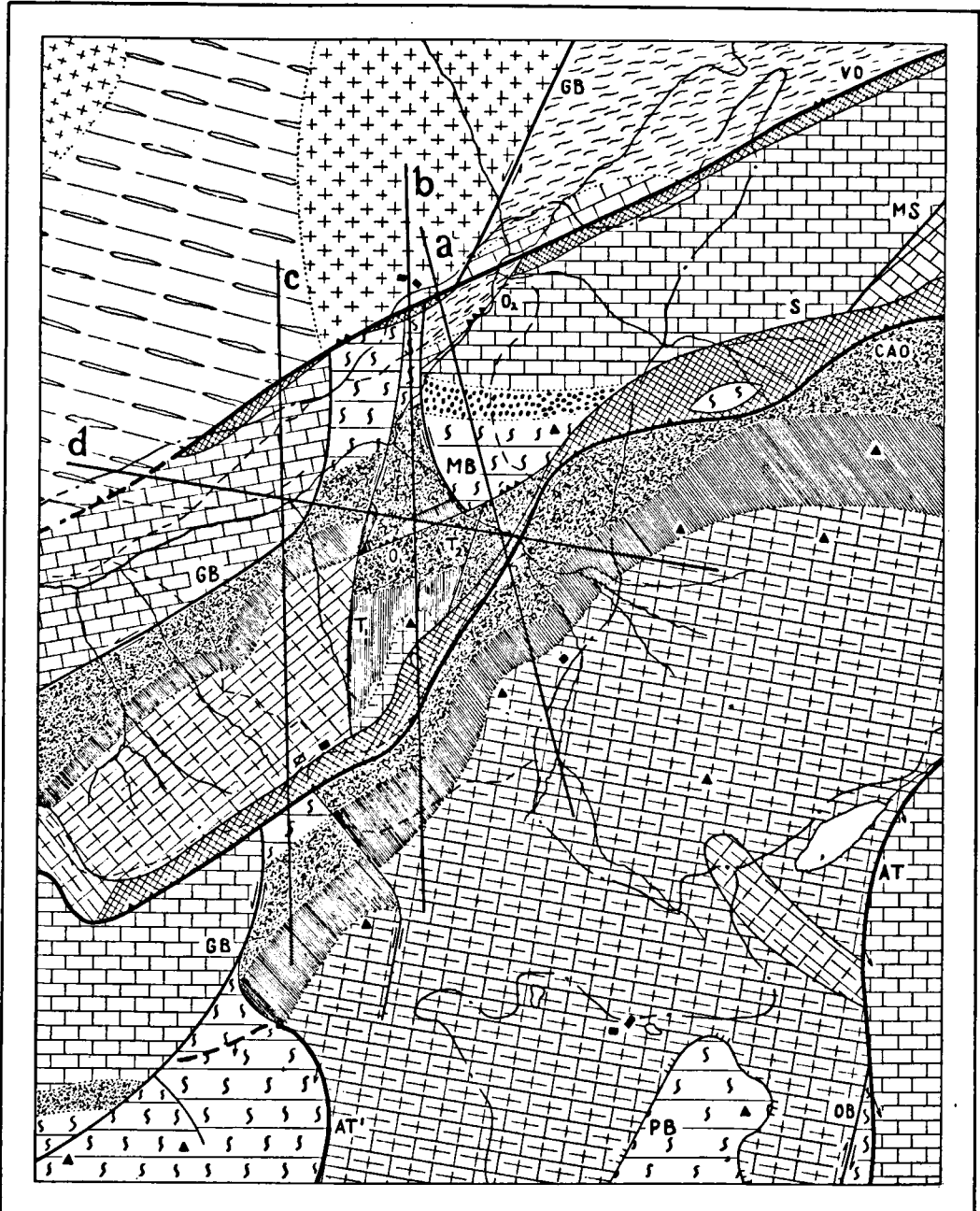


Fig. 9.

Detailkaartje van de omgeving van het Valle di Mezzeno, in schaal 1:12500.
De teekens zijn verklaard in fig. 10.

PROFIELEN VAN HET VALLE DI MEZZENO

SCHAAL 1:12500

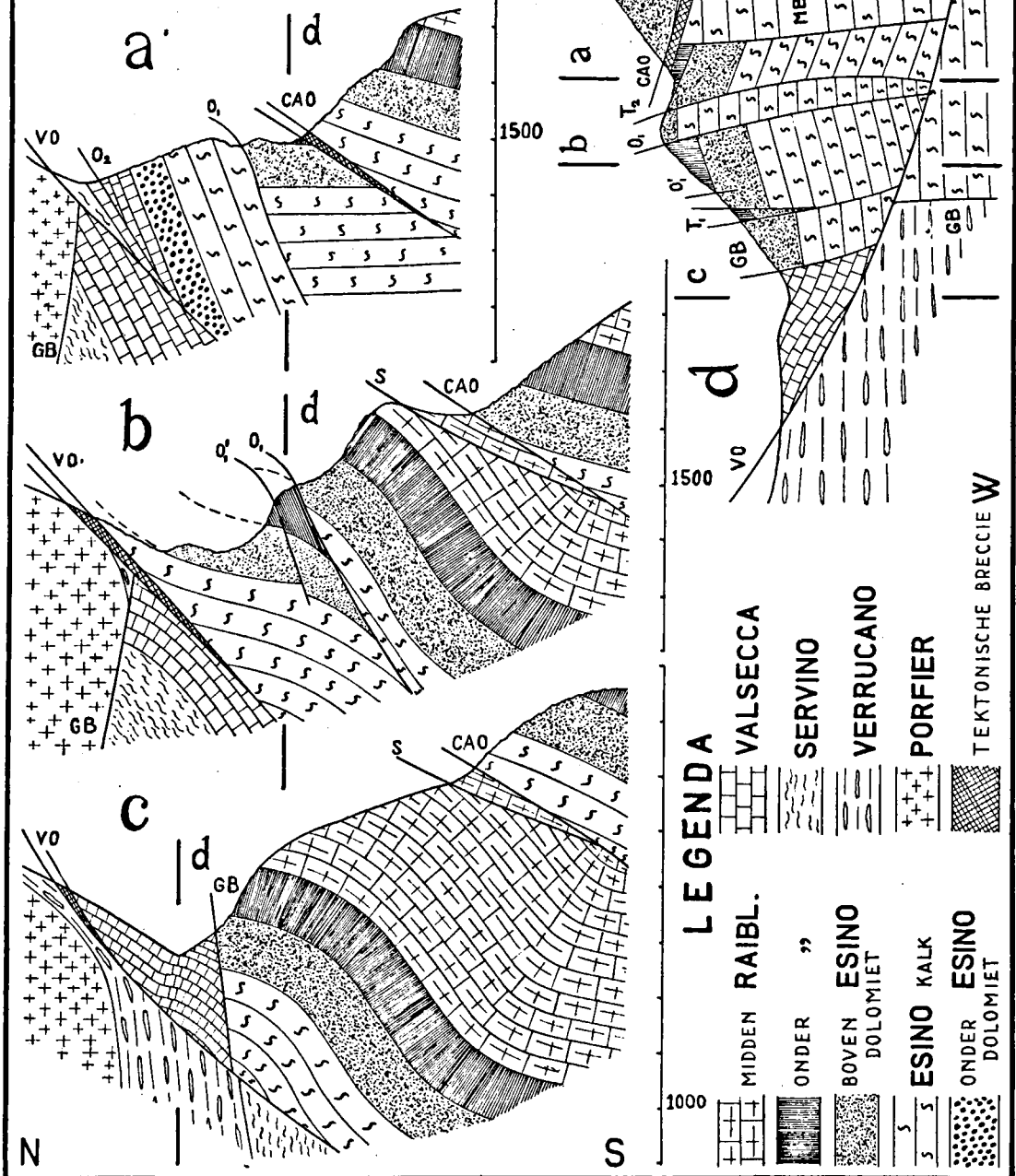


Fig. 10.

welke ook weer uit Valsecca bestaan. De gelaagdheid in deze Marogella-schubben (MS) is zwak naar het S en evenwijdig met de opschuivingsvlakken. Vanuit Baita di Campo (G.3) zijn deze schubben duidelijk te zien. De onderste dezer schubben snijdt de onderliggende Valsecca discordant af. Oostelijk van de Marogella zijn de schubben niet te zien; echter zijn hier mergelzone's aanwezig, welke voorkomen men in de Valsecca niet zonder meer zou kunnen verklaren. Volgt men vanaf Baita Neel deze mergelzone's naar boven, dan komt men op dezelfde plaatsen uit, waar men vanuit Baita di Campo de discordantievlakken heeft doorgetrokken. Waar men aan de W hellingen van de Marogella deze vlakken door de steile topografie slechts op enkele punten kan bereiken, vindt men steeds weer een geelbruin mergelig materiaal ontsloten. Op grond van deze waarnemingen concludeert men tot het bestaan der schubben zooals deze op de kaart aangegeven zijn.

Ingewikkelder is de tektoniek in het Valle di Mezzeno en bij Baita Caprarizzo. Vanaf Capo Valle naar Bta Grumello loopend, komt men na de uitstekende rotsen van tektonische breccies bij een groote breuk, de „Faggio”. Rechts de beuk omlopend naar de N oever van de Valsecca rivier, kan men hier de breuk (GB) tusschen de Esino en de Valsecca waarnemen, welke laatste sterk geplooid is, hetgeen blijkt, als men in de rivierbedding afdaald. Deze afdaling loont de moeite, aangezien men aan de overkant van de rivier bij groote kolksgaten in de wand de breuk zelf waarnemen kan; deze loopt hier aan de dalzijde van de kolksgaten in zuidwestelijke richting en helt ongeveer 60° naar het SE. Tevens komt men tot de ontdekking, dat de kalkwandjes ten westen van de kolksgaten uit donkere dolomitische Valsecca bestaan, zooals nog duidelijker blijkt, wanneer men het droge zijriviertje meer westelijk opklautert. Deze breuk, waarvan het westelijk gedeelte dus geologisch hooger ligt dan het oostelijk, houd ik voor identiek met de Laghi Gemelli Breuk. Een tweede breuk, van secundair belang echter, volgt meer oostelijk; vanaf het pad, dat van de Faggio rechts naar beneden loopt, is deze breuk (T.1 van fig. 9) evenals de voorgaande, duidelijk te zien.

Iets voordat ons pad de rivier bereikt, is rechts onder het pad Servino ontsloten, waarop zuidelijk direct Valsecca volgt. Een breuk O.2 in de rivier scheidt deze Valsecca van het Valsecca-Esinocomplex van de Marogella. Naar het W wordt deze opschuivingsbreuk, die vrij steil naar het SSE helt, begrensd door een belangrijke storing, de Mezzeno Breuk (MB). Dat deze laatste zeker een spronghoogte van 600 m heeft is duidelijk, daar zij onder en boven Esino van elkaar scheidt.

Volgt men stroomopwaarts de bedding van de zijtak van de Val Seccarivier, welke van de Pso di Branchino komt, zoo ziet men onder de waterval de MB doodlopen op een opschuivingsbreuk O.1, die beneden een zeer steile S helling vertoont, doch hoogerop vlakker ligt. Langs O.1 is het zuidelijk gedeelte opgeschoven, waardoor de Raibl van de top 1655 ten NE van Baita Caprarizzo op een veel hooger niveau is komen te liggen en waardoor tevens onder de steile wand van witte, onder Raiblkalken de boven Esinodolomiet te voorschijn komt, voorzover zij niet door begroeiing aan het oog is onttrokken. Niet alleen bij deze waterval is O.1 waar te nemen; van de Faggio nogmaals het rechter-

pad naar beneden inslaand, gaan wij na de rivier te zijn overgestoken het pad op, dat zuidwaarts naar Baita Caprarizzo leidt. Na de steilstaande Valsecca, onder Esinodolomiet, en Esinokalk van de Mte Marogella te zijn gepasseerd, komt men tenslotte weer op Esinodolomiet, welke hier onmogelijk normaal op het voorgaande pakket kan liggen. Duidelijk blijkt, dat dit anomale contact hierdoor O.1 wordt veroorzaakt. De dolomiet, die men hier op het pad vindt, is echter door een secundaire storing T.2 weer van de boven Esinodolomiet van punt 1655 gescheiden. Men zou nu T.2 als het vervolg van MB kunnen beschouwen; dit zou inhouden, dat genoemde dolomiet oostelijk daarvan onder Esinodolomiet zou zijn en het meer zuidelijk daaropvolgende lensje ongelaagde kalk, het onderste gedeelte van de Esinokalk. Daalt men echter van ons pad, alvorens de dolomiet te bereiken, een eindje rechts naar beneden af langs een diepe „baranco”, welke op de reeds genoemde waterval uitkomt, dan ziet men dat T.2 slechts een vrij onbelangrijke storing kan zijn, evenals T.1. Uit deze overwegingen volgt, dat de dolomiet oostelijk van T.2 boven Esinodolomiet is, en genoemd lensje onder Raiblkalk. Aangezien wij nu MB ten S van O.1 niet meer terug vinden, moeten wij aannemen, dat zij langs O.1, zelf een vrij onbelangrijke opschuiving, meer naar het oosten is verplaatst en door de CAO bedekt wordt. Van al de hier besproken breuken ten S van de Bta Grumello moet aangenomen worden, dat zij oorspronkelijk allen door de CAO bedekt zijn geweest, doch nu door de erosie te voorschijn zijn gekomen.

Bij de beschrijving van de CAO is de Caprarizzo Synclinale reeds ter sprake gekomen. Deze synclinale is naar het oosten steeds minder geprononceerd, tot wij er, oostelijk van T.1, weinig meer van merken. Klaarblijkelijk wordt de verkorting, door de vorming van de synclinale hier door opschuivingen overgenomen.

Ten SW van Bta Caprarizzo bevindt zich een reeds eerder besproken breuk (GB); zij scheidt het Valsecca-Esinocomplex van de Esino van de Monte Vetro, welke op haar rug nog een dunne Raiblbedekking draagt. Deze Monte Vetro-Esino is zelf weer door een vlakke overschuiving van de onderliggende Raibl gescheiden. Deze overschuiving is mogelijkwerwijs identiek met de Arera-terugschuivingen meer oostelijk. Denkt men zich deze Esinoklomp in gedachten weggenomen, dan scheidt genoemde breuk van de Mte Vetro een westelijk geologisch opgeheven stuk van een oostelijk laag gelegen gedeelte; in verband hiermede vat ik haar op als de voortzetting van de Laghi Gemellibreuk.

In de W helling van het Val Vedra kunnen we onder de Valsecca van de Mte Menna een zeer vlakke overschuiving waarnemen, die de Valsecca scheidt van de boven Raiblmrgels. Het is duidelijk, dat een dergelijke vlakke overschuiving niet het verschil in hoogte tusschen de Trias van de Menna en die van het Val Vedra kan verklaren. Men zou nu kunnen aannemen, dat de CAO naar het S toe als een soort gewelf weer naar boven zou komen en deze vlakke overschuiving de westelijke begrenzing van een tektonisch venster zou zijn. De oostelijke begrenzing van dit venster zou men dan moeten zoeken ten W van de midden Raibl

van de rug, welke tusschen de Val Vedra rivier en het westelijke zijrivierensysteem ligt en door punt 1416 naar Bta Zuccone loopt. De genoemde rug bestaat bij Baita Zuccone uit lichtgekleurde onder Raibl-kalk, naar het S slechts uit midden Raibl. Hoewel ik deze verklaring voor mogelijk houd, acht ik haar toch minder waarschijnlijk. Aangezien verder zuidelijk, ten NW van San Bartolomeo (Oltre il Colle) een vrij steilstaande breuk als verlengde van deze overschuiving is waar te nemen, ligt voor de hand deze laatste als een secundair optredend verschijnsel naast de Laghi Gemellibreuk op te vatten. Deze Laghi Gemellibreuk zou dus van het NW van San Bartolomeo naar de Mte Vetro hebben geloopt, waar zij door een transversaalverschuiving, welke bij Bta Vidiolo di sopra eindigt, is verzet. Ten W van de Menna echter was de spronghoogte toevallig zoo groot, dat de Valsecca in het W tegen de zachte boven Raibl in het oosten aan lag. Bij de samendrukking in oost-westelijke richting is de GB door een vlakke oostwaarts gerichte overschuiving afgesneden, doordat de Valsecca van de Mte Menna over de boven Raibl van de Val Vedraslenk schoof. Deze beweging was mogelijk omdat de Valsecca in het oosten zachte boven Raibl vond, welke aan de beweging weinig weerstand bood, en omgekeerd de midden Raibl met een gedeelte van de boven Raiblmergels de zachtere Servino onder de Valsecca kon wegduwen. Wij moeten ons dus hierbij voorstellen, dat het gedeelte van de GB boven de overschuiving aan erosie ten prooi is gevallen, terwijl het gedeelte daaronder door de Valsecca van de Mte Menna aan het oog is onttrokken, zooals op profiel F is aangegeven. Naar het S toe buiten het kaartblad verdwijnt deze complicatie en vinden wij een normale steile breuk.

De Valsecca ten W van de Menna ligt beduidend hooger dan ten N daarvan; dit vindt zijn verklaring in het feit, dat de synclinale door de Croce di Pizzo (E. 2) haar as veel lager heeft dan de daarop volgende anticlinale door il Pizzo. De gemiddeld 20° naar het S hellende Valsecca van de Corna delle Coste vormt de N vleugel van de synclinale; vervolgens buigt zij sterk naar boven, om tenslotte ten zuiden van il Pizzo met een flauwe S helling weer terug te buigen en door de erosie te worden aangesneden (profiel VIII). Naar het N wordt de Valseccastrook door een reeds genoemde transversaalverschuiving afgesneden, welke waarschijnlijk gelijktijdig met de secundaire overschuiving in de GB is ontstaan. Op het pad, dat langs het Mte Vetro-overschuivingsvlak loopt en vervolgens meer zuidelijk de Valsecca-Esinogrens van de Mte Menna volgt, verraaft deze transversaalstoring zich door belangrijke mylonietzone's, hooger op de kam il Pizzo-Mte Vetro laat zij zich kennen door een dikke, gedolomitiseerde breccie en een ingeklemd stuk groene Raibltuf, dat men iets lager tegenkomt bij de moeilijke doch mogelijke afdaling van deze pas (2026) naar Bta Vindiolo di Sopra. Van een storing is bij deze Baita weinig meer te merken.

Laten wij eens op het reeds eerder genoemde pad langs de Mte Vetro terugkomen en ons begeven naar het punt waar zij boven langs het riviertje gaat, dat ten W van de Bta Zuccone stroomt. Wij zullen het pad, dat verder in een verkitten breccie gaat loopen, niet volgen, doch dit riviertje naar beneden afdalen. Achtereenvolgens treffen wij aan:

Esinokalk van de Mte Vetro,
 boven Raiblmergels onder het overschuivingsvlak,
 zachte Esinodolomiet,
 boven Raiblmergels.

De Esinodolomiet vinden wij ter hoogte van het bovenste veepad, dat van Bta Zuccone naar het riviertje loopt (punt 1736). Deze dolomiet zouden wij kunnen verbinden met de harde, witte kalk van Esinohabitus welke wij vinden ten NW van Baita Zuccone en vlak onder de plek, waar het Mte Vetro-pad een hoek maakt. De witte kalk kunnen wij naar het NE vervolgen als een smalle naar het Oosten overhellende samengeknepen anticlinaal, waarvan de strekking NNE is (zie profiel E). Hoe meer wij ons naar het Oosten begeven, des te dieper dringen wij in de anticlinale kern, totdat wij tenslotte, de witte onder Raiblkalk gepasseerd zijnde, in de boven Esinodolomiet van genoemd riviertje belanden. Is hiermede het voorkomen van de Esinodolomiet verklaard. minder eenvoudig wordt dit voor de boven Raiblmergels. Ik zal mij echter niet aan een preciese verklaring wagen, doch mij op het standpunt stellen, dat het niet nader te verklaren secundaire onregelmatigheden zijn, door inplooiing ontstaan. De geheele Val Vedraslenk trouwens, is ten S van de Cra di Vedro (G.2) sterk samengedrukt. Dit blijkt duidelijk iets boven Bta Pessel (G.1), waarbij de steile flexuurvormige naar het S omgebogen onder Raibl in EW richting nog eens in een plooï is gelegd. De vlakke N vleugel van deze flexuur is door de erosie zoo sterk aangesneden, dat de daaronder liggende Esino te voorschijn is gekomen. Bij de Cra di Vedro is de Raibl eveneens in anticlinalen en synclinalen gelegd; dit blijkt vooral duidelijk uit het verloop van het grensvlak van de witte, tot blauwe, harde onder-Raiblkalken met de zwarte midden-Raibl. De meest westelijk gelegen anticlinale is de reeds boven besprokene. Naar het N verdwijnen deze anticlinalen, zoodat wij aan moeten nemen, dat de samendrukking daar geringer is. Mogelijk is het kleine breukje NE van de Mte Vetro wel een uiting van een dergelijke samendrukking, waarbij echter het westelijk deel nu langs een opschuivingsbreuk naar boven is gekomen.

Zooals reeds eerder is aangetoond, moet langs de GB tevens een transversale beweging hebben plaats gehad, waarbij het oostelijk gelegen complex meer naar het N is geschoven. Hiermede zijn waarschijnlijk de kleine 45° naar het NW hellende breukjes van de Mte Vetro te verklaren, doordat een gedeelte door de groote wrijving tegen de GB is achtergebleven. Eigenaardig is, dat de meest zuidelijke, bij punt 2010 voorkomende breuk, uit de verte zoozeer opvalt; vanaf Bta Grumello is zij met de langs de Mte Vetro loopende GB duidelijk waarneembaar.

De Val Vedra Raiblslenk wordt ten oosten van de Cra di Vedro door een hoog Esinomassief begrensd, dat meer naar het Zuiden door onder Raibl wordt bedekt. Teneinde de tektonische beteekenis van dit Esinocomplex op te lossen, werd de karteering meer naar het S uitgebreid dan aanvankelijk in de bedoeling lag. Het is toch zeer wel denkbaar, dat wij hierbij met een verzakt gedeelte van de Arera-Esino te doen hebben, zoodat wij dan de Areraverschuivingsvlakken veel dieper

in de ondergrond zouden moeten zoeken. Dit laatste nu is niet het geval gebleken, aangezien het complex op de plaats waar ons kaartblad ophoudt, ineens met een steile flexuur naar het S duikt, zoodat iets verder in de Raiblkalken niets meer van een hooger gelegen oostelijk gedeelte te merken is. Klaarblijkelijk behoort zij tektonisch tot de Val Vedra-slenk, doch is zijdelings in de hoogte gestuwd. Deze stuwung draagt bij de Baita Pessel het karakter van een opschuiving, aangezien het breukvlak, de Baita Pessel Breuk (PB), daar ongeveer 40° naar het Oosten helt; meer noordelijk echter bij Baita Branchino heeft zij het karakter van een horst.

Aangezien de Baita Pessel Breuk dus feitelijk niet de oostelijke begrenzing van de Val Vedra-slenk is, moeten wij haar begrenzing nog verder oostelijk zien, nl. in de Oneta Breuk (OB), die door SWOLFS reeds werd beschreven (bijdr. 15, p. 141). Hiermede is tevens de smalle slenk van Raibl tusschen de Esino van de P. Arera en die van de Baita Pessel Horst te verklaren. We kunnen ons voorstellen, dat aanvankelijk een beweging van de slenk naar het N plaats heeft gegrepen, terwijl vervolgens een stijgen van de Baita Pessel horst inzette, welke niet geheel het oude breukvlak volgde, met het resultaat, dat een gedeelte van de onder de Arera-Esino voorkomende Raibl, werd medegesleurd en nu als een 40 m breede slenk tusschen twee Esinoschollen ingeklemd is geworden. De Onetabreuk laat haar invloed verder noordelijk bij Baita Neel nog gelden. Ten W van deze Baita bevindt zich in de Corno Branchino een liggende synclinale met haar opening naar het S gekeerd. De S vleugel van de synclinale is horizontaal, terwijl de N vleugel achterover helt met een helling van $45-90^\circ$ naar het N. De hellingen van 45° bevinden zich in de midden Raibl, meer zuidelijk, bij het Lago Branchino, terwijl men in de noordelijk daaropvolgende onder Raibl en boven Esinodolomiet, steilere hellingen en tenslotte een loodrechte stand kan waarnemen. De echte Esinokalk doet aan de synclinale nauwelijks mee, doordat zij door de Caprarizzo-Ardesio-opschuiving daarvan is afgesneden. Aangezien de synclinale as een WNW—ESE richting heeft ($N 118^\circ E$), zou zij bij Baita Neel tegen de Servino aan komen te liggen. Zooals in de volgende paragraaf bij de Arera-terugschuivingen nog nader zal worden uiteengezet, is het een en ander slechts te verklaren, door de Oneta Breuk tot bij Bta Neel door te trekken.

Tusschen de CAO en de VO komt ten N van Bta Neel nog een transversaalstoring voor. Deze verklaart het voorkomen van de steilstaande strook Esino ten N van de CAO. Deze Esino heeft bij een vrijwel loodrechte helling een WNW gerichte strekking, zoodat men haar na de bedekking door de Marogella veel meer noordelijk zou verwachten, dan in werkelijkheid het geval is. Aangezien de Valsecca-Esino daar eveneens een WNW gerichte strekking vertoont en verder niet ten minste aanwijzingen voor een plotseling naar het NE buigen en vervolgens terugbuigen van de Valsecca-Esino aanwezig zijn, is door deze transversaalstoring een en ander te verklaren. Waarschijnlijk is zij het vervolg van de Onetabreuk, hoewel de beweging hier tegengesteld is aan die ten S van de CAO. Daar immers was het westelijk gedeelte naar het N geschoven, terwijl dit hierbij met het oostelijk gedeelte het geval is.

Ten noorden van de VO is nogmaals een transversaalstoring waar te nemen (OB). Zuidoostelijk van Baita Corte di mezzo vinden wij Servinomergels in contact met agglomeratische tuffen uit de Collio. Klaarblijkelijk heeft zich het oostelijk gedeelte relatief naar beneden en (of) naar het N bewogen. Deze storing is eveneens op te vatten als het verlengde van de OB, de bewegingsrichtingen in beide zijn gelijkgericht.

Als laatste rest ons de tektonische complicatie van Lago Branchino te verduidelijken. Bij de Pso di Branchino zijn lichtgrijze en roodbruine boven Raiblmergels ontsloten. Gaan wij echter W-waarts naar de Bta Branchino, dan vinden wij steeds het onderste gedeelte van de midden Raibl. Aangezien men, de dikte van deze midden Raiblkalken en schalies in aanmerking genomen, op genoemde plaats geen boven Raibl zou verwachten, heb ik deze met een roode lijn begrensd. Waarschijnlijk is zij een uitpersing uit de kern van de iets noordelijk gelegen, liggende synclinale.

Nu hiermede de tektonische verschijnselen van het Valle di Mezzeno en het Val Vedra zijn beschreven, zal nog een kort resumé van deze paragraaf worden gegeven. Wij hebben gezien, dat wij hier te doen hebben met een groote slenk, welke in het W door een lange transversaalstoring, de Laghi Gemelli breuk, wordt begrensd, die in het N begint bij het meer, waarnaar zij is genoemd en doorloopt tot westelijk van Oltre il Colle. Langs deze transversaalstoring is het oostelijk gedeelte relatief naar het N geschoven en tevens gedaald. (Deze daling is mogelijk slechts schijnbaar: aangezien zoowel het Perm als de Trias naar het S hellen, komt bij een transversaalverschuiving een lager, oorspronkelijk meer zuidelijk gelegen gedeelte naast een hoger en oorspronkelijk meer noordelijk gelegen gedeelte te liggen.) Door de VO en de CAO wordt deze storing verplaatst. Ten W van de Mte Menna komt een secundaire complicatie voor in de GB, daar het Mennacomplex iets naar het oosten over de slenk heen is geschoven. De slenk wordt in het oosten begrensd door een tweede transversaalstoring, de Oneta Breuk, welke zuidelijk van de Oneta bij de Clusone Breuk een aanvang neemt (zie SWOLFS, Bijdr. 15, p. 141) en westelijk van de Arera loopend waarschijnlijk tot Baita Corte di mezzo te vervolgen is. Het oostelijk gedeelte van de slenk is door een latere beweging omhoog gekomen, hetgeen wij nu waarnemen als de Baita Pessel horst. De complicaties in het Valle di Mezzeno zijn ontstaan doordat de Triaskalken hier gelegen zijn tusschen de Valcanale-flexuur en de Caprarizzo-Ardesio-opschuiving en bovendien nog gesneden worden door de Laghi Gemelli breuk. De ingewikkelde tektoniek van de Caprarizzo synclinale is te danken aan de opschuiving tegen het Perm-massief van Bta Grumello.

C. De Arera terugschuivingen.

Bestijgt men vanuit het noorden de kam tusschen de Cima Valmora en de Cima del Fop, dan ziet men ten N van de Cima di Leten ongeveer 60° naar het N hellende Raiblkalken. Deze kalken vormen de

achteroverhellende N vleugel van de Baita del Fop synclinale¹⁾, hetgeen duidelijk blijkt, indien men de Cima di Leten S-waarts afdaalt. Door een NS loopende storing is de Bta del Fop synclinale in het W meer naar voren geschoven. Op de kam ziet men nu duidelijk deze synclinale onder de Esino van de Cima Valmora duiken. Deze waarneming heeft mij er toe geleid, onder de Esino van het Areracomplex het vervolg van deze synclinale aan te nemen. Vele te voren onverklaarbare waarnemingen bleken nu logisch in het geheel te passen. De Servino met de daarop volgende ongeveer 60° naar het N hellende Valsecca van de Baita Piazza di mezzo (I.2) zijn dan als N-flank van deze synclinale op te vatten, evenals de Valsecca noordelijk van de Pzo del Verem (K.2).

In de vorige paragraaf werd reeds melding gemaakt van een synclinale bij de Corno Branchino. Deze is het meest westelijke gedeelte van de synclinale van de Bta del Fop, welke langs de Oneta Breuk verder naar het N is geschoven (bijna 2 km).

Zooals reeds door SWOLFS bekend is (bijdrage 15), worden ten S van de Arera 2 vlakke overschuivingsvlakken gevonden, welke of horizontaal liggen, of een geringe N-helling vertoonen. De boven Esino (dolomiet-facies!) boven het onderste overschuivingsvlak helt naar het N, zoowel bij de Cima Valmora als geheel ten W bij de Oneta Breuk (foto 5 van SWOLFS, bijdr. 15: links is N, rechts S). Ook in het tussenliggende gedeelte bij Le Sponde werd door mij een N helling waargenomen. In de profielen fig. 7 van SWOLFS (bijdr. 15, p. 137) zou ik dus een kleine wijziging willen brengen.

De Esino boven het 2e overschuivingsvlak helt gemiddeld 23° naar het S, dus iets steiler dan door SWOLFS geteekend. Het tweede overschuivingsvlak loopt ten SW van de Arera lager dan op de kaart van SWOLFS aangegeven. Kijkt men vanaf de rug, welke het Val d'Arera in het W begrenst, in westelijke richting, dan ziet men boven het losse hellingpuin een dunne strook vaste, naar het N hellende Esinokalk. Vlak onder dit hellingpuin moet het onderste van de Arera-terugschuivingsvlakken (AT1) lopen. Onder het 25 m hooge wandje van de naar het S hellende Esino en in het puin loopt een pad in zuidelijke richting langs een kleine kuil, waar inderdaad AT1 te constateeren valt. Het is in deze kuil, dat SWOLFS de foto van fig. 5 genomen heeft. Boven het Esino-wandje ziet men een dunne puinstrook en direct hierboven 26° naar het S hellende Esino, welke men met het oog geheel tot aan de top van de Arera kan vervolgen. Het is duidelijk, dat AT2 door deze dunne puinstrook loopt; zij is hier dus slechts 30 à 40 m van AT1 verwijderd.

Ingewikkelder zijn de dagzomen der Arera-terugschuivingen ten N van de bergkam. Het zijn hier NS loopende breuken, welke de toestand gecompliceerder maken. Ten W van de Cima Valmora hebben wij reeds met zoo'n breuk kennis gemaakt, waarlangs het westelijk deel van de Baita del Fop synclinale relatief naar het N is verschoven. Beneden de kam in de Esino heb ik tevergeefs getracht aanwijzingen voor deze dwarsbreuk te vinden; de Esino is hier geheel gedolomitiseerd, en iets

¹⁾ Een liggende synclinale ten S van de Cima del Fop en de Mte Secco reeds door SWOLFS in bijdrage 15 beschreven (zie fig. 3, p. 132).

lager valt door gekitte breccies niets meer waar te nemen. Volgen wij stroomafwaarts het riviertje, dat wij hier vinden, dan komen wij ten slotte in de bovenste knollige Valsecca, die normaal ligt onder de Esino van de Baita di Vaghetto alto en horizontaal ligt. Ten oosten hiervan moet de gezochte storing loopen, daar het laatste niet in overeenstemming is te brengen met de steilstaande Esino van de Pzo del Verem. Dalen wij iets verder af, dan constateeren wij al spoedig een horizontale storing, waaronder 60° naar het N hellende Valsecca voorkomt. Deze laatste vat ik op als behoorende tot de N flank van de Baita del Fop synclinale, de storing als het onderste der Arera-terugschuivingsvlakken. Meer naar het N wordt het geheel door verkitte breccies bedekt. Het bovenste der Arera-terugschuivingsvlakken vinden wij aan de voet van de Valseccawand van de Cima Valmora; in het oosten is zij zeer goed ontsloten.

Westelijk van de Cima Valmora vinden wij weer een NS loopende storing. Eigenaardig is, dat waar zij ten SW van de Bta di Vaghetto alta toch nog een belangrijke storing moet zijn, zij verder naar het S niet meer te constateeren valt. SWOLFS nam geen verspringing in de zuidelijke dagzoom van de Arera-terugschuivingsvlakken aan en ook ik heb later bij opletting zoeken niets in die richting kunnen aantoonen. Zoo een verspringing aanwezig mocht zijn, zal zij minder dan 25 m moeten bedragen.

Ten W van deze breuk wordt de toestand eenigszins anders. Ten SW van de Bta di Piazza alta is duidelijk een overschuiving van nagenoeg horizontale Valsecca over steil naar het N hellende ¹⁾ Esino waar te nemen. Wij hebben hier dus te maken met het onderste der Arera-terugschuivingsvlakken. Een tweede discordantievlak hierboven heb ik niet kunnen vinden, integendeel blijkt meer naar het W de gelaagde Esino boven de Valsecca ieder storingsvlak uit te sluiten. Aangezien de Valsecca in het S plotseling naar beneden duikt en aan de andere zijde van de kam toch twee overschuivingsvlakken worden gevonden, ben ik tot een constructie gekomen, zooals in profiel IV is neergelegd. Het tweede overschuivingsvlak ontstaat hierbij uit de ombuiging. Deze constructie verklaart behalve de plm. 23° naar het S hellende Esino van de Pzo Arera, tevens het optreden van naar het N hellende boven Esino tusschen beide terugschuivingsvlakken. Naar analogie hiervan is profiel III geconstrueerd.

Een laatste NS storing vinden wij oostelijk van de Arera en Corna Piana. Ten W hiervan zijn weer twee Arera-terugschuivingsvlakken ontwikkeld. Het laagste van deze twee dagzoomt ten oosten van Lago Branchino en verliest zich verder naar het S in hellingpuin, waaronder zij tegen de Oneta breuk moet doodloopen. Naar het NE verraadt zij zich op het pad, dat van Lago Branchino naar Baita Neel loopt, door witte mylonietbanken. Hier komt tevens een strookje Servino onder de Valsecca vandaan.

Het tweede overschuivingsvlak ligt veel hoger, in de noordwand van de Corna Piana. Vanuit Baita Neel en nog verder vanaf de berg-

¹⁾ Te constateeren in de beekbedding S van genoemde baita.

passen ten S van Laghi Gemelli is duidelijk te zien hoe op Esino naar het oosten hellende Valsecca ¹⁾ ligt, waarboven weer normaal de Esino van de Corna Piana volgt. Het overschuivingsvlak helt eveneens vrij sterk naar het oosten en is gekenmerkt door roode mylonieten. Naar het oosten worden deze fenomenen door een verticale breuk begrensd. Ten zuiden van de Corna Piana komt aan weerszijden van de dwars daarop staande rug nog Valsecca onder de Esino uit. Deze Valsecca is dezelfde als degene, die als een smalle strook de noordelijke dagzoom begeleidt en is door de diep insnijdende erosie aan den dag gekomen. In het W wordt zij door de bovenste overschuiving afgesneden, in het oosten wordt zij door de reeds genoemde verticale breuk, welke hier echter een W helling krijgt, begrensd. Deze laatste lijkt van hieruit bekeken oostelijk langs de Arera te loopen; indien men echter de Arera beklimt, kan men daar niets bespeuren, wat op een belangrijke storing zou kunnen wijzen en ook verder zuidelijk is in de Arera-terugschuivingsvlakken geen verspringing waar te nemen. Het kenmerkende van deze NS storingen is dus, dat hun spronghoogte naar het S abrupt tot nul afneemt. Dat de Arera-terugschuivingsvlakken hierdoor in het N belangrijk worden verzet, blijkt wel uit profiel D.

In het W bij de Cima del Fop (K.1) is weer slechts één terugschuivingsvlak ontwikkeld. Begeven wij ons naar het komvormige gedeelte, gevormd door een uitlooper van de Cima del Fop en een noordelijke uitlooper van punt 2193, dan hebben wij in oostelijke richting kijkend, een uitstekend uitzicht op het overschuivingsvlak. Dit heeft in het N een zwakke N helling van ongeveer 18°, vervolgens buigt het in het S steil naar boven. In de Valsecca en de Esino er boven is duidelijk een plotselinge ombuiging convex naar het S waar te nemen. De Esino onder het overschuivingsvlak heeft een helling, welke ongeveer daarmee evenwijdig is. Deze waarnemingen leiden tot een constructie zooals in profiel II is weergegeven. Het Arera-terugschuivingsvlak zou dus op groote hoogte in de kam Cima del Fop—Mte Secco moeten dagzoomen, hetgeen SWOLFS ook inderdaad heeft waargenomen (bijdr. 15, p. 135, 136). Helaas heeft de ingewikkelde tektoniek der Triaskalken meer westelijk mijn tijd zoozeer in beslag genomen, dat het mij niet mogelijk was de zuidelijke dagzoom van dit overschuivingsvlak aan een nader onderzoek te onderwerpen, zooals aanvankelijk in mijn bedoeling lag. Over het verband tusschen deze terugschuivingen en het Timogno-overschuivingsvlak kan ik dus niets meer mededeelen dan SWOLFS reeds in bijdr. 15, op p. 131 en 138 heeft gedaan. Zeker is echter, dat ten W van de Cima del Fop de Timogno-overschuiving tot nul gereduceerd moet zijn. Verbindt men punten van gelijke hoogte van de Timogno-overschuivingsdagzoom in de kaart van SWOLFS, dan krijgt men boven de Serie NE—SW gerichte lijnen (isohypsen), welke echter in het door VISSER (bijdr. 14) bewerkte gebied WNW—ESE gericht zijn. Klaarblijkelijk is de Timogno-overschuiving dus een schelpvormige overschui-

¹⁾ Ter plaatse mat ik op 2000 m hoogte bij een helling van 44°, een strekking van N 79° E.

ving, zoodat het ons niet hoeft te verwonderen, dat zij in zijdelingsche richting vrij spoedig ophoudt.

De Arera-terugschuivingen vertoonen tusschen de Cima Valmora en de Cima del Fop een culminatie, welke nog geaccentueerd wordt doordat een transversaalbreuk het oostelijk deel beduidend hooger plaatste.

Résumé: Wij hebben dus gezien, dat de liggende, door Swolfs beschreven synclinale, ten S van de kam C. Fop—M. Secco, zich onder de Arera-terugschuivingen voortzet tot de Corno Branchino. De Valsecca noordelijk van de Pzo del Verem en de Valsecca-Servino van Bta Piazza di mezzo representeren de N flank van de synclinale. Langs de Oneta-breuk is het westelijk gedeelte van deze synclinale naar het N geschoven en vormt nu de Corno Branchino. De Arera-terugschuivingsvlakken worden door 3 secundaire NS storingen in vier stukken verdeeld. In elk van deze stukken hebben de terugschuivingen min of meer onafhankelijk van elkaar plaats gevonden: zoo vonden wij bij de Cima del Fop één overschuivingsvlak, meer westelijk daarentegen twee. Aan de N kant van het gebied tusschen de Valmora en de Arera is het 2e overschuivingsvlak echter niet ontwikkeld. Zooals reeds eerder bleek, is in de Esino van de Mte Vetro eveneens een deel der Arera-terugschuivingen te zien. Het boven de Raibl van de Casera di Vedro (f. 2) en boven de Baita Pessel horst liggende gedeelte zou dan aan de erosie ten prooi gevallen zijn.

D. De storingen in de Brembo en de horst van Bta dei Muffi.

Ten oosten van Forcella (C. 3) komt op de porfier een kleine rest voor van Verrucano. Deze kunnen wij verbinden met de Verrucano van de Porta delle Cornacchie. Aangezien deze Verrucano naar het S duikt, buigt de grenslijn porfier—Verrucano van de Cornacchie om, tot iets boven km paal 42. Omdat hierop een dal volgt, is de Verrucano hier weggeërodeerd, tot zij meer noordelijk op het topje ten oosten van Forcella weer te constateeren valt. Vanaf km paal 42 naar het S, treft men Verrucano aan, die aan de weg naar de Centrale van Bordogna normaal wordt bedekt door Servino, welke bij de behandeling der Valcanale-opschuiving reeds besproken is. Het is in het veld zeer duidelijk, dat de hier genoemde Verrucano door een breuk (de Brembo Breuk) van de porfier-Verrucano van il Pizzo (B. 4) is gescheiden, welke laatstgenoemde grens daar beduidend hooger ligt dan ten oosten van deze breuk (zie profiel C).

Een breuk is oostelijk van Valnegra (A. 2) hoewel niet ontsloten, toch zeer evident als men de helling en strekking van de Verrucano van het Val Mana (B. 3) noordelijk van de autoweg vergelijkt met de Servino in het dal bij Cantone S. Maria (B. 2). Aangezien hierbij het SE gelegen deel dus lager ligt dan het boven de storing gelegen gebied, vat ik haar op als het verlengde van de Brembobreuk en niet als het verlengde van de VO, waartoe men bij de eerste oogopslag geneigd zou zijn. Volgens deze opvatting ontstaat de Valcanale-opschuiving dus ter plaatse bij de Brembobreuk.

Wat de porfier van Trabuchello betreft heb ik een eenigszins andere opvatting dan BOUMAN, zooals in het stratigrafische gedeelte p. 203 reeds is uiteenzet. Aangezien onder de porfier tuflagen voorkomen, volgt het verloop der breuken uit de verspreiding van tuf en porfier.

De Brembobreuk zet zich nog noordelijker van Forcella voort, echter wordt zij hier door secundaire NW—SE verloopende opschuivingen gesneden. Deze opschuivingen zijn ontstaan in een vlakker gedeelte van de Valcanale-flexuur; men vergelijkte hiertoe profiel XI met profiel X. Meer oostelijk verdwijnt dit vlakker loopende gedeelte (profiel IX) geheel. Ten oosten van de Porta delle Cornacchie is eveneens een NNE gerichte storing aangegeven, welke, hoewel nergens ontsloten, toch evident is door het verschil in structuren links en rechts van deze breuk. De NW—SE storingen loopen waarschijnlijk hierop dood.

Mogelijk zet deze storing zich zuidelijk van de VO, waar zij ten W van Costa (D. 3) de Verrucano van de Servino scheidt. Hiermede in verband staat waarschijnlijk ook de Valsecca horst van Baita dei Muffi. Over de westelijke storing bij Bta di Bordogna is in het stratigrafisch gedeelte reeds het een en ander gezegd. De horst moet in het S eveneens door een storing worden begrensd, aangezien daar veel lager nog Esino voorkomt. Deze breuk is echter nergens ontsloten. De oostelijke storing is evenmin ontsloten, zoodat ik over de helling daarvan niets kan mededeelen. In de profielen E en F is aan beide NS breuken een vrijwel verticale stand gegeven.

In het boven Vle dell'Asino is vanuit Bàresi eveneens een steile naar het oosten hellende breuk waar te nemen, waarlangs een sterk gedolomitiseerde zone voorkomt. De beteekenis van deze breuk is mij niet duidelijk geworden; ten SW van Collino di Campo heb ik haar in de Raibl niet kunnen constateeren. In elk geval is zij niet te verbinden met de storing westelijk van Bta di Bordogna en aangezien mij verder niets van deze breuk bekend was, heb ik haar niet op de kaart weergegeven.

Bij de Pso dell'Ortighera komen 3 NS loopende breuken voor, welke door HOFSTEENGE reeds zijn aangegeven.

Eigenaardig is, dat naar het N van deze storingen niets meer te merken is. Mogelijkerwijze staan zij in verband met de Brembobreuk. HOFSTEENGE beschrijft (bijdr. 5, p. 64) hoe hij argumenten vindt, welke er op wijzen dat (althans de laatste) bewegingen in horizontale richting hebben plaats gehad.

Ten S van de Servino van Cantone S. Maria komt een kleine opschuiving voor, waardoor de Verrucano weer aan den dag komt. Bij Moio dei Calvi komen enkele storingen voor van weinig belang; de opschuiving, welke van M. Torcola in zuidoostelijke richting loopt, verklaart de abnormale dikte van de Verrucano door een verdubbeling (zie profiel XII). In het noorden (C. 5) is de grens Valsecca—Servino waarschijnlijk niet normaal, daar de boven Servino hier zeer breccieus is. Naar het W sluit deze anomale grens mogelijk aan op de storing, welke COSLIN bij Piazzatorre teekent. Waarschijnlijk houdt zij tevens verband met de storing, welke WENNEKERS aanneemt tusschen de Trias van de Mte Pegherola en de permische ondergrond. De grens Servino—Verrucano echter is hier m.i. geheel normaal.

E. De transversaalverschuivingen in de Valcanale flexuur.

Zoals reeds eerder werd vermeld, duikt het overigens vlak liggende Perm in het S sterk naar beneden en daar de Triaskalken ten S daarvan deze sterke S helling niet vertoonen, kwam reeds SWOLFS op de gedachte met een groote flexuur te doen te hebben, welke hij Valcanaleflexuur noemde. Deze flexuur heeft vanaf de Brembo tot voorbij Valcanale een WNW—ESE strekking (zie fig. 10) en een maximale helling van 45°. Door NNE gerichte transversaalstoringen is hierbij de flexuur zoo verzet, dat het oostelijk deel steeds noordelijker voorkomt. Dit geldt voor de Brembobreuk, de breuk ten E van de Porta delle Cornacchie, de breuk bij Capo Valle, de Laghi Gemelli Breuk en de breuk bij Baita Corte di mezzo, welke ik voor het verlengde van de Clusone-breuk houd. Ten W van de M. Crapel (K. 4) loopt eveneens een NS gerichte breuk, welke vooral in het boven Val Sanguigno te constateeren valt. Hier vinden wij nl. een kleine scherpe anticlinaal met daarop volgende even scherpe synclinaal, welke van de M. Campagno (I. 4) naar het Val Sanguigno loopt, door deze breuk verplaatst. Zij moet vervolgens westelijk van punt 1780 loopen. Aangezien uit de topografie volgt, dat zij een helling naar het E moet hebben, heb ik gemeend haar tot Valcanale te mogen doortrekken om zodoende het ophouden van de Servino ten NW van Valcanale naar het E te verklaren, hoewel ik de nadruk er op wil leggen, dat deze constructie zeer hypothetisch is. In dit geval zou men hier met een uitzondering op de algemeene regel te doen hebben, aangezien het westelijk deel hierbij noordelijker ligt dan het oostelijk deel.

CAFFI beschreef (lit. 3, p. 284) een ontsluiting van Servinomergels onder het kerkje van Bani (N. 3) met een strekking N 80° E¹⁾. Aangezien bij de centrale ten E van Albareti (M. 2) nog vaststaande Verrucano wordt aangetroffen, kan ik mij, de algemeene strekking van de flexuur in aanmerking genomen, deze Servino moeilijk anders dan door een storing verklaren. Deze storing zou dan door de pas ten N van Bani in NNE richting moeten loopen. Hiermede zou tevens de dagzoom Verrucano—Collio ten E van de Cima di Bani verklaard zijn. Uit het verloop van deze dagzoom toeh, volgt dat de Verrucano hier vrij steil moet staan, steiler dan overeenkomt met profiel I. Van de constructie in genoemd profiel kan men nl. niet veel afwijken zonder de dikte van de Verrucano beduidend te veranderen. Genoemde breuk zou hier dus veel kunnen verduidelijken.

Meer oostelijk komt nogmaals een NNE gerichte storing voor, welke iets ten E van Mazzocca langs gaat. Behalve bij Mazzocca, waar de Collio tegen het gneis voorkomt, blijkt de storing iets zuidelijker aanwezig te zijn, door het optreden van Verrucanoconglomeraat bij punt 860, terwijl de Verrucano—Colliogrens ten W van de breuk zuidelijker wordt gevonden.

Bij Gromo komen nog eenige kleinere storingen voor, waarvan de meest belangrijke een WNW strekking heeft. Deze breuk is te consta-

¹⁾ Deze ontsluiting is noch mij, noch SWOLFS opgevallen.

teeren, doordat het basaalconglomeraat noordwestelijk en noordoostelijk van Gromo bij de wandjes in de autoweg niet voorkomt. Bovendien pleiten nog andere verschijnselen voor genoemde storing. Beschouwt men aandachtig de Colliotuffen langs de groote weg, welke beneden langs Gromo in de richting Fiumenero (O.7) loopt, dan kan men bij het trapje dat op de weg uitkomt, duidelijk een zwakke naar het S hellende gelaagdheid waarnemen. Deze gelaagdheid ziet men eveneens in een rotswandje aan de andere Serio-oever, vlak ten S van het bruggetje naar Boario. De helling in de Collio schat ik hier op zeker niet meer dan 20°S. Uit een persoonlijke mededeeling van SWOLFS weet ik, dat hij hier ter plaatse gelaagdheid en schistositeit als evenwijdig beschouwde. Aangezien de laatste hier zeer steil staat (gemiddeld 70°), volgt in verband met bovengenoemde waarnemingen, dat deze opvatting niet juist kan zijn. Dit blijkt nog eens zeer duidelijk als men het reeds eerder genoemde bruggetje naar Boario overgaat: 20—25 m na het bruggetje vindt men op het pad een zeer groot los Collioblok liggen, dat zoewel schistositeit als gelaagdheid bezit. Deze maken duidelijk een scherpe hoek met elkaar, hetgeen goed is te constateeren doordat de erosie de gelaagdheid geaccentueerd heeft. Denkt men zich het blok in de goede stand, waarbij de schistositeit samenvalt met de ter plaatse waargenomene, zoo krijgt men in de gelaagdheid een geringe S helling te zien. Vermeld dient nog, dat de omstandigheden er voor pleiten, dat genoemd blok niet ver is getransporteerd. De vervlakking in de Valcanale-flexuur, waarvan SWOLFS spreekt (bijdr. 16, p. 194), treedt m.i. reeds ten E van de Mazzoccabreuk op, dus meer westelijk dan SWOLFS zich voorstelt. In verband hiermede, zie ik de toestand dus anders dan is weergegeven in zijn profiel No. VI. (In zijn profiel IV, hier vlak naast, is de ombuiging reeds veel minder steil.) Deze vlak liggende Collio (en Verrucano) kan niet direct in verband gebracht worden met de glimmerschisten en basaalconglomeraat ten N van Gromo; wij zien hier dus nogmaals een argument voor het bestaan van de Gromobreuk.

Noordelijk van de Valcanale-flexuur komt een vrijwel ongestoord Perm-Grondgebergtemassief voor. Zeer kleine storingen treden op ten W van de Cima di Bani (M.3), bij de Pso di Pertula (reeds beschreven door Dozy), waarbij het noordelijk gedeelte relatief gezakt is, en ten N van de M. della Croce. Over deze laatste storing heb ik mij geen goede voorstelling kunnen vormen, hetgeen verband houdt met de veelvuldig optredende sterke mist en laaghangende wolken in het gebied van de Mte Cardeto ten E van de Pso di Portula.

VII. TEKTONISCHE SYNTHESE.

Wij zullen thans trachten de hierboven beschreven storingen in chronologische volgorde te plaatsen en het onderlinge verband na te gaan.

Bij de tektoniek van het Valle di Mezzeno hebben wij gezien hoe belangrijke NNE verlopende breuken, de Laghi Gemelli-breuk en de Oneta Breuk door de twee opschuivingen de CAO en de VO zijn verzet. Deze zijn dus ouder dan de genoemde opschuivingen. Klaarblijkelijk krijgen wij chronologisch dus de volgende opeenvolging:

Het eerst moet de Valcanale-flexuur zijn gevormd, welke de barrière is geweest, waartegen zich later de VO en CAO hebben gevormd. Tegelijkertijd zijn in deze flexuur NNE gerichte transversaalstoringen ontstaan, welke het oostelijk gelegen deel van de flexuur t. o. v. het meer westelijk gelegen, relatief in noordelijke richting verzetten (zie fig. 11). In dit stadium denk ik mij het ontstaan van de Brembo Breuk, die mogelijkwerwijs in het S zijn voortzetting heeft in de Ortighera-storingen, verder de breuk van de Porta delle Cornacchie en de zuidelijke voortzetting daarvan benevens de horst van Bta dei Muffi, evenals de breuk bij Capo Valle, de Laghi Gemelli-breuk, de breuk bij Bta Corte di mezzo (noordelijk gedeelte van de Oneta-breuk?), de storing ten W van de M. Crapel, en de breuken bij Bani en Mazzocca. Hierdoor heeft de groote permische anticlinale opheffing in het groot beschouwd een ENE gericht verloop, dat dus slechts schijnbaar is, aangezien de flexuur in het algemeen een strekking heeft van N 110° E.

De tektonische krachten, die de Zuid-Alpen hebben opgebouwd, moeten worden opgevat als een terugplooiingsdruk van de noordelijk gelegen Alpen. Deze ongeveer van N naar S gerichte druk heeft dus de groote, permische anticlinale opheffing, die in het S door de Valcanale-flexuur wordt begrensd, doen ontstaan. Reeds eerder is er op gewezen, dat deze flexuur juist dáár is gevormd, waar de permische vulcanische gesteenten naar het S uitwigen. Drie stratigrafische omstandigheden spelen nu in de tektoniek een groote rol:

- 1e. de plaats waar dit uitwigen plaats vindt en wel in het bijzonder de richting van de lijn die hierdoor wordt gevormd,
- 2e. de aard van het hier voorkomende gesteente en
- 3e. de wijze waarop het Perm uitwigt, nl. of dit geleidelijk dan wel vrij plotseling geschiedt.

De bovenbedoelde lijn, die de plaats van het uitwigen van de Collio aangeeft, moet in oost—westelijke richting loopen. Behalve aan deze lijn heeft de Valcanale-flexuur zich echter ook moeten aanpassen aan de tijdens haar vorming aanwezige NNE gerichte krachten. Het gevolg van

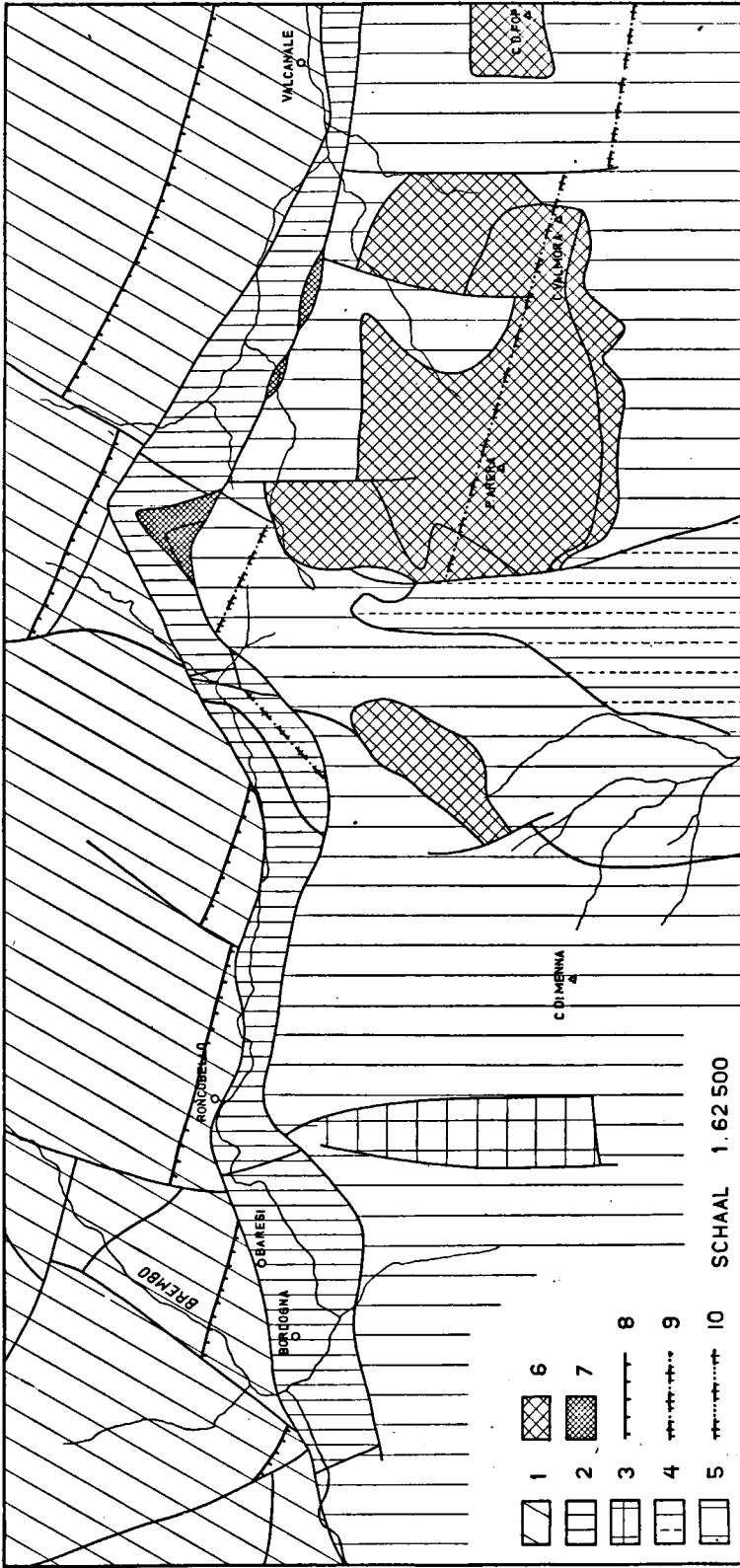


Fig. 11.

De sturtelementen met de belangrijkste tektonische lijnen van het gekarteerde gebied. 1. Het gneis-Perm-massief. 2. de Valcanale opschuiving. 3. de horst van de Baita dei Muffi. 4. de horst van Baita Pessel. 5. de Caprarizzo-Ardesio opschuiving met daar zuidelijk op volgend autochtone. 6. de Arera-terugschuivingen. 7. de Marogolla schubben. 8. de Valcanale flexuur (schematisch). 9. de synclinale van de Baita del Fop (WNW gericht) en de Caprarizzo synclinale (NE gericht). 10. het door de Arera terugschuivingen bedekte deel van de synclinale van de Baita del Fop.

deze beide factoren is geweest, dat de flexuur een ESE richting heeft (aanpassing aan de drukkrachten) en in het W zuidelijker is ontstaan dan in het E (aanpassing aan het uitwigen van het onder Perm), hetgeen gepaard ging met NNE gerichte transversale storingen, waarbij steeds het westelijk gedeelte ten opzichte van het oostelijk gedeelte relatief naar het S is geschoven. Wij hebben hier dus niet te maken met horizontale transversaalverschuivingen in de gewone beteekenis van het woord. Hiermede is te verklaren, dat wij in het gebied onmiddellijk ten N of ten S van de flexuur weinig meer van deze transversale breuken terugvinden. Een uitzondering moet in dit opzicht echter gemaakt worden voor de Laghi Gemelli-breuk, die nog ver zuidelijk in de Triaskalken merkbaar is. Deze belangrijke breuk heeft behalve de functie, welke boven aan alle NNE gerichte breuken is toegekend, nog de volgende eigenschappen:

- 1e. zij brengt de ten E van haar gelegen Triaskalken t. o. v. de ten W van haar voorkomende Trias op een ruim 1200 m lager gelegen niveau.
- 2e. zij scheidt de Triaskalken ten S van de Valcanale-flexuur in twee gebieden, nl. in dat van de Monte Menna en in dat van de Pizzo Arera, welke in tektonische bouw geheel verschillen.

De Laghi Gemelli-breuk neemt bovendien in de NNE gerichte breuken een aparte plaats in, omdat de Valcanale-flexuur door haar in belangrijker mate een verspringing ondervindt. Het feit, dat ten W van deze breuk, het geweldig dikke porfierschild van Trabuchello en ten E hiervan de porfieren van de Monte Cabianga voorkomen, zal hier niet vreemd aan zijn. Zoo zou de breuk dus in de zwakste plaats van het permische massief zijn ontstaan.

Ten noorden van de Valcanale-flexuur komt een ongestoorde zone voor. Dit zal verband houden met de buitengewoon dikke series vulkanische gesteenten hier ter plaatse. Noordelijk van het hier onderzochte gebied treden vulkanische gesteenten op den achtergrond, om plaats te maken voor de Caronastien en het is juist daar, waar Dozy groote storingen beschreef. Het is opvallend, dat de porfiereffusie van de Mte Cabianga in het N door een storing (de Lago Rotondo-breuk, zie Dozy; bijdr. 10) wordt begrensd, terwijl meer zuidelijk door mij geen breuk kon worden waargenomen, die het vervolg zou zijn van de Lago Marcio-storing. In oostelijke richting wordt de vulkanische serie uiterst dun en het is m.i. niet toevallig, dat wij juist daar weer belangrijke storingen aantreffen (zie WEEDA, bijdr. 13). Het is hierbij dus de aard van het gesteente, welke de tektoniek beïnvloedt.

Teneinde na te gaan in hoeverre de Valcanale-flexuur door de transversaal-breuken wordt onderbroken, zijn in fig. 12 de isohypsen om de 200 m van het Verrucano-Servino (Perm-Werfenien) vlak weergegeven. Het hoogste deel van dit grensvlak ligt op ± 3000 m. In het Westen zien wij de anticlinale opheffing smaller worden (zoodat wij nu met recht van een anticlinaal kunnen spreken) en bovendien haar as in westelijke richting sterk naar beneden duiken.

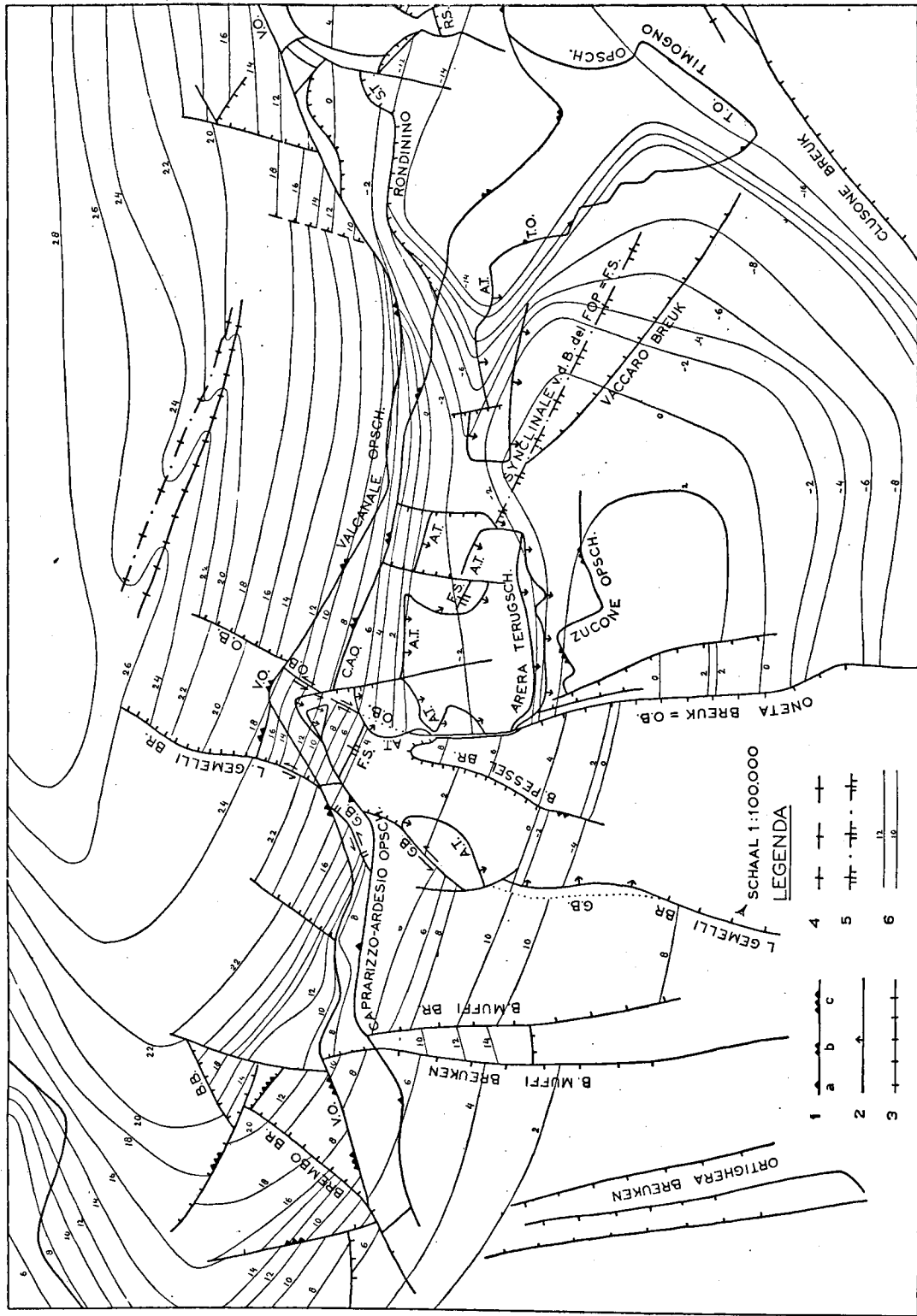


Fig. 12.

Een structuurkaart van het onderhavige en aansluitende gebieden. 1. opschuivingen van S naar N langs resp. $\pm 30^\circ$ (a), $\pm 45^\circ$ (b) en $\pm 60^\circ$ (c) naar het S hellende breuken. 2. overschuivingen met bewegingsrichting van het hooger gelegen complex \pm in de richting der pijlen. 3. anticlinalen. 4. synclinalen. 5. liggende synclinale met naar het S gerichte opening. 6. isohypsen van het Vercinano-Servino grensvlak om de 200 m; de getallen zijn in honderden meters, resp. 1200 en 1000 m.

De ondergrond van de Triaskalken ten zuiden van de Valcanaleflexuur kunnen wij in 3 zone's verdeelen:

- 1e. een hoog gelegen gedeelte ten W van de Laghi Gemelli breuk,
- 2e. een lager gelegen deel ten E van deze breuk en
- 3e. een zeer diep gelegen zone ten E van de Mte Secco.

De Triaskalken van elk dezer drie zone's vertoonen een eenigszins verschillende tektonische bouw (hierbij heb ik de zuidelijk van de Caprarizzo-Ardesio-opshuiving gelegen strook op het oog). Zeer eenvoudig gebouwd is de eerste zone, waar de tektonische verschijnselen alleen maar bestaan uit een anticlinaal door il Pizzo en een synclinaal door de Croce di Pizzo (profiel VIII). De tweede zone onderscheidt zich van de eerste door het optreden van de groote liggende synclinale van de Bta del Fop en van de Arera-terugschuivingen. De derde zone kenmerkt zich door de belangrijke Timogno-overschuiving (zie opmerking p. 4) met een bedrag van 10—15 km (H. C. A. SWOLFS, bijdr. 16, p. 213) en de Rondinino-storing.

Zooals wij hebben gezien, duiken de permische lagen van Bordogna tot Valcanale sterk naar beneden, zonder dat wij ook op eenige plaats een storing, zooals Dozy die wil zien (en bij Mezzoldo inderdaad schijnt geconstateerd te hebben; bijdr. 11, p. 67) kunnen waarnemen. Ook bij Bta Corte di mezzo, waar hij duidelijk aanwijzingen voor een dergelijke storing meent te hebben gevonden, kan ik zijn opvatting omtrent de evidentie van deze storing niet deelen. Op p. 70 zegt hij: „In der Val Aqualina beobachtet man in der Schwelle unterhalb Baita Corte di Mezzo, schwach N-fallende konglomeratische Tuffe aus der Colioserie. Sehr schön liegen steil S fallende schwach wellig gefaltete Mergel und mergelige Kalke des Servino gegen die permischen Schichten aufgeschoben. Es zeigt sich eine Diskordanz, die ganz tektonischer Entstehung ist”.

Inderdaad grenzen door een tektonische discordantie Servino- en Colliotuffen aan elkaar (zie kaart I. 3, 4), echter verloopt deze storing in NNE richting en niet in EW richting, zooals Dozy het zich denkt. Onder de Servinomergels komen nl. in het NE normaal de Verrucano-conglomeraten te voorschijn. De Colliotuf, welke inderdaad een zwakke N helling vertoont, behoeft evenmin op een storing in EW richting te wijzen. Kijken wij vanuit Bta delle Foppe (G. 4) naar het S-waarts duiken van de Verrucano ten N van de Pso della Marogella, dan zien wij in het vlak loopende, noordelijke gedeelte ver ten S van de Mte delle Galline twee kleine, secundaire anticlinalen, waarvan de N vleugels gemiddeld 15° naar het N hellen. De N helling van de Colliotuf van de Baita Corte di mezzo behoeft ons dus niet te verontrusten. Ten S van deze tuf is het vaste gesteente door los materiaal aan ons oog onttrokken. De dikte van de Verrucano ter plaatse (400 m) in aanmerking genomen, kunnen wij ons even goed een steile flexuurvormige ombuiging naar het S indenken. Hoewel ik het niet onmogelijk acht, dat hier ter plaatse, doch dan ook slechts hier, een storing in den zin van Dozy zou kunnen optreden, zou ik dit toch niet als bewijs voor zijn stelling geponeerd willen zien.

Het is echter niet uitgesloten, dat een storing pas veel dieper in de ondergrond zou optreden, waardoor zij aan ons oog onttrokken is. Voor het gebied van Bordogna tot voorbij Valcanale ontbreken hiervoor de aanwijzingen. Deze correctie ontnemt echter niets wezenlijks aan de opvattingen van Dozy, voor storing leze men wat het bestudeerde gebied betreft: flexuur.

Ten S van Gromo lijkt het mij echter zeer waarschijnlijk, dat de opheffing hier wèl met een breuk gepaard ging. Verschillende omstandigheden pleiten hiervoor:

- 1e. bij Gromo liggen de permische lagen vrijwel horizontaal, zoodat de flexuur niet optreedt ten N van de Valcanale-opschuiving.
- 2e. van een vervlakkings in de flexuur kan geen sprake zijn. Nemen wij het hoogteverschil tusschen het Servino-Verrucano-vlak ten N van de Valcanale-opschuiving en ten S van de Rondinino-storing (zie bijdr. 16, H. C. A. SWOLFS), dan is dit grooter dan de horizontale afstand tusschen deze punten, zoodat zoo een flexuur aanwezig mocht zijn, deze reeds een gemiddelde helling van meer dan 45° zou moeten hebben en dus een maximale helling van circa 60° .
- 3e. in het verlengde van de flexuur valt de Rondinino-storing, welke juist daar ontstaat, waar de ondergrond beduidend dieper komt te liggen (fig. 12), de gegevens van het gedeelte buiten ons gebied gelegen, zijn ontleend aan de profielen van SWOLFS). Deze storing heeft een bedrag van ruim 1000 m en het is daarom moeilijk voor te stellen, dat zij zich niet in de ondergrond zou voortzetten (het is mogelijk, dat hier door de samendrukking in NS richting, het directe verband tusschen deze breuk in de permische ondergrond en de Rondinino-storing, zooals wij haar in de kalken kennen, is verbroken door een soortgelijke complicatie als ten oosten van de Cima di Menna voorkomt).

Aanleiding voor de afwijkende toestand hier ter plaatse zou kunnen zijn de geringe dikte en het zeer geleidelijke uitwigen naar het S van de hier voorkomende permische lagen.

Ik wil er de aandacht op vestigen, dat de overeenkomstige flexuur, die het Perm in het S begrenst en voorkomt in het Val di Scalve, niet in het verlengde ligt van de Valcanale-flexuur. Deze Val di Scalve-flexuur neemt een aanvang ten zuiden van Nona, waar zij volgens G. L. KROL eenigszins vervlakt is. Deze vervlakkings ontstaat hierdoor, dat het naar beneden duiken van het Verrucano-Servino grensvlak over een hoogte van circa 3000 m over een grootere horizontale afstand plaats vindt dan meer oostelijk. De strekking van de onmiddellijk op de Verrucano gelegen Servino is hier echter ESE.

Zeer waarschijnlijk buigt de lijn, die het uitwigen van de Collio weergeeft, ten oosten van Gromo naar het noorden (vlak langs de culminatie van het Val Serdonia, zie fig. 3), zoodat zij in het Val di Scalve noordelijker voorkomt dan in het hier onderzochte gebied. Bij de ongeveer van N naar S gerichte terugplooiingsdruk is de Valcanale-

flexuur dus zuidelijker ontstaan dan de Val di Scalve-flexuur en zijn in het tusschen liggende gebied transversale storingen te verwachten. N en NNE gerichte breuken zijn hier inderdaad door WEEDA (bijdr. 13) beschreven. De verspringing in de flexuur is hier echter beduidend grooter dan bijv. bij de Laghi Gemelli-breuk en, omdat bovendien de Collio hier uiterst dun is (waarschijnlijk voor een deel het gevolg van verticale bewegingen langs breuken in onder-permische tijd) zijn hier de vele door WEEDA beschreven complicaties ontstaan.

Na het stadium waarin de hierboven besproken storingen zijn ontstaan, zijn de EW opschuivingen, de terugschuivingen en eenige minder belangrijke storingen in de Triaskalken gevormd. Een bepaalde volgorde kunnen wij hierin zeker bespeuren. De synclinale van de Baita del Fop moet reeds vroeg ontstaan zijn, hierna is het meest westelijke deel langs de reeds bestaande Oneta-breuk en Laghi Gemelli Breuk naar het N geschoven. Waarschijnlijk houdt deze laatste beweging verband met de schub ten N van Baita di Mezzeno en is bij deze beweging tevens de Mezzeno-breuk en de synclinale van Bta Caprarizzo ontstaan. Hierbij zou men zich moeten voorstellen, dat een deel der kalken tegen het hoekpunt van het Perm van de Bta Grumello zich opperste en daarbij omkrulde, terwijl het gedeelte ten W van de Mezzeno-breuk nog langs het Perm naar het N (en naar boven door de stijging bij de schubvorming) kon schuiven.

Stellig grenst de Valsecca-Esino ten S van de Valcanale-opschuiving vrijwel normaal aan de permische lagen van de flexuur. Wij hebben reeds gezien, dat in het bestudeerde gebied geen belangrijke bewegingen langs de VO hebben plaats gehad; grootere tectonische discordantie's treden slechts op in de hoekpunten van de Valcanale-flexuur, welke ten gevolge van de transversaalstoringen uitsteken.

Tegen dit Perm en onder-Trias van de flexuur moeten de kalken zuidelijk hiervan zijn opgeschoven. SWOLFS heeft in bijdr. 15 reeds vele argumenten gegeven voor een opschuiving van S naar N (p. 143). Door KROL zijn deze opvattingen bevestigd geworden (bijdrage 18).

De noordwaartsstuwing van de Trias is een relatieve beweging t.o.v. het Perm geweest, zooals DOZY in bijdr. 11 reeds uiteenzette, doordat het Perm naar het S werd gestuwd en de Triaskalken relatief bij deze zuidwaartsstuwing ten achter bleven. Deze relatieve beweging van het massieve Perm en de harde Trias ten opzichte van elkaar werd mogelijk gemaakt doordat de plastische Servinomergels tusschen beide complexen als glijmiddel fungeerde.

De Arera-terugschuivingen worden, zooals wij reeds gezien hebben, door transversaalstoringen verzet, welke min of meer gelijktijdig daarmee zijn ontstaan. Dit laatste wordt waarschijnlijk gemaakt door het feit, dat de terugschuivingen aan weerszijden der transversaalstoringen zoo verschillend zijn ontwikkeld: in de zone Pzo Arera—Lago Branchino is het onderste overschoven pakket in het S slechts 40 m dik, in het N is de dikte aanmerkelijk toegenomen, in tegenstelling met de toestand op de Cima Valmora, waar het heele pakket dun blijft (profiel V en III). Tusschen beide in ligt een complex waar in het N deel slechts één overschuivingsvlak is ontwikkeld (profiel IV), terwijl bij de Cima del Fop

en meer oostelijk ook slechts één overschuivingsvlak voorkomt (profiel II). Wat de oorsprong der teruggeschoven lagen betreft, kunnen zich nu slechts twee mogelijkheden voordoen:

- 1e. zij zijn de teruggeschoven deelen van de Trias, welke oorspronkelijk het Perm noordelijk van de flexuur hebben bedekt;
- 2e. zij hangen samen met de synclinale van de Bta del Fop.

In het eerste geval valt mij het verschil in ontwikkeling tusschen de verschillende deelen der transversaalverschuivingen moeilijk te verklaren. Wij zullen dus de tweede mogelijkheid aanhangen, welke opvatting door SWOLFS gedeeld wordt¹⁾. Wij moeten ons hierbij voorstellen, dat de N vleugel van de Bta del Fop synclinale weer scherp naar het N terugbuigt. Door toenemende stuwung uit het S is deze terugbuiging nog verder doorgebogen, waarna de Fop synclinale onder het vlak liggende gedeelte doorschoof, doordat dit laatste door de barrière der Valcanaleflexuur op zijn plaats werd gehouden. Bij deze beweging ondervond de aanvankelijk s-vormig gebogen Trias op enkele plaatsen meer weerstand dan op andere, waardoor, in het oorspronkelijk een geheel vormende complex, transversale breuken ontstonden. Door deze breuken werd het mogelijk, dat in de tusschen 2 transversaalbreuken in liggende gedeelten min of meer onafhankelijke bewegingen plaats vonden. De onregelmatigheden in de barrière, waren meer zuidelijk niet merkbaar, zoodat dergelijke differentiaties in de terugschuivingen hier niet optraden.

Na de terugschuivingen en mogelijk voor het beëindigen hiervan, ontstond, door de voortdurende stuwung, de Valcanale-opschuiving en Caprarizzo-Ardesio-opschuiving, welke laatste het gedeelte van de Fop synclinale bij Bta Branchino afsneed. Zooals wij reeds gezien hebben, waren vóór de VO de synclinale van Bta Caprarizzo en de Mezzeno Breuk reeds ontstaan. Tegelijkertijd met de VO ontstonden waarschijnlijk de opschuivingen in het Vle di Mezzeno, welke vervolgens door de CAO werden bedekt.

Reeds werd vermeld, dat wij de CAO jonger achten dan de Arera-terugplooiings- en terugschuivingsfenomenen, aangezien zij de synclinale van de Bta del Fop in de Mte Marogella scheef afsnijdt. Aangezien wij nu de verkorting in horizontale richting, ontstaan bij de Arera en Mte Secco, verbinden met de door de Timogno-overschuiving ontstane verkorting, moeten wij, omdat de laatste de CAO afsnijdt (zie SWOLFS, bijdr. 16) concludeeren òf dat de fenomenen naar het E toe steeds in een later stadium zijn ontstaan, òf dat de redeneering welke ons bij de ouderdomsbepaling heeft geleid, niet geheel volledig is geweest. Omdat de eerste conclusie in al zijn consequenties niet is te overzien, wil ik mij er toe beperken als tweede argument daarvoor slechts te wijzen op het feit, dat de terugschuivingsfenomenen, die KROL in het gebied ten

¹⁾ Een regionale beschouwing van de tektoniek der Bergamasker en Luganeser Alpen pleit echter voor de eerstgenoemde mogelijkheid. Zie: Dr. L. U. DE SMITZ, La géologie des Alpes meridionales d'après le levés récents, Geologie en Mijnbouw, April 1939.

E van de Pzo della Presolana heeft gevonden, zoowel de CAO (Ardesio-opschuiving) als de Timogno-overschuiving afsnijden. Alhoewel wij niet kunnen concludeeren, dat de bij hem optredende verschijnselen ook in aanleg jonger zijn dan de fenomenen in meer westelijke richting, zeker is toch, dat althans de laatste terugschuivende beweging daar in een later stadium is geschied.

Wij zullen thans de tweede conclusie nader uitwerken. Het bovenste vlakliggende gedeelte van de s-vormig gebogen Triaskalken van de P. Arera-M. Secco (de Arera-terugschuiving in eerste aanleg dus), moet oorspronkelijk aan de kalken, welke tot de Valcanale-flexuur behooren, hebben vastgezet. Men kan zich indenken, dat dit verband reeds is verbroken vóór de aanleg der Arera-terugplooiings- en terugschuivingsfenomenen door middel van een opschuiving, welke van de Laghi Gemelli breuk in oostelijke richting tot aan de P. della Presolana liep ¹⁾, en dat vervolgens na het ontstaan van de Bta del Fop synclinale en de Arera-terugschuivingen zich een hernieuwde beweging inzette langs het westelijk gedeelte van de oude breuk, die zich echter niet daartoe beperkte, doch zich tevens verder westelijk over de Laghi Gemelli-breuk tot aan Bordogna voortzette en waardoor de synclinale van de Bta del Fop werd aangesneden.

Naar aanleiding hiervan is het nuttig de beide in tijd verschillende bewegingen met verschillende namen aan te duiden; voor de eerste zou ik de naam Ardesio-opschuiving (AO) van SWOLFS willen behouden, voor de laatste echter de naam Caprarizzo-Ardesio-opschuiving invoeren. Aangezien nu de AO reeds in een vroeg stadium is ontstaan, kunnen wij de Timogno-overschuiving en de Area-structuren als synchroom beschouwen.

Welke der twee opvattingen (nl. of de structuren in de Trias naar het E steeds in een iets later stadium zijn ontstaan dan in het W, of dat deze structuren synchroom zijn) de juiste is, zal uit latere onderzoekingen moeten blijken.

Reeds eerder kwamen wij tot een indeeling in drie zone's van de achter de Valcanale gelegen strook Triaskalken. Door de verkorting ontstaan bij de vorming van de synclinale van de Bta del Fop en de Arera-terugschuivingen moeten de Triaskalken van de Arera en de Mte Secco (zie kaart SWOLFS) in belangrijke mate naar het noorden zijn bewogen, door middel van de Servino als glijhorizon. Juist doordat deze beweging van vrijwel de geheele Trias over de Servino naar het N kon plaats vinden, is eerst de vorming van de synclinale van de Bta del Fop mogelijk geworden, doordat de Trias tegen de Perm-flexuur omkrulde. Ten oosten van de Mte Secco konden de direct achter de Rondinino-storing gelegen Raibl en Esinokalken niet naar het N bewegen, daar vooral de onder de Raibl gelegen Esino in de diepte tegen het Perm ten N van deze storing werden tegengehouden. Zoodoende kon hier geen synclinale gevormd zooals meer oostelijk. De verkorting in de Triaskalk werd hier tot stand gebracht door een overschuiving, welke aangelegd werd ver ten S van de Raibl en de Esino van Ardesio.

¹⁾ Men leze de opmerking van SWOLFS op p. 198 van bijdr. 16.

De intensiteit in de verkorting neemt in oostelijke richting toe. Bij de Mte Menna immers hebben wij te doen met een opschuiving van vrij gering bedrag (de CAO) benevens een anticlinaal en synclinaal resp. bij il Pizzo en Croce di Pizzo (E.2), bij de P. Arera en de M. Secco is de verkorting in NS richting reeds belangrijk grooter, door het optreden der terugschuivingen, terwijl de verschijnselen, die SWOLFS bij de Timogno heeft beschreven, van beduidend grooter formaat zijn dan laatstgenoemde. In hoeverre het naar het E toe intensiever worden van de samendrukking reëel, dan wel slechts schijnbaar is, is niet aan mij ter oplossing gegeven; het lijkt mij echter nuttig de aandacht op dit verschijnsel te vestigen.

Na de hierboven beschreven fenomenen volgde een samendrukking in oost—westelijke richting. Hierbij werden de anticlinalen in de Raibl slenk van het Val Vedra gevormd, de Bta Pessel horst en de transversaalstoring van Bta Vindiolo met de secundaire overschuiving ten E van de Mte Menna. Met de vorming van de Bta Pessel kunnen wij pas van de Val Vedra slenk spreken. Oorspronkelijk immers hebben wij ten E van de GB een laag gebied gehad, dat zich tot ver oostelijk uitstreckte en was er van een slenk geen sprake.

Wij zijn dus bij onze beschouwingen tot de volgende chronologische volgorde gekomen:

1. Vorming van de Valcanale-flexuur met verschuivingen langs NNE gerichte breuken;
- 2a. ontstaan van de terugschuivingen uit de noordelijke terugbuiging van de steile vleugel van de Bta del Fop-synclinale, gevolgd door opschuivingen langs EW gerichte storingen.
- 2b. samendrukking in oost—westelijke richting.

De fase A van WEEDA en de eerste fase van SWOLFS vallen in bovenstaande tabel onder 1, de fasen B en C van WEEDA en de tweede fase van SWOLFS vallen onder 2. Het verdient de voorkeur van stadia te spreken in plaats van „fasen”, aangezien m.i. alle bewegingen direct na elkaar hebben plaats gevonden en wij met bovenstaand schema dus slechts een zekere chronologische volgorde aangeven. De stadia 1, 2a en 2b denk ik mij allen in de „Fruhinsubrische Phase” van STAUB. Aanwijzingen voor bewegingen uit de „Spätinsubrische Phase” zijn in het bestudeerde gebied niet aanwezig, omdat intrusies van dioritische gangen hier ontbreken.

VIII. LITERATUUR.

1. ANDREATTA, CIRO. La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige), Trento 1935.
2. CACCLAMALI, G. B. Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia. Brescia 1930.
3. CAFFI, E. La Valsecca di Roncobello in Val Brembana. Estratto dai „Rendiconti” del R. Ist. Lomb. di sc. e lett., Serie 11, Vol. XLII, 1909.
4. — Cronologia geologica delle Valle Bergamasche. Club Alpino Italiano, sezione di Bergamo 1923.
5. CORNELIUS, H. P. Ueber tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal., Stuttgart, Abt. B, Jahrg. 1927.
6. CURIONI, G. Geologia applicata delle provincie Lombarde e descrizione rag. delle sostanze estr. etc. 2 vol. con carta geologica Hoepli, Milano. 1877.
7. DESIO, A. Studi geol. sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamasche). Mem. Soc. it. d. Sc. nat. e del Mus. di St. nat. in Milano, vol. X, f. 1.
8. HAUPT, HEINZ O. Die Eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen. Berlin 1938.
9. PARODI, A. Notizie geologiche della regione compresa fra la Val Canale e la Valle del Riso (Bergamo) Bollettino d. Società Geologica Italiana, Vol. LV, 1936, Fasc. 1.
10. PORRO, CESARE. Alpi Bergamasche. Note illustrative della Carta Geologica e delle Sezioni. Milano 1903.
11. — Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica Memorie del R. Istituto Lomb. di Scienze e Lett.-Classe di Scienze mat e nat., vol. XXII, XIII della Serie III, fasc. V, 1933.
12. RASSMUS, H. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Südöstlich Alta Brianza. Geol. und Pal. Abh. von E. Koken, 1912.
13. SACCO, F. Il Glacialismo Lombardo. l'Universo XVII, 1936.
14. SALOMON, W. Die Adamellogruppe, etc. I Teil. Abh. der K.K. Geol. Reichsanst., Bnd. XXI, Heft 1, 1908.
15. SANDER, B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
16. TARAMELLI, T. Carta geologica della Lombardia con spiegazione. Artario, Milano 1890.
17. TOMMASSI, A. I fossile della lumachella triasica di Ghegna in Valsecca presso Roncobello Porte 1, 2, Palaontographia Italica 1911.
18. — La faunetta anisica di Valsecca in Val Brembana Rendiconti R. Ist. Lomb. di Sc. e Lett. Ser. 2, vol. 44, p. 767, 1913.
19. TRÜMPY, EDUARD. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). Eclogae Geol. Helv. vol. 23, No. 2, 1930.
20. VARISCO, A. Carta geologica della provincia di Bergamo con note illustrative. Guffari e Gatti, Bergamo. 1881.
21. WEBER, F. Geologie, in Poststrassen im Südtessin Eidg. Postverw. 1936.

De „bijdragen tot de Geologie der Bergamasker Alpen”, uitgegaan van de Universiteit te Leiden, zijn niet in deze lijst opgenomen. Men zie hiertoe p. 191.

**LA GEOLOGIA DELLA REGIONE FRA IL BREMBO
E IL SERIO, A NORD DELLA CATENA MONTE
MENNA-PIZZO ARERA**

(riassunto).

Il presente lavoro è un contributo allo studio sistematico delle Alpi Bergamasche, organizzato dall'Università di Leida. Dal 1926 sono stati pubblicati 18 contributi, di cui 14 sono rilevamenti geologici (Vedi p. 3). Lo studio fu eseguito nei mesi estivi degli anni 1936, 1937 e 1938: lavorai, in complesso, 10 mesi, su una regione che ha una superficie di 158 Kmq. Tenni come punto di partenza i paesi di Fiumenero, Gromo, Valcanale, Roncobello e Bàresi. Sostai anche al Rifugio dei Laghi Gemelli, all'abitazione del guardiano del Lago Nero, e poichè il luogo poco praticato non offriva nessuna comodità, mi fu necessario campeggiare. Agli abitanti di questa regione e dei paesi sunnominati, che con la loro gentile ospitalità e con i loro rapporti cordiali hanno indirettamente contribuito alla riuscita di questo lavoro, porgo i miei più vivi ringraziamenti. Specialmente voglio ricordare la Signora Clara Pozzi di Bàresi.

Sono tanto riconoscente al Dott. Sac. ENRICO CAFFI, Direttore del Museo Civico di Bergamo, per le facilitazioni usatemi, per i libri che mi ha gentilmente prestati, e, finalmente, per la correzione di questo riassunto.

Stratigrafia.

- 1°) I micascisti sono poco variati; dalle quarziti quasi pure si passa irregolarmente a scisti a due miche, ricchissimi di mica, con poco quarzo, granato e minerali accessori. Sono intercalati ai micascisti le anfiboliti (Vedi analisi p. 199 colonna I) che presentano come componenti essenziali orneblenda e albite, e come componenti accessori ilmenite, rutilo e apatite. L'orneblenda è pleocroica con i colori seguenti: verde, giallo, verde-azzurro. La roccia è probabilmente di origine vulcanica.
- 2°) *Conglomerato basale.* I componenti conglomeratici sono quarzo, micascisti e porfido: la matrice è composta di arenarie fini con mica detritica. Dozy (contributo n. 10) distingueva tre tipi di conglomerato basale, secondo che tra i componenti conglomeratici dominano il quarzo oppure i micascisti o i porfidi. E' tanto sicuro che il tipo ricco di componenti di porfido è permiano, quanto è certo che sono permiani i porfidi delle Alpi Bergamasche. Questo tipo però, trasformandosi

lateralmente negli altri due, fa credere che con ogni probabilità tutti e tre i tipi sono permiani. Quando mancano i componenti conglomeratici, ne risulta una pietra somigliante ai sernifiti del Verrucano.

3°) Nel *Collio* ho distinto un complesso di rocce sedimentarie o non vulcaniche (scisti di Carona o scisti di Collio), un complesso di rocce vulcaniche piroclastiche (efflata), e di porfidi. Gli scisti di Carona (o Collio) sono argille nere o grigie. Tra le rocce piroclastiche si trovano effusioni di porfido in piccola estensione. Soltanto le grandi effusioni di porfido sono carteggiate separatamente.

4°) *Paleogeografia del Permiano inferiore nella parte centrale delle Alpi Bergamasche*. All'inizio del Permiano la superficie degli scisti cristallini non era levigata, ma aveva culminazioni e depressioni: con ciò si spiega la mancanza del conglomerato basale che non si depositò nelle culminazioni.

L'azione vulcanica si iniziava già in alcune parti, formando il tipo di conglomerato basale ricco di porfido.

Essa era dapprima più estesa ed i vulcani davano origine soprattutto a rocce piroclastiche. Il vulcanismo si formava al margine meridionale di un mare poco profondo, in cui si erano sedimentate argille. Poichè, probabilmente durante la bassa marea, parte delle argille depositate emergevano dall'acqua, la pioggia lasciò impronte di gocce trovate dal Dozy negli scisti di Carona; in altre parti invece il moto ondoso del mare produceva increspature. Successivamente il vulcanismo si ritirava più a Sud e si formavano le enormi effusioni di Monte Cabbianca (effusione in parte sottomarina), di Costa di Corna Rossa e di Trabuchello. La lava acida deve essere stata molto vischiosa, se consideriamo lo spessore e la superficie ristretta che occupa (Vedi tabella p. 16). I conglomerati con componenti di porfido dimostrano poi, che almeno una gran parte dell'effusione di Trabuchello emergeva dal mare.

Lo spessore del Collio nelle Alpi Bergamasche è molto variabile (Vedi Fig. 3, isopachi del Collio per 250 metri). Essendo gli scisti di Carona depositati in un mare non profondo ed avendo localmente lo spessore di quasi 2000 m, si deve ammettere che il fondo localmente si abbassasse nel Permiano inferiore. Così si è formata una depressione oblunga, che dai Laghi Gemelli si estende nella direzione N—E; il lato N—O di questa depressione è formato dalla culminazione del Lago Rotondo e il lato S—E dalle culminazioni di Gromo e di Val Sedornia. L'abbassamento ha avuto luogo per mezzo di faglie o di un sistema di faglie. Più ad Ovest alcune parti del fondo si sono sollevate, presentando alla superficie, per erosione, i micascisti.

Nel massiccio sollevato di Salmurano, per esempio, e nella culminazione dei Laghi Porcile si trovano, nel Verrucano, componenti di scisti cristallini che mancano in altre parti. Tanto lo spessore del Permiano inferiore, quanto la qualità della roccia, hanno fortemente

influito sulla tettonica della regione. Le rocce vulcaniche di Tra-
buchello, di Costa di Corna Rossa e di Monte Cabianca sono state
la causa per la quale troviamo ora in quel luogo una regione poco
dislocata, mentre più a Nord possiamo vedere le faglie descritte dal
Dozy e WEEDA. Dove il Permiano ha minore spessore si trovano
delle dislocazioni: per esempio nella culminazione di Gromo e di
Val Sedornia. È probabilissimo che un poco più a Sud dei tor-
renti di Val Secca e Acqualina il Collio si sia molto assotigliato,
per sparire poi completamente. La flessura che forma il lato meri-
dionale del massiccio permiano si è proprio formata nel punto dove
il Collio va scomparendo.

- 5°) Nella regione studiata il *Verrucano* è un conglomerato con compo-
nenti di porfido rosso, quarzo bianco o rosato: che si trasforma in
sernifiti quando diminuiscono i componenti conglomeratici.
Dozy dà al *Verrucano* un'età permiano superiore. Secondo la scuola
olandese, si tratta qui di un distinto livello stratigrafico che è sempre
sovrapposto al Collio e non presenta una „facies” che, lateralmente
si possa cambiare in esso, come crede ed ha descritto PORRO (lit. 11).
Nella parte centrale delle Alpi Bergamasche non si sono trovate
eccezioni a questa regola.
Lo spessore del *Verrucano* è di 400 m.

- 6°) *Il Servino* (werfeniano). I conglomerati del *Verrucano* diventano
man mano più fini e si trasformano nei fini conglomerati del Ser-
vino, con matrice di marne. A queste arenarie e fini conglomerati
sono sovrapposte marne olivastre.
In alcune parti del *Servino* superiore si distingue la cosiddetta dolo-
mia carinata. Nella regione studiata non ho potuto trovare argomenti,
per i quali fosse possibile dichiarare la presenza di questa specie di
dolomia. La roccia che si innalza a forma di guglie sulla mulattiera
presso la baita Grumello, e che si estende fino al Passo di Maro-
gella, è una breccia tettonica. Lo spessore minimo è di 200 m.

- 7°) *La formazione di Valsecca*. Il nome di *Valsecca* fu introdotto da
SWOLFS e serve ad indicare tutti gli strati compresi fra il *Servino*
e l'*Esino*.

Il confine dell'*Esino* e del *Valsecca* è fissato litologicamente e non
offre alcuna difficoltà. Essendo, in generale, i fossili troppo scarsi
per permettere di fissare un confine preciso, si sono raggruppati
col nome locale di *Valsecca*, dalla zona da me studiata, i seguenti
tre piani, succedenti dall'alto in basso:

III Calcari neri \pm 15 m.

II Calcari chiari compatti e durissimi con particelle trasparenti
di calcite, 75—100 m.

I Calcari neri, spesso bernoccoluti, con calcare marmoso e bruno
fra i bernoccoli.

A nord del Monte Vetro ho constatato, nei calcari III il seguente profilo:

7. Dolomia inferiore d'Esino, poco dura, di color giallo-bruno.
6. La stessa dolomia con anelli di peduncoli di erinoidi sp. 2 m.
5. Calcari bianchi, compatti, con anelli di peduncoli di erinoidi, il cui diametro è di cm 1, sp. 3 m.
4. Calcari neri, bernoccoluti, anelli di peduncoli di erinoidi col diametro da 3 a 4 mm.
3. Calcari neri ad arnioni, talvolta in contatto, talvolta in distanza (ted. „knollig'') alternati con argille molli che anneriscono le mani.
2. Gli stessi calcari del 4.
1. I calcari chiari del II.

Alla formazione di Valsecca appartengono gli orizzonti 4 a 1, e quella di Esino gli orizzonti da 7 a 5.

Gli strati sotto 3 sono caratteristici per il livello III e non sono nemmeno da confondere con qualunque altro complesso nel Valsecca e nel Raibliano.

I calcari I appartengono all'anisico e i calcari II e III probabilmente sono già appartenenti al ladinico.

Il Valsecca, nella regione studiata, è fortemente dolomitizzata, specialmente nelle vicinanze del Monte Menna.

Lo spessore del Valsecca, da m 275 nella Val del Drago, aumenta a m 550 nella Val Acqualina presso Valcanale.

- 8°) *L'Esino*. Tanto la base quanto la sommità sono formate da dolomie saccaroidi. Le dolomie inferiori sono giallo-bruno, Spess. 50—100 m; le dolomie superiori sono più chiare, e talvolta alla luce del sole appaiono bianche abbacinanti. Lo spessore è al massimo di 100 m.
- Il calcare d'Esino che si trova fra le dolomie, è compatto, di color cenere o salmone chiaro, ed è localmente dolomitizzato. Lo spessore dell'Esino è di 800 m.

- 9°) *Il raibliano* (carnico). Fu diviso da SWOLFS in inferiore (I), medio (II) e superiore (III).

III Marne con colori vivaci, rosso, giallo, grigio-azzurro.

II Calcari neri fossiliferi (*Myophoria spec*) con intercalate marne nere.

I Calcari chiari compatti, laminati.

La base dei calcari I è formata da una breccia, già descritta da SWOLFS (contributo 16) a proposito della cava ad Ovest di Ponte Seghe. Questa breccia si trova anche sul Monte Vetro.

Caratteristiche dei calcari chiari del raibliano inferiore, sono le

cosidette „strutture”, che consistono in rognoni di calcite (Fig. 4 Zona 3) e frammenti di calcare nero in cui si distingue una laminazione (Fig. 4 zona 1 e 2). Questi ultimi sono in parte frammenti di strati già sedimentati ed in parte, con ogni probabilità frammenti di ooliti. (Diametro ± 4 cm) Ad ogni modo, è sicuro che queste breccie, che si trovano in una grande regione delle Alpi Bergamasche (Vedi prossima pubblicazione di G. L. KRÖL sul confine Raibliano-Esino nelle Alpi Berg.) si sono formate in un mare poco profondo.

Lo spessore del raibliano è probabilmente di 750 m.

Breccie tettoniche.

Lungo gli scorrimenti di Val Canale e di Caprarizzo-Ardesio, si sono formati complessi assai importanti di breccie tettoniche, che non dobbiamo confondere con la dolomia carinata. Si sono costituite breccie dove calcari duri sono in contatto con marne: lungo lo scorrimento di Valcanale, e la parte occidentale dello scorrimento Caprarizzo-Ardesio, le breccie si trovano al contatto fra la Valsecca e le marne del Servino. Queste breccie, che sono formate da componenti di Valsecca e Servino in una matrice polverizzata di marne di Servino, si potrebbero chiamare „monomista”.

Le breccie vicino a Caprarizzo sono, però, formate dal contatto: raibliano superiore (marne)-Esino. Da ciò ne risulta una breccia polimista di marne con componenti di calcari d'Esino (Fig. 5). Generalmente faglie e scorrimenti sono accompagnati da breccie tettoniche (Fig. 6 a), da breccie tettoniche in parte milonizzate (Fig. 6 b), e da miloniti (Fig. 6 c).

La fig. 7 mostra una breccia autoclastica nel Valsecca presso Capo Valle, ove la pressione tettonica era più forte della resistenza interna della roccia.

La tettonica.

Il massiccio micascisto-permiano non dislocato, discende fortemente nella parte meridionale. Siccome i calcari triastici a mezzogiorno di questo massiccio, non mostrano una inclinazione regolare a Sud, SWOLFS supponeva una flessura nei sedimenti permiani, da lui chiamata „flessura di Valcanale”.

Infatti il piano Verrucano-Servino a Nord di Valcanale, scende da un'altitudine di 3000 m a 500 m sotto il livello del mare (Vedi Fig. 12).

Spiego nel modo seguente un interessante fenomeno che si presenta nella regione da me studiata e riguarda la parte meridionale del massiccio permiano:

La flessura si è formata nel luogo dove il Collio si assotiglia. Le forze agenti, create dal retropiegamento delle Alpi, avevano localmente una direzione relativa NNE—SSO, e davano alla flessura una direzione ONO—ESE. La linea di assotigliamento del Collio ha una direzione EO, così la parte di flessura situata più a oriente, si è formata più a Nord

della parte situata più ad Ovest. Ciò fu reso possibile per mezzo di faglie di direzione NNE, per le quali una parte Ovest della flessura si trova più a Sud della seguente parte più ad Est. (Vedi Fig. 11).

Dopo questo stadio, si sono formate contro questa flessura che funzionava come una barriera, due lunghe faglie: la faglia di Valcanale e quella di Caprarizzo-Ardesio. Quest'ultima faglia è di 18 Km e si estende fino al Pizzo della Presolana.

Lungo queste faglie, inclinate a Sud, ha avuto luogo un accavallamento con direzione da Sud a Nord, mentre nella zona posta a Nord della mia, altre faglie sono inclinate a Nord ed il movimento si è manifestato da Nord a Sud. (DOZY e WEEDA).

Ciò si spiega, considerando che il Permiano, spinto a Nord colla pianura pedana subiva più resistenza del retropiegamento delle Alpi, che il complesso triassico, e considerando che quest'ultimo fu spostato al Nord, relativamente agli strati permiani: il che è reso possibile per il carattere del Servino che funzionava come piano di slittamento (Dozy contributo 11).

La regione è divisa dalla lunga faglia dei Laghi Gemelli (che continua fino a NO di Oltre il Colle) in due parti, la cui tettonica è completamente diversa: la parte occidentale è semplicissima mentre la parte orientale è molto complicata. Essa è caratterizzata da una grande sinclinale rovesciata, la sinclinale della Baita del Fop, già descritta da SWOLFS (contributo 15, Fig. 3). Questa sinclinale con andamento ONO—ESE si estende sotto i calcari d'Esino del Pizzo Arera, e possiamo vederla scoperta nel Corno Branchino, dove i soprastanti calcari che discordantemente la coprivano, sono stati asportati dall'erosione. I calcari dell'Arera sono retrospinti dal Nord (retroscorrimenti dell'Arera) e appartengono, o alla continuazione del fianco settentrionale della sinclinale della Baita del Fop, o al Triassico che prima copriva il Permiano Nord della flessura di Valcanale.

Dalla Cima Valmora all'Arera la retrospinta ha avuto luogo, in generale, per due scorrimenti più o meno paralleli. I profili III, IV e V spiegano anche la ragione per la quale troviamo la dolomia superiore dell'Esino, dietro l'Arera, fra i due scorrimenti. Il piano superiore di retroscorrimento, in un certo posto, non è sviluppato. L'Esino del Monte Vetro, separato da un piano di scorrimento più o meno orizzontale dal Raibliano sottostante, è considerato come la parte più occidentale dei retroscorrimenti dell'Arera.

Con la sinclinale della Baita del Fop si spiega la presenza del Valsecca e del Servino, a Sud del torrente Acqualina. Complicazioni secondarie sono le faglie dirette \pm NS in questa sinclinale e nei retroscorrimenti dell'Arera. Un'altra complicazione è data dall'Esino a NE di Baita Pessel, che forma un massiccio sollevato.

Si spiega la presenza di piccoli massicci embricati nel Valsecca a Sud di Baita Grumello, con il fatto che in quel punto le tre grandi faglie (lo scorrimento di Valcanale, di Caprarizzo-Ardesio e la faglia dei Laghi Gemelli), si avvicinano e che tutti gli strati, in quel luogo, sono stati spinti contro l'angolo sporgente del massiccio permiano.