

De bouw en ontwikkeling van de Zwitserse Alpen

door Dr. C. Biermann,
Geologisch Instituut van de
Universiteit van Amsterdam

Inleiding

De Alpen vormen een boog vanaf de Ligurische Zee in het zuid-westen tot aan de stad Wenen in het oosten, met een lengte van omstreeks 1000 km. De Alpenboog, die in breedte varieert van 150 tot 200 km, buigt over ongeveer 180°. In Oostenrijk is de strekking oost-west, deze wordt noord-zuid ter hoogte van Grenoble en is west-oost in de Ligurische Alpen, waar deze de Middellandse Zee bereiken en bij Genua overgaan in de Apennijnen.

Aan de convexe zijde is de Alpenboog omlijst door massieven die delen zijn van het Varistisch of Hercynisch*) gebergte. Dit werd gevormd gedurende het Carboon, evenals het Massif Central in het westen, de Vogezen en het Zwarte Woud in het noorden en het Boheemse Massief in het noord-oosten.

De Alpenboog zelf wordt in het noorden, d.w.z. aan de buitenzijde, begrensd door de Molasse-zone van Zwitserland en Beieren. In WSW richting vernauwt deze zone zich en eindigt bij Annecy, waar de plooien van het Juragebergte overgaan in de meest externe structuren van de Alpen.

Aan de binnenzijde wordt de Alpenboog begrensd door de Po-vlakte (Padanische vlakte), opgevuld met een zeer grote dikte aan Tertiaire en Kwartaire afbraakprodukten van de Alpen.

In het gebied ten oosten van Wenen kan het Alpengebergte worden vervolgd in twee gescheiden ketens, waartussen het eveneens met molasstype-afzettingen gevulde Pannonische bekken (Hongaarse vlakte) is gelegen. Naar het noordoosten zijn de elementen van de Alpen te vervolgen in de Karpatenboog en naar het zuidoosten in de Dinarische Ketens.

Er is een tijd geweest dat de Alpenketens werden beschouwd als hét model voor alle gebergteketens op aarde. Met name gold dit voor het begin van deze eeuw, na de ontdekking van de dekbladstructuren in de Alpen. Onderzoekers als Escher von der Linth, Albert Heim, Lugeon, Termier, Marcel Bertrand, Argand, Staub, Amferrer en Cornelius waren de grondleggers van de klassieke regionale syntheses en ondanks het feit dat ons begrip van de evolutie van de Alpen thans, in het tijdperk van de Plate Tectonics, een nieuwe fase doormaakt, zijn de namen van deze pioniers onverbrekkelijk verbonden met de Alpengeologie.

In de gehele tektonische bouw van de Alpen vormen dekbladen één van de belangrijkste elementen. Een dekblad is een grootschalige gesteentemassa die over een andere gesteentemassa is geschoven over een relatief grote afstand, waarvoor vaak een minimum van 5 kilometer wordt aangenomen (een gesteentemassa die minder dan dit bedrag is verplaatst wordt dan wel aangegeven met

parautochtone eenheid).

Dekbladen kunnen ontstaan als gevolg van overschuiving van liggende plooistrukturen (fold nappes) of van enorme platen of scherven van de korst.

In de Alpen liggen praktisch overal verscheidene dekbladen op elkaar gestapeld.

De eerste dekbladstructuur die als zodanig werd herkend is te vinden hoog in de Glarner Alpen. Hier rusten lagen met een ouderdom van ongeveer 250 miljoen jaar (Perm) óp gesteenten met een Ondertertiaire ouderdom, via een grensvlak dat zowel in noordelijke als in zuidelijke richting geleidelijk wegduikt. De structuur werd oorspronkelijk door Escher von der Linth verklaard door aan te nemen dat zich hier twee grote liggende plooistrukturen frontaal ontmoetten. (Glarner Doppelfalte, zie afb. 1). De juiste interpretatie werd gegeven door Marcel Bertrand: de Permische gesteenten vertegenwoordigen één reusachtige, uit het zuiden komende dekbladoverschuiving.

Dekbladstructuren zijn weliswaar heel spectaculaire, doch niet de enige aanwijzingen voor zeer sterke deformatie van de korst, op veel plaatsen zijn de gesteenten ook nog zeer intensief verplooid. Dergelijke plooistrukturen zijn in de Alpen waarneembaar op schaal van enkele kilometers tot de schaal van de ontsluiting of van het handstuk. Daarnaast is de plooiing op millimeterschaal, soms alleen zichtbaar in een slijpplaatje onder de microscoop, een algemeen verschijnsel. Zie afb. 8.

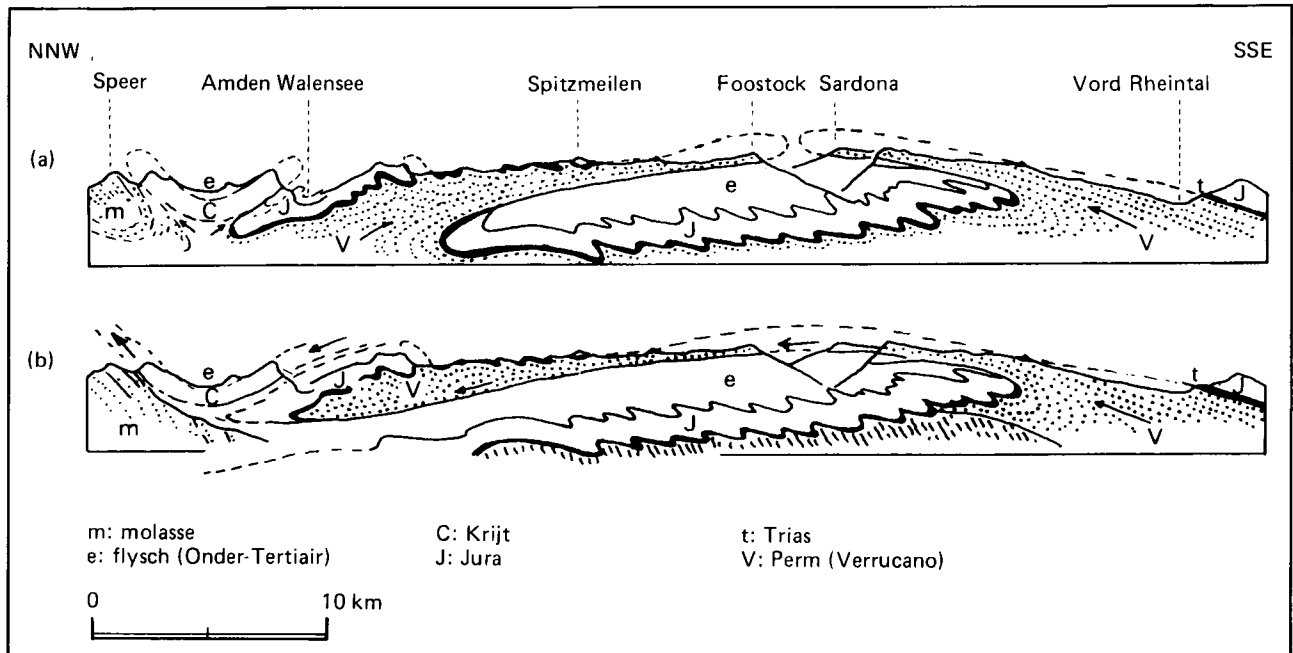
Een groot deel van de gesteenten die in de Alpen zijn ontsloten zijn metamorf; onder invloed van temperatuur en druk hebben zij een verandering in hun mineraalinhoud ondergaan en onder invloed van deformatie een verandering in hun textuur.

Zo'n texturele wijziging uit zich bijvoorbeeld in de rangschikking van de mineralen in één bepaald vlak (schistositeit, cleavage), of één bepaalde richting (lineatie). Dergelijke schistositeitsvlakken en lineaties zijn dus structuren die zijn gevormd door de gecombineerde werking van tektonische en metamorfe processen, die zich afspelen tijdens gebergtevorming (de orogenese).

Metamorfose uit zich vooral door de groei van metamorfe mineralen in het gesteente, zoals bijvoorbeeld biotiet, granaat, stauroliet, cordiëriet, andalusiet, kyaniet en sillimaniet. Bepaalde mineraalgezelschappen (parageneses) worden gevormd onder een bepaald bereik van temperatuur en druk. Men kan dus, door de mineraalinhoud van een metamorf gesteente te bestuderen, conclusies trekken over de condities waaronder het gesteente is gemetamorfiseerd.

In veel gevallen kan men ook nog het tijdstip van de metamorfose koppelen aan de deformatiegeschiedenis. Ziet men bijvoorbeeld, dat bij een dekbladoverschuiving een gesteentepakket met een hoge graad van metamorfose rust op een gesteentepakket met een lage graad van metamorfose, dan kan men concluderen dat de gesteenten blijkbaar eerst werden gemetamorfiseerd en pas daarna zijn overschoven. Omgekeerd zou men kunnen waarnemen dat zones met gesteenten van gelijke metamorfe graad doorlopen over een dekbladcontact. In dat geval zijn de

*) Op een International Geological Congress in de 70-er jaren werd besloten aan de benaming *Variscan* (Varistisch) voortaan de voorkeur te geven boven de term *Hercynian* (Hercynisch).



Afb. 1. (a) De geometrie van de 'Glarner Doppelfalte' volgens de interpretatie van Escher von der Linth (later verbeterd door A. Heim). Merk op dat niet alleen de 'Glarner Doppelfalte' zelf werd geïnterpreteerd als symmetrische dubbele structuur, maar ook de Amden 'Paddestoelplooi'.

(b) Marcel Bertrands ingenieuze 'dekblad-interpretatie' van hetzelfde profiel. (Naar: M. Brockmann-Jerosch, A. en H. Heim, 1952).

dekbladen blijkbaar eerst op elkaar geschoven en in die positie vervolgens gemetamorfoseerd. De relatie in de tijd van de metamorfose ten opzichte van de deformatiefasen geeft zo belangrijke informatie over de evolutie van een gebergteketen tijdens de orogenese.

De indeling van de Alpen

De opbouw van de Alpen wordt geaccentueerd door een aantal zones die min of meer evenwijdig lopen aan de grenzen van de Alpenboog. Afb. 2. Deze zones worden onderscheiden door verschillen in de opbouw van de gesteenteserie, stijl van deformatie en geschiedenis van de deformatie. Zo kan men, gaande van de binnenzijde van de boog (intern) naar de buitenzijde (extern) in eerste instantie een verdeling maken in (1) Zuid-Alpen, (2) de Austro-Alpiene of Oostalpiene zone, (3) de Penniden en (4) de Helvetiden. Daarnaast treft men, tussen Genève en Thun, een complex dekbladen aan die gedeeltelijk op en gedeeltelijk vóór de Helvetiden liggen: de Préalpen, die oorspronkelijk uit het Penninisch gebied afkomstig zijn.

Deze onderverdeling is in eerste instantie gebaseerd op verschillen in de sedimentaire opbouw van de gesteenteseries die terug te voeren zijn op de omstandigheden waaronder de gesteenten zijn gevormd in het grote dalingsgebied, de geosynclinale.

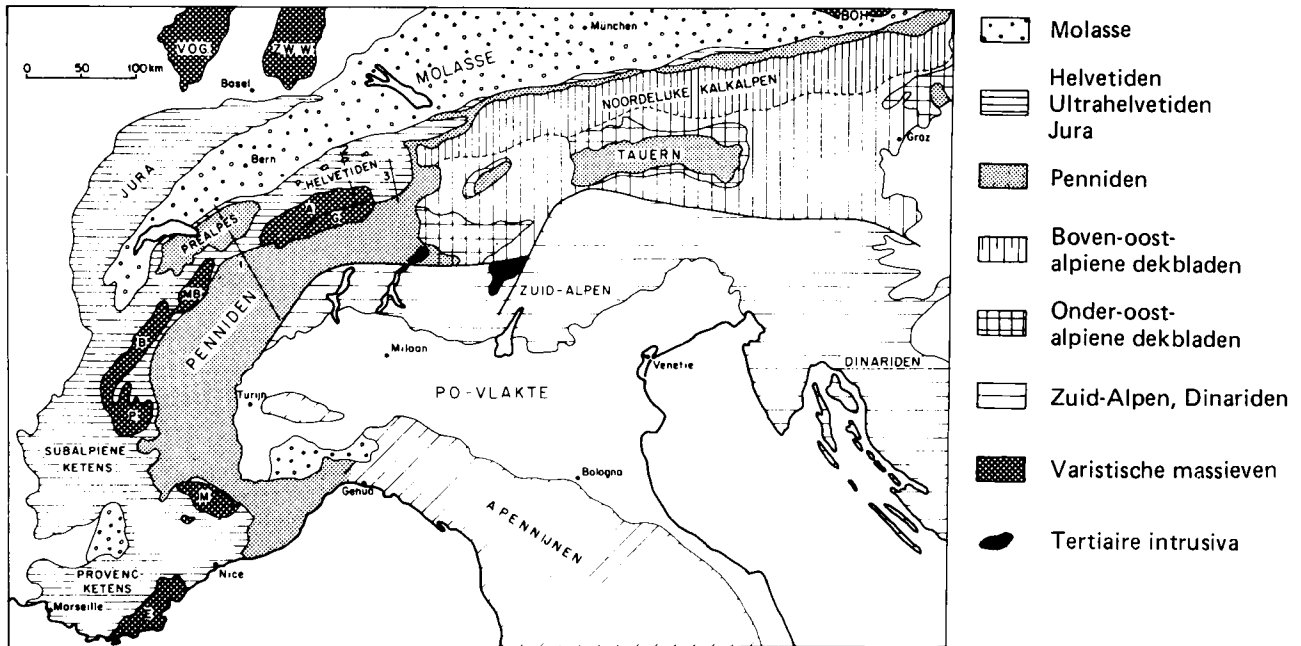
Versillen in de omstandigheden der sedimentatie, ofwel in de toenmalige verdeling van land en zee of van ondiepe en diepe zee, ofwel in de paleogeografie, zijn vooral groot tijdens Jura en Krijt.

De sedimentatiegeschiedenis die vooraf ging aan de climax van de Alpiene orogenese aan het einde van het Eoceen/begin Oligoceen, moet worden gereconstrueerd aan de hand van de gesteenteepeenvolgingen die thans niet meer hun oorspronkelijke positie innemen.

Het oorspronkelijke geosynclinale sedimentatiegebied werd tijdens de Alpiene orogenese ineengedrukt en de Mesozoïsche en Tertiaire afzettingen, in vele gevallen tesamen met de Varistische ondergrond, zijn daarbij in grote dekbladen over elkaar geschoven, geplooid, gebroken en veelal van karakter veranderd als gevolg van metamorfose. Deze opsomming geeft een idee van de problemen die worden ontmoet bij de pogingen om de paleogeografie van het oorspronkelijke afzettingsgebied van de Tethys-geosynclinale te reconstrueren.

Tijdens het Perm en het begin van de Trias vindt de afbraak van het tijdens het Boven-Carboon gevormde Varistische gebergte plaats, de afbraakprodukten vinden we nu terug als rode zandsteen en conglomeraatbanken. In de loop van de Trias wordt het gebied, waaruit veel later de Alpen zouden oprijzen, overstroomd door de zee. De zee blijft ondiep over grote gebieden en in deze ondiepe zee worden voornamelijk kalkgesteenten gevormd. In het begin van de Jura-periode breekt de bodem van dit onderzeese platform, waarschijnlijk doordat stukken continent uit elkaar drijven. Zo wordt er een diepe zee gevormd met een oceanische bodem, die dus bestaat uit bazaltische gesteenten. De zeebodem breekt niet op één plaats, er ontstaan meerdere stelsels van breuken en dit resulteert in het Penninische gebied in de vorming van ruggen bestaande uit continentale korst met een ondiepe zee, (een "hoog") afgewisseld met diepe troggen met een oceanische bodem (een eugeosynclinaal bekken). Ook in de Helvetische zone ontstonden tijdens de Midden-Jura twee bekkens, die door breuken zijn begrensd, waarin een serie kleiige en zandige kalken werden afgezet die plaatselijk een dikte bereikten van 1000 meter. Hier ontstond geen oceanische bodem.

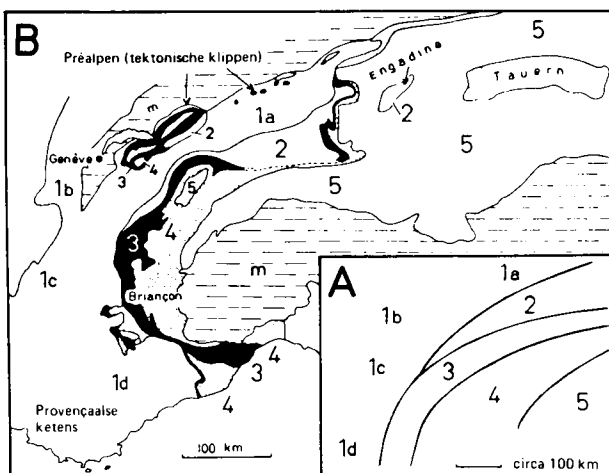
Deze verdeling geeft verschillen in de sedimentatieomstandigheden en men kan in het Alpiene sedimentatiegebied dan ook onderscheiden (van noord naar zuid): een noordelijk continent met een korst van Varistische ouderdom en de aansluitende epicontinentale zee die het huidige molassegebied, het Jura-gebied, het Helveti-



Afb. 2. Tektonisch overzichtskarta van de Alpen (naar L.M.J.U. van Straaten in: *Algemene Geologie*, uitg. Wolters/Noordhoff, 1982). E = Esterel, M = Mercantour, P = Pelvoux, B = Belledonne, MB = Mont Blanc, A = Aar, G = Gotthard.

sche gebied, de Dauphinois en de Provence omvat (1 op afb. 3); een centraal bekken, opgebouwd uit een aantal langwerpig depressies, deels met nieuwgevormde oceanische korst (de eugeosynclinale bekkens van Valais en Piemonte; resp. 2 en 4 op afb. 3) met tussenliggende ruggen, ofwel "hogen" (o.a. de Briançonnais-zone). Dit gebied van Briançonnais-hoog en de beide diepe bekkens vormt de Penninische zone;

Afb.3. Paleogeografische domeinen (A) en tektonische indeling (B) van de West-Alpen. 1 = extern: 1a = Helvetisch, 1b = Jura, 1c = Dauphinois, 1d = Oost-Provençale, 2 = Valais, 3 = Briançonnais en Subbriançonnais, 4 = Piemonte, 5 = Austro-alpien, m = molassebekken. (Naar: Debeltmas, J. and Lemoine, M., 1970, *The Western Alps: paleogeography and structure*. *Earth-Sci. Rev.*, 6).



de continentrand/shelf van een zuidelijk continent, de Austroalpiene zone met de Zuid-Alpen (5 op afb. 3).

In de tijd van de Midden-Jura tot het Onder-Krijt werden de Penninische zone en de Austroalpiene gordel gekenmerkt door dunne afzettingen van diepwater-sedimenten (o.a. kiezelafzettingen met radiolariën, terwijl op de Helvetische continentrand en in het Jura-gebied in ondiepe zee voornamelijk mergels en kalksteen werden gevormd. In het Onder-Krijt worden in het Penninisch domein dikke kleiafzettingen gevormd, die nu voornamelijk tot fyllieten zijn veranderd en de "Bünderschiefer" ofwel "Schistes Lustrés" vormen.

De eerste bewegingen, die een inleiding vormen tot het ontstaan van het Alpengebergte, vinden plaats rond het Midden-Krijt in de Austro-alpiene zone en in een later stadium in de Penninische zone.

Door deze bewegingen ontstaan ruggen, die eilandbogen vormen. Deze rijen eilanden vallen ten offer aan de erosie; de erosieproducten worden veelal in de vorm van troebelingsstromen (turbidieten) naar diepere delen van de zeebodem getransporteerd. Op deze wijze wordt een serie sedimenten gevormd die de flysch wordt genoemd, een gesteenteserie die in directe relatie staat tot een zich ontwikkelende gebergteketen die oprijst uit zijn sedimentatiebekken.

Het Helvetische gebied wordt actief op de grens Krijt-Tertiair. Dan komt dit gebied boven water; deze gebeurtenis wordt getypeerd door erosie gedurende het Paleoceen. In het Helvetisch gebied vindt in het Eoceen weer sedimentatie plaats met vorming van nummulietenkalken en mergels met steenkoollagen. De climax van de Alpiene gebergtevorming vindt plaats na het Eoceen met vorming van de flysch, waarin ook zéér grove lagen voorkomen met "rolstenen" van tientallen kubieke meters, de wildflysch.

A. DE HELVETISCHE ZONE

In de Helvetische zone van de externe Zwitserse Alpen kan men een duidelijk onderscheid maken tussen het kristallijne Préalpiene grondgebergte (basement) en de Mesozoïsche en Tertiaire sedimentaire bedekking (cover). Het basement treft men aan in de externe kristallijne

ouderdommen: schisten, gneizen en granieten, zowel van Varistische als van hogere ouderdom.

Ten zuid-zuidoosten van het Aarmassief is het kleine Tavetscher Zwischenmassif gelegen en het veel groter Gotthard-massief. Deze beide kristallijne massieven zijn wél beïnvloed door de Alpiene orogenese en nemen zeker niet meer hun oorspronkelijke positie in. Door veel geologen wordt het Gotthard-'massief' dan ook beschouwd als één der tektonische eenheden van het Penninisch complex.

De Helvetische dekbladen van Zwitserland

In West-Zwitserland wordt het kristallijne massief van de Aiguilles Rouges bedekt door een dunne serie autochtone Mesozoïsche sedimenten. Hierop rust de grote liggende plooi van het Morcles-dekblad, dat op zijn beurt weer wordt bedekt door de overschuivingsmassa van het Diable-rets-dekblad, waarop het Wildhorn-dekblad volgt. Zie afb. 4 en afb. 1 op pag. 15.

Op het Wildhorn-dekblad ligt nog een complex van dekbladen, dat bekend staat als de Ultrahelvetische dekbladen. Deze Ultrahelvetische dekbladen zijn meegplooid met de frontale plooiën van de Helvetische dekbladen. Ook worden Ultrahelvetische gesteenten aangetroffen onder de Helvetiden. Dergelijke structuren tonen aan dat de Ultrahelvetische eenheden eerst schoven op de Meso-

Atb. 4. De ligging van de dekbladen en massieven in de Zwitserse Alpen. (Naar A. Steck).

- Ad = Adula-dekblad
Ant = Antigorio-dekblad
Ar = Arolla-serie (Dent Blanche)
AR = Aiguilles Rouges-massief
Ax = Axen-dekblad
B = Berisal-serie
CL = Cima Lunga lob
Di = Diablerets-dekblad
EB = Err-Bernina-dekblad
Lev = Leventina-gneis
Lu = Lucomagno-gneis
Ma = Maggia-zone
MB = Mont Blanc-massief
ML = Monte Leone-dekblad
Mo = Morcles-dekblad
MR = Monte Rosa-dekblad
Mü = Mürtschen-dekblad

- Nd = Niederhorn-dekblad
Ni = Niesen-dekblad
O_k = Austroalpiene dekbladen (kristallijn)
O_L = Noordelijke Kalkalpen (Lechtal-dekblad)
O_s = Austroalpiene dekbladen (sedimenten)
Pl = Platta-dekblad
Pm = Préalpes Médiannes Plastiques
R = Préalpes Médiannes Rigides
Sä = Säntis-dekblad
Si = Simme-dekblad
Sim = Simano-dekblad
Su = Suretta-dekblad
Tb = Tambo-dekblad
V = Verampio-gneis
Val = Valpelline-serie (Dent Blanche)
Ve = Verrucano-dekblad
Wj = Wildhorn-dekblad

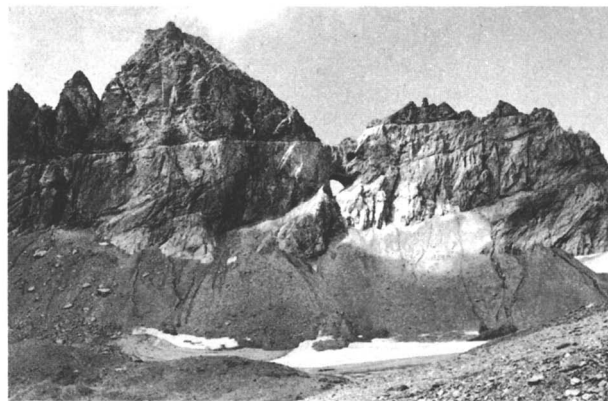
zoïsche en Ondertertiaire sedimenten van het Helvetische afzettingsgebied. Toen vervolgens de Helvetische dekbladen zich vormden zijn de Ultrahelvetische eenheden als het ware op de rug opgeduwd door de Helvetiden en zijn de Helvetiden nu omgeven door een omhulling van de Ultrahelvetiden, waardoor zeer gecompliceerde structuren ontstonden.

Vervolgt men de dekbladstructuren in oostelijke richting over de z.g. Wildstrubel-depressie, dan vindt men onder het Wildhorn-dekblad de Gellihorn- en Doldenhorn-dekbladen die corresponderen met respectievelijk het Diablets-dekblad en het Morcles-dekblad.

Tussen Interlaken en het Meer van Luzern komt het Wildhorn-dekblad over uitgestrekte gebieden voor. Het noordelijkste gedeelte is geïsoleerd van de hoofdmassa door een band Tertiaire gesteenten en vormt de "Randkette" van de Niederhorn.

Verder naar het oosten is het Wildhorn-dekblad in twee gedeelten opgedeeld: het bovenste deel is het Säntis-Drusberg-dekblad (1). Dit bestaat voornamelijk uit Cretaceïsche en Tertiaire gesteenten, welke serie weggeleden is van de Jurassische en Triadische gesteenten op een zachte schalie-laag in de Onder-Krijt-afzettingen. De achtergebleven serie vormt nu het Axen-dekblad (2).

In de Helvetiden van Oost-Zwitserland wordt onderscheiden: (1) het Helvetisch Dekbladcomplex, dat alle overschoven gesteenteseries omvat die op de Glarus-overschuiving liggen: het Glarner-dekblad (Verrucano en geplooid Mesozoïcum en Eoceen), het hierop gelijkende Mürtschen-dekblad, daarop het Axen-dekblad en tenslotte de grote massa van het Säntis-Drusberg-dekblad; (2) de series onder het Glarus-schuifvlak, die tezamen worden genomen als het Infrahelvetisch Complex. Het Infra-Helveticum bevat het kristallijn van het Aarmassief met zijn parautochtone Mesozoïsche en Tertiaire gesteenten. Deze gesteenten bestaan voornamelijk uit Bovenjurassische en Cretaceïsche kalken, Eocene mergels en flysch, welke laatste doorloopt



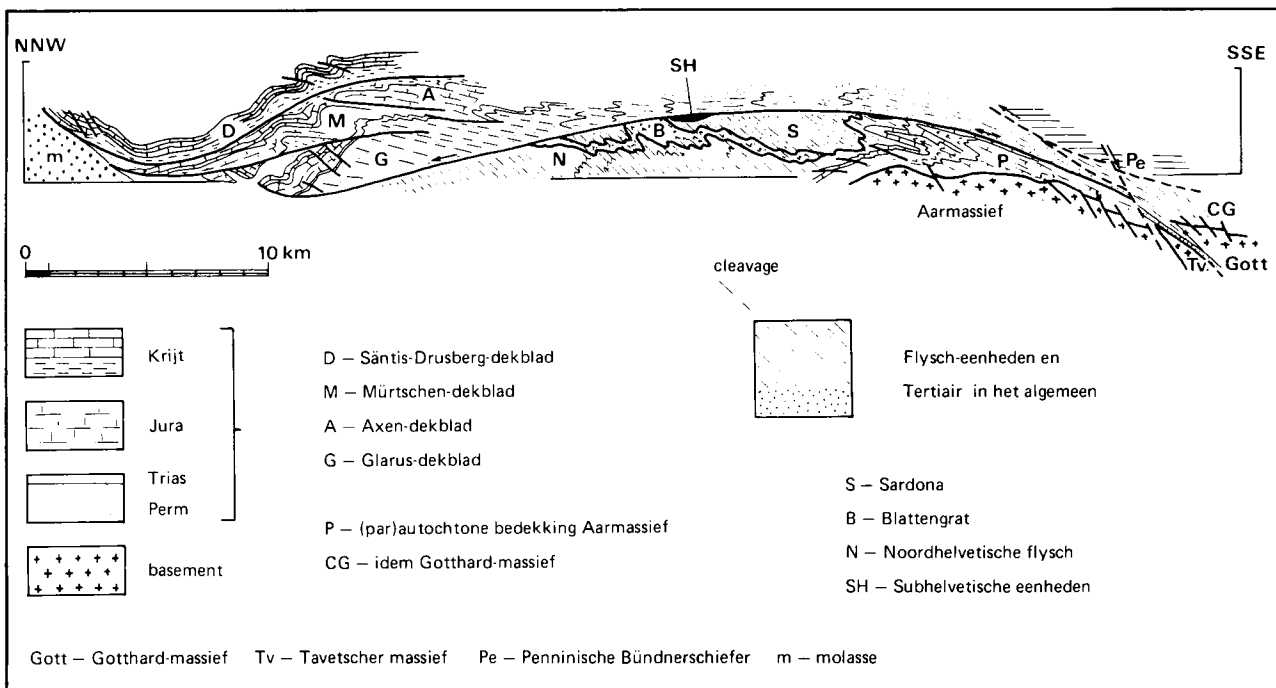
Afb. 5b. De Glarus-overschuiving. Foto: C.G. Egeler.

tot in het Onder-Oligoceen. Hierop liggen een aantal schubben van verschillende herkomst; uit het zuidelijk Helvetisch domein komt de Blattengrat-eenheid, daarnaast zijn er eenheden uit het Ultrahelvetisch en zelfs het Penninisch gebied (de Sardona-eenheid).

De deformatiegeschiedenis

De meest complete gegevens over de opeenvolging van tektonische gebeurtenissen in de Helvetische zone zijn te ontdekken in de Glarner Alpen, afb. 5a en b. In een eerste stadium van de deformatiegeschiedenis werden de Blatten-grat- en Sardona-eenheden, die bestaan uit flysch, geplaatst op, en deels ten noorden van het nog ongestoorde Helvetische afzettingsgebied. De plaatsname van deze flysch-pakketten wordt gezien als het resultaat van gravitatieve afglijding in het Onder-Oligoceen. Op dat moment vonden in het Penninisch en het zuidelijke Helvetische domein reeds opheffende bewegingen plaats. De sedimentstapel ging langs de aldus gevormde helling naar het noorden afglijden, welke beweging werd aangedreven door de

Afb. 5a. Schematisch profiel van de Glarus-overschuiving. (Naar Schmid, S.M., 1975, *The Glarus overthrust: Field evidence and mechanical model. Eclogae geol. Helv.*, 68).



zwaartekracht. De bewegingsmogelijkheid bestond doordat lagen van zachte gesteenten, zogenoemde incompetentelagen, als een soort glijlaag fungeerden. Daar er in de sedimentaire opeenvolging vele van deze incompetente niveaus voorkomen, raakten er telkens stukken van de opeenvolging los, te beginnen met de hogere delen van de opeenvolging. Zo kwamen de jongste, Tertiaire series het verst naar het noorden terecht (de flysch-eenheden), toen volgden de Cretaceïsche gesteenten (Säntis-Drusberg), dan de Jurassische serie (Axen) en tenslotte gleed de overgebleven Permisch-Triadische serie af (Glarus-eenheid), die aldus de kortste weg heeft afgelegd.

Een tweede fase van deformatie geeft als resultaat dat het Infra-Helveticum sterk werd verplooid en pas daarna vond overschuiving van het Helvetische complex plaats over het Infra-Helveticum. Daarbij gleden de Helvetische eenheden over hun afbraakprodukten heen, in dit geval over de molasse. De molasse is van Ondermiocene ouderdom; de laatste fase van beweging in het Helveticum moet dus na deze periode plaats hebben gehad (post-Aquitanië tot post-Burdigalië, dat is Onder-Mioceen).

Zelfs is er nog een jongere bewegingsfase opgetreden en wel aan het einde van het Mioceen of begin-Plioceen. Dit heeft geleid tot breukvorming en stond mogelijk in relatie met de vorming van de Juraketen.

Niettegenstaande de belangrijke rol van de zwaartekracht lijkt de drijvende kracht van de Helvetische tektoniek toch te liggen in belangrijke horizontale verkorting van de korst. Dit is vooral af te leiden uit het feit dat belangrijke deformaties vooraf gingen aan de uiteindelijke plaatsname van de dekbladen.

Uit de geschiedenis van de Helvetische dekbladen volgt, dat de dekbladen, die thans de meest noordelijke positie innemen, afkomstig zijn van het meest zuidelijk gelegen deel van de Helvetische continentrand. Dit feit wordt op fraaie wijze geïllustreerd door de facies en de dikte van de sedimenten in de verschillende dekbladen.

Tevens kan men uit de deformatiegeschiedenis concluderen dat de beweging in het Helvetisch domein werd ingezet als reactie op tektonische gebeurtenissen in de Penninische zone. De afglijding van flyscheenheden onder invloed van gravitatieve tektoniek tijdens het Onder-Oligoceen duidt hier op. We moeten de oorzaken van de deformatie in de Helvetische zone dus zoeken in het Penninische gebied en daartoe zullen we nu eerst aandacht besteden aan dit meer interne deel van het Alpiene orogeen.

B. DE PENNINISCHE ZONE

Gesteenten die gerekend worden tot de Penninische zone treft men voor het overgrote deel aan in een langgerekte centrale zone, die te vervolgen is vanaf de Middellandse Zee tot in Graubünden. Daarnaast wordt een aantal kleinere, meer extern gelegen gesteentemassa's gerekend tot de Penninische zone.

Deze zelfstandige massa's bestaan overwegend uit gedécolleerde, ofwel afgegleden, Mesozoïsche en Tertiaire sedimenten (vaak "cover" genoemd), die naar de buitenzijde van de boog zijn overschoven op en vóór de Helvetische zone. Dit zijn in Zwitserland de Préalpen en de "klippen", waartoe de Mythen behoren.

Paleogeografisch omvat de Penninische zone het noordelijk Valaisbekken, het Briançonnais-platform en het Piemontbekken in het zuiden (afb. 3).

In het zuidelijke deel van het Piemont-bekken en op een enkele plaats in het oostelijke deel van het Valais-bekken werd gedurende Midden-Jura tot Midden-Krijt oceanische korst gevormd. Nieuwgevormde oceanische korst bestaat

uit bazaltische gesteenten, die nu terug te vinden zijn als geserpentiniseerde peridotieten, gabbro's, diabazen en kussenlava's, die bij elkaar genomen ofiolieten worden genoemd. Deze ofiolietserie bevindt zich tussen sedimenten die in een diepzee zijn afgezet.

In het Valaisbekken zijn de Triadische afzettingen over het algemeen dun en evenals de Onderjura-sedimenten afgezet in ondiep water. Een groot deel van de gesteenten in dit Valaisbekken bestaat uit tot fyllieten gemetamorfoseerde kleien, mergels en kalksteen van Middenjurassische tot Middenkrijt-ouderdom en is bekend als de Bündnerschiefer.

Op de Bündnerschiefer volgen flysch-sedimenten van Albien- tot Ondereocene ouderdom. De Valais-trog wordt wijder naar het oosten.

De Briançonnais-zone wordt getypeerd door dikke Ondertriadische zandsteen en Middentriadische carbonaatformaties. Uit de jongere tijdperken zijn weinig sedimenten bekend. Opmerkelijk is de ontwikkeling van dikke series Jurassische breccies langs de door breuken bepaalde begrenzingen van dit "hoog" tussen de Valais- en de Piemont-depressies.

In de Piemont-zone komen Triadische afzettingen slechts lokaal voor. Karakteristiek zijn de ofiolietzones, geassocieerd met diep-water-sedimenten van Middenjurassische tot Ondercretaceïsche ouderdom. In het noordelijk deel van het bekken zijn gesteenten aanwezig die vergelijkbaar zijn met de Bündnerschiefer uit het Valaisbekken. Ze worden hier aangeduid als de schistes lustrés, en hebben hun naam te danken aan hun glanzend uiterlijk.

In een aantal gebieden binnen de Piemont-zone zijn flysch-afzettingen bekend van Cenomanien- tot Midden-eocene ouderdom.

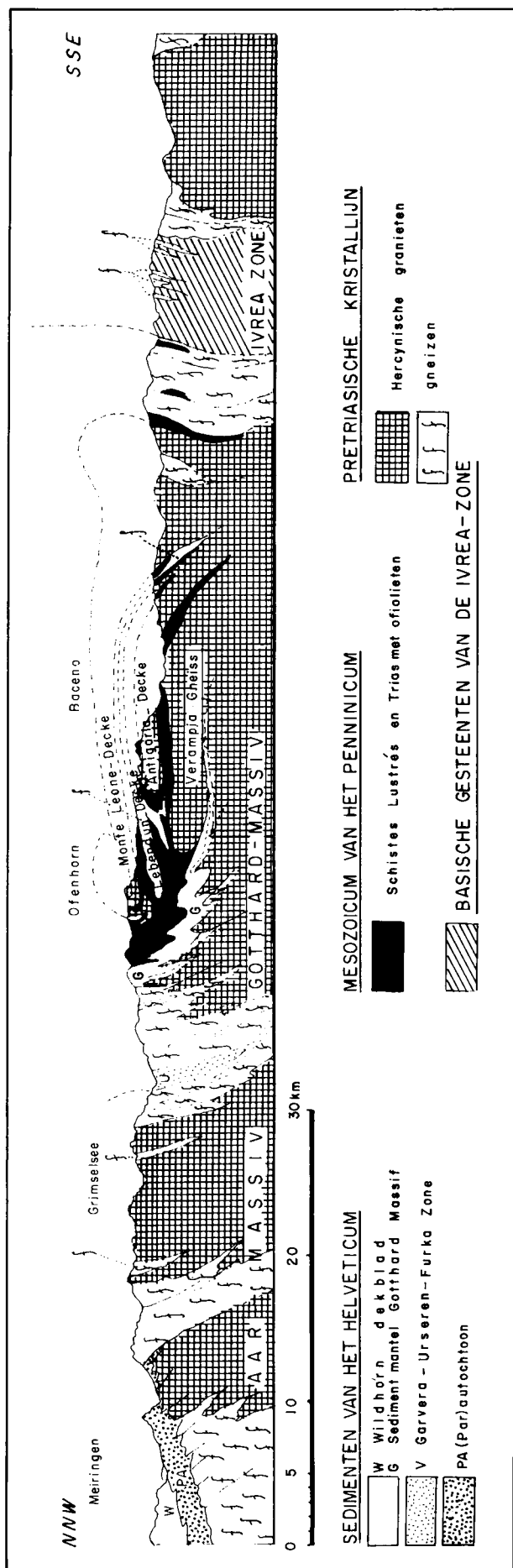
Er bestaat verschil van opinie over het belang van de Valais- en de Piemont-eugeosynclinale zones. Veel auteurs beschouwen alleen het Piemontbekken, en dan met name de meest interne delen, als werkelijk oceanisch en zijn daarom geneigd het Valaisbekken te beschouwen als een langs breuken gedaald bekken (rifted basin) binnen de Europese continentrand. In een dergelijke interpretatie zou het Briançonnais-hoog behoren tot het Europese continent. Een dergelijke oplossing is inderdaad plausibel wanneer men alleen de Westelijke Alpen beschouwt, maar in Oost-Zwitserland lijken de afzettingen van de Briançonnais-zone (of wat ervan is overgebleven) meer gekoppeld aan het zuidelijke (Adriatische) continent dan aan de Europese continentrand.

De structuur van de Penninische zone

In de Centrale Alpen geeft het basement*) van de Penninische zone de grootste complicaties.

Door Argand en Staub werd een opeenstapeling van immense dekbladen aangenomen: de Penninische dekbladen. Deze zijn opgebouwd uit een kristallijn, Varistisch basement, bestaande uit gemetamorfoseerde en gedeformeerde gneizen, met een bedekking (ook "cover", of "couverture") van Mesozoïsche sedimenten. De Alpiene gebergtevormende bewegingen hebben zowel het basement als de Mesozoïsche cover sterk geplooid en gemetamorfoseerd. In die zin zijn er dus belangrijke verschillen tussen de Penninische en de Helvetische dekbladen.

*) De Engelse term basement wordt meestal onvertaald gebruikt. Een Nederlandse term zou "grondgebergte" kunnen zijn.



Immers, in tegenstelling tot de Helvetische dekbladen die volledig zijn opgebouwd uit de Mesozoïsche en Ondertertiaire coversedimenten, maakt in de Penninische dekbladen ook het pré-Alpiene basement onderdeel uit van de dekbladstructuur. Een ander verschil tussen de Penninische en de Helvetische zone is, dat in de Helvetische zone de gesteenten alleen in de stratigrafisch diepere niveaus laaggradig zijn gemetamorfoseerd. Terwijl in het Penninicum alle gesteenten, inclusief het basement, tijdens de Alpiene orogenese zijn gemetamorfoseerd. Momenteel wordt het Gotthard-massief veelal beschouwd als de diepste Penninische eenheid. Het Gotthard-massief is, in tegenstelling tot de externe kristallijne massieven van de Helvetische zone, naar het noorden verplaatst, en in die zin heeft het Gotthard-massief inderdaad Penninische eigenschappen. De bedekking van het Gotthard-massief werd gevormd door sedimenten van Ultra-helvetisch karakter.

Afgezien van het Gotthard-massief treft men de diepst ontsloten Penninische eenheden aan in de Tessiner Alpen (afb. 6). De diepste dekbladeenheid is het Antigorio-dekblad, met een kern van granietgneizen. Het Antigorio-dekblad rust op het Baceno-Verampio-complex waarvan niet bekend is of dit een nog dieper Penninisch dekblad vertegenwoordigt, dan wel het autochtone basement is. Op het Antigorio-dekblad ligt de relatief dunne plaat van het Lebendun-dekblad, grotendeels opgebouwd uit gneizen. Hierop rust het Monte Leone-dekblad. De structureel hogere Penninische dekbladen vindt men in de Walliser Alpen. Dit zijn het reusachtige Grand St. Bernard-dekblad, een van de grootste massa's verplaatste basementgesteenten in de Alpen, en het Monte Rosa-dekblad. Het hier weer bovenop liggende enorme Dent Blanche-dekblad wordt tegenwoordig gerekend tot het Oostalpiene complex (afb. 7).

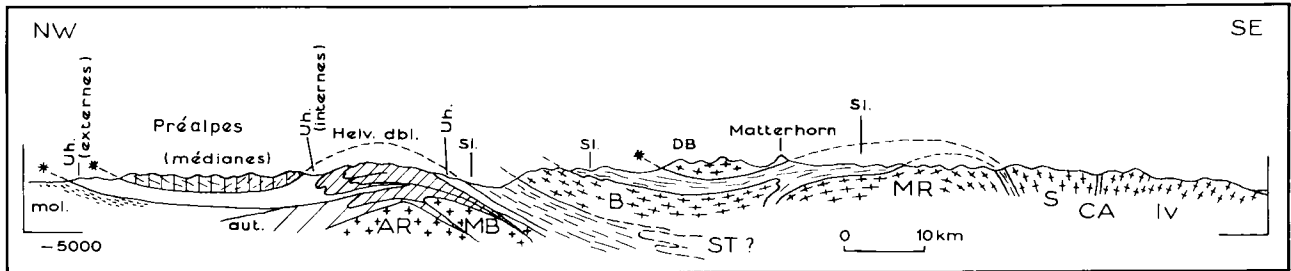
De Penninische dekbladen zijn (globaal genomen) opgebouwd uit een kern van granietgneizen met een omhulling van paragneizen, en een cover van Triadische carbonaatgesteenten en Bündnerschiefer of schistes lustrés. De Tessiner en Walliser Alpen worden van elkaar gescheiden door een grote breuk, de Simplon-Centovalli-lijn, waarlangs de Tessiner Alpen omhoog zijn gekomen. Hierdoor liggen de onderste Penninische dekbladen in Tessin op ongeveer gelijke hoogte met de bovenste Penninische dekbladen in Wallis.

Oude en nieuwe tektonische concepten

Met name in de eerste helft van deze eeuw hebben de theorieën over de ontwikkeling van de grote dekbladstructuren sterk onder invloed gestaan van de theorie van de "embryonale tektoniek" van Emile Argand. Al sedert het einde van de 19e eeuw was men het er algemeen over eens dat het oorspronkelijke Alpiene afzettingsgebied kon worden onderverdeeld in een aantal longitudinaal verlopende bekkens, die men geosynclinalen noemde, en hogen, die werden aangeduid als geanticlinalen.

Naar de mening van Argand zouden de geanticlines niets anders zijn dan anticlinale plooien in aanleg, m.a.w. "embryonale plooien" in de bodem van het afzettingsbekken. Voor Argand vertegenwoordigden deze plooien de vroege stadia van de grote dekbladen. Met name het Grand St. Bernard- en het Dent Blanche-dekblad (dat hij beschouwde als Penninisch) zag hij als grote liggende

Afb. 6. Schematisch profiel door Centraal-Zwitserland en Noord-Italië.



Afb. 7. Schematisch profiel door de Zwitserse Alpen (traverse over Lausanne-Matterhorn). AR = Aiguilles Rouges, MB = Mont Blanc, B = Grand St. Bernarddekblad, MR = Monte Rosadekblad, S = Sesia-Lanzo-zone, Iv = Ivreazone, DB = Dent Blanche-dekblad, CA = Canaveselijn, sl = schistes lustrés, uh = Ultrahelveticum, mol = molasse, * grenzen van de tektonische complexen.

plooistrukturen die uit dergelijke embryonale geanticlines waren gevormd. In zijn concept ging hij ervan uit, dat vanaf de eerste flauwe opwelling in het Boven-Carboon, tot aan de laatste Alpiene bewegingen in het Mioceen of het Plioceen, de dekbladen zich min of meer geleidelijk hadden ontwikkeld tot enorme asymmetrische liggende plooien met overschuivingsvlakken in de omgekeerde vleugels.

Afb. 8. Plooi in de "wortelzone" van de Lepontische Gneissmassa (Ticino), rechts aan het eind van de stuwdam van Lago di Vogorno, Val Verzasca, O. van Locarno. De plooi is circa 80 m hoog.



In Argands oorspronkelijke ideeën zou de korstverkorting reeds in het Boven-Carboon zijn begonnen, of, zoals hij in latere publicaties aangaf, in de Trias of Onder-Jura.

Argands Alpensynthese maakte veel indruk en was voor velen spoedig een voldongen feit.

Resultaten van later onderzoek, zoals de vondst van Middenjurassische riftstructuren, slenkvormingen en stelsels van afschuivingsbreuken zijn echter op geen enkele wijze in overeenstemming met een fase van compressie, of zelfs maar met een periode zonder horizontale bewegingen. Het is duidelijk dat het gehele patroon van de ontwikkeling van het Alpiene afzettingsgebied van de Midden-Jura tot het Midden-Krijt is toe te schrijven aan rekspanningen in de aardkorst, m.a.w. een fundamentele omkering van het basisconcept van Argand. Een tweede belangrijke reden om de theorie van Argand te verlaten werd verkregen door het gedetailleerde structurele onderzoek van de Penninische zone. Hier liggen de dekbladen vrijwel horizontaal, met als uitzondering de meest zuidelijke zone waar de vlakke ligging naar een vrijwel verticale en lokaal zelfs overkiepte stand ombuigt. In de hoogtijdagen van Argands Alpensynthese werd deze zuidelijke steilstaande zone gezien als de 'wortelzone' van de grote dekbladen, het gebied waaruit de grote liggende plooien waren ontstaan, waar zij 'wortelden'.

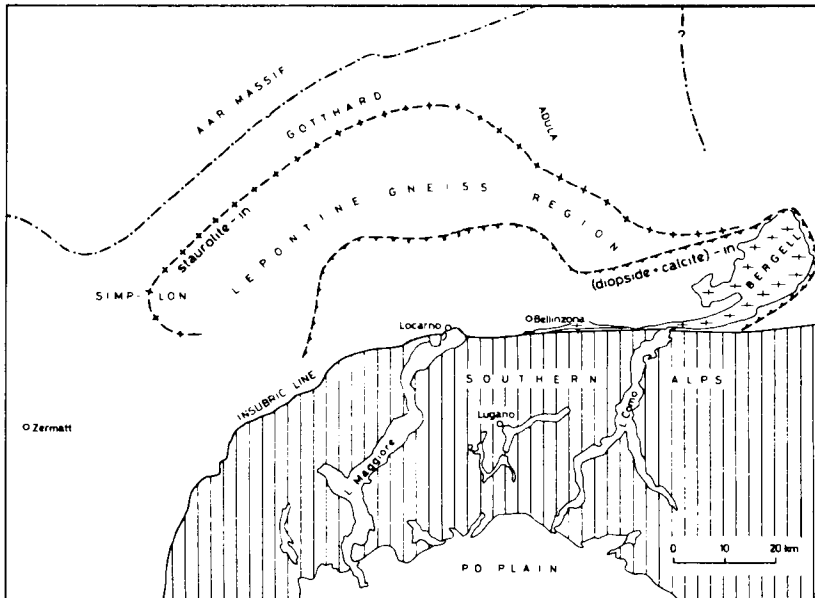
Het is thans echter duidelijk geworden dat de ombuiging naar een steile stand in dit gebied het resultaat is van een latere fase van deformatie, na het ontstaan van de dekbladen zelf. Afb. 8.

Samenvattend kan men stellen, dat de deformatiegeschiedenis in de Penninische zone zich heeft afgespeeld in meerdere episoden. De oudst herkenbare grootschalige deformatie omvat de overschuiving van dekbladen, daarna volgde een belangrijke fase van post-dekbladplooing, die verantwoordelijk is voor het grootste deel van de grootschalige liggende plooistrukturen en tenslotte volgde de steilstelling van de 'wortelzone' in het meest zuidelijke deel van de Penninische zone.

Metamorfose*)

De Alpiene metamorfose in het Penninische domein is geen eenvoudige enkelvoudige gebeurtenis geweest, maar een complex gebeuren, waarbij tenminste twee episoden van metamorfose zijn te onderscheiden. Tijdens de Alpiene orogenese zijn de Mesozoïsche series gemetamorfoseerd, evenals het kristallijne basement. Dit basement had reeds eerder metamorfose ondergaan en wel tijdens de Varistische orogenese, en mogelijk zelfs voor een deel al tijdens oudere perioden van gebergtevorming. Deze herhaalde

*) Het begrip metamorfose zal in een latere Gea-uitgave uitgebreid worden behandeld. We moeten hier volstaan met enkele opmerkingen over metamorfose die voor de Alpengeologie van belang zijn. Red.



Afb. 9. Ligging van het Lepontische gneisgebied in de Tessiner Alpen. Het amfibolietfaciësgebied ligt ongeveer binnen de "stauroliet-in"-lijn en de Insubrische lijn in het zuiden.

beïnvloeding heeft geleid tot zeer complexe mineraal-paragenesen.

De oudste metamorfe gebeurtenis tijdens de Alpen orogenese staat bekend als de Eoalpiene metamorfose en dateert van ongeveer 90 - 60 miljoen jaar geleden. De metamorfose wordt gekarakteriseerd door hoge druk/relatief lage temperatuur-mineraalgezelschappen en is niet alleen bekend uit de Penninische zone, maar ook uit een aantal dekbladen die worden gerekend tot de Oostalpiene zone.

In de Penninische zone is in de ofiolietzone van Zermatt/Saas Fee de Eoalpiene metamorfose gekarakteriseerd door mineraalgezelschappen met omfaciet/jadeiet (pyroxeen), granaat, glaucofaan, kyaniet, phengitische muscoviet, paragoniet en talk. In het interne deel van deze zone, die door de z.g. glaucofaanschistfacies-metamorfose beïnvloed is, vindt men tevens eclogieten.

Tussen de Ligurische Zee en de Monte Rosa zijn de Eoalpiene mineraalgezelschappen deels uitgewist door een jongere fase van vrij zwakke metamorfose gekenmerkt door relatief lage temperatuur en druk, waarbij mineralen zoals chloriet, biotiet, blauw-groene amfibool, actinoliet, stilpnomelaan en paragoniet gevormd worden. In de richting van de Lepontische Alpen (Tessin) gaat deze z.g. groenschistfacies-metamorfose over in de amfibolietfacies, die een hogere metamorfosegraad bereikt. Dit is het klassieke gebied van de Alpen regionale metamorfose, waar Niggli (1960) de eerste mineraalzonering heeft beschreven. Afb. 9. Deze amfibolietfacies-metamorfose is o.a. herkenbaar in de stauroliet-houdende sedimenten van het Gotthard-massief. Deze Lepontische metamorfose heeft de karakteristieken van een intermediaire druk met oplopende temperatuur bij toenemende diepte. Opvallend is het eenvoudige concentrische patroon van de verschillende mineraalzones, ondanks de gecompliceerde tektoniek. De metamorfe zones doorsnijden de dekbladcontacten, zodat men kan conkluderen, dat de Lepontische metamorfose plaatsvond na de verplaatsing van de dekbladen. In het zuiden wordt de metamorfe zonering abrupt afgesneden door de Insubrische lijn, een belangrijke breuk, die blijkbaar pas gevormd werd na de Lepontische metamorfose. Radiometrische ouderdomsbepaling aan metamorfe gesteenten heeft de Lepontische metamorfose gedateerd op ongeveer 38 miljoen jaar.

De Préalpen

Dekbladen, opgebouwd uit sedimentaire covergesteenten afkomstig uit het Penninische afzettingsgebied, komen voor op een aantal plaatsen aan de externe zijde van de Alpenboog (afb. 2). De twee voornaamste voorkomens in Zwitserland zijn de min of meer ellipsvormige massa's van de Préalpes de Chablais ten zuiden van het Meer van Genève en de Préalpes Romandes tussen Meer van Genève en Thuner See. Daarnaast komen nog een aantal kleine Préalpiene massa's voor als solitaire "klippen".

De twee hoofdmassa's zijn uitermate complex van bouw. Zij bestaan uit een opeenstapeling van dekbladen, die afkomstig zijn uit relatief ver uiteengelegen afzettingsgebieden.

Wanneer we de Préalpes Romandes als voorbeeld nemen (afb. 10), dan zien we Ultrahelvetische dekbladen, die zijn gelegen tussen de onderliggende Helvetische dekbladen en de bovenliggende Préalpiene dekbladen. Deze Préalpiene dekbladen omvatten de 'Nappes des Préalpes Medianes' (de Medianes Plastiques en de Medianes Rigides): het Breccia-dekblad met grote hoeveelheden Jurassische breccies, die mogelijk gevormd zijn bij één van de grote breuken die het Briançonnais-hoog begrensd; het Gurnigel-dekblad, voornamelijk opgebouwd uit flysch-afzettingen van de grens van de Briançonnais-zone en het Piemontbekken en het Niesendekblad. Dit is alleen in het zuidoostelijke deel van de Préalpes Romandes ontsloten en wijkt af door het voorkomen van kristallijn basement; ook zijn de gesteenten van het Niesen-dekblad deels gemetamorfoseerd. Het Niesen-dekblad is afkomstig uit de randzone van het Valais-bekken en is verder opgebouwd uit dunne Triadische en Jurassische afzettingen, mogelijk wat Onder-Krijt en vervolgens 1500 meter dikke flysch. De jongste afzettingen zijn vermoedelijk Eoceen.

De Préalpen vertegenwoordigen de sedimentaire, niet-metamorfe covergesteenten van Penninische herkomst die van hun basement moeten zijn afgestript voordat de metamorfose in de Penninische zone plaats vond. Doordat de Préalpen thans op de Ultra-Helvetiden liggen, moet men aannemen dat de Préalpen eerst naar het noorden geschoven zijn tot in het domein van de Ultra-Helvetiden. In een later stadium zijn de Ultrahelvetische dekbladen gevormd. Deze hebben op hun rug de Préalpen meegenomen.

C. DE AUSTRO-ALPIENE ZONE EN DE ZUID-ALPEN

We zijn thans aangeland bij de behandeling van het derde belangrijke domein in het Alpen afzettingsgebied, de continentrand van een zuidelijk (Adriatisch) continent. De gesteenten die uit dit domein afkomstig zijn betreffen zowel Mesozoïsche sedimenten, als fragmenten van het pre-Alpiene kristallijne basement. Men vindt ze terug in de Austro-alpiene zone en de meer zuidelijk gelegen Zuid-Alpen.

Ook de gesteenten van de Austro-alpiene zone zijn opeengestapeld in gigantische dekbladen, die zijn geschoven over enorme afstanden, soms van meerdere honderden kilometers (!), over de gesteenten van het Penninisch Complex. Het overgrote deel van de Austro-alpiene dekbladen is ontsloten in Oost-Zwitserland (Graubünden) en Oostenrijk. Daar wordt de positie van de Austro-alpiene dekbladen op de Penninische dekbladen op fraaie wijze geïllustreerd in het Venster van het Unter-Engadin en het Venster van de Hohe Tauern, waar men als het ware door gaten in het Austro-alpiene dek kijkt naar het onderliggende Penninicum (afb. 2).

In Oost-Zwitserland en in de omgeving van Lichtenstein kan men de Austro-alpiene dekbladen onderverdelen in (1) een complex van Onder-Oostalpiene eenheden: basementeenheden met een relatief dunne Mesozoïsche sedimentbedekking en (2) de Boven-Oostalpiene eenheden, die bestaan uit respectievelijk een complex basementdekbladen met hun voornamelijk Triadische cover en een serie décollementdekbladen van Mesozoïsche covergesteenten. De laatste vormen de Noordelijke Kalkalpen van Oostenrijk. In het centrale en westelijke deel van Zwitserland en Noord-Italië is het voorkomen van Austro-alpiene eenheden beperkt tot de grote klip van het Dent Blanche-dekblad, een aantal kleinere geïsoleerde klippen alsmede de Sesia-Lanzo-zone (afb. 10).

De Matterhorn, deel uitmakend van het Dent Blanche-dekblad, bestaat uit metamorfe granitische gesteenten, schisten en olivijnabbro's.

De zuidelijke begrenzing van de Austro-alpiene zone wordt gevormd door de Tonale of Insubrische lijn. Afb. 9. Deze over grote afstanden te vervolgen breuk-lijn scheidt de eigenlijke Austro-alpiene zone van de Zuid-Alpen. De Tonale lijn loopt vanaf Ivrea via Locarno en de Tonale pas tot ten noorden van de Adamello-intrusie. Hier wordt

de Tonale breuk door de Giudicaria-lijn naar het noorden verzet. Vanaf Bressanone tot Lienz wordt hij dan de Pesturia-lijn genoemd, die zich uiteindelijk voorbij Lienz splitst in twee takken.

De Tonale lijn is subparallel met de steilstaande gesteenten van de "wortelzone" van de Austro-alpiene dekbladen. Het bedrag van de beweging langs de breuk vermindert van Tessin (20-25 km in verticale richting!) naar het oosten. De voornamelijk loodrecht op de strekking gerichte beweging (dip slip) is van latere datum dan de dekbladbewegingen en later dan de Lepontische fase van metamorfose maar deels gelijktijdig met de intrusie van de schaarse Alpiene granieten (Bregaglia = Bergell, Adamello). Op dit moment is de breuk seismisch niet actief, vermoedelijk hebben de bewegingen voornamelijk plaats gevonden tijdens het Oligoceen en het Mioceen, na de climax van de Alpiene orogenese, die einde Eoceen - begin Oligoceen viel.

De Zuid-Alpen

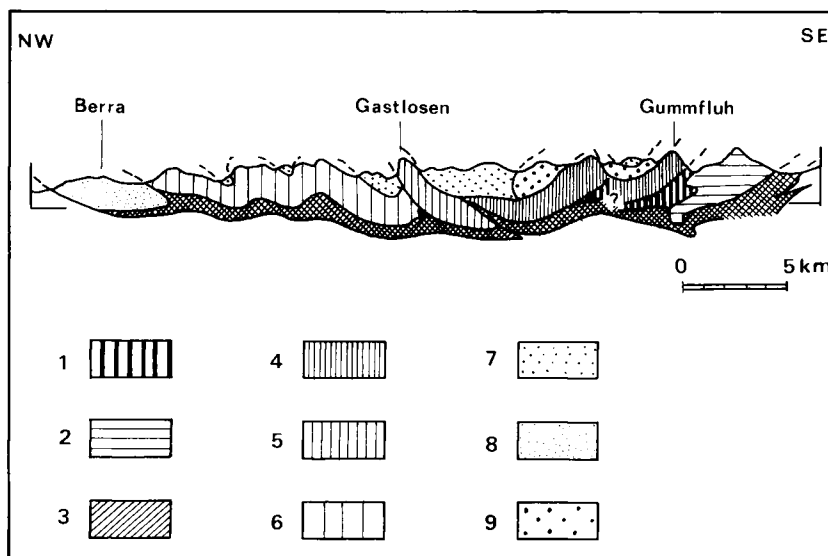
Tussen de stad Ivrea en het Gardameer strekken de Zuid-Alpen zich uit in een zone van maximaal 40 km breedte; verder oostwaarts zijn zij over een aanzienlijk bredere strook ontsloten en uiteindelijk gaan zij over in de Dinarische ketens van Joegoslavië (afb. 2).

In de Zuid-Alpen zijn geen grootschalige dekbladstructuren bekend, wel komen in het noorden enkele overschuivingen voor. De gesteenten zijn voornamelijk gedeformeerd in vrij eenvoudige, naar het zuiden (!) gerichte plooien.

De tektonische ontwikkeling van de Alpen

Wanneer men probeert de tektonische evolutie van de Alpen te verklaren in een "plate tectonics model", dan dient men zich te realiseren, dat de Alpenboog in Zwitserland en Noord-Italië slechts een zeer klein deel uitmaakt van de totale Alpiene ketens van Zuid-Europa, die zich uitstrekken van Zuid-Spanje tot in Turkije. Smith (1971) is de eerste geweest, die heeft getracht de relatieve beweging tussen Europa en Afrika te relateren aan de tektonische geschiedenis van de Alpiene gordel. Later, in 1973, waagde ook Dewey met een aantal medewerkers een

Afb. 10. Schematisch profiel door de Préalpes Romandes. 1 = Zone Submédiane, 2 = Niesen-dekblad, 3 = Ultrahelveticum, 4 = Médianes Rigides (interne eenheden), 5 = Médianes Rigides (Gastlosen en equivalente eenheden), 6 = Médianes Pastiques, 7 = Simme-dekblad, 8 = Gurnigel-flysch, 9 = Breccia-dekblad.



poging de evolutie van het Alpiene systeem te verklaren in een plate tectonics model.

Bovengenoemde en andere pogingen hebben tot nu toe geen uitgekristalliseerd beeld opgeleverd. Veel van dergelijke grootschalige modellen gaat wellicht iets te gemakkelijk voorbij aan de enorme hoeveelheid gedetailleerde waarnemingen, die in de Alpen in het veld zijn gedaan. Wellicht is de opmerking van Trümpy, in het voorwoord van zijn schitterende overzicht van de geologie van Zwitserland, illustratief, wanneer hij schrijft "...sweeping synthesis in English, published in widely-read journals, are exciting but not necessarily in accordance with field observations". Een model van een orogene gordel, die zo complex en uitgestrekt is al de Alpiene gordel van Zuid-Europa, dient te zijn gebaseerd op een complete kennis van de regionale geologie van alle onderdelen van de keten.

In de meeste plaattektoniek-modellen komt naar voren dat de geschiedenis van de Alpiene gebergtekten niet alleen kan worden verklaard door de relatieve bewegingen van de twee grote platen, resp. de Afrikaanse en Europese plaat ten opzichte van elkaar. Klaarblijkelijk heeft er nog een aantal kleinere miniplaten bestaan, die onafhankelijk hebben bewogen tussen de Afrikaanse/Arabische plaat in het zuiden en de Europese plaat in het noorden. Zo heeft bij de vorming van de Zwitserse Alpen de z.g. Adriatische plaat een grote rol gespeeld.

Na de vorming van een uitgestrekt platform dat de bodem vormde van een ondiepe zee gedurende de Trias, volgde er in de loop van de Jura een uit elkaar gaande beweging van de grote continentale platen, welke divergerende beweging in de loop van het Midden-Krijt veranderde in een convergerende beweging.

Het opbreken van de continentale plaat ging gedurende de Onder-Jura gepaard met de vorming van rekstructuren, waarbij slenken werden gevormd die tussen breuken wegzakten; daarnaast trad een verdunning van de korst op. Zo ontstonden diepe troggen waarin aan het einde van de Lias diepwatersedimenten werden afgezet. De werkelijke scheiding tussen de Europese en Adriatische platen vond plaats in het Bathonien (Midden-Jura), toen zich nieuwe oceanische korst van bazaltische samenstelling ging vormen, van welke oceaانبodem men nu de stukken kan terugvinden in de ofiolieten van de Penniden.

Deze oceanen in het Penninisch gebied zijn klein van afmetingen gebleven, zij hebben zich ook niet lang kunnen handhaven. Reeds op de grens Aptien - Albien vinden de laatste bazaltuitvloelingen plaats en gaat de oceaan zich weer sluiten. De eerste aanwijzingen voor deze convergentie worden gevonden in de Austro-alpiene eenheden in de Oost-Alpen, waar dan de hoge-druk metamorfose van de Eoalpiene fase gaat optreden die wordt toegeschreven aan de naar het zuiden gerichte subductie (onderschuiving) van de oceanische korst van de Piemont-zone onder de continentale korst van het Austro-alpiene platform. Opvallend is dat deze Eoalpiene subductiefase geen andesitisch vulkanisme met zich mee bracht (hetgeen veelal nauw met elkaar is geassocieerd, bv.: Andes en Indonesië op het ogenblik). In dit tektonisch actieve gebied (subductie-type orogenese) begon de flysch-sedimentatie. Van de Eoalpiene fase wordt in het Helvetisch gebied weinig bemerkt, wel kwamen vrij sterke dalingen voor.

De invloed van de Eoalpiene bewegingen eindigde aan het einde van het Krijt, daarna volgde een rustperiode in de tektonische activiteit en dus ook in de samenschuivende beweging van de platen. Rond de wisseling Eoceen-Oligoceen begon wat kan worden beschouwd als de belangrijkste deformatiegebeurtenis in de Zwitserse Alpen: de overschuiving van de Penninische en de Austro-alpiene

bij de kleurenfoto's:

A	B
C	D

A. Adulaar (veldspaatgroep), grotendeels bedekt door groene chloriet. De groep bestaat uit één groot aggregaat, waarvan de individuele kristallen door parallelvergroeiing dezelfde oriëntatie hebben. Afm.: 35 x 50 mm; herkomst: orthogneis, Albrunpas, Binntal.

B. Titaniet, met spanningsbarsten en enkele insluitels. Dit zeer zuivere, doorzichtige kristal is niet vertweelind, wat bij titaniet vrij uitzonderlijk is. Hoogte kristal: 3 mm; herkomst: orthogneis, Fleschalp (NO Wannenhorn), Binntal.

C. Rutiel, variëteit sageniet, met zwarte anataaskristalletjes. De stralen van het sageniet-netwerk doorkruisen elkaar met hoeken van 65 en 54°. Het afgebeelde fragment is 5 mm hoog. Herkomst: paragneis, Halsensee, Binntal.

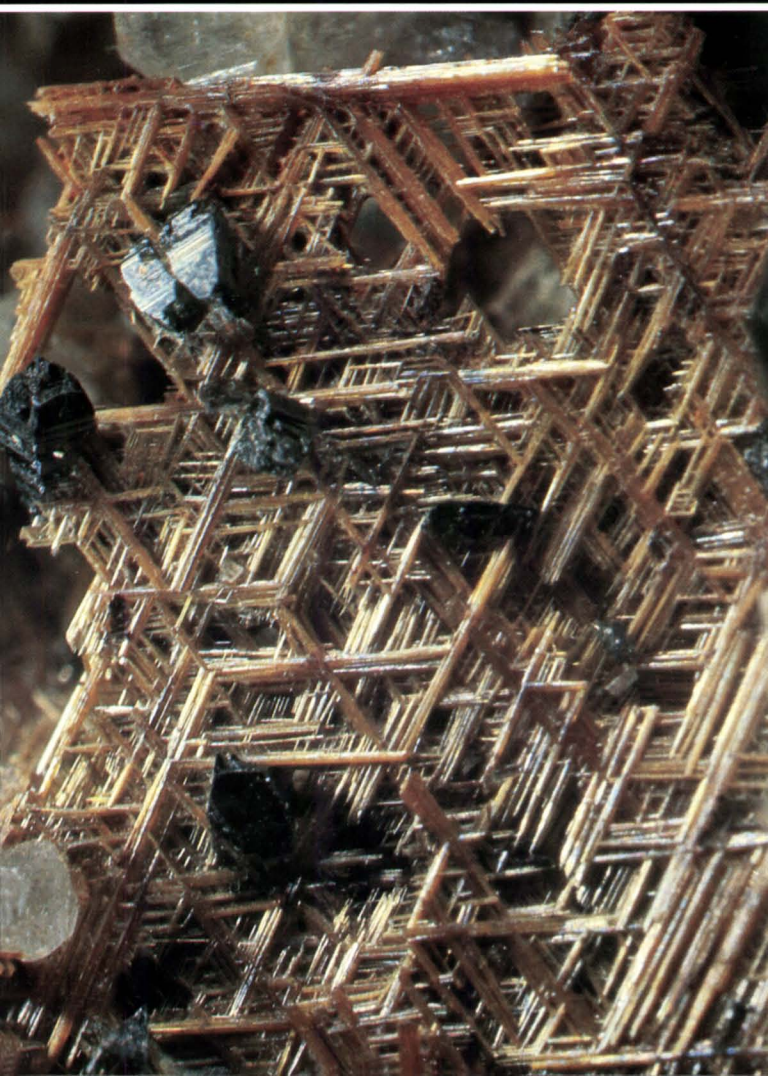
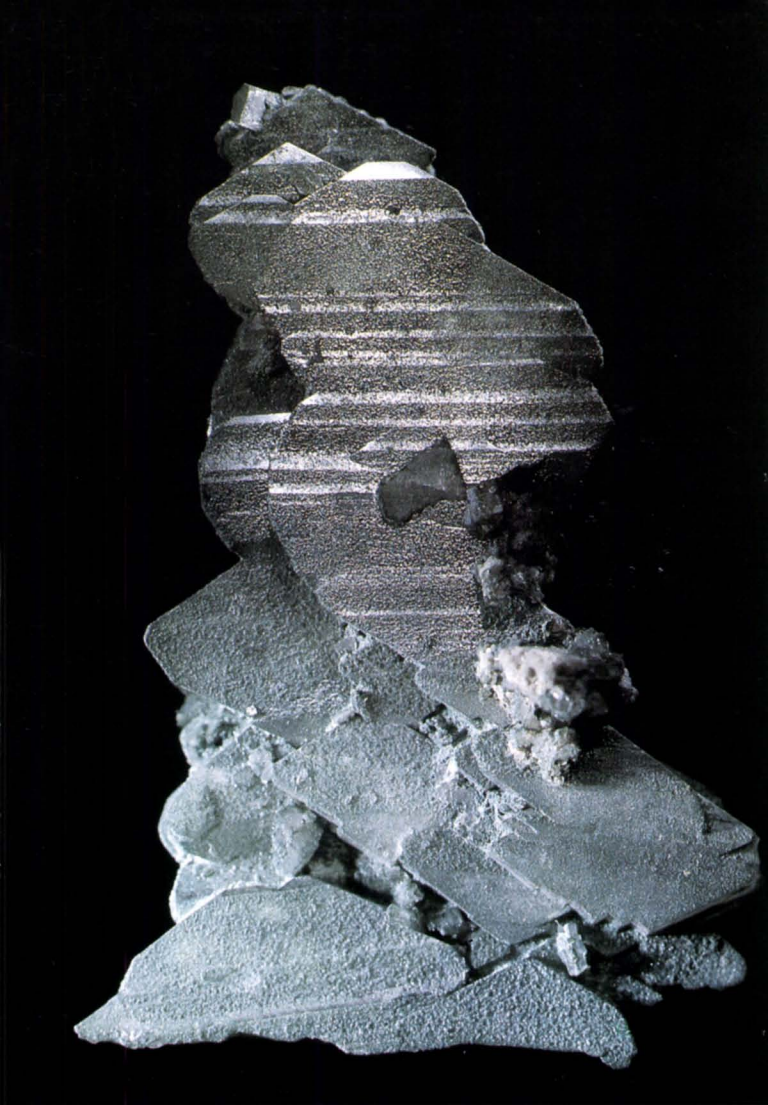
D. Hematiet, als halve roos; de trigonale kristallen zijn parallel vergroeid, zij het iets ten opzichte van elkaar verdraaid. De bruingele tint wordt veroorzaakt door een oxydatiehuide. Ervoor: kwartskristallen. Afm.: 6 mm. Herkomst: orthogneis, Maniboden, ten O van de Stockhorn, Binntal.

dekbladen. Veel auteurs beschouwen deze gebeurtenis als de werkelijke botsing tussen de Europese en de Adriatische plaat. Volgens Trümpy (1980) moeten ook tijdens deze "mesoalpiene fase" belangrijke delen van de (deels verdunde continentale) korst verdwenen zijn in een subductiezone die gelegen moet hebben bij de zuidelijke "wortelzone".

De "mesoalpiene" deformatie was complex van aard. Doorgaande convergentie na de dekbladoverschuivingen resulteerde in grootschalige plooijing van de dekbladstapel, steilstelling van de "wortelzone", metamorfose, verdikking van de korst en oprijzen van de interne delen van het orogeen. Een Meso-alpiene korstverkortening van 250 km is aannemelijk. Min of meer gelijktijdig met de belangrijke overschuivingen in de interne zone van de Alpen zon in de externe gebieden de beweging van de Ultra-Helvetiden plaats op de Helvetische zone. Daarna volgde in het Helvetische gebied een fase van plooijing en metamorfose, die zich mogelijk gelijktijdig voltrok met de plooijing van de dekbladstapel en de Lepontische metamorfose in de Penninische zone. De uiteindelijke plaatsname van de Helvetische dekbladen volgde in een laatste stadium, waarbij de Helvetiden zelfs schoven op Ondermiocene molasse. Deze beweging is dus Mioceen of jonger. Trümpy meent dat deze laatste fase van deformatie plaats vond als reactie op de onderschuiving van continentale korst die zich heeft bevonden in het gebied tussen Gotthard- en Aarmassief. Op deze wijze is het Tavetscher Zwischenmassiv geschoven onder het Gotthard-massief, wat niet alleen blijkt uit de oppervlaktegeologie, maar ook uit seismische en gravimetrische gegevens.

Deze laatste fase van de Alpiene orogenese wordt geïnterpreteerd als het laatste stadium van de botsing tussen het

vervolg op pag. 14



Europese voorland en de Adriatische plaat. De korstverkorting tijdens deze Neo-alpiene fasen wordt geschat op 100 km.

Literatuur

De wetenschappelijke literatuur over de Alpen is voornamelijk neergelegd in tijdschriftartikelen. De hier gegeven opsomming is een zeer beperkte keuze van wat er over de tektoniek en metamorfose van het Alpengebied geschreven is. Het laatstgenoemde werk (Trümpy, 1980) is momenteel toonaangevend.

Debelmas, J. and Lemoine, M., 1970 - The Western Alps, paleogeography and structure. *Earth-Sci. Rev.*, 6, 221-256.

Frey, M., Hunziker, J.C., Frank, W., Boquet, J., Dal Piaz, G.V., Jäger, E., and Niggli, E., 1974 - Alpine metamorphism of the Alps, a review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 247-290.

Gwinner, M.P., 1978 - *Geologie der Alpen*, Schweizerbart. Verlag, Stuttgart.

Milnes, A.G., 1974 - Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1727-1732.

Milnes, A.G. and Pfiffner, 1977 - Structural development of the Infra Helvetic Complex, Eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, 70, 83-95.

Trümpy, R., 1973 - The timing of orogenic events in the Central Alps. In: de Jong, K.A. and Scholten, R. (Eds): *Gravity and Tectonics*, Wiley Interscience, 229-251.

Trümpy, R., 1980 - *The geology of Switzerland - a guide book*. Part A: An outline of the geology of Switzerland, 104 pp. Part B: Geological excursions 334 pp. Wepf and Co, publish. Basel, New York.

Geologische hoogtepunten van de Helvetiden

door drs. W.C.P. de Vries

De noordelijkste gebergtegordels van de Zwitserse Alpen worden de Helvetische Alpen genoemd. Deze gebergtegordel is opgebouwd uit een aantal dekbladen, de Helvetische Dekbladen of Helvetiden. De Helvetiden worden langs de gehele noordrand van de Alpenboog gevonden, zowel in Zwitserland als in Oostenrijk. De voornaamste ontwikkeling ligt in Zwitserland, hier is over een lengte van 220 kilometer, van het dwarsdal van de Rhône tot dat van de Rijn, het Helvetische dekbladencomplex aanwezig met een breedte die 50 kilometer bereikt in de Glarner Alpen. De Helvetische zone zet zich voort in de westelijke gedeelten van de Franse Alpen tot in de Provence, waar we tenslotte terecht komen in gebieden die niet meer door de Alpiene plooiing zijn beïnvloed. Daarnaast toont de gesteenteserie der Helvetiden overeenkomsten met die van het Jura-gebergte.

De sedimenten die de Helvetische dekbladen opbouwen zijn afgezet op een ondergrond die bestaat uit kristallijne gesteenten: schisten, gneizen en granieten van de zogenaamde centrale massieven (Aar-, Gotthard-, Aiguilles Rouges-, Mont Blanc- en Tavetscher-massief). Deze kristallijne massieven dragen gedeeltelijk nog hun oorspronkelijke sedimentaire bedekking, veelal over relatief kleine afstanden verschoven en verschubd in de vorm van de parautochtone gesteenteseries; het grootste gedeelte der bedekkende sedimenten is echter in de vorm van dekbladen over de massieven naar het noorden opgeschoven en van de massieven afgegleden. Zie afb. 1 en pag. 5.

De hogere eenheden der Helvetiden zijn afkomstig uit steeds zuidelijker gelegen gebieden, allen nog echter uit het noordelijke ondiepe gedeelte van de Alpiene Tethys geosynclinale.

Gesteenten die aan de binnenrand van deze mio-geosynclinale zijn afgezet en reeds de kenmerken tonen van een iets

diepere zee, zijn bekend als de nog hoger gelegen Ultrahelvetische eenheden.

De Ultrahelvetische eenheden komen veelal tezamen voor met een aantal tektonische eenheden die de Préalpen opbouwen. De Préalpen worden gevonden in het gebied tussen Genève en Bern, als de Chablais en de Suisse Romande en deze eenheden nemen dus een positie in die nog noordelijker is dan die van de Helvetiden.

De Alpen zijn vooral bekend door hun dekbladstructuur die een overheersende rol speelt in de tektonische opbouw van de Alpen.

Het bestaan van grote overschuivingen, waarbij oudere gesteenteformaties over afstanden van vele kilometers zijn geschoven op gesteenten van jongere ontstaansdatum, werd voor het eerst aangetoond door Escher von der Lindt aan de zogenoemde 'Glarus-overschuiving' in het Glarus-gebergte in Noordoost-Zwitserland. Hier ligt in de Tschingelhörner bij de Segnas-pas over een afstand van enkele kilometers een vrijwel horizontaal pakket roodgekleurde zanden en conglomeraten uit het Perm op de Eocene flysch, een zandige tot kalkige afzetting die nummulieten bevat. Een bezoek aan de plaats Schwanden aan de voet van de Tschingelhörner, waar een ontsluiting met het overschuivingsvlak langs een gemakkelijk pad kan worden

vervolg op pag. 17

Afb. 1. Tektonische overzichtskaart van de externe zone der Zwitserse Alpen: molasse, Helveticum, Ultra-Helveticum, alsmede de hogere complexen van meer interne herkomst: Penniden, Préalpen, klippen. (Naar Collet, Bearth, Lombard, Richter, e.a. in: Gwinner, M.P., Geologie der Alpen, Stuttgart, 1978)