

**VOORLOPIGE RESULTATEN VAN DE KARTERINGEN IN
NOORD-SPANJE EN ZUID-FRANKRIJK VERKREGEN IN
1958 DOOR DE AFDELING STRUCTURELE GEOLOGIE**

L. U. DE SITTER en H. J. ZWART

INHOUD

Inleiding	1
Franse Pyreneeën en Andorra (H. J. Zwart)	2
Spaanse Pyreneeën (L. U. de Sitter)	15
Asturië, Rio Eslagebied (L. U. de Sitter)	17

INLEIDING

In 1958 werden de karteringen in de Centrale Pyreneeën en in het noorden van de provincie Leon (zuidrand Ast.-Cantabrisch Gebergte) voortgezet, het werk in Galicië niet.

In de Centrale Pyreneeën werd een eerste verkenning in het Ribagorzana dal aangevangen, waarover hier nog niet gerapporteerd wordt. Het werk in het Segre dal werd voortgezet, terwijl de kartering van een klein ingewikkeld gebied in een oostelijk zijdal van de Pallaresa werd begonnen en beëindigd. De karteringen in het noorden van Andorra en over de grens in Frankrijk werden eveneens voortgezet.

In de provincie Leon werd met de oefenkartering het gebied ten westen van de Rio Esla bewerkt en verschillende andere gebieden werden door doctoraalkarteerders in studie genomen of de reeds aangevangen studie uitgebreid.

De verdeling van de studenten over de verschillende gebieden was als volgt:

	Fr. Pyr. en Andorra	Sp. Pyr.	Asturië	totaal
doct. kart. + prom.	2	8	6	16
gasten	—	1	1	2
oefenkart.	—	—	25	25

FRANSE PYRENEEËN en ANDORRA (H. J. Zwart)

Een belangrijk gedeelte van onze aandacht werd dit jaar besteed aan de kartering van het laatste grote gneissmassief, dat ons in de Centrale Pyreneeën nog restte: het Aston (ook wel Ax-Montcalm-) massief. Tijdens twee voorgaande zomers werd het westelijke gedeelte reeds door Verspijck en Lapré ten dele in kaart gebracht. De kaart van het gehele massief is nu vrijwel gereed en tijdens de zomer van 1959 zullen alleen nog de bestudering van enkele details en speciale problemen aan de afwerking van deze kaart kunnen bijdragen.

Het belangrijkste probleem in de metamorfe gebieden van de Pyreneeën is het verband tussen plooiing in de meest uitgebreide zin en de metamorfose vast te leggen. Met de oplossing van dit probleem zijn wij in de afgelopen zomer zover gevorderd, dat het nu mogelijk is daarvan een samenvatting te geven. Naast de bestudering van het kernprobleem leverde de kartering nog enkele interessante nevenresultaten op, waarvan genoemd mogen worden de stratigrafische indeling van het Cambro-Ordovicium in Andorra waarbij de „série de Canaveilles”, bekend uit de oostelijke Pyreneeën vanuit dat gebied in het onze vervolgd kon worden, en de breukzone van Mérens, die onverwachte complicaties bleek te bezitten.

Het kernprobleem kan als volgt gesteld worden: wat is het verband tussen de structuur van de gesteenten zoals die in het slijpplaatje, in het handstuk, in de ontsluiting en in een groot gebied gezien wordt, en hoe voltrekken de veranderingen zich in de loop van de tijd en in de ruimte naarmate men zich van het niet metamorfe via het laag metamorfe naar het hoog metamorfe begeeft?

Uit vorige jaarverslagen is reeds gebleken dat de metamorfose in twee hoofdfasen onderverdeeld kan worden: een syn- en een post-kinematische (de laatste ook wel statische genoemd). Beide fasen volgen elkaar in het algemeen zonder onderbreking op, alhoewel dit niet noodzakelijk het geval behoeft te zijn. De synkinematische fase, gelijktijdig met de hoofdplooiing, is gekenmerkt door schisteuze en lineaire gesteenten zoals micaschisten en ogengneisen, terwijl de postkinematische fase, dat is na afloop van de hoofdplooiing, gekenmerkt is door het groeien van mineralen in willekeurige richting, die schistositeit en lineatie kunnen doen verdwijnen.

Na de afgelopen zomer hebben we deze kenmerken nog in belangrijke mate kunnen verbeteren en preciseren. In de eerste plaats is hierbij gebleken, dat een belangrijk gedeelte van de metamorfose, die wij tot dusver post-kinematisch noemden, wel degelijk met een bepaald soort plooiing en beweging gepaard gaat en dientengevolge per definitie synkinematisch is. Anderzijds zijn de vervormingen tijdens de gehele synkinematische fase van verschillende aard en dit geeft aanleiding tot een splitsing van deze fase in een vroeg synkinematische en een laat synkinematische, of kortweg vroeg kinematisch en laat kinematisch (early and late (syn)kinematic). Weliswaar hebben we deze laatste term in vorige jaarverslagen en publicaties reeds gebezigd, maar toen is daar slechts een soort overgang tussen syn- en post-

kinematisch mee bedoeld, die een aantal nog niet geheel begrepen verschijnselen omvatte. Nu is deze laat-kinematische fase gekenmerkt door een karakteristiek plooingsbeeld.

Een bepaald stadium in de metamorfose wordt synkinematisch genoemd, indien op de een of andere wijze het resultaat van bewegingen gelijktijdig met de metamorfose wordt waargenomen; soms is zo'n resultaat alleen maar in het slijpplaatje waar te nemen, soms alleen in het handstuk of de ontsluiting, maar ook wel in slijpplaatje en ontsluiting beide. Wanneer resultaten van beweging niet meer zijn waar te nemen dan is de metamorfose post-kinematisch, indien daar een synkinematische metamorfose aan voorafging, of statisch indien er al of geen voorgaand stadium is geweest.

Zoals reeds werd opgemerkt kan de synkinematische fase in twee gedeelten gesplitst worden, die grote verschillen vertonen. Eigenlijk gezegd horen de laat- en de post-kinematische fase veel meer bij elkaar dan de vroeg- en laat-kinematische. De vroeg synkinematische plooing is een typische "shear folding", waarbij de oorspronkelijke gelaagdheid vrijwel geen rol speelt bij de vervorming, die plaats vindt door beweging langs cleavage- of schistositeitsvlakken, terwijl tijdens de laat-kinematische plooing shearing van ondergeschikte betekenis is en de vervorming hoofdzakelijk door het buigen van cleavage- of schistositeitsvlakken plaats vindt. Soms is deze vervorming zeer onregelmatig b.v. in gneisen en dan kan men van "rock flowage" spreken. Verder bleek, dat tijdens de vroeg-kinematische fase geen enkel gesteente aan deformatie ontsnapt, terwijl tijdens de laat-kinematische fase alleen die gesteenten geplooid worden die onder actief metamorfe condities blijven. Met andere woorden: gesteenten waarvan de metamorfose na de vroeg-synkinematische fase ophoudt, zijn niet aan de tweede plooing onderhevig geweest. Daar de granitatie in de Pyreneeën, d. w. z. de vorming van ongeoriënteerde granitische gesteenten door rekristallisatie van gneisen of micaschisten onder toevoer van silicium en alkali's, voor een niet onbelangrijk gedeelte tijdens de laat-kinematische fase plaats vindt, is hiermede dit verschijnsel aan een specifiek plooingsmechanisme gebonden. Anderzijds valt een gedeelte van de granitatie geheel in de post-kinematische fase, maar is dan steeds door een laat-kinematische metamorfose voorafgegaan.

Reeds vóór de zomer van 1958 bestond de overtuiging dat er nog plooing plaats gevonden heeft na afloop van wat toen nog de synkinematische fase genoemd werd en die gekenmerkt is door een typisch statisch karakter van de structuur van de gesteenten. Om deze redenen werden deze gesteenten geklassificeerd in een laat-kinematische fase. Deze laat-kinematische fase blijkt nu dus veel belangrijker te zijn, dan oorspronkelijk werd gedacht en een groot gedeelte van die gesteenten die vroeger verondersteld werden post-kinematisch te zijn, vallen in deze laat-kinematische tijd.

Samengevat vertonen vroeg-kinematische metamorfe gesteenten de volgende eigenschappen: het zijn gesteenten (micaschisten, amphibolieten of gneisen) met een dikwijls gering hellende en over grotere afstanden ongedeformeerde schistositeit en met een geprononceerde lineatie. Deze lineatie wordt bepaald door de vorm van de mineralen en hun oriëntatie. Mica's zowel als veldspaten krijgen een langgerekte vorm en hun lange as ligt in de richting van de lineatie, die een b-lineatie is evenwijdig aan de algemene plooirichting. Mica's zijn dus latvorming; veldspaten hebben de vorm van een drie-assige ellipsoïd. Beide mineralen bepalen op deze wijze zowel de schistositeit als de lineatie. Mineralen die van nature al een lange as bezitten

zoals hoornblende en andalusiet liggen volmaakt georiënteerd nl. met hun c-assen in de richting van de lineatie.

Het is uiteraard van grote betekenis om een gebied te vinden, waar uitsluitend dit soort van metamorfose heeft geheerst zonder latere rekrystallisatie onder andere omstandigheden. Een dergelijk gebied is het massief van Hospitalet, dat ten zuiden van het Ax-Montcalm massief ligt en ervan gescheiden wordt door de breuk van Mérens (fig. 1). Tussen Hospitalet en Mérens ligt een grote naar het westen duikende anticlinaal, bestaande uit gneis, micaschist en phylliet, die uiterlijk zeer eenvoudig van bouw is. De kern van deze anticlinaal bestaat uit vrij leucocrate, sterk lineaire biotiet ogengneis, met een zwak hellende tot horizontale schistositeit. De lineaties zijn vrijwel alle E—W, en duiken met geringe helling naar oost of west. De schistositeit en de grens gneis-micaschist vormen een vlakke anticlinaal met hellingen van 10—40° in de zuid- en in de noordflank, terwijl op de as horizontale schistositeit overal is waar te nemen. De noordflank van deze anticlinaal is op de meeste plaatsen door de breuk van Mérens afgesneden.

In deze gneisen, die een zeer regelmatig en rustig structuurbeeld geven, komen behalve kwartsaders geen discordante gangen of andere discordante structuurelementen voor. Alleen bij Hospitalet en verder oostwaarts beginnen discordante pegmatietgangen op te treden tezamen met andere verschijnselen die erop wijzen, dat daar laat- of post-kinematische rekrystallisatie van belang is geweest. Ondanks dit eenvoudige structuurbeeld zijn al deze gneisen sterk getectoniseerd, als gevolg waarvan lineaties en schistositeit zijn gevormd. Ook in het slijpplaatje blijkt, dat een sterke vervorming haar indruk op deze gesteenten heeft achtergelaten.

Het diepst ontsloten gedeelte van het Hospitalet massief bestaat geheel uit dezelfde ogengneisen en de dikte bedraagt minstens 2000 m. Deze gneisen worden bedekt door andalusiet-stauroliet-cordieriet-micaschisten (korteheidshalve in het vervolg andalusietschisten genoemd), die eveneens een duidelijke schistositeit en lineatie vertonen. Schistositeit en lineaties liggen geheel concordant met deze structuurelementen in de gneis. De lineatie wordt veroorzaakt door georiënteerde langgerekte biotiet kristallen, en andalusieten en cordierieten die met hun c-assen evenwijdig liggen. Naast deze lineatie is dikwijls een tweede, soms ook een derde zichtbaar, die een hoek van 20—30° met de eerste maakt. Deze lineaties worden veroorzaakt door georiënteerde andalusieten en door microplooiing van het s-vlak. Er zijn geen uitgerekte mica's in deze richting. Indien een derde lineatie aanwezig is, bepaald door dezelfde structuurelementen, dan ligt deze symmetrisch t. o. v. de eerste twee; d. w. z. de eerste lineatie ligt E—W, de tweede S 60—70° E en de derde N 60—70° E. Dit wijst erop, dat de laatste twee gelijktijdig en gelijkwaardig zijn, maar jonger dan de E—W lineatie. Het lijdt evenwel weinig twijfel, dat alle drie door hetzelfde krachtenveld veroorzaakt zijn, en dat ze zonder onderbreking op elkaar gevolgd zijn. In het algemeen overheerst van de laatste twee degene met een richting S 60—70° E. Van deze laatste twee lineaties zijn in de gneisen geen equivalenten te vinden, zelfs niet daar waar de micaschisten onmiddellijk boven de gneisen wel twee lineaties vertonen. Dit toont aan dat de jongere lineaties relatief onbelangrijk zijn t. o. v. de eerste.

Behalve de lineaties wijst het veelvuldig voorkomen van geroteerde insluitsels op beweging tijdens de metamorfose. Dergelijke insluitsels treden vooral veel op in andalusiet en stauroliet en zijn zelfs met het blote oog waarneembaar.

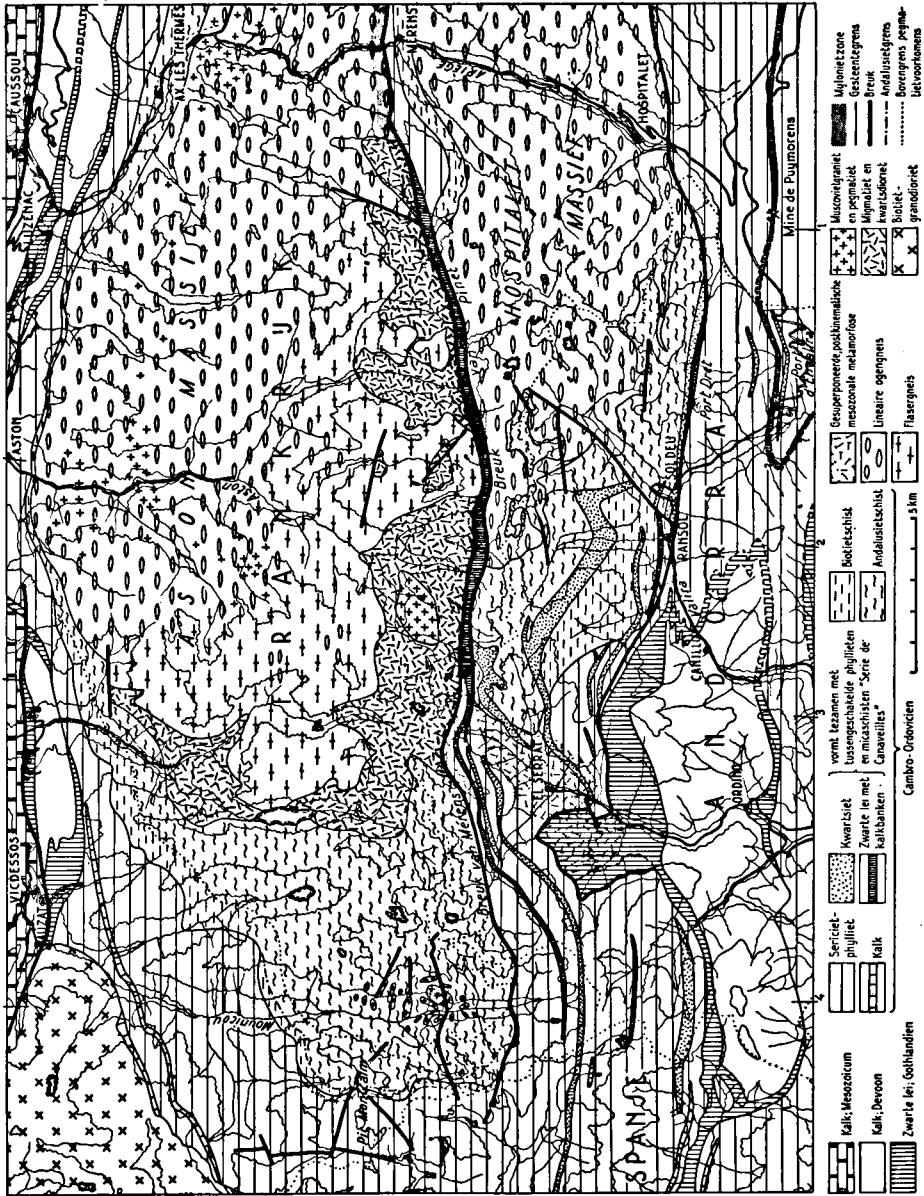


Fig. 1. Geologische kaart van Aston en Hospitalet massieven.

Op een aantal plaatsen is in de andalusietschisten de oorspronkelijke sedimentaire gelaagdheid zichtbaar. Deze gelaagdheid is steeds evenwijdig aan de schistositeit, maar wel isoclinaal geplooid, waarbij dan in de scherpe ombuigingen de schistositeit door de gelaagdheid heen snijdt. Voor zover zichtbaar zijn de plooiassen van deze ombuigingen evenwijdig aan de E—W lineatie.

In de ogengneisen is geen oorspronkelijke sedimentaire gelaagdheid aangetroffen. Wel zijn gebande gneisen gevonden, maar deze banding is naar alle waarschijnlijkheid van tectonische oorsprong.

De andalusietschisten worden bedekt door een lichtgekleurde kwartsietlaag van enkele honderden meters dikte, die op zijn beurt weer wordt gevolgd door een serie fijnkorrelige biotietschisten met dünnere kwartsietbanken, die geleidelijk in phyllieten overgaan. Naarmate de graad van metamorfose afneemt, neemt de helling van de gelaagdheid en van de schistositeit toe. In de ogengneisen varieert de helling van 0—30°, in de andalusietschisten van 0—40°, in de biotietschisten is deze gemiddeld 45° en in de phyllieten subverticaal (zie profielen van fig. 2).

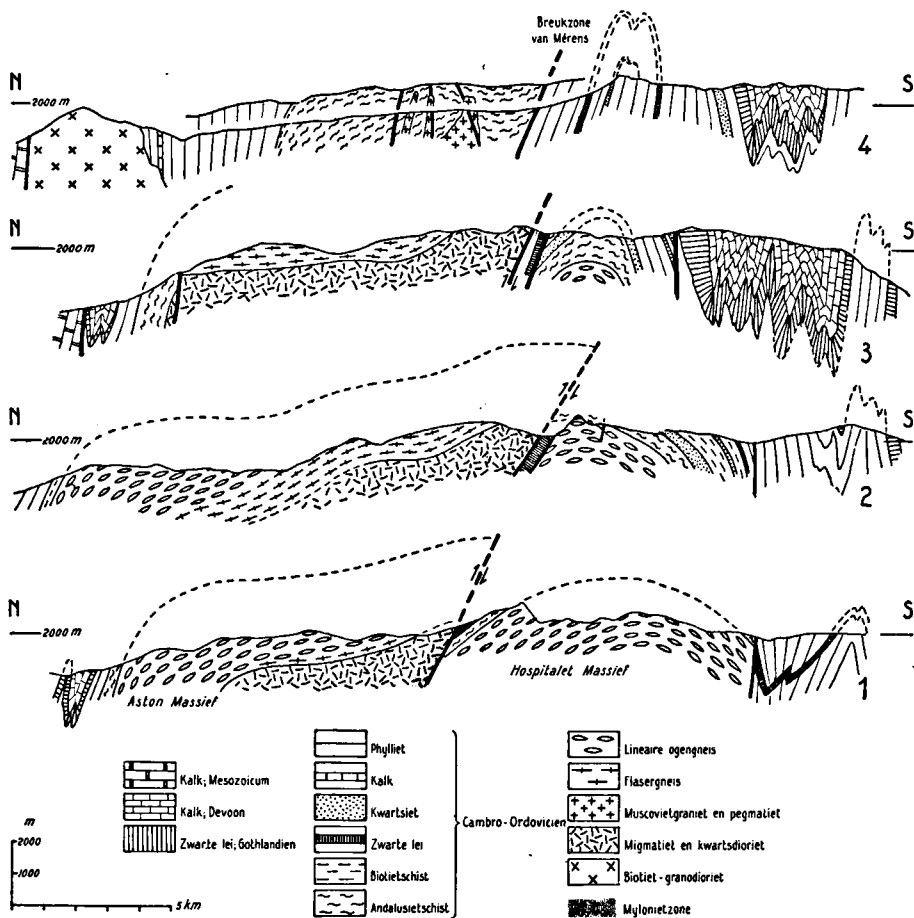


Fig. 2. Profielen door Aston en Hospitalet massieven.

Ook in de andalusiet-schisten ontbreken discordante pegmatietgangen geheel. Wel zijn er kwarts-andalusiet-aders.

Al de genoemde eigenschappen van gneisen en micaschisten wijzen erop dat de metamorfose in dit gebied zich in één fase heeft afgespeeld en de opvallende oriëntatie en rotatie van mineralen tezamen met lineaties en schistositeit duidt erop dat deze metamorfose vroeg-synkinematisch geweest is. Het voorkomen van dergelijke gebieden is in de Pyreneeën zeer beperkt. Een geval dat uitvoerig is beschreven, vormen de basale gneisen in het Saint-Barthélemy massief, terwijl Guitard dergelijke gesteenten in het Canigou massief heeft gevonden.

In het Aston massief komen plaatselijk soortgelijke gesteenten voor, maar bij nadere bestudering vertonen ze een aantal opmerkelijke verschillen. Er zijn lineaire ogengneisen in dat massief, die dezelfde mineralogische samenstelling hebben als die van Hospitalet. Er is dus reden om aan te nemen, dat ze vergelijkbaar zijn met de Hospitalet gneisen, temeer daar ze een identieke structurele en stratigrafische positie innemen. De belangrijkste verschillen zijn: 1) het veel minder opvallend karakter van de lineatie, 2) het voorkomen van dikwijls onregelmatige plooien, type: "rock flowage", 3) het voorkomen van vele discordante pegmatietgangen en onregelmatige en diffuus begrensde pegmatietlichamen, 4) het voorkomen van fijnkorrelige granitische gesteenten in zeer wisselende afmetingen; deze variëren van kleine "pockets" ter grootte van een of enkele cm tot massa's van honderden meters groot. In dat laatste geval zijn er vrijwel steeds resten ogengneis in grote of kleine hoeveelheden aanwezig. Vooral de laatste twee verschijnselen wijzen erop, dat hier een belangrijk laat- en post-kinematische rekristallisatie heeft plaats gehad.

Aangezien we in het Hospitalet massief de eigenschappen van zuiver vroeg-synkinematisch gesteenten hebben leren kennen, behoeven wij deze slechts af te trekken van wat we zien in de Aston gneisen om de resultaten van de laat-synkinematische fase te onderscheiden. Dit zijn dus eigenlijk de bovengenoemde verschilpunten, of in wat andere woorden uitgedrukt: 1) onregelmatige plooiing van het s-vlak, 2) verdwijnen van lineaties en ook schistositeit door rekristallisatie 3) groei van mineralen in willekeurige richting, uiteindelijk tot granitische gesteenten leidend.

Het meest opvallende is de zeer plastische wijze van vervorming van de gneisen, die, in tegenstelling met de zeer regelmatige vroeg vroeg-synkinematische gneisen, op sterk verhoogde mobiliteit en plasticiteit tijdens de laat-kinematische metamorfose wijst. Deze mobilisatie of reomorfie, die wij reeds uit de migmatieten en kwartsdiorieten kenden, komt dus eveneens in andere gneisen voor en is zonder twijfel het begin van anatexis. Dit proces is plaatselijk zover gegaan, dat stukken ogengneis geheel willekeurig en dus gedesorienteerd in de muscovietgraniet liggen, op dezelfde wijze als schollen kalksilicaatgesteenten in de metamorfe kwartsdiorieten van het Trois Seigneurs massief. In de migmatieten en verwante kwartsdiorieten is dit verschijnsel zeer wijd verbreid, maar het is bepaald zeldzaam in de muscovietgranieten. In de meeste gevallen zijn de ogen- of flasergneis relicten niet verplaatst tijdens de granitisatie. Ook in het Val d'Aran komen dergelijke muscovietgranieten voor met niet verplaatste micaschist insluitels. Dit kan er alleen maar op wijzen, dat in deze gevallen de granitisatie overwegend post-kinematisch is, al zijn er in het Aston massief en in het Val d'Aran dus wel gevallen te vinden waarbij deze gesteenten al in de laat-kinematische fase zijn gevormd en onderhevig geweest aan bewegingen. Het is waarschijnlijk, dat deze bewegingen in

de muscovietgranieten en ook in de kwartsdiorieten voor een gedeelte het gevolg zijn van een zeer plastische toestand, vermoedelijk door een hoger watergehalte, waardoor onregelmatige bewegingen en "rock flowage" zouden kunnen optreden zonder dat daarbij tectonische krachten van buiten af een rol behoeven te spelen. In dit geval zou men van "autonome rock flowage" kunnen spreken. Uiteraard gaat een dergelijk geval over in werkelijk intrusieve granieten, waarbij ook de intrusie in het algemeen niet het gevolg is van tectonische bewegingen, maar veroorzaakt wordt door de activiteit van het magma zelf. Het spreekt vanzelf dat op deze wijze geen scherpe scheiding tussen laat- en post-kinematische metamorfose mogelijk is en dat het ook vrijwel onmogelijk wordt nauwkeurige tijdsrelaties te bepalen. In dit opzicht is de vroeg-synkinematische fase veel scherper en duidelijker afgegrensd, mede dank zij het feit, dat alle gesteenten daaraan hebben meegeedaan, ongeacht de graad van metamorfose. Anderzijds heeft het veldonderzoek geleerd, dat in het algemeen gebieden met laat-kinematische metamorfose wel degelijk onderhevig zijn geweest aan tectonische krachten van buitenaf, hetgeen duidelijk tot uiting komt in de micaschist en phyllietbedekking van de gneisen.

Het Aston massief is dank zij de opheffing langs de breuk van Mérens veel dieper ontsloten dan het massief van Hospitalet. Als gevolg hiervan zijn onder de ogengneisen andere gesteenten ontsloten, die gedeeltelijk reeds in een vorig jaarverslag zijn besproken. Naar beneden toe gaan de ogengneisen geleidelijk over in flasergneisen, die gekenmerkt zijn door het ontbreken van ogen en lineaties. Ze hebben evenwel dezelfde mineralogische en vermoedelijk ook chemische samenstelling als de ogengneisen. Het verschil tussen beide gesteenten is, zoals vorig jaar reeds werd uiteengezet, dat de flasergneisen tijdens de laat-synkinematische fase werden geveldspatiseerd, terwijl dit bij de ogengneisen een vroeg-kinematisch proces is. Dit wil dus zeggen dat naarmate de diepte toeneemt, het begin van de veldspatisatie later plaats vindt. Behalve deze verandering in verticale richting is er ook een verandering in laterale richting en wel in dien zin, dat westwaarts de flasergneisen dikker worden ten koste van de ogengneisen en omgekeerd (zie de kaart). Deze relatie werd in het vorig jaarverslag reeds vermeld en is onverminderd geldig. Volledigheidshalve zij vermeld dat in de Noord-Pyreense massieven eenzelfde tendens is waargenomen. Behalve deze fundamentele verschillen tussen beide gneistypen vertonen zij veelal overeenkomstige eigenschappen, zoals onregelmatige rock flowage, discordante pegmatieten en granitisatie.

Verder naar beneden toe zijn de flasergneisen scherp gescheiden van de eronder liggende migmatieten en kwartsdiorieten, die van hetzelfde type zijn als die van het Trois Seigneurs en Saint-Barthélemy massief. Deze gesteenten zijn dus eveneens laat-kinematisch geveldspatiseerde schisten, die overigens structureel gezien vele eigenschappen met de flasergneisen gemeen hebben. Het enige verschil is de mineralogische en chemische samenstelling. Van de migmatieten en kwartsdiorieten is de sedimentaire afkomst nog duidelijk waarneembaar o. a. door het veelvuldig voorkomen van aluminium silicaten, hetgeen in de flaser- en ogengneisen niet het geval is. Aangezien de metamorfe geschiedenis van de migmatieten en de bovenliggende flasergneisen geheel identiek is, kan het verschil tussen beide gesteenten alleen maar veroorzaakt zijn door een oorspronkelijk verschil in samenstelling. Vermoedelijk zijn de flaser- en ogengneisen oorspronkelijk van meer kwartsitische of arktotische samenstelling geweest en omdat deze gesteenten in westelijke richting ef uitwigen, óf onderduiken, kennen wij ze alleen in metamorfe toestand.

De onderlinge verhoudingen tussen ogengneis, flasergneis en muscoviet-graniet geven aanleiding tot het vaststellen van een nauwkeuriger tijdsrelatie (fig. 3). Wij zagen reeds, dat beide soorten gneis gegrantiseerd kunnen zijn, d. w. z. de muscoviet graniet, die uit de gneis ontstaan, is jonger dan de gneis. Daar de flasergneis op haar beurt weer jonger is dan de ogengneis, kan de volgende opeenvolging vastgesteld worden: 1) vorming ogengneis, vroeg-synkinematisch, 2) vorming flasergneis, laat-synkinematisch, 3) granitisatie laat- tot post-kinematisch. Tijdens de vorming van de flasergneisen hebben de ogengneisen zich blijkbaar in een periode van relatieve inactiviteit bevonden en is er waarschijnlijk een hiaat tussen de vorming van de ogengneisen en de granitisatie daarvan. Dit komt dus hier op neer, dat eerst het veldspatisatie front zich van boven naar beneden heeft begeven, om daarna weer op te stijgen

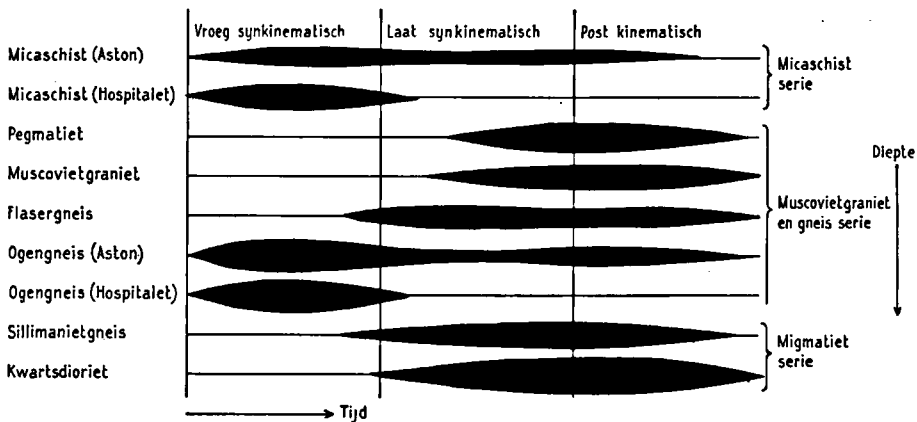


Fig. 3. Tijd relaties van gneisen en granieten in Aston en Hospitalet massieven.

tot in de ogengneisen. Een dergelijke soort relatie is ook beschreven uit het Canigou massief door Guitard en uit het Saint-Barthélemy massief.

De niet-metasomatische gesteenten, micaschisten en phyllieten, vertonen structureel gezien grotendeels dezelfde eigenschappen als de metasomatische, maar er zijn enkele verschilpunten. De eigenschappen van de zuiver vroeg-synkinematisch micaschisten zijn reeds beschreven. Micaschisten en phyllieten met een belangrijke laat- en post-kinematisch fase van metamorfose komen voor in het westelijke deel van het Ax-Montcalm massief en hun relaties zijn het speciale studie-onderwerp van Lapré en in mindere mate ook van Verspijck geweest. Uit dit onderzoek bleek, dat de kenmerken van de vroeg-synkinematisch metamorfose dikwijls nog goed bewaard zijn gebleven, maar ook kunnen ze door latere gebeurtenissen geheel verdwenen zijn.

Een groot deel van de micaschisten en phyllieten in het westelijk deel van het gekarteerde gebied, vertoont vervormingen, die niet voorkomen in vroeg-synkinematisch gesteenten en die in principe bestaan uit vervormingen van het s-vlak. Door Lapré zijn daarin verschillende soorten onderscheiden, maar de belangrijkste is een plooiing in NW—SE richting, die óf min of meer regelmatige plooien van het s-vlak veroorzaakt, óf een nieuwe cleavage, die de oude snijdt. In beide gevallen ontstaan nieuwe lineaties die echter niet gekenmerkt zijn door uitgerekte en georiënteerde mineralen, maar door micro-plooien of snijding van twee s-vlakken.

Tijdens het veldwerk was het reeds opgevallen, dat gebieden met een duidelijke statische metamorfose, d. w. z. georiënteerde mineraalgroei, altijd dit soort van deformatie van het s-vlak vertonen, niet alleen in het Ax-Montcalm massief, maar ook in andere gebieden, b.v. in het Val d'Aran, terwijl omgekeerd gebieden zonder statisch metamorfose deze deformaties niet vertonen. Dit wijst er op, hoe paradoxaal het toen ook nog klonk, dat beide verschijnselen nauw met elkaar moeten samenhangen en in feite gelijktijdig moeten zijn. Onder-tussen is deze conclusie door microscopisch onderzoek bevestigd. B.v. in mica-schisten met grote discordante biotietporphyroblasten en grote, niet georiënteerd liggende andalusiet- en cordierietkristallen zijn deze mineralen dikwijls vervormd. Zo vertoont biotiet vaak een aantal schuifvlakken, die dwars door het kristal en de splijting heengaan. Ook worden nieuwe s-vlakken afgebogen om de biotietporphyroblasten; een teken dat deze laatste er al waren toen de s-vlakken afgebogen werden. Andalusiet en cordieriet zijn dikwijls sterk gebogen en gebroken in de ombuigingen van plooien. Een ander voorbeeld werd waargenomen in het Gotlandium ten zuiden van El Serrat. Hierin komen vele ongeoriënteerd liggende andalusieten voor, die een rechte, ongedeformeerde interne schistositeit bezitten, terwijl de grondmassa er omheen geheel in micro-plooien is gelegd. Hier is de tijdsopvolging duidelijk: 1) vroeg-synkinematisch: schist met ongedeformeerde schistositeit, 2) groei van andalusiet, die de ongedeformeerde schistositeit in zich opneemt, 3) laat-synkinematisch: microplooiing van de schistositeit. In andere gevallen komen echter biotiet-, andalusiet-, stauroliet- en cordieriet-kristallen voor, die niet vervormd zijn en dus later zijn dan deze bewegingen en geheel post-kinematisch of statisch. Samengevat komt dit hierop neer, dat het groeien in willekeurige richting van mineralen en de plooiing van het s-vlak gelijktijdig zijn, maar in het ene geval duurt de kristallisatie iets langer, in het andere de deformatie.

Plooiing van de schistositeit is dus wel in staat mineralen te vervormen, ze is niet in staat mineralen gericht te doen groeien. Evenals in de gneisen zijn er dus twee zeer verschillende perioden van metamorfose te onderscheiden. De eerste, vroeg-synkinematisch, maakt isoclinale plooien van de gelaagdheid, doet een ongedeformeerde schistositeit ontstaan en een lineatie, die bepaald wordt door uitgerekte en georiënteerde mineralen; de tweede, laat-synkinematisch, vervormt de schistositeit, doet mineralen groeien in willekeurige richting — al is er wel een voorkeur voor het reeds bestaande s-vlak — en ze kunnen gebogen of gebroken worden door een tweede plooiing. Er kunnen nieuwe lineaties ontstaan, maar deze worden bepaald door microplooien of door snijdende s-vlakken. Tenslotte is er een post-kinematische fase te onderscheiden, waarbij geen vervorming van mineralen meer optreedt.

Een belangrijk verschil met de gneisen is, dat daarin de tweede plooiing veel onregelmatiger is; het is een rock flowage die in het algemeen niet de mineralen vervormt. Dit verschil is o. i. het gevolg van een hoog watergehalte — vermoedelijk van metasomatische oorsprong — van de gneisen tijdens de laat-kinematische fase, dat deze gesteenten in een zeer plastische toestand brengt, terwijl het tevens dienst doet als mineralisator waardoor gebroken en gedeformeerde kristallen dadelijk worden geheeld.

We leggen er tenslotte nogmaals de nadruk op, dat de aard van de plooiing tijdens beide fasen geheel verschillend is. De eerste is een cleavage plooiing, die gelijktijdig plaats vindt in de niet-metamorfe supra-structuur en de metamorfe infra-structuur. De tweede is een plooiing voornamelijk gekenmerkt door buiging of "rock flowage", die voorlopig nog slechts uit metamorfe gebieden

bekend is. Tijdens de tweede plooiing, die nog wel in enkele aparte perioden onderscheiden kan worden, kunnen wel nieuwe cleavagevlakken ontstaan — ze zijn soms zelfs zeer talrijk —, maar desondanks blijft er één belangrijk verschil. In een synkinematische lei, phylliet of micaschist zijn in het algemeen geen aparte, scherp te onderscheiden bewegingsvlakken waar te nemen; ze bestaan uit gesteenten met een volmaakt evenwijdige rangschikking van mica- of sericiet-blaadjes. De cleavagevlakken van de tweede plooiing zijn altijd als aparte bewegingsvlakken onder het microscoop waar te nemen. Tussen deze vlakken liggen dikwijls mica's of sericiet dat niet aan die vlakken evenwijdig is; ze snijden dus de eerste schistositeit of cleavage.

Behalve de beschreven relaties tussen plooiing en metamorfose, konden wij aan de hand van de kartering van de afgelopen zomer nog een vermoedelijk verband leggen tussen de structuur van de gehele gneisdome en die van het niet metamorfe Cambro-Ordovicium ten westen van deze dome (fig. 4). Zoals

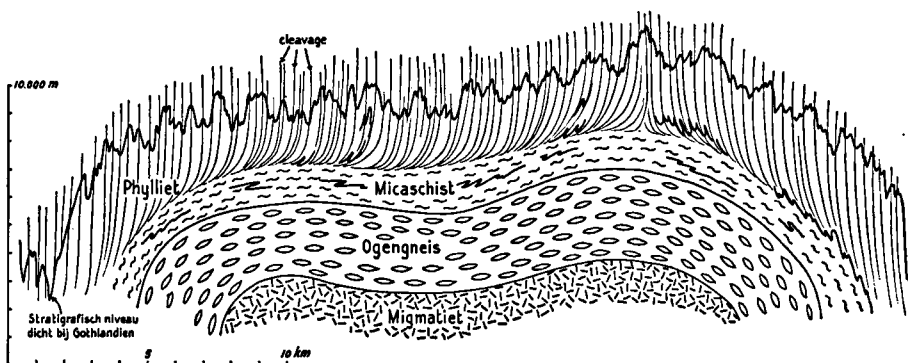


Fig. 4. Schematisch profiel waarin metamorfe kern en niet-metamorfe omhulling gecombineerd gedacht zijn.

reeds werd uiteengezet, is de structuur van de Hospitalet anti-clinaal bijzonder eenvoudig. Het Ax-Montcalm massief is in wezen slechts de noordflank van deze anti-clinaal. De migmatieten en gneisen van dit massief hellen over het algemeen zwak naar het noorden, alleen dicht bij de micaschist grens buigen zij plotseling vrij snel om tot een subverticale stand en ook deze grens zelf staat steil. Gemeten over het breedste gedeelte bedraagt de afmeting van de gehele gneisdome, d. w. z. het Hospitalet en Ax-Montcalm massief tezamen ongeveer 20 km (zie profielen). De hoogte van deze structuur is uiteraard slechts gering vergeleken met de breedte. Het spreekt dan ook vanzelf, dat deze structuur geen anti-clinaal in de gebruikelijke zin des woords is, maar een gneisdome.

Ten westen van deze dome ligt een groot gebied bestaande uit laag- tot niet metamorfe Cambro-Ordovicische serimenten. De structuur van dit gebied, dat door Zandvliet is bewerkt, is schijnbaar in volslagen tegenstelling tot die van dat gneisdome. Het Cambro-Ordovicium is gekenmerkt door een subverticale cleavage, die de oorspronkelijke gelaagdheid tot een groot aantal steile zig-zag plooiën heeft vervormd, zodat mede door de afwezigheid van kenmerkende lagen, geen detail stratigrafie kan worden opgesteld. Ondanks deze gecompliceerde bouw heeft Zandvliet aannemelijk kunnen maken, dat, hoewel in elke ontsluiting de cleavage en de gelaagdheid steil staan, een be-

paalde laag, wanneer deze vervolgd zou worden in het groot gezien slechts een geringe helling heeft. In dit opzicht is de structuur van dit gebied eveneens dome-vormig. In het groot gezien is er dus, ondanks het verschil in de structuur van de ontsluitingen, een concordantie van de gelaagdheid tussen het wel- en het niet-metamorfe gebied. Een tweede overeenkomst is het feit, dat alle primaire lineaties en plooiassen in beide gebieden E—W en evenwijdig lopen, hetgeen erop wijst, dat die plooiing in beide gebieden gelijktijdig heeft plaats gevonden. In feite is het enige structurele verschil dat in het ene geval geplooide gelaagdheid en schistositeit subhorizontaal staan en in het andere geval subverticaal. Dat dit verschil aan de metamorfose gebonden is, lijdt geen twijfel, al is dan ook de verklaring ervan niet duidelijk.

Aangezien het niet-metamorfe Cambro-Ordovicium eens de bedekking van de gneisdome gevormd moet hebben, kan men ook uitgaan van het idee, dat ook de structuur daarvan eens boven de gneisdome gelegen heeft. In het kort gezegd: er zou dan een supra-structuur gekenmerkt door verticale cleavage zijn en een infra-structuur gekenmerkt door horizontale schistositeit. Uiteraard moet er een overgangsgebied tussen beide structuren bestaan en inderdaad zijn dergelijke gebieden door Lapré gevonden. Ongelukkigerwijze hebben latere breukbewegingen de continuïteit verstoord, zodat we nog geen volledig beeld van deze overgang hebben kunnen krijgen. In principe is deze overgang, die zich afspeelt in micaschisten en phyllieten, zeer eenvoudig en wordt bewerkstelligd doordat, komende uit de gneisen, in de micaschisten en phyllieten de schistositeit en ook de geplooide gelaagdheid geleidelijk aan steiler gaan staan, totdat zij in het niet-metamorfe gebied een subverticale stand krijgen. Deze overgang voltrekt zich blijkbaar betrekkelijk snel, zodat meestal óf de ene óf de andere structuur voorkomt. Wanneer men nu een profiel samenstelt, dat zowel de supra- als de infra-structuur voorstelt, dan is die overgang komende vanuit het zuiden of vanuit het noorden gemakkelijk te schetsen, maar naarmate men zich naar de as van de dome toe begeeft, moet er ergens noodzakelijkerwijze een scheiding plaats vinden, waar aan de ene zijde de schistositeit naar het noorden en aan de andere zijde naar het zuiden ombuigt. Het ligt dus voor de hand om juist op deze plaats complicaties van de schistositeit te verwachten in verband met de aanpassing aan deze omstandigheid. Het mag dan ook geen verwondering wekken, dat in het overgangsgebied, waar dus de gneisdome onderduikt, door Lapré een dergelijk vrij onregelmatig beeld van schistositeitsmetingen voorkomt, b.v. daar waar de biotiet isograad N—S loopt en men zou verwachten, dat deze isograad dwars door de schistositeit zou snijden, blijkt deze eveneens op die plaats een N—S strekking te hebben, in volkomen tegenstelling met E—W strekkingen zowel in het overige gedeelte van de gneisdome als het niet-metamorfe Cambro-Ordovicium. Het lijkt ons niet uitgesloten, dat deze afwijkende stand toe te schrijven is aan de bijzondere aanpassingen ten gevolge van verschil tussen supra- en infra-structuur. Opmerking verdient nog het feit, dat de primaire lineaties door dit overgangsgebied zich niet aan deze afwijkende schistositeit schijnen te storen.

In het westelijk gedeelte van de Hospitalet antielinaal is eveneens een overgang tussen beide structuren waar te nemen. Dank zij de stratigrafische indeling van het Cambro-Ordovicium in dat gebied kan vastgesteld worden, dat het metamorfe front discordant ligt, zij het dan ook met geringe hoek, met de gelaagdheid. In dit geval duikt het metamorfe front iets steiler dan de gelaagdheid. Hierbij blijkt nu dat eenzelfde laag, indien die van het metamorfe naar het niet-metamorfe gebied vervolgd wordt, geleidelijk van stand verandert.

Een dikke kwartsietlaag, die in de buurt van Soldeu steeds de bovengrens vormt van de andalusiet schisten heeft hier een vrij zwakke helling van 30—40°, evenwijdig aan de schistositeit van de andalusietschisten. Wanneer nu deze kwartsiet in westelijke richting vervolgd wordt en dan niet meer op andalusiet-schisten, maar op biotietschisten of phyllieten ligt, blijkt dat de stand steeds steiler wordt en dat de anticlinaal steeds meer is toegeknepen (zie profielen).

De breuk van Mérens blijkt tussen Mérens zelf en El Serrat, van bijzondere aard te zijn. Deze breuk, die eindigt in de Cambro-Ordovicische sedimenten ten zuid-westen van de Pic de Montcalm, loopt vandaar via Mérens vrijwel geheel tot aan de Middellandse zee. Evenals vele andere E—W breuken is ook van deze de noordflank opgeschoven t. o. v. de zuidflank. De spronghoogte is groot, vandaar dat het diepst ontsloten gedeelte van het Ax-Montcalm massief zich vlak ten noorden van de breuk bevindt. Over een vrij grote breedte zijn de gneisen en migmatieten aan de noordzijde van de breuk gemylonitiseerd. De dikte van deze mylonietlaag bedraagt 500 of meer meter. Het belangrijkste kenmerk van de mylonieten is hun duidelijke schistositeit en lineatie, die beiden steil staan. De mylonieten zijn volgens hun structurele kenmerken ogengneisen, d. w. z. langgerekte veldspaatogen bevinden zich in een lineaire grondmassa van kwarts en glimmers. Ze zijn evenwel door zuiver mechanisch shearing ontstaan zonder dat opbouwende metamorfose een rol heeft gespeeld. De stand van de mylonieten is ongeveer 60° N, d. w. z. de breuk is een steile opschuiving. Aangezien de lineaties eveneens steil staan en de beweging langs de breuk voornamelijk in verticale zin heeft plaats gehad, betreft het hier a-lineaties, in tegenstelling tot de normale ogengneisen, waarin overal b-lineaties voorkomen. In enkele gevallen werden plooiën in de mylonieten gevonden, die evenwijdig zijn aan de lineaties en dientengevolge eveneens in de a-richting staan.

Ten zuiden van de breuk van Mérens liggen niet direct de gneisen van het Hospitalet massief, maar een zone bestaande uit niet metamorfe sedimenten zoals leien, zwarte schalies en kalken ter dikte van 200—400 m, die op haar beurt aan de zuidzijde door een tweede breuk wordt afgesneden. Ten zuiden van deze breuk, die geheel evenwijdig aan die van Mérens is, liggen gneisen en micaschisten van het Hospitalet massief. Deze tweede breuk wordt in het vervolg breuk van Pinet genoemd naar de daarop gelegen herdershut van die naam. Zowel aan de oost- als aan de westzijde verdwijnt deze breuk geleidelijk en wordt vervangen door een normale opeenvolging van gneis, micaschist, phylliet in het Hospitalet massief. Deze structurele relatie wijst erop, dat de sedimentaire zone eigenlijk tot de normale bedekking van het Hospitalet massief behoort en bij de opschuiving van het Aston massief gedeeltelijk is meegenomen en geschoven op de gneisen van het massief van Hospitalet. Het ontbreken van mylonieten aan de zuidzijde van de breuk van Pinet wijst er vermoedelijk op, dat een belangrijk gedeelte van de bewegingen door de sedimentaire zone zijn opgenomen en de gneisen voor mylonitisatie heeft beschermd. Dit zou dan de asymmetrische bouw van de gehele breukzone verklaren.

Wat betreft de ouderdom van de sedimentaire zone, werd eerst gedacht aan Ordovicium, Gotlandium en Devoon. Nauwkeurige kartering van Verspijck bracht evenwel aan het licht, dat het vrijwel zeker de diep in het Cambro-Ordovicium gelegen Série de Canaveilles betreft. Deze serie werd door Cavet uit de oostelijke Pyreneeën beschreven met als meest westelijke vindplaats de mine de Puymorens vlak ten oosten van Andorra. Deze zone kon vervolgd worden in Andorra en wel op twee plaatsen. De directe voortzetting van de

mine de Puymorens loopt vlak ten noorden van de Port d'Envalira, terwijl een tweede voorkomen werd aangetroffen op de Port Dret noordelijk daarvan gelegen. Tussen beide ontsluitingen ligt een synclinaal, die dezelfde is als de Devoon synclinaal van Canillo, waaruit het Devoon tengevolge van asduiking in westelijke richting naar het oosten toe verdwijnt. Ter hoogte van Soldeu kon de volgende stratigrafische opeenvolging vastgesteld worden:

Tegenwoordige dikte		
	Kalken	Devoon
	Zwarte leien	Gotlandium
± 1500 m	Phyllieten met gebande kwartsitische phyllieten	} Ordovicium
50—100 m		
± 1500 m	Fijnkorrelige lineaire biotietschisten met kwartsietbanken en gebande kwartsitische schisten	} Série de Canaveilles
200—400 m	Lichte kwartsiet met dunne schistlaagjes; verder W met kalkbanken	
800—1000 m	Andalusietschisten met kwartsietbanken	
> 2000 m	Ogengneis	

Van deze stratigrafische opeenvolging blijken de zwarte leien, al of niet met kalkbanken een vrij betrouwbaar en constant voorkomend niveau te vormen. De dikke kwartsietbank wordt naar het westen dunner en opgesplitst in verscheidene dunnere kwartsietbanken. De zwarte leien van de Port d'Envalira zijn ten zuiden daarvan nogmaals over een zekere afstand ontsloten, vermoedelijk tengevolge van een anticlinale ombuiging. Dit niveau op de Port Dret is zowel naar het oosten als naar het westen door een breuk afgesneden, maar de zwarte leien zijn opnieuw ontsloten bij Ransol om verder westwaarts wederom tegen een breuk te verdwijnen. De serie van Port Dret en van Ransol vormt een gedeelte van de zuidflank van de Hospitalet anticlinal. In de omgeving van El Serrat vindt men dezelfde opeenvolging van kwartsieten en zwarte leien, maar hier als de noordflank van deze anticlinal. Vanaf hier is het niveau van zwarte leien met plaatselijk kalken tot ver in Zandvliet's gebied te vervolgen. Ook naar het oosten is dit niveau vrijwel zonder onderbreking te karteren en loopt door in de sedimentaire zone bij de breuk van Mérens.

Een complicatie vormt een grote hoeveelheid Gotlandium ten SW van El Serrat, dat zich in tectonisch abnormale positie op de westelijke voortzetting van de anticlinal van Hospitalet bevindt. Verdere gedetailleerde kartering van deze omgeving is nog wel noodzakelijk om de juiste verhoudingen vast te stellen.

SPAANSE PYRENEEËN (L. U. de Sitter)

Over de werkzaamheden in de Spaanse Centrale Pyreneeën zij het volgende vermeld:

Een allereerste begin, dat niet verder reikte dan een eerste verkenning, werd gemaakt met het onderzoek van de dalen van de Ribagorzana en de Baliera. Hierbij wordt vanzelf aansluiting gezocht met de resultaten van de oefenkartering van 1956 in de Noguera de Tor en voortgebouwd op de gegevens vervat in de publicatie van Sole Sabaris en Fontboté van 1956. Ook het gebied van Malpas was in dit onderzoek betrokken.

In het dal van de Pallaresa werd een zeer nauwkeurige en gedetailleerde kartering verricht door een van onze gasten, de Heer N. Schulman uit Jeruzalem. Het onderwerp was de hoek tussen de Boca del Cantó en de Pallaresa waar bekend was dat minstens twee dunne stroken van Ordovicium tussen het Devoon lagen. Waar oorspronkelijk verondersteld werd dat deze stroken met een E—W strekking en vlakke zuidhelling de kernen vanuit het zuiden opduikende anticlinalen waren, is nu gebleken dat het kernen vanuit het noorden komende overkiepte antielinalen zijn, waarvan de toppen nog net in de zuidwand van de Boca del Cantó zijn bewaard.

Het bewijs voor deze opvatting ligt voornamelijk in het vervolgen van de boven devonische griotte en de ligging van het Carboon. Bovendien werd duidelijk aangetoond dat scheef op deze E—W structuren nog flexuurachtige plooien voorkomen met een NE richting. De structuren liggen in de Nogueras zone die sterk door Alpine plooïing is beïnvloed.

De kartering van de zuidrand van de Nogueras zone tussen de Segre en Pallaresa rivieren werd voortgezet. Het is wel gebleken dat de structuur nog ingewikkelder is dan oorspronkelijk werd verondersteld, nog meer longitudinale eenheden dan ons van het vorig jaar bekend waren, werden nu gekarteerd.

De kartering van de westoever van het Segre dal met zijrivieren ten noorden van Seo de Urgel en in Andorra werd eveneens voortgezet. Waar oorspronkelijk vastgehouden werd aan de ervaring dat het Ordovicium geen deel neemt aan de isoclinale plooïen van het Gotlandium-Devoon complex, bleek nu dat hier in het zuiden deze stelling niet meer toepasselijk is. Zowel in dit gebied als in de hierboven beschreven plooïen van de Boca del Cantó, blijken de schalies van het boven Ordovicium in dezelfde langgerekte stroken voor te komen als de twee jongere formaties. Is dit verschil in gedrag van het Ordovicium in het centrum van de axiale zone en de zuidrand misschien het gevolg van het feit dat hier in het zuiden geen spoor van regionale metamorfose in de oudere schalies te bespeuren is? Er werd een voorlopige aansluiting verkregen van de gebieden in Andorra waar het onderzoek van noord naar zuid verloopt.

Door Prof. Brindley, University College, Dublin, als expert in intrusieve granieten, werd de Marimaña graniet opnieuw onder de loupe genomen. In grote lijnen werden onze vroegere resultaten (Snoep, Zandvliet, van Alphen) bevestigd, maar meer details en een beter begrip werden zeker verkregen. Duidelijk werd door Prof. Brindley naar voren gebracht dat er post-graniet-

intrusie bewegingen hebben plaats gevonden. Hij onderscheidt in het granietlichaam zelf een centrale aplietische kern omringd door een normaal biotietgranodioritische omhulling. Hoornblende graniet komt slechts sporadisch voor als marginale facies waar de graniet met kalken in contact is.

Door D. Boschma werd een begin gemaakt met een tektonisch detailonderzoek langs een regionaal dwarsprofiel door de centrale Pyreneeën van noord naar zuid. Lineaties en plooïassen werden in goed ontsloten gebieden gemeten en al dadelijk is het opgevallen dat de normale b-as met E—W richting doorkruist wordt door een minder goed ontwikkelde c-as lineatie. Ofschoon normaal de assenvlakken van plooïen evenwijdig aan de cleavage vlakken liggen, zijn in twee gevallen plooïen waargenomen die ouder dan de cleavage zijn en een andere richting hebben. In het algemeen gesproken helt de cleavage in het noorden zuidwaarts en in het zuiden noordwaarts en staat zij verticaal tussen Lez en Bosost in het Garonne dal.

Bijzondere aandacht werd aan de knikzones besteed, die blijkbaar ten zuiden van het Maladeta massief veel frequenter optreden dan oorspronkelijk vermoed werd.

ASTURIË (L. U. de Sitter)

DOCTORAALKARTERINGEN

In Asturië werden enige doctoraalkarteringen aangevangen en andere voortgezet.

De Heer Van der Merwe, een gast uit Zuid-Afrika, karteerde de noordoever van het stuwmeer van Camporedondo. De structurele eenheden die wij uit het werk van Graadt van Roggen en Brants kenden, kunnen nu verder naar het westen worden doorgetrokken. Het schijnt dat Curavacas conglomeraten in kleine plekje bewaard zijn gebleven op de zuidelijke Culm zone, maar het blijkt ook hier een probleem te zijn om tussen Culm en Curavacas kwartsiet conglomeraten een duidelijk onderscheid te maken.

Dezelfde moeilijkheid werd ondervonden door Leidelmeyer die in het noorden de kartering van Breimer in westelijke richting voortzet. Gelukkig kon in één geval duidelijk een discordantie worden waargenomen die vermoedelijk de genoemde eenheden scheidt.

Ook de kartering van Helmig en Henkes in het Rio Cea gebied heeft te worstelen met de weinig typische lithostratigrafie van de verschillende stratigrafische eenheden. Culm, Curavacas en Stephaan kunnen allen kwartsiet conglomeraten bevatten naast grauwackes, koolschalies e. d. Slechts zeer gedetailleerde kartering gesteund door fossiel-, voornamelijk plantendeterminaties, zullen een uiteindelijke oplossing der problemen mogelijk maken.

Het oefenkarteringsgebied van het vorige jaar werd gedeeltelijk opnieuw in studie genomen en gedeeltelijk uitgebreid door Rupke en Wijnhorst. Over hun resultaten valt nog weinig te zeggen. Al deze karteringen beogen een verbinding tot stand te brengen tussen het Carrion gebied dat door Koopmans en Van Hoeflaken gekarteerd werd en het Esla gebied.

OEFENKARTERING

Aan de oefenkartering werd door 12 groepen van 2 studenten (één groep van 3) deelgenomen. Het gebied sloot direkt ten westen aan bij dat van het vorig jaar, zodat thans beide oevers van de Rio Esla bovenstrooms van Cistierna bijna tot Riaño voorlopig in kaart zijn gebracht.

Stratigraphie

Terwijl oostelijk van de Esla voornamelijk in het Esla dekblad gewerkt werd, is westelijk van deze rivier voornamelijk het autochtoon ontsloten. De stratigrafische profielen hebben dan ook grotendeels betrekking op het autochtoon, slechts die van Felechas behoren tot het dekblad. Voorlopig is echter nog niets van een duidelijk verschil in stratigrafisch opzicht tussen dekblad en autochtoon gebleken.

Op vele plaatsen zijn van goed ontsloten profielen detailopnamen gemaakt, waarvan hier enige, de beste, vermeld zullen worden.

Cambrium (> 400 m). — De oudste formatie in het Esla gebied is de *Herreria* zandsteen van cambrische ouderdom, cambrisch omdat hij onder de gedateerde *Lancara* (Acadien) dolomiet ligt. Het is een grofkorrelige zandsteen, soms grindhoudend, goed gelaagd, dikwijls kris-kras gelaagd en van lichte kleur, wit tot rose. De top bevat schalies. De dikte is onbekend aangezien de basis niet bereikt is, maar is zeker groot gezien het grote oppervlak dat door de *Herreria* zandsteen wordt ingenomen.

De *Lancara* dolomiet bestaat uit 2 delen, een onderste gedeelte dat uit dolomieten en een bovenste gedeelte dat uit griottes bestaat.

De dolomieten zijn in het algemeen licht gekleurd, fijnkorrelig en bevatten naar boven toe hier en daar wat schalies of mergels, een enkele keer een zandsteen laagje en zijn goed gebankt. De totale dikte kan vrij groot zijn en wordt verschillend opgegeven, variërend van 60—200 m. De rode griotte is nogal variabel van samenstelling. Aan de basis worden dikwijls grof kristallijne kalken gevonden die ongetwijfeld een detritische oorsprong hebben en soms zelfs kris-kras gelaagdheid vertonen. De echte griottes, rode knollige schalieachtige kalk, heeft eveneens een duidelijk detritisch karakter gekenmerkt door de grote hoeveelheid schelpfragmenten. Bijna steeds vindt men er trilobieten in (*Paradoxides*, *Conocoryphe*). De dikte is ongeveer een 20 à 25 m.

Ordovicium-Siluur (± 1100 m dik). — De zandige serie van ongeveer duizend meters dikte die tussen de *Lancara* griotte en de onderste kalken van het Devoon ligt, wordt naar de variërende lithologische eigenschappen onderscheiden in:

- boven S. Pedro zandsteen serie
- Formigoso schalies
- Barrios kwartsiet en zandsteen
- onder Oville zandsteen

Tezamen nemen zij stratigrafisch het Ordovicium en een gedeelte van het Siluur in.

De *Oville* afzettingen geven een zeer variabel beeld van zandsteen, zandige schalie en schalie zoals het vergelijk van drie profielen (fig. 5) laat zien. Uit de *Oville* worden zowel "bottom structures" als "slumping" vermeld, maar een gegradeerde gelaagdheid is niet geconstateerd. In de *Oville* komen doleriet massa's voor die zich ook tot in de *Barrios* uitstrekken. Veelal is een groenachtige kleur van de zandige schalies typerend voor deze formatie. Fossielen werden niet gevonden. De dikte bedraagt omstreeks 300 m.

De *Barrios* afzettingen. De grens van de *Barrios* kwartsiet met de *Oville* is vrij willekeurig gekozen; men neemt de eerste harde kwartsiet als basis van de *Barrios* aan. De *Barrios* bestaat in het algemeen uit kwartsitische zandsteen, dikbankig met hier en daar een schalie laagje. De dikte wordt op rond 400 m geschat, afgezien van de dolerietlagen die er hier en daar in lensvorm in voorkomen. Fossielen, ook het verticaal op de gelaagdheid staande wormspoor *Cruziana* dat in Asturië typerend voor de Ordovicium (Siluur) kwartsiet geacht wordt, werden niet gevonden.

De *Formigoso* bestaat uit glimmerhoudende zandsteen en schalie, tezamen een 100 m dik. In het zuiden is de basis rijker aan schalie dan de top, in het noorden is het omgekeerd, er tussenin, bij *Corniero*, ligt een schalie pakket tussen twee meer zandige pakketten in. Bij *Corniero* werd op ongeveer 4 m boven de basis een fossielniveau met brachiopoden en crinoïdenstelen gevonden. Ook in deze zandige formatie werden "bottomstructures" en worm-

sporen waargenomen. De kleur is in het algemeen wat donker, blauw-grijs, bruin-grijs e. d.

De *San Pedro* (fig. 5) is opgebouwd uit kwartsrijke zandsteen, afwisselend met schalie. De meest typerende eigenschap zijn de sterk ijzerhoudende zandstenen, die tot 35 % Fe kunnen bevatten. De afronding van de kwartskorrels is dikwijls slecht. Kris-kras gelaagdheid, wormsporen, golfribbels en bottomstructures zijn waargenomen, de zanden zijn meestal grofkorrelig. Bij *Felechás* kan in dit bovenste gedeelte een witte kwartsiet onderscheiden worden. De totale dikte bedraagt een 180 m.

Devoon (1000 m dik). — De meest interessante formatie die in het Rio *Esla* gebied voorkomt is ongetwijfeld het *Devoon*, interessant door zijn grote fossielrijkdom en opvallend doordat het verloop van de twee flinke kalkpakketten, de *St^a Lucia* kalk en de *Portilla* kalk, steeds in het landschap goed zichtbaar is. Geheel naar de lithologische eigenschappen onderscheiden wij met Comte de volgende eenheden :

boven	<i>Nocedo</i>	zandsteen
	<i>Portilla</i>	kalk
	<i>Huergas</i>	zandsteen
	<i>Santa Lucia</i>	kalk
onder	<i>La Vid</i>	schalie en kalk

La Vid. De *La Vid* formatie vertoont nogal wat variaties maar heeft toch overal de eigenschap dat de basis kalken bevat en de top schalies (fig. 5). De formatie kan bijzonder fossielrijk zijn, zoals b.v. in de bovenste lagen onder de kerk van *Colle*, waar een bekende fauna van branchiopoden, koralen, crinoïden e.d. verzameld werd. Op 30 m van de basis komt in het profiel boven *Valdoré* een stevige dolomiet bank van enkele meters voor en op 140 m van de basis in hetzelfde profiel, een zeer grofkorrelige detritische kalkband met vele fossielen. Deze laatste vormt de basis van het \pm -00 m dikke schalie pakket, dat de bovenste helft van de *La Vid* inneemt. De totale dikte wordt tussen 250 en 300 m opgegeven.

De *Santa Lucia* kalk (fig. 5) onderscheidt zich in het terrein door het dikwijls detritisch karakter, rode kleur, dolomitatie en de bijzonder fraai ontwikkelende stromatoporen. Bovendien komen in het centrale gedeelte naast rifvorming ook banken met vuursteen knollen voor.

De dolomitatie is zeer onregelmatig en de rode kleur is dikwijls aan de dolomiet gebonden, en dus ook onregelmatig. Ook het detritisch karakter kan sterk variëren. Behalve de stromatoporen worden ook veel koralen, brachiopoden en crinoïden gevonden, voornamelijk aan de basis. De totale dikte is een 300 m.

De *Huergas* zandsteen (fig. 5) bestaat uit een afwisseling van zandsteen en schalie. De zandstenen zijn soms ijzerhoudend, maar niet zo sterk als de *S. Pedro* zandsteen. De basis is steeds een 20—40 m schalie. De zandstenen zijn veelal kwartsrijk en hier en daar vormen zij harde kwartsiet banden die als muren uit het landschap steken. De totale dikte is 240 m. Ook hierin komen fossielrijke horizonten voor.

De *Portilla* kalk en de *Nocedo* zandsteen zijn in het gebied ten westen van de *Esla* rivier onder het overschuivingsvlak zeer onvolledig ontsloten, de *Nocedo* is zelfs meestal afwezig. De driedeling van de *Portilla* zoals die in het jaarverslag van 1959 in het profiel van *Verdiago* vermeld werd, blijft ook ten westen van *Cistierna* bestaan. Vooral het onderste gedeelte is

fossielrijk (brachiopoden), het midden bevat vuursteenlaagjes. De Nocedo is een kwartsrijke zandsteen met op 10 m boven de basis een rode kalkbank, de Cremenes kalk, en dichtbij de top een ijzerzandsteen.

Carboon. — Het Carboon van het Esla gebied valt uiteen in twee groepen, het oudere concordant volgend op het Devoon, het jongere — volgens Wagner Boven Stephaan — discordant op het gehele oudere paleozoische complex van lagen. De ouderdom van het oudere, concordante gedeelte is slechts gedeeltelijk bekend, want alleen de basislagen bevatten gedetermineerde fossielen, die Boven Viseen of Namurien aantonen. Hoever de er boven liggende lagen in het stratigrafisch schema reiken, blijft voorlopig nog onbekend. Gemakshalve noemen wij dit complex hier het oudere Carboon.

Oudere Carboon. In het Esla gebied hebben wij hiervan twee grote ontsluitingen leren kennen, één geheel in het zuiden, westelijk en oostelijk van Cistierna gelegen (fig. 5), en een tweede geheel in het noorden tussen Salamon en Lois en langs de Esla gelegen.

De profielen van de zuidelijke strook tonen aan dat de griotte aan de basis naar het westen toe verdwijnt, en dat van een eigenlijke Caliza de Montaña, de bekende massieve onder-carbonische kalk hier geen sprake meer is. Een afwisseling van kalkbanken, schalies en grauwoackes die dikwijls gegradeerd zijn typeert de opeenvolging, die discordant door het Wealden wordt afgesneden. Zeer opvallend is in dit profiel de bank van lydiet rolsteentjes. Dergelijke banken komen ook in het Ruesga-Pisuerga gebied voor maar dan aan de basis van de Caliza de Montaña.

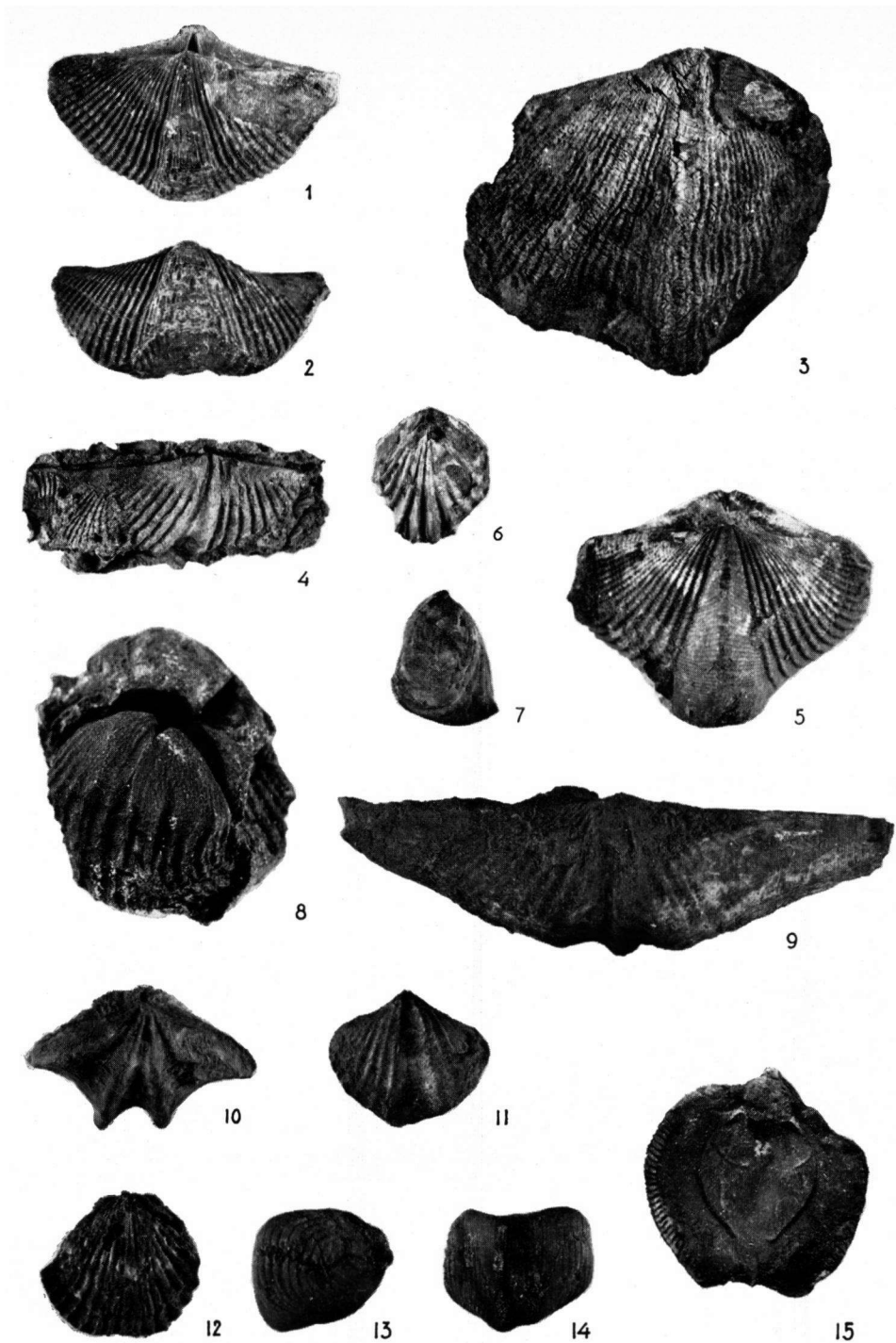
In het noordelijke gebied volgt op de Nocedo schalie een 10 m dikke griotte bank gevolgd door 70 m compacte donkerblauwe kalk, plaatselijk fijn gelaagd. Hierop liggen een vijftal lichtgrijze kalken met koralen, brachiopoden, fusulinen en bryozoën, afwisselend met schalies en grauwoackes. Dan volgt een 110 m grauwoacke en schalie en daarop weer enige licht gekleurde kalken. De schalies bevatten plantenhaksel, de grauwoackes zijn kris-kras gelaagd. Hoger in de serie schijnen in de schalies tussen de kalken zelfs wel koollaagjes voor te komen. De totale dikte is zeker een 1000 m, maar het is onbekend in hoeverre deze kalk-schalie afwisseling zich nog verder naar boven toe voortzet.

Het Stephaan. Ook van het Stephaan vallen twee verschillende bekkens in het gekarteerde gebied, in het zuiden het bekken van Sabero, in het noorden een plaatselijke bedekking met conglomeraten westelijk en oostelijk van Ciguera.

In het Sabero bekken blijken de lagen zeer variabel te zijn, zowel in laterale als in verticale zin. De dikke kalkconglomeraten ten NE van Sabero aan de basis van het pakket worden naar het westen toe veel minder compact en aan de zuidelijke grens van het bekken komen nog slechts hier en daar conglomeraten voor. Ten zuiden van Colle is zelfs de basis van het Stephaan een schalie-grauwoacke complex zonder conglomeraten.

De twee bijgevoegde profielen (fig. 5) van de basis van de noordrand van het Sabero bekken geven duidelijk de sterke variatie weer. Het is dan ook de vraag in hoeverre de geëxploiteerde koollagen doorlopende niveaus voorstellen.

Op plaat I zijn enige brachiopoden afgebeeld, die het Devoon in Leon karakteriseren. Sommige zijn beperkt tot lithostratigrafische eenheden, andere niet. Kenmerkend voor het complex schalies en kalken van La Vid is de volgende associatie: *Uncinulus pilus* (Pl. I, fig. 15), *Spirifer pellico* (fig. 9), *Camarotoechia daleidensis* (fig. 6, 7), *Anathyris exquerrai* (fig. 10), *Spirifer*



Plaat I.

Fig. 1, 2: *Spirifer verneuilli*
 Fig. 3: *Spirifer berberinensis*
 Fig. 4: *Spirifer bouchari*
 Fig. 5: *Spirifer cultrijugatus*
 Fig. 6, 7: *Camarotoechia daleidensis*
 Fig. 8: *Conchidium oehlerti*

Fig. 9: *Spirifer pellico*
 Fig. 10: *Anathyris ezquerrai*
 Fig. 11: *Spirifer rojasi*
 Fig. 12: *Trigeria adrieni*
 Fig. 13, 14: *Uncinulus orbignyianus*
 Fig. 15: *Uncinulus pilus*

rojasi (fig. 11), en *Trigeria adrieni* (fig. 12). In de Santa Luciakalk wordt *Uncinulus pilus* vervangen door *U. orbignyanus* (fig. 13, 14) waar hij tezamen voorkomt met *Spirifer cultrijugatus* (fig. 5) en *Spirifer paradoxus*. Een tamelijk karakteristiek fossiel voor de Huergas-zandsteenformatie is *Conchidium oehlerti* (fig. 8). De basis van de Portillakalk wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van *Spirifer berberinensis* (fig. 3), terwijl de top van deze formatie en de Nocedo-zandstenen frequent *Spirifer bouchardi* (fig. 4) opleveren. Hogere delen van deze Nocedo-zandsteen alsook de Cremeneskalk zijn gekenmerkt door het voorkomen van *Spirifer verneuilli* (fig. 1, 2).

Tektoniek

Het belangrijkste structurele element is ongetwijfeld het Esla dekblad, een volledige serie vanaf het Acadien tot en met het Onder Carboon bevattende. Deze serie ligt op een geheel gelijksoortige serie die weliswaar stratigrafisch wat dieper reikt en afgesneden wordt ergens in of boven de Portilla kalk van het Devoon, zodat het bovenste Devoon en het Onder Carboon ontbreken, maar overigens in zijn profiel geen opvallend verschil vertoont met dat van het dekblad.

Het overschuivingsvlak van het dekblad is over een grote lengte vervolgd. Het begin ligt vlak ten zuiden van de Pico Jano, NE van Crémenes, en vandaar kan men zijn dagzoom vervolgen eerst in westelijke richting, waar het weldra 1 km ten noorden van Crémenes de Esla kruist, dan met een boog draaiend tot een zuidelijke richting tot Velilla de Valdoré. Tot zover heeft dit vlak steeds een ongeveer vertikale stand en de voortzetting ervan ligt ongetwijfeld na een kleine onderbreking door de Arroyo del Villar in de noordhelling van de Camperona, waar de dagzoom weer naar het westen buigt. Langs deze lijn, die dus een flauwe S bocht in het landschap beschrijft, duikt het overschuivingsvlak steil het oppervlak binnen. Heel spoedig daarna vervlakt zijn stand echter, zoals wij kunnen waarnemen aan beide kanten van de A° del Villar en verder oostelijk noord en zuid van de Rio Esla benedenstrooms van Valdoré. Ten noorden van de Rio Esla kunnen wij de dagzoom van het overschuivingsvlak in zijn vlakke stand weer vervolgen, nu in oostelijke richting totdat het bij Verdiago weer snel tot een steile stand ombuigt, een soort van flexuur vormend, en de dagzoom weer naar het zuiden ombuigt, de Rio Esla kruist en op de zuidoever weer verder naar het westen begint om te buigen totdat het door het discordantievlak aan de basis van het Stephaan wordt afgesneden.

Een analoog verloop heeft ook de dagzoom rond de Camperona.

Van het dekblad kennen wij dus twee of eigenlijk drie gescheiden lappen, één die reikt van Crémenes tot Aleje, één door de Camperona ingenomen en één die wordt gevormd door het Devoon-Carboon ten zuiden van het Sabero bekken. De zuidelijke strook staat eigenlijk in verbinding met het noordelijk gedeelte via Santaolaja, maar wordt er toch grotendeels van gescheiden door het Stephaan bekken van Ocejo. De lap van de Camperona wordt van het noordelijk gedeelte gescheiden door een opwelling van de autochtone serie tussen Valdoré en Verdiago.

Aangezien de basis van het dekblad vrij getrouw een bepaald stratigrafisch niveau zowel van het dekblad als van het autochtoon volgt, behalve vlak ten zuiden van de Pico Jano, is het duidelijk dat de structuren van het dekblad later gevormd zijn dan de overschuiving zelf. Deze structuren vertonen ook steeds dezelfde vlakke S-vorm als de noordwestelijke dagzoom van het overschuivingsvlak. Ten eerste de syncline van Aguasalio die over Villayandre

naar Velilla trekt en vervolgens in de Camperona over Felechas tot aan Colle te vervolgen is, en ten tweede de steile flexuur die bij Alejico-Aleje de Esla kruist maar dan verder aan ons oog onttrokken wordt door het Stephaan van Oejo en Sabero.

In het venster van Valdoré zien wij dan in een dwarsprofiel deze opeenvolgingen van structuren ontsloten, b.v. als wij het profiel trekken over de Camperona in de A° de la Mina in NW—SE richting (fig. 8). Het autochtoon

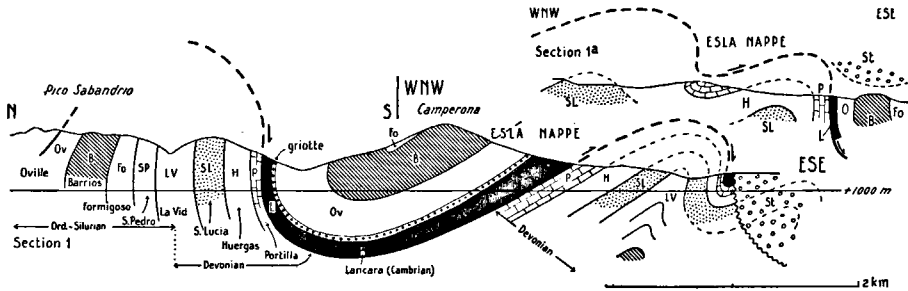


Fig. 8. Sectie over de Camperona van de Pico Sabandrio naar Sabero.

reflecteert natuurlijk even getrouw deze structuur als het dekblad en de opeenvolging van de synclinaal van de Camperona en de anti-clinaal van Montaciello gevolgd door de scherpe flexuur in de Arroyo geeft deze concordantie, ondanks de interventie van het overschuivingsvlak, goed weer.

De structuur van de zuidelijke strook vertoont deze bochtige lijnen niet, want vanaf west naar oost heerst hier een W—E strekking, zowel in het Stephaan bekken van Sabero als in het Devoon-Carboon van de laatste zuidelijke rij heuvels. De stratigrafische opeenvolging vanaf Felechás over Llama de Colle naar het zuiden is ook normaal, afgezien van de onderbreking door het Stephaan. Het Devoon is compleet, San Pedro ten noorden van Felechás, gevolgd door La Vid en St. Lucea bij Colle, Huergas geheel door het Stephaan bedekt maar in de zuidelijke heuvelreeks gevolgd door Portilla en Nocado, even verder naar het oosten zelfs gevolgd door Onder-Carboon. Er komen wel enige complicaties in voor, zoals de kleine Portilla structuurtjes in de Peñola en een reeks van anti-clinale en synclinale structuren in het oosten tussen Saelices en Yugueros, maar in wezen vertoont het dekblad hier één E—W structuur. Aangezien de Wealden en de er op volgende Maestrichtien kalken ook steil staan, ofschoon wel met een 10° afwijkende strekking en daardoor de Carboon strook uit het oosten discordant afsnijden, moet tenminste een gedeelte van deze structuur van tertiaire ouderdom zijn.

Als wij nu het discordante Stephaan eens weg denken dan blijkt dat de Barrios van de zuidflank van de synclinaal van Camperona met een scherpe bocht moet ombuigen naar het oosten teneinde verbonden te kunnen worden met de Barrios rug tussen Aleje en Verdiago (fig. 7); een zelfde bocht moet de dagzoom van het overschuivingsvlak ook maken. Dit oost—west gedeelte van de structuur moet wel verticaal staan om plaats te geven aan het Devoon en vormt de voortzetting van de steile flexuur van Verdiago-Aleje. Deze steile flexuur is geenszins van tertiaire ouderdom want de Wealden zanden en conglomeraten liggen bij Colle geheel discordant op het Devoon en het Stephaan. De flexuur gaat dus met zijn bocht van een noordelijke tot een zuidelijke

richting over in de steile Stepiaan structuur. Het Stepiaan van het bekken van Sabero is zelf in een diepe, steile, in zijn zuidflank zelfs overkiepte synclinaal geplooid. Gezien de discordante bedekking van de Wealden tong van Colle die van het Devoon over het Stepiaan reikt, is deze structuur niet tertiair, maar post-Stepiaan en waarschijnlijk pre-triadisch. De oorspronkelijke ligging van het overschuivingsvlak was hier dus ook vlak en de ombuiging van de steile zone van Aleje naar een zuid-westelijke en tenslotte westelijke richting, grotendeels verborgen onder het Stepiaan, is dus een jongere vervorming.

Deze jonge oost—west gerichte plooiasrichting is ook fraai ontsloten in de plooitjes van de St. Luciakalk van Vegamediana. Zij zijn vrijwel identiek met de plooitjes in dezelfde kalk ten westen van Remolina in het noorden, en waarschijnlijk ook van dezelfde ouderdom.

Als wij thans onze aandacht wenden tot het autochtoon, dan zien wij in de eerste plaats, dat ten noordwesten van de dagzoom van het overschuivingsvlak, de dagzomen van de gehele serie van Cambrium tot en met Devoon dezelfde bocht beschrijven als de steile flank van het overschuivingsvlak. De drie meest prominente leden van dit gezelschap van lagen, de devonische St. Lucia kalkband, de ordovicische Barrios kwartsiet en de cambrische Lancara kalk lopen evenwijdig aan elkaar, dichtbij het overschuivingsvlak nog verticaal maar dan naar het noordwesten vervlakkend. De serie komt dus in een omgekeerde volgorde te liggen met de cambrische Herreria zandsteen aan de top. Waar de bocht het sterkst is, bij de Pico Sobrandio, vinden wij verscheidene breukjes in de competente Barrios en een wirwar van plooitjes in de Lancara. Behalve deze breukjes zijn ook verdubbelingen geconstateerd, verdubbelingen tengevolge van longitudinale en dezelfde bocht beschrijvende overschuivingsvlakken waardoor de Lancara kalk driemaal achter elkaar voorkomt, de Barrios in het noorden tweemaal en ook het onderste gedeelte van het Devoon weer eens aan de dag treedt (fig. 6). De toekomst zal ons leren of de voor de hand liggende veronderstelling dat wij hier met de omgekeerde flank van een grote anticlinalaal te doen hebben, waarin dus enige opschuivingen voorkomen, en waarvan de nog onbekende normale noordwest flank geheel overschoven is en het dekblad heeft gevormd, juist is. De genoemde opschuivingen in de omgekeerde flank zouden dan begeleidende bewegingen van de grote overschuiving voor kunnen stellen.

De brede band van steil staande oud-paleozoïsche lagen met een NNE richting wordt in het noorden scherp afgesneden door een E—W structuur. In het westen is dit een smalle zone van discordante Stepiaan conglomeraten maar weldra komt hieronder een rug van kwartsiet (Barrios?) te voorschijn. Verder oostelijk wordt de E—W structuur breder, de kwartsiet neemt nog een belangrijk deel ervan in, maar wordt weldra vergezeld door één of meer kalkbanden. Bij Las Salas zelf komt ook onder, dat is ten noorden, van de kwartsiet een kalk voor die lithologisch op La Vid kalk lijkt en deze wordt ten oosten van Las Salas gevolgd door een tweede kwartsiet.

Waar de Esla bovenstrooms van Las Salas zijn 90° bocht maakt, breekt de rivier door een dikke kwartsiet heen die ten noorden van de wegtunnel door een zandsteen gevolgd wordt die lithologisch op de Oville zandsteen lijkt.

Deze ingewikkeld gebouwde E—W zone zet zich ten oosten van de Esla verder voort, voornamelijk uit kwartsiet bestaande maar ook kalklagen bevattend. De detailstructuur is nog verre van duidelijk, maar het is zeker, structureel gezien, een fundamenteel belangrijk element want hij scheidt het grote

gebied van onder-carbonische anticlinalen in het noorden van het dekblad en autochtone structuren in het centrum van ons gebied (fig. 7). In dit verband dient er nog op gewezen te worden dat de Pico Jano structuur, een gecompliceerde syncline, opgebouwd uit de massieve Caliza de Montana met griottes

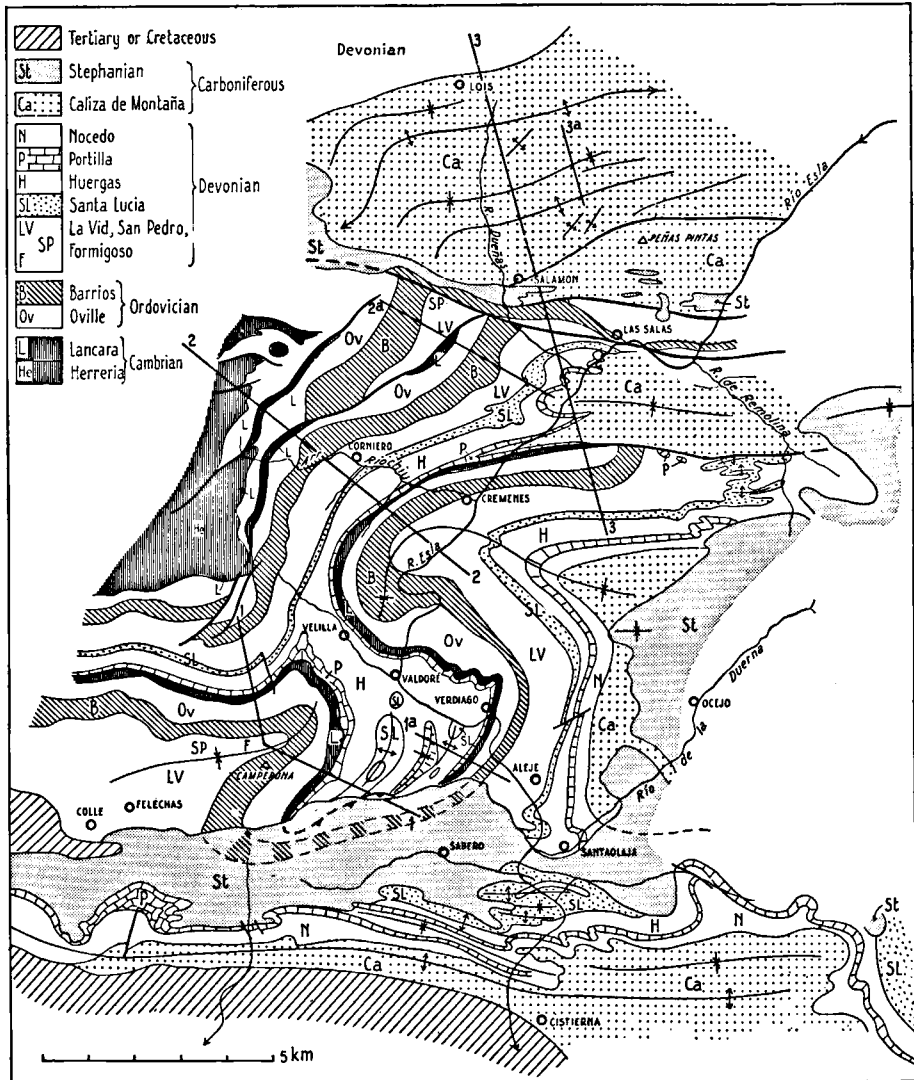


Fig. 6. Geologische schetskaart van het Rio Esla gebied.

aan de basis, vrijwel normaal op het Devoon ten westen van de Esla ligt. Slechts de Nocedo zandsteen en misschien een deel van de Portilla kalk ontbreken. Er is dus alle reden de Pico Jano tot het autochtoon te rekenen, hetgeen ook door de ligging ten noorden van het overschuivingsvlak wordt aangeduid. Er zou misschien enige aanleiding bestaan in deze E—W zone de

wortelzone van ons dekblad te zien, verdere kartering naar het westen zal dit fundamentele probleem moeten oplossen.

De E—W breukzone met de Pico Jano syncline en de reeks smalle en scherpe Devoon structuurtjes die naar Remolina duiken, moeten overigens wel

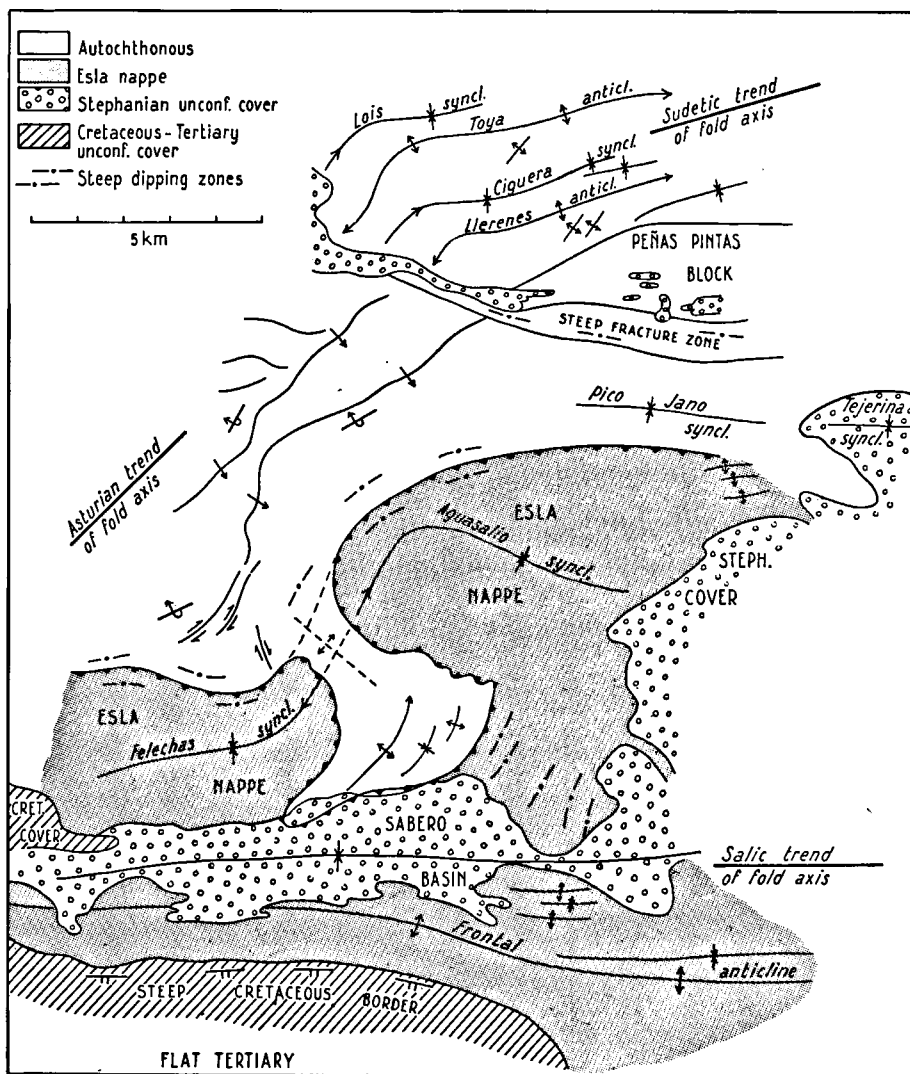


Fig. 7. Tektonische schetskaart van het Rio Esla gebied.

relatief jong zijn omdat zij ten eerste alle oudere structuren afsnijden en ten tweede omdat de Pico Jano syncline direkt in het verlengde ligt van de Tejerina syncline, een post-Stephaan structuur.

Ten noorden van de E—W zone ligt een breed gebied van anticlinalen en synclinalen met ENE richtingen, vrijwel isoclinaal geplooid, opgebouwd uit

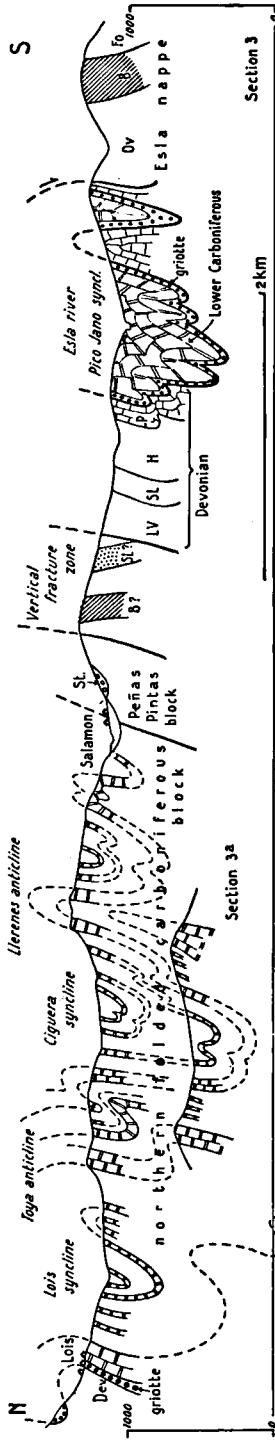


Fig. 9. Sectie langs de Arroyo de Riochihu.

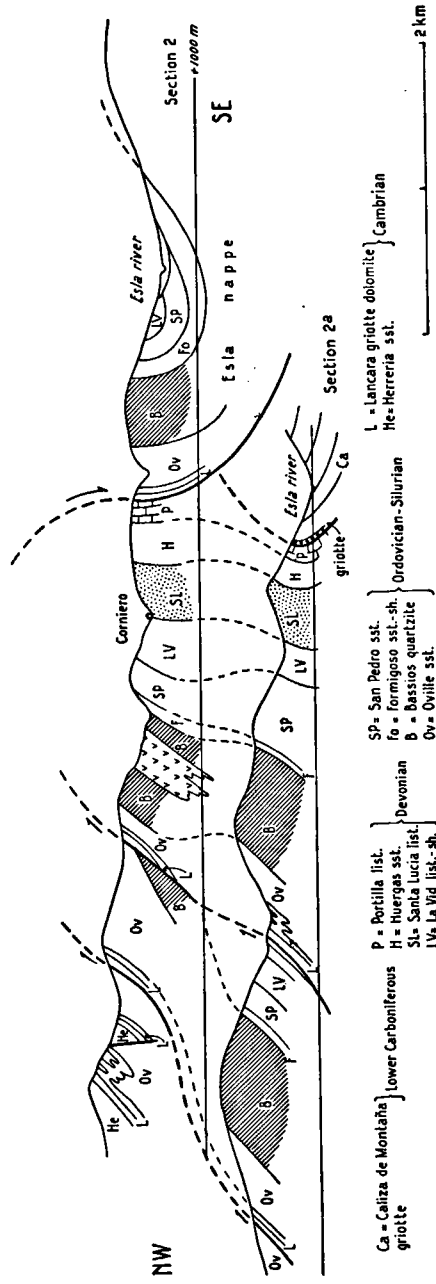


Fig. 10. Sectie langs de Rio Dueñas.

Ca = Caliza de Montaña } Lower Carboniferous
 griotte
 P = Portilla list. } Devonian
 H = Huergas sst. }
 SL = Santa Lucia list. }
 LV = La Vid list. - sh. }
 SP = San Pedro sst. }
 fo = formigoso sst. - sh. }
 B = Bassios quartzite }
 Ov = Oville sst. }
 L = Lancara griotte dolomite } Cambrian
 He = Herrera sst. }

carbonische kalken met schalies en grauwacken afwisselend. Bij Lois zien wij aan de basis de bekende griotte liggen op de Nocedo zandsteen en schalie, gevolgd door een eerste massieve kalk, de basis van het Carboon dus (fig. 6). Hoever de erop volgende groep van kalklagen die samen de opeenvolgende structuren opbouwen naar boven in de stratigrafische kolom reiken, is nog niet te zeggen.

Ongeveer halfweg tussen Lois en Salamon ligt de bijzonder fraai ontsloten synclinaal van Ciguera, zowel ten noorden als ten zuiden geflankeerd door een anticlinale structuur. Een tweede syncline moet ongetwijfeld liggen tussen de noordelijke anticlinal, die wij de anticlinal van Peña Toya zullen noemen, en het dorpje Lois, want hier komt zelfs het Devoon weer aan de dag. Ten zuiden van de zuidelijke anticlinal, die wij de anticlinal van Pico de Llerenes zullen noemen, volgt zeer spoedig, op nog geen 300 m afstand, weer een synclinaal en vermoedelijk een 500 meter verder zuidelijk nog een anticlinal.

Wanneer wij deze structuren naar het oosten vervolgen dan verliezen zij hun duidelijke structuur tegen dat zij het dal van Anciles bereiken zouden, en ten oosten van dit dal ligt een noord-west gerichte bergrug met noord-west structuren en een ingewikkelde bouw waarvan de samenhang met het reeds beschreven gebied nog geenszins duidelijk is. Waarschijnlijk sluiten deze structuren beter aan bij de dome van Riaño.

Ook de massieve kalkmassa van de Peñas Pintas vormt een massief op zichzelf. Wel zijn er plooiën vanuit de verte in te zien, maar voor het karteren zijn deze nog niet geschikt gebleken. De structuur is ook meer E—W dan ENE en de veronderstelling is gewettigd dat een breuk die over Salamon loopt, dit massief weer scheidt van de isoclinale plooiën ten noorden.

Westelijk van de Dueñas rivier loopt de genoemde groep van anticlinalen en synclinalen nog over een kort traject met hun WSW hoofdrichting door, maar buigen dan vrij plotseling om naar een SSW richting. Zowel de anticlinal van Llerenes als die van Peña Toya vertonen deze ombuiging zeer fraai. De kalkbanken in de flanken van deze structuren bezitten op de plek der ombuiging in detail allerlei interessante en onregelmatige structuren, zij „wapperen” wat in 't rond voordat zij weer een normale stand, maar nu met een SSW richting, aannemen. Bijzonder interessant is het te constateren dat deze SSW richting in detail plooiën ook hier en daar in de flanken van de normale structuren te zien zijn, het best misschien 1 km noordoosten van Ciguera, maar ook ten noordoosten van Salomon, interessant omdat dit feit ons leert dat de SSW richting jonger is dan de ENE richting.

Wanneer wij thans trachten de opeenvolgende gebeurtenissen te rangschikken, dan staan daarvoor ons de volgende feiten ter beschikking.

- 1) Het Stephaan bekken van Sabero is vóór de afzetting van het Wealden in een E—W syncline geplooid, want de Wealden tong van Colle grijpt discordant van het Devoon over op het Stephaan. Laten wij veronderstellen dat dit een pre-Trias plooiing is geweest.
- 2) De zuidelijkste rand van het Paleozoicum is samen met het Krijt steil gesteld, vermoedelijk een Pyreneese (laat-eocene of pre-oligocene) plooiing, ook met een E—W richting.
- 3) Het dekblad is nà zijn overschuiving door NNE gerichte plooiën vervormd.
- 4) De NNE richting is jonger dan de ENE richting van de carbonische plooiën in het noordelijke gebied.

- 5) De E—W gerichte steile structurele zone van Las Salas en de syncline van Pico Jano zijn jonger dan beide genoemde richtingen, of er is althans óók een jonge beweging langs geweest. De structuur is echter zeer fundamenteel en kan dus best een oudere oorsprong hebben.

Deze voorlopige gegevens, die zeker nog bevestiging en detaillering behoeven, laten de volgende tentatieve conclusie toe, rekening houdend met het feit dat uit het aangrenzende Pisuerga-Carrion gebied een sudetische fase (ergens in het Onder-Westfalien), een asturische fase (tussen Onder- en Boven-Stephaan) en een pre-triadische fase bekend zijn. Het Rio Esla gebied is vermoedelijk vervormd door de volgende plooifasen:

Sudetische fase:	ENE plooiasen en vorming van een vlak overschuivingsdekblad.
Asturische fase:	NNE plooiasen.
Pre-triadische fase:	E—W plooiasen in een zuidelijke zone (Sabero synclinaal) en een noordelijke zone (Pico-Jano en Tejerina synclinalen).
Pyreneese fase:	E—W rand flexuur.

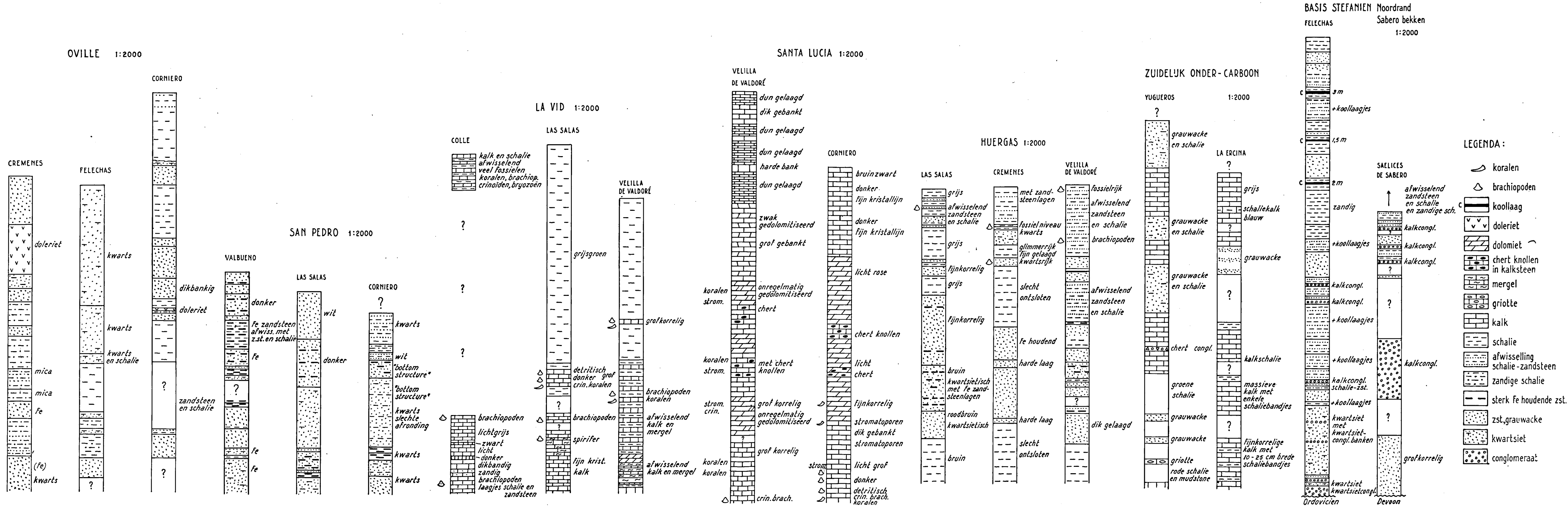


Fig. 5. Representative secties van het Rio Esla gebied.

LIJST VAN PUBLICATIES VAN DE HAND VAN ONZE GROEP
 VERSCHENEN IN 1957—1958

- GINKEL, A. C. VAN, 1957 — *Fusilinella branoseræ*, a new species. Proc. Kon. Ak. Wet. Amsterdam (B), vol. 60, p. 182—200.
- NEDERLOF, M. H. & L. U. DE SPITTER, 1957 — La Cuenca carbonifera del Rio Pisuerga (Palencia). Bol. Inst. Geol. Min. Esp., tom. 68, p. 1—44.
- SPITTER L. U. DE, 1957 — Corte geológico a través de los Pirineos centrales. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., tom. 46, p. 3—33 (vertaling van artikel in Geol. Rundschau, 1956, p. 214—233).
- , 1957 — Diapiric and doming action of salt in SE Algeria. Geol. Mijnb., vol. 19, p. 383—386.
- , 1957 — The structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. N. Jahrb. Geol. Pal. Abh., Bd. 105, p. 272—284.
- , 1958 — Historia estructural del ángulo SE del núcleo paleozoico de las montañas astures. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., tom. 49, p. 1—20 (vertaling van artikel in N. Jahrb. Geol. Pal. Abh., Bd. 105, p. 272—284).
- , 1958 — Plis couchés. Bull. Soc. Belge Geol. Pal. Hydr., tom. 66, p. 352—375.
- , 1958 — Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. Mijnb., vol. 20, p. 277—286.
- SPITTER, L. U. DE & H. J. ZWART, 1957 — Voorlopige resultaten van de kartering in N. Spanje verkregen in 1956. Leidse Geol. Med., vol. 22, p. 77—95.
- , 1958 — Voorlopige resultaten van de kartering in Noord Spanje en Zuid Frankrijk verkregen in 1957. Leidse Geol. Med., vol. 22, p. 215—234.
- , 1959 — Explanatory text, Sheet 3, Ariège. Leidse Geol. Med., vol. 22, p. 351—418 (1957—58).
- WAGNER, R. H. & A. BRELMER, 1958 — Una flora del Estefaniense inferior en el Monte de San Cristobal (Palencia, España). Est. Geol. tom. 14, p. 5—30.
- ZWART, H. J., 1958 — Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Arán. Geol. Mijnb., vol. 20, p. 18—30.
- , 1959 — Metamorphic history of the Central Pyrenees. Pt. I, Arize, Trois Seigneurs, Saint Barthélemy. Leidse Geol. Med. Vol. 22, p. 419—490 (1957—58).

Verder is de volgende recente literatuur van belang:

- JULIVERT, M., 1957 — Síntesis del estudio geológico de la cuenca de Beleno. Brex. Geol. Ast., tom. 1, p. 9—12.
- SCHINDEWOLF, O. H. & J. KULLMANN, 1958 — Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien). N. Jahrb. Geol. Pal. Mh. 1, p. 12—20.
- SOLÉ SABARIS, L., J. M. FONTBOTÉ, V. MASACHS & C. VIRGILI, 1956 — Elementos estructurales de la zona axial en el alto Ribagorzana. Actes II Cong. int. ét. Pyr. tom. 2, sec. 1, p. 171—184 (1954).
- WAGNER, R. H., 1957 — Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (Leon). Est. Geol., tom. 14, p. 229—239.