

Geologisch veldwerk in Zweden:

over de opbouw van het Precambrische Schild van Noord-Europa

door Frank Beunk

Faculteit Aard- en Levenswetenschappen, Vrije Universiteit, Amsterdam
frank.beunk@vu.nl



Afb. 1. Prof. Oen ing Soen. Tekening door Ewout Bon, 1993.

Onder geologen heb je veldwerkers, theoretici en modellers. De laatsten kunnen weinig beginnen zonder veldwaarnemingen: theorie en model spruiten voort uit de waarneming. Veldwerkers stellen graag dat de waarheid te vinden is in de stenen, maar theorie en model kunnen de waarheid van het veld een stuk verder helpen. Ze hebben elkaar nodig. Ik zelf ben een 'echte' veldgeoloog. Op uitnodiging van de Gea-redactie wil ik graag uit de doeken doen wat ik zoal in het Zweedse veld ben tegengekomen.

In de jaren '70 van de vorige eeuw werd Prof. Oen ing Soen (afb. 1) hoofd van de vakgroep Ertskunde-Petrologie-Mineralogie aan de

faculteit Geologie en Geofysica van de Universiteit van Amsterdam (UvA). Als ertskundige begon hij met staf, studenten en promovendi aan een onderzoeksproject in de bijna 2 miljard

jaar oude Precambrische ondergrond van Bergslagen in Zuid-Centraal Zweden.

Bergslagen is een oude, informele naam van een gebied dat rijk is aan erts, ruwweg gelegen tussen de plaatsen Falun en Gävle in het noorden en Örebro en Norrköping in het zuiden (afb. 2), samen net iets groter dan Nederland. De oostgrens valt samen met de uitstulping van de Zweedse kust in de Oostzee. Die uitstulping heeft een geologische oorzaak (zie verderop in dit artikel).

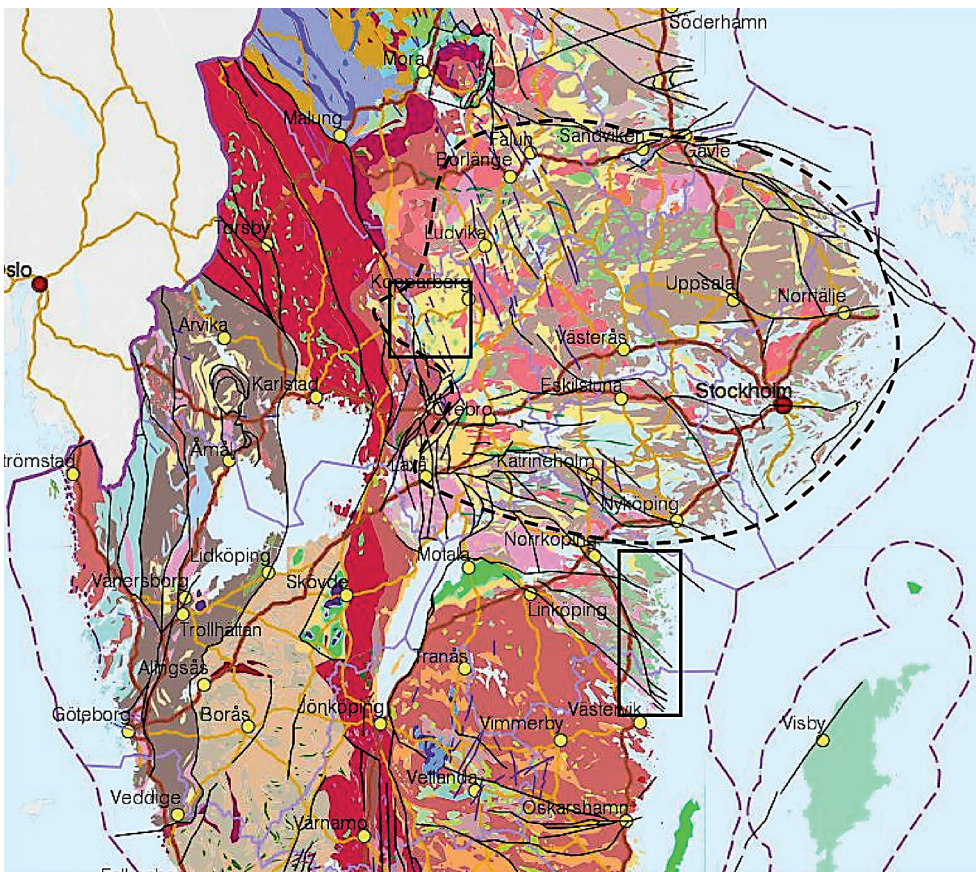
Bergslagen is onderdeel van het immense Svecofennisch gebergte van oud-Proterozoïsche ouderdom, 1,9-1,8 miljard jaar oud (afb. 2 en 3). 'Gebergte' overigens in de geologische betekenis ervan: het is door latere erosie volledig afgevlakt, zodat het huidige aardoppervlak ons de 'ingewanden' van het oude gebergte laat zien. Bij veldwerk in Precambrische schil- den is dat meestal het geval. Niet alleen mis je daar de fossielen om de geologische ouderdommen aan af te lezen, ook normale sedimentaire gesteenten ontbreken meestal. In plaats

daarvan zijn er hun metamorfe en tektonisch gedeformeerde equivalenten, plus allerlei magmatische dieptegesteenten.

Precambrische geologie

Verertsingen komen vooral in West-Bergslagen voor. Al sinds de middeleeuwen is het gebied geëxploiteerd, vooral voor de productie van ijzer, koper, lood, zink en zilver. Oen ing Soen besloot zijn onderzoek dan ook te concentreren op een klein deelgebied in West-Bergslagen (afb. 2) dat in de oudere literatuur uit het begin van de 20e eeuw al een zekere faam had gekregen; een gebiedje van ca. 60 bij 60 km bij de plaats Filipstad. In tien jaar tijd is dat door studenten, promovendi (James Baker, Rob Hellingwerf, Arend Damman, Pier de Groot, Gerrit Kuipers, Peter Valbracht) en staf in zo groot mogelijk detail opnieuw gekarteerd. Vooral voor studenten viel dat niet mee. Het gebied is niet erg geaccidenteerd en zit vol meren en productiebossen; het is bedekt door glaciale afzettingen van de laatste ijstijden en is om al die redenen matig tot slecht ontsloten. Bovendien is de Precambrische geologie knap ingewikkeld - pas later heb ik begrepen hoe ingewikkeld.

Het belangrijkste resultaat van de onderzoeken van de UvA-groep is wel de gedetailleerde beschrijving van het ontstaan van veel van de erts tijdens het Precambrium van ca. 1,9 miljard jaar geleden.



Afb. 2. Geologische kaart van midden-Zuid Zweden. Bergslagen omcirkeld met zwarte onderbroken lijn. Het Svecofennisch orogeen (1,9-1,8 miljard jaar) ligt ten oosten van de rode granietgordel die van zuid naar noord over de kaart loopt (TIB in afb. 3). Legenda Bergslagen: geel en lichtblauw = vulkanische en siliciklastische sedimenten; bruin, licht- en donkerroze = verschillende generaties van granieten; groen: basaltische gesteenten; paarse lijnen: Sveconorwegische basaltische gangen (1 Ga). In het zuiden, rond Vetlanda, de vulkanische Oskarshamn-Jönköping-gordel. Zwart vierkant: veldwerkgebied 1975-1985; zwarte rechthoek: veldwerkgebied 1992-1999. Schaal: afstand Oslo-Stockholm = 420 km. Kaart: Geologische Dienst van Zweden.

De vorming was een gevolg van de reactie tussen de toentertijd onderzeese vulkanische ondergrond en het door dit vulkanisme verwarmde zeewater. De ertsgesteenten lijken sterk op veel recentere afzettingen in Japan: de 'vulkanogene massieve sulfideafzettingen (VMS) van het Kuroko-type'. Kuroko-type ertsen ontstaan in eilandbogen en continentranden boven subducerende oceanische platen, en hangen samen met stratovulkanen zoals die in Japan (zie o.a. Beunk, 2016). Uit de chemische en mineralogische samenstelling van de vulkanische gesteenten van Bergslagen was ons overigens gebleken dat het daar niet zozeer om de fossiele subductievulkanen zelf ging, maar meer leek op een vulkanisch 'back-arc'-bekken, achter de subductievulkanen. Zulke interpretaties gaan ervan uit dat de Aarde toentertijd op dezelfde manier 'werkte' als tegenwoordig (*the present is the key to the past*), dus met schuivende en subducerende platen. Maar dat was voor het Precambrium nog maar de vraag!

Precambrische plaattektoniek

Pas nadat de geologiefaculteit van de UvA tijdens de eerste grote landelijke reorganisatie van de universiteiten van de jaren '80 was samengevoegd met die van de Vrije Universiteit, en na het emeritaat van Oen ing Soen, ben ik, in de jaren '90, vanuit de VU het afstudeerwerk voor petrologiestudenten in Zweden gaan begeleiden. De nieuwe onderzoeksvraag luidde: hoe zit het Precambrische plaattektonisch systeem in Scandinavië in elkaar, waar lag bijvoorbeeld de plaatgrens waar de oceanische plaat onder dook en waar lagen de karakteristieke

subductievulkanen? Om zulke vragen te beantwoorden kun je niet volstaan met een gebiedje van 60 bij 60 km. De werkelijke schaal der dingen is te zien aan de projectie op Zuid-Zweden van het huidige Sunda-subductiesysteem van Sumatra, en van de Basin and Range Province in de westelijke VS, een recent 'back-arc'-bekken (afb. 3).



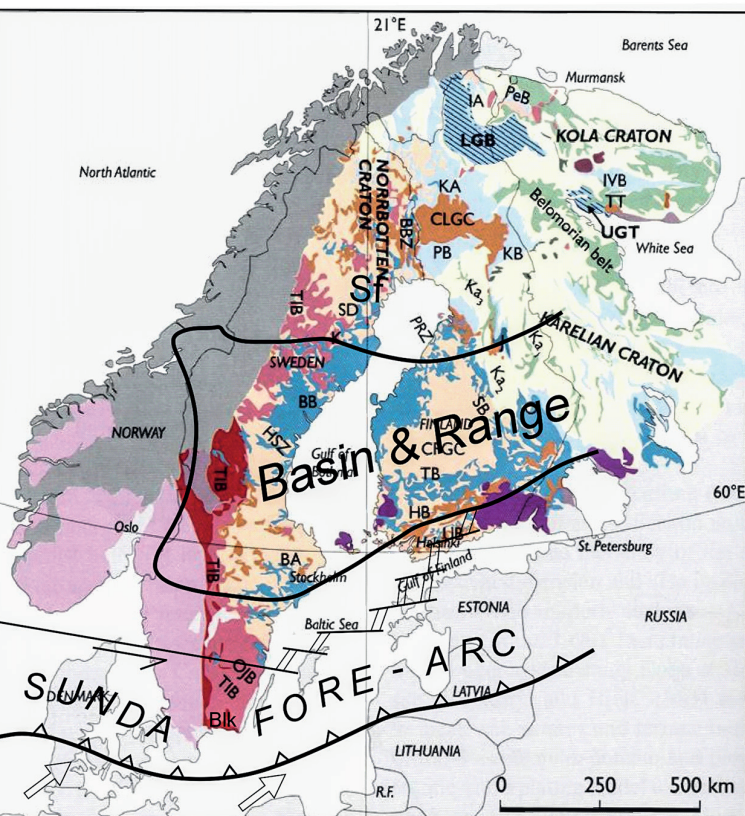
Afb. 4. In de eilandenarchipel van de Zuid-Zweedse Oostzeekust, het beste te bereiken per zeekajak. Foto: Frank Beunk.

Ik verwachtte de subductievulkanen aan de zuidzijde van Bergslagen en kwam via gepubliceerde gesteentebeschrijvingen uit in het Vetlandagebied in Zuid-Zweden (afb. 2 en 3). Een korte verkenning bevestigde dat heel aardig. In het veld kun je de lava's van subductievulkanen namelijk vaak goed herkennen, zelfs hier, in metamorfe toestand. Chemische analyses bevestigden mijn vermoeden: dit moesten de gezochte subductievulkanen zijn. Ouderdomsbepalingen waren er toen nog niet veel, en volgens de bestaande kaarten was het hele Svecofennicum ongeveer even oud, dus was het niet gek om deze Oskarshamn-Jönköping Gordel (OJB in afb. 3) aan de Bergslagen 'back-arc' te koppelen. Pas na 2000 werd de OJB gedateerd en bleek hij veel jonger te zijn dan Bergslagen, namelijk 1830-1820 miljoen jaar.

Tijdens die verkenning bezocht ik ook de zone tussen het Vetlandagebied en Zuid-Bergslagen, en dan vooral de Oostzeekust met zijn honderden eilanden (afb. 4). De kust was qua ontsluitingsgraad een verademing na de bossen en velden van het binnenlandse Bergslagen en Vetlanda. Eb en vloed en zoute 'spray' zorgen daar altijd voor een strook langs de waterlijn van ten minste ca. 10 meter breed die perfect ontsloten is en ook vrij is van korstmossen, in het binnenland een plaag voor een geoloog in deze noordelijke streken.

Kust op de korrel

Het lag dus voor de hand om die goed ontsloten kust tussen de Vetlandavulkanen en Bergslagen op de korrel te nemen: het Valdemarsvikgebied. Zodoende bewerkten we in zeven zomers een kuststrook van ongeveer 80 bij 25 km (afb. 2), met telkens een klein groepje (tussen één en vijf) nieuwe studenten. Het vooruitzicht van de zeekajak (afb. 4), het bijna altijd mooie zomerweer, de prachtige natuur, het spectaculaire broedseizoen van zeevogels (zoals eidereenden, meeuwen, sterns en vis- en zeearenden) had altijd wel voldoende aantrekkingskracht op studenten. In de eerste jaren gebruikten we zelf meegebrachte, gekochte of geleende snelle motorboten, waarbij we met schade en schande leerden waarom die ter plekke niet te huur waren; de kust ligt namelijk ook onder water vol met grote glaciale zwerfkeien en als je niet heel goed weet waar je kunt varen, knalt de buitenboordmotor op een ondiep rotsblok. Het werd een veldwerk dat vooral gericht was op de ingewikkelde deformatiestructuren: plooiën en 'shear zones'. Het kaartresultaat is in 2001 gepubliceerd (Beunk & Page, 2001).



Afb. 3. Het Svecofennisch orogeen ligt in Zweden en Finland tussen de rode granietgordel 'TIB' in het zuidwesten en de oudere, Archaeïsche cratons in het noorden en oosten. In zwart geprojecteerd, op dezelfde schaal, de 'Basin and Range Province' in de zuidwestelijke VS, en Sunda fore-arc in Noord-Sumatra, met zijn plaatgrens (met haaiantanden) en door dwarsverschuivingen verzette 'back-arc' spreidingszone in de Andamanzee (dunne dubbele lijnstukken). Roze, in ZW-Zweden en Noorwegen: Sveconorwegisch orogeen, ca. 1 Ga; grijs: Caledonisch orogeen, ca. 0,4 Ga. BA = Bergslagen, OJB = Oskarshamn-Jönköping-gordel. TIB=Transscandinavische granietgordel. Kaart: Lahtinen et al. (2005), met permissie van Elsevier *). Overtekening: Frank Beunk (naar Beunk & Valbracht, 1991).



Afb. 5. Complexe plooistructuur in migmatieten van het Valdemsarvikgebied. Roze: oorspronkelijke kleiige sedimenten, tot graniet gesmolten. Donkergroen: niet-gesmolten amfibolietische lagen, oorspronkelijke basaltische lava's of tuffen. Recht boven het kompas (basisplaat 10 x 6 cm) is een ovale, gesloten plooistructuur zichtbaar, de doorsnede door een kleine buisplooi. Foto: Frank Beunk.

Migmatieten

Ondanks de overweldigende complexiteit die individuele ontsluitingen vaak laten zien (bijvoorbeeld afb. 5), was het toch niet zo moeilijk om de grote structuur van het gebied te begrijpen. In de eerste plaats konden we de gesteenten goed determineren: veel amfibolieten, waarschijnlijk oorspronkelijke basaltlava's of basaltische tuffen (afb. 5 en 6), te midden van kleig-zandige metasedimenten die overal migmatitisch

zijn. *Migmatieten* zijn menggesteenten van vaste metamorfe gesteenten en ooit vloeibare stollingsgesteenten. Ze ontstaan als de omgevingstemperatuur het smeltpunt van gesteenten overschrijdt. Zandige en kleiige sedimenten, die voornamelijk uit kwarts, veldspaat en kleimineralen bestaan, smelten doorgaans eerder dan basaltische vulkanische tuffen en dergelijke. Die sedimenten beginnen dan te smelten, waarbij een granietmagma ontstaat. Het magma wordt merendeels uit het gesteente geperst, omdat het veel zwakker is dan het omringende vaste gesteente, maar een deel ervan stolt ter plekke. Er ontstaan dan laagjes gestolde graniet tussen laagjes ongesmolten gesteente, een menggesteente: migmatiet. Een migmatiserend gesteentepakket is in zijn geheel zacht als boter en kan gemakkelijk vloeien, met wilde vloeistrukturen als resultaat (afb. 5 en 6, en op kaartschaal in afb. 7).

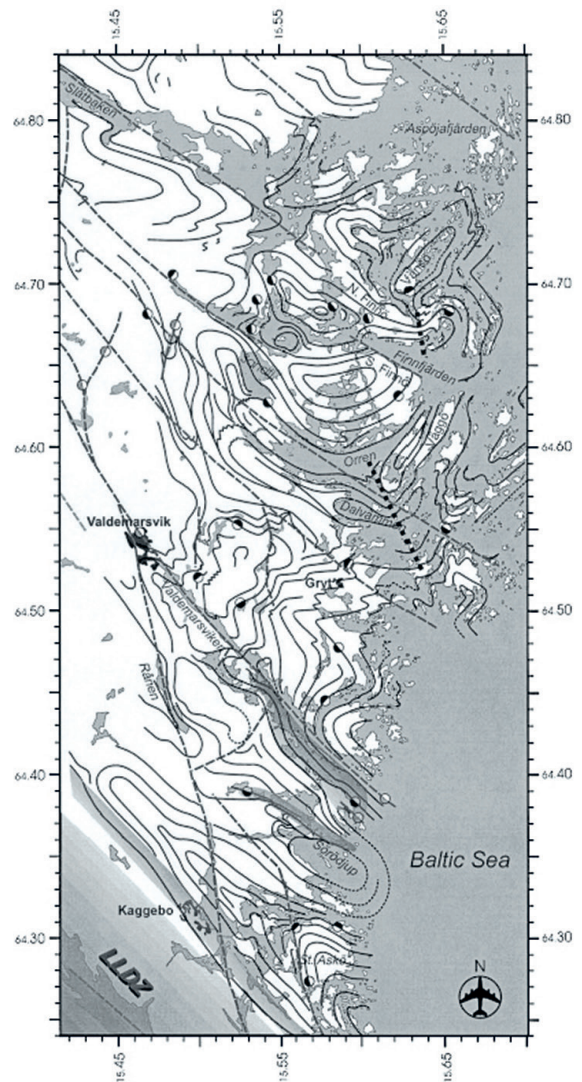


Afb. 6. Doorsnede door een buisplooi (sheath fold, zie ook afb. 9). De kern ervan bestaat hier uit witte granietpegmatiet, onder de hamer. Dat toont aan dat de buisplooi ontstond terwijl het gesteente aan het smelten was, tijdens de migmatisatie. Eromheen migmatitisch metasediment met opgebroken schollen van donkergroene amfiboliet. Foto: Frank Beunk.

Grote structuren

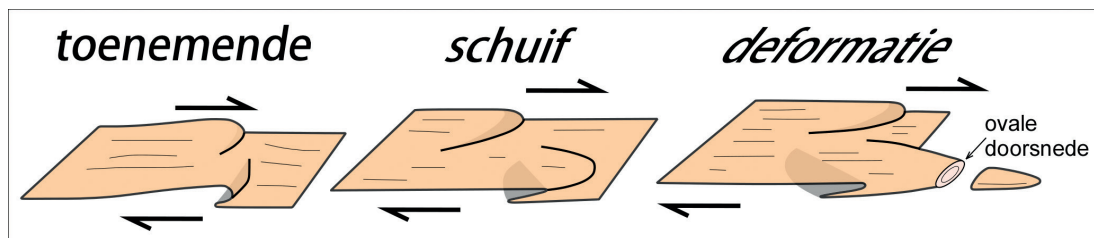
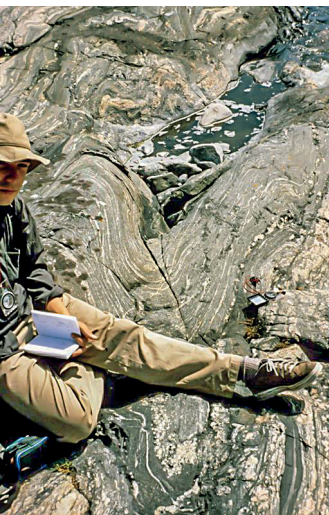
Het boeiende aan grote structuren – op de geologische kaart – is dat deze ook op kleine schaal terugkomen en op ontsluitingschaal te herkennen zijn. We zeggen daarom wel dat structuren fractaal zijn – zie de begrippenlijst. In afb. 5 t/m 8 zijn daar voorbeelden van te zien, van 'buisplooiën' op 10 km-schaal (afb. 7) tot op ontsluitingsschaal (afb. 5 en 6). Afb. 9 is een schets van de 3D-vorm van buisplooiën. Ze duiken hier allemaal scheef

(30-40 graden) zeewaarts. Verder zijn ze geplooid tot grote rechtopstaande plooiën zoals die in afb. 7 tegen de Loftahammar-Linköping Deformatiezone (LLDZ) aan (met kleischalige detailplooi in afb. 8), en daarna nog eens door draaiing om een verticale as (de vette stippellijnen in afb. 7).



Afb. 7. Kaart van deformatiestrukturen in het Valdemsarvikgebied (afb. 2); afstand tussen kleine schaalstreepjes is 1 km. Gesloten ovaal zijn doorsneden door (tien) buisplooiën op kilometerschaal. Grijs, in de zuidwesthoek: Loftahammar-Linköping Deformatiezone (LLDZ), een grote, relatief late, dextrale dwarsverschuiving. Vergelijkbare, kleinere schuifzones langs het Sörödjun en de Valdemsarvikenfjord. Zwart-witte cirkeltjes geven de richting aan van schuif langs de laagvlakken (zie afb. 12), zwart= naar beneden, wit= naar boven. Bron: Beunk & Page, 2001.

De LLDZ verdient hier extra aandacht. Het is een dwarsverschuiving, een breuk in de continentkorst van dezelfde soort als de beroemde San Andreasbreuk in Californië. De gesteenten zijn er horizontaal langs elkaar geschoven. We zien de structuur nu aan het aardoppervlak aangesneden, die oorspronkelijk op een diepte van ca. 15 km lag. Er is hier dus 15 km bebergte geërodeerd. Dat wil niet zeggen dat de bergen er 15 km hoog waren, omdat bij erosie diepere delen van de korst vanzelf omhoog komen, net zoals Scandinavië na het verdwijnen van de Pleistocene ijskappen omhoog komt. Toch is de tegenwoordige continentkorst hier nog zo'n 50 km dik, dikker dan de gemiddelde 30-35 km! De LLDZ is 10 km breed. Dat is de San Andreasbreuk op 15 km diepte ook. Het schuiven gebeurt op die diepte



Afb. 8. Detailplooi met rechtopstaand symmetrievlak in migmatitische amfibolieten. Dit is een detail van de grote duikende plooi naast de LLDZ in afb. 7. De plooi's duikt zeewaarts naar het zuidoosten, naar boven in de foto. Foto: Frank Beunk.

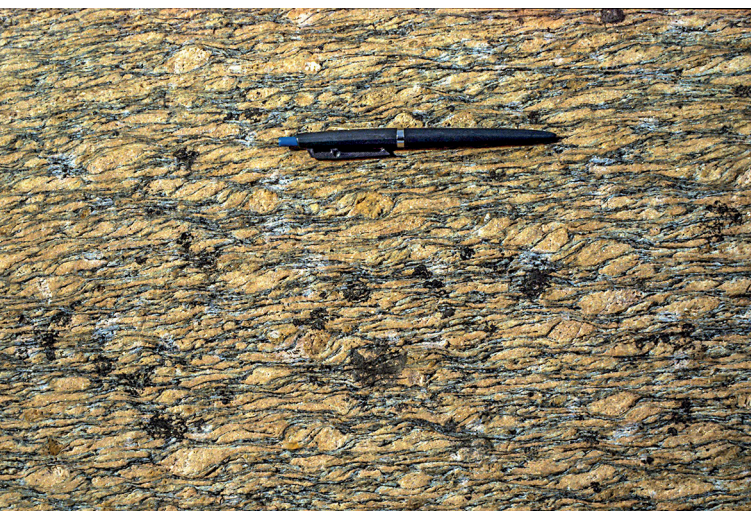
Afb. 9. Ontstaan en vorm van buisplooiën (sheath folds). Door schuif langs een sedimentair laagvlak of metamorfe foliatie wordt dat vlak in plooiën opgerold. Bij toenemende verschuiving schieten sommige plooiombuigingen door en vormen conische buizen. Dwarsdoorsneden door de buizen produceren ovale structuren, als in afb. 5 t/m 7. Tekening: Frank Beunk, naar Prof. Christopher Bailey, W&M University, VA, VS.

deels door plastische vloeï van de zwakste mineralen: kwarts en glimmers. Heel opvallend is dat kwarts onder de gangbare mineralen één van hardste is (hardheid 7), maar het is ook een van de eerste mineralen die bij een toename van druk en temperatuur plastisch gaan vloeïen. In zo'n diepe breukzone ontstaan tijdens dit proces heel kenmerkende structuren met als resultaat gesteenten die we *mylonieten* noemen. Het zijn structuren die, als je ze eenmaal kunt 'lezen' (afb. 10), precies vertellen hoe de breuk bewogen heeft

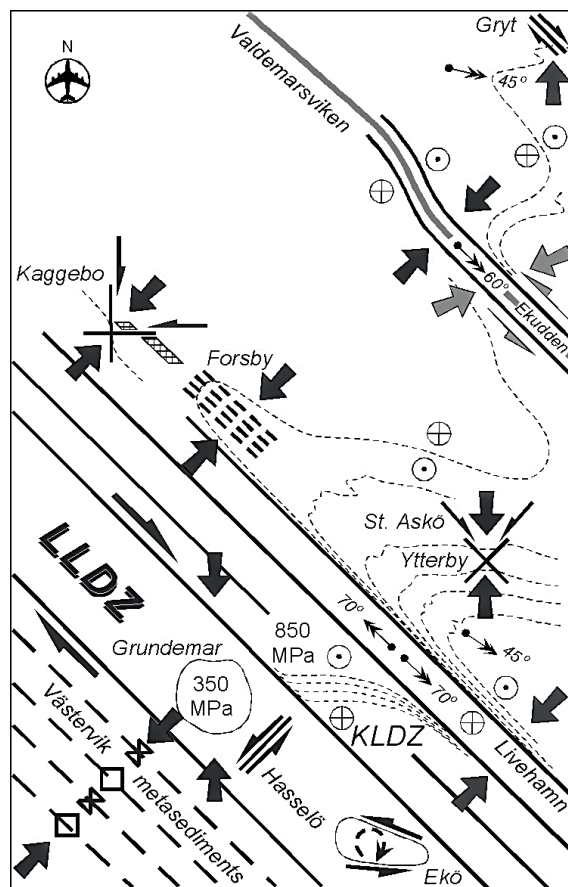
Vervorming door tektonische druk

Om de structuren in en rond de LLDZ samen te vatten en te verklaren, moeten we afb. 11 goed bekijken. We zien daar een fraai voorbeeld van 'strain partitioning': de vervorming van gesteente als gevolg van tektonische druk uit zich niet overal op dezelfde wijze. De vervorming is wel overal het gevolg van dezelfde grootschalige, noord-zuid gerichte regionale druk. Onder invloed daarvan schoof het gesteente langs de NW-ZO georiënteerde LLDZ rechtsom, en langs de NO-ZW strekkende Hasselö-schuifzone linksom.

De hoek van ca. 45°, die de regionale drukspanning met de LLDZ maakte, heeft echter ook een component van verkorting, loodrecht op de LLDZ. Die verkortingen veroorzaakten de plooiingen naast de LLDZ (*strain partitioning!*) in zowel de Västervik-kwartsieten in het zuidwesten als in (een deel van) de megaplooi aan de noordoostkant van de LLDZ. Ook de deformatiezone langs de fjord Valdemarsviken is een gevolg van zulke lokale verkortingen van zuidwest naar noordoost.



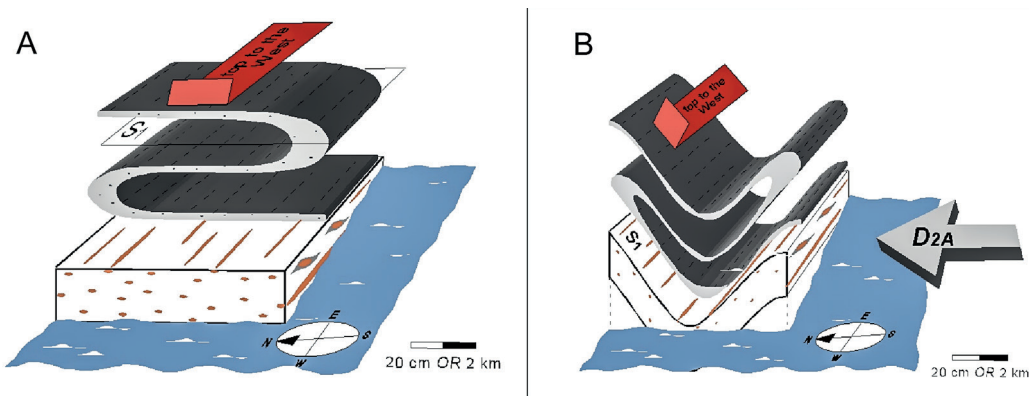
Afb. 10. Gemylonitiseerde graniet op een horizontale aansnijding van de Loftahammar-Linköping Deformatiezone. Kaliveldspaat vormt geelwitte porfiroklasten, waaromheen fijnkorrelige grijze bandjes van plastisch gedeformeerde kwarts en biotiet. De structuur duidt op dextrale schuif (bovenkant foto naar rechts t.o.v. onderkant). Foto: Frank Beunk.



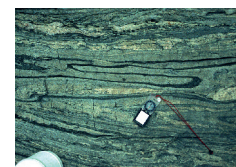
Afb. 11. Samenvatting en verklaring van deformatiestructuren in het zuidelijk deel van het Valdemarsvikengebied, afb. 7. Vrijwel alle structuren zijn te verklaren uit regionale, horizontale drukspanning in noord-zuid richting. Onder invloed hiervan schuift de LLDZ dextraal (halve pijlen). Bij Hasselö ontstond een complementaire sinistrale schuifzone. Donkergrijze pijlen in richting NO-ZW duiden verkorting aan loodrecht op de LLDZ; die veroorzaakt de plooiing van de metasedimenten van Västervik (opeenvolgende anticlines en synclines), het dichtknijpen, bij Forsby, van de kop van de grote syncline aan de NO-zijde van de LLDZ, en kleine complementaire dwarsverschuivingen zoals bij Kaggebo. Kleine, dubbele pijlen geven de oriëntatie van lineaire structuren, zoals plooiassen.

- ⊙ Beweging naar de kijker toe;
- ⊕ Beweging van de kijker af.

De lichtgrijze pijlen langs Valdemarsviken (Ekudden) geven spanningsrichting en beweging bij een latere deformatiefase. De Grundemar-gabbro in de LLDZ kristalliseerde bij een druk van 350 megapascal (MPa), d.w.z. een diepte van ca. 12 km. Langs de Källvik-Langviken Deformatiezone (KLDZ) kwamen diepere gesteenten verticaal omhoog, van 850 MPa, ca. 30 km diep. Bron: Beunk & Page, 2001.



Afb. 12. A: Oudste deformatiestructuur in het Valdemarsvikgebied. Vlakke vloeï (rode pijl) van plastisch gesteente evenwijdig aan de gelaagdheid, tijdens migmatisatie. Ontstaan van isoclinale vloeïplooïen evenwijdig aan de vloeïrichting (grijs), met daarin ook buisplooïen (niet getekend). Op ontsluitingsschaal zie je liggende, dichte plooïen (afb. 13), mineraallineaties evenwijdig aan de vloeïrichting (oranje strepen), en asymmetrische microstructuren om veldpaten à la die in afb. 10, die de vloeïrichting verraden: top-naar-het-westen. S1, in het assenvlak van de plooï, is de oriëntatie van de bijbehorende metamorfe foliatie. B: Tegelijkertijd worden de gesteenten ook in (ongeveer) noord-zuidrichting verkort en geplooïd. Afb. 8 is een detail van zo'n plooï. De plooïassen daarvan zijn evenwijdig aan de mineraallineaties, wat duidt op gelijktijdigheid van schuif (A) en plooïing (B). Tekening: Frank Beunk

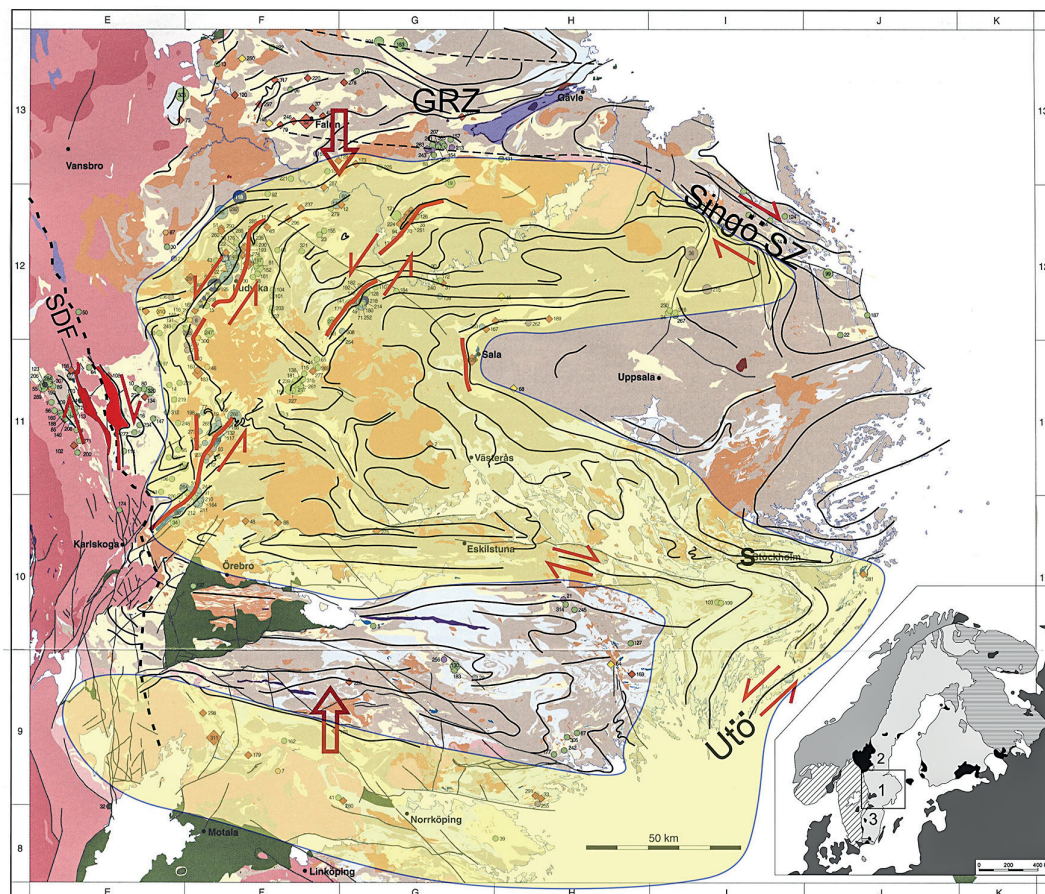


Afb. 13. Oudste, isoclinale plooïen in de migmatitische metasedimenten van het Valdemarsvikgebied. Donkere banden zijn amfiboliet; lichtgrijze zijn kwartsrijke metasedimenten. Wittig: granitische partijen uit opgesmolten kleïge sedimenten. Zulke 'leucosomen' hebben vaak zwarte, biotietrijke randen ('melanosomen', bovenin de foto), die óók een product zijn van de smeltreactie. Foto: Frank Beunk.

Een geval apart is een kleine deformatiezone aan de noord-oostkant van de LLDZ, afgekort tot KLDZ. De KLDZ is duidelijk ouder dan de LLDZ, die de KLDZ verbuigt. De structuren in deze myloniet laten duidelijk zien dat de gesteenten langs deze zone in verticale richting bewogen, en wel met de 'noordkant naar boven' ten opzichte van de zuidkant. Ook in de KLDZ vinden we veel amfibolieten, maar hier zitten ze vol met ronde granaten, tot vuistgrootte, die overall elders ontbreken. Voor een petrologie zijn deze granaathoudende amfibolieten een belangrijk signaal, want ze ontstaan bij hoge druk in de onderste helft van de korst; granaatvrije amfibolieten ontstaan daarentegen bij lagere druk.

Voor de granaatvrije amfibolieten konden we berekenen dat zij op een diepte tussen ca. 12 en 15 km gevormd zijn; voor de granaatrijke was dit het dubbele! We weten daarom dat de KLDZ deze gesteenten zo'n 15 km omhoog heeft gebracht! Dat komt door dezelfde N-Z gerichte druk als de schuif langs de LLDZ, en lijkt verdacht veel op de wortelzones van de grote dekbladen in de Alpen, die ook verticaal staan en waarlangs de dekbladen naar boven toe zijn uitgeknepen, tussen de botsende platen van Europa en Afrika. Het verband tussen de LLDZ in het zuiden en de structuren in het noordelijk deel van de kaart van afb. 7 konden we uit allerlei

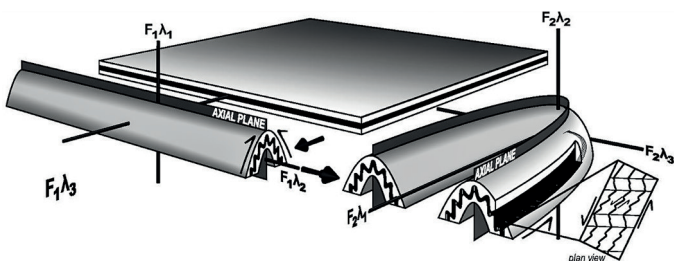
Afb. 14. Geologische kaart van Bergslagen (Stephens et al., 2007) met regionale vormlijnen toegevoegd (zwart). Samen vormen die een dubbele orocline, schematisch aangeduid met de gele, transparante S. Bij Sala, iets boven het midden, maken verticaal gestelde vulkanische sedimenten (geel) een U-bocht van bijna 180°, open naar het oosten. De zuidarm van de orocline is breder dan hier aangegeven en strekt zich uit tot in het Valdemarsvikgebied ('3' in het bijkaartje, en afb. 7). GRZ is de rand van het noordelijk Svecofenisch continent waar Bergslagen tegenaan gebotst is. SDF is het Sveconorwegisch deformatiefront. De twee open pijlen geven de globale tektonische drukrichting aan waardoor de verschillende deformatiestructuren ontstonden. Rode lijnen met halve pijlen zijn verticale schuifzones, met hun horizontale bewegingsrichtingen: er zijn complementaire sets (rechtsom en linksom) in West-Bergslagen en aan de oostkant (Singö schuifzone en Utö), die horen bij de N-Z gerichte verkorting. Aangepast uit Beunk & Kuipers, 2012.



details in ontsluitingen goed vaststellen: de LLDZ en alles wat daarbij hoort bleek de jongste structuur te zijn. Door middel van uraan-lood-datering van het mineraal titaniet uit granietmylonieten van de LLDZ waren we in staat hun ouderdom vast te stellen op ca. 1760 miljoen jaar. In die tijd regeerde de noord-zuid gerichte tektonische verkorting. De zigzaggende plooistrukturen en de buisplooien 'boven' de LLDZ (afb. 7) zijn ouder en gevormd onder een ander tektonisch regime (afb. 12). Ze ontstonden tijdens de migmatitisatie, bij plastische vloeï evenwijdig aan de gelaagdheden, waarbij in de vloeirichting kleine en grote dichtgeknepen vloeiplooïen ontstonden (afb. 12A, 13), en ook de buisplooïen (afb. 5-7). Wat dit nu allemaal echt betekende, bleek pas jaren later en beschrijf ik hieronder.

Bergslagen: Vulkanische sedimenten

Met de kennis van de Vetlanda- en Valdemarsvikgebieden lag het voor de hand om nóg een keer naar Bergslagen te kijken. Die kans deed zich voor toen oud UvA-promovendus en sedimentoloog Gerrit Kuipers na professionele omzwervingen naar Nederland terugkeerde en in 2006 het onderzoek van zijn promotiegebied in West-Bergslagen hervatte. Hij had hulp nodig bij de interpretatie van de structuren en de tektoniek. Zodoende heb ik in de daaropvolgende jaren de structuur van Bergslagen in het groot proberen te ontfaelen, soms met hulp van een paar VU-studenten, maar meestal alleen. Door de jaren heen zijn wij daarin ruimhartig gefinancierd door het Dr. Schürmannfonds, dat Nederlands onderzoek over het Precambrium subsidieert. Voor Bergslagen rolde er een deformatieschema uit met vijf stadia, D1 t/m D5. Twee van die vijf, D2 en D4, waren verplooïingen van de vulkanische en sedimentaire gesteenten, en aan de hand van die twee kan ik het verhaal het beste vertellen.



Afb. 15. Illustratie van vorming van een orocline uit oorspronkelijk horizontaal gelaagde sedimentaire gesteenten (boven). Er zijn twee plooifasen voor nodig. De eerste, F1 (links, F van 'fold'), maakt er rechtopstaande plooïen met horizontale assen van. De tweede, F2 (rechts), draait deze plooïen om een nieuwe, verticale plooïas. Bron: Shaw et al., 2015.

Lintcontinent

Vulkanische en sedimentaire gesteenten worden als horizontale lagen afgezet. In Bergslagen staan ze nu bijna overal vrijwel verticaal. Op de geologische kaart (afb. 14) heb ik hun sporen in grote lijnen ingetekend. Die vormen een reusachtige S. Probeer u maar eens een horizontaal vlak, bijvoorbeeld een vel papier, tot een op zijn zijkant staande S te vouwen. Dat lukt niet. Maar



Afb. 16. Veldfoto's van F2 en F4 plooïen in gelaagde vulkanische metasedimenten. Links: F2-plooï met horizontale as vormt een ruggetje. De witte stippellijn volgt een geplooïd laagvlak. De hamer staat op de plooïas. Rechts: F4 plooï met vrijwel verticale plooïas, evenwijdig aan de hamersteel. Foto's: Frank Beunk.

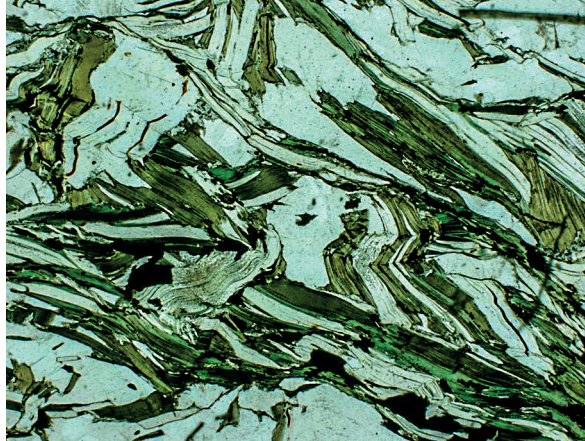
als je het papier eerst verticaal kantelt is het een fluitje van een cent. Om sedimentaire lagen verticaal te zetten, moet je ze eerst plooïen om horizontale assen (F1 in afb. 15). Daarna is het niet moeilijk meer om deze plooïen een tweede keer te verplooïen, maar nu om een verticale as, F2 in afb. 15. Zo kun je ook een S-vorm maken van rechtopstaande lagen.

Zulke eerste- en tweede-fase plooïen komen we in het veld tegen, op ontsluitingsschaal (afb. 16), al horen ze in Bergslagen respectievelijk tot de tweede en vierde deformatiefase (dus F2 en F4). Op de kaart van heel Bergslagen (afb. 14) ligt de bovenste U-bocht van de S ter hoogte van de beroemde zilvermijn van Sala en van Uppsala, terwijl de onderste bocht van het eiland Utö naar het westen loopt. De opeenvolging F2-F4 zien we in microstructuren van de metamorfe sedimenten terug. Plooïing tijdens metamorfose levert bijna altijd een structuur op die bekend staat als schistositeit. Schistositeit is een vlak dat gevormd is door plaatvormige mineralen: glimmers. Het vlak loopt door de ombuigingsas van de plooï en de bisectrice van zijn flanken. F2- en F4-plooïen maken elk hun eigen schistositeit. Die twee snijden elkaar, vooral in de ombuiging van de F4-plooïen (zie afb. 15), waarbij het jongste vlak het oudste deformeert. Schisteuze gesteenten uit Bergslagen laten dat zien (afb. 17).

Plooïen kun je weer terugvouwen. Vouw eerst de laatste terug, F4 van Bergslagen, en je krijgt een 700 km lange maar smalle reep continentkorst. Sterker nog, om door middel van F4 een S-vorm te vouwen moet het te vouwen object lang en smal zijn, zoals een lintvormig microcontinent. Onze interpretatie (Beunk & Kuipers, 2012) was dus dat Bergslagen als een relatief klein lintcontinent tegen de toenmalige continentrand was gebotst en daarbij in een S-vorm werd dubbelgevouwen. Zulke bochtige gebergtestrukturen noemen we *oroclines*. Daar zijn er vele van, bijvoorbeeld de West-Alpen en de Karpaten. Bergslagen is een dubbele orocline. Het proces waarbij kleinere korstfragmenten tegen continentranden aandrijven heet *accretie*.

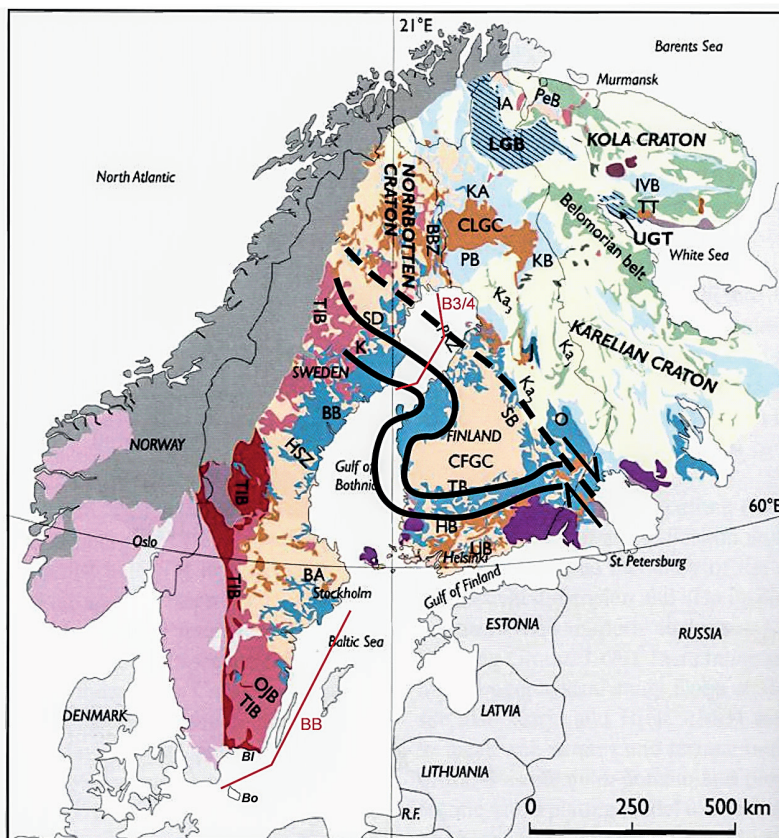
Botsing van verdwaald korstfragment

De notie dat Bergslagen een verdwaald korstfragment is dat vanaf 1830 Ma tegen een bestaande Svecofennische continentrand is gebotst, vindt steun in de bevinding van Zweedse collega's in het gebied direct ten noorden van de botsingszone (GRZ in afb. 14). Daar zitten vulkanische en plutonische gesteenten zoals die bij Vetlanda, dus gevormd door subductiemagmatisme; deze zijn echter maar 1860-1870 miljoen jaar (Ma) oud, enkele tientallen miljoenen jaren jonger dan de vulkanische af-



Afb. 17. Microfoto van een glimmerschist uit West-Bergslagen. Er zijn twee schistositeiten zichtbaar, aan de evenwijdige oriëntaties van de kristallen van biotiet (groenig) en muscoviet (kleurloos, stoffig). De jongste schistositeit (van fase D4) is recht en ongedeformeerd, en loopt van linksboven naar rechtsonder. Deze D4-schistositeit verkreukelt een oudere, van fase D2, ongeveer van onder naar boven. Foto: Frank Beunk

zettingen van Bergslagen (1910-1890 Ma). Bergslagen moet daar dus pas later zijn aangeland. Verschillende andere structuren in Bergslagen dan de orocline zelf getuigen van de effecten van de accretie. Op de kaart (afb. 14) zien we zowel in West- als in Oost-Bergslagen *conjugate* (complementaire) schuifzones die een gevolg zijn van compressie van het microcontinent in noord-zuidrichting. Grote schuifzones met dezelfde oriëntatie en bewegingsrichting treffen we ook direct ten noorden van Bergslagen aan, terwijl we in het Valdemarsvikgebied de LLDZ hebben, ook door druk uit het zuiden, en voorlopig gedateerd rond 1760 tot 1780 Ma. Wat zou er dan gedrukt kunnen hebben? Het is verleidelijk om daar de (relatief late) accretie van de Oskarshamn-Jönköping-gordel in het Vetlandagebied verantwoordelijk voor te houden, vulkanisme dat subductie verraadt en minder dan 1830 Ma oud is. Betekent dit subductie en daarom compressie naar het noorden toe? Een ander detail in het Valdemarsvikgebied dat we nu kunnen begrijpen, is de draaiing van enkele grote buis-



Afb. 18. Oroclines in het Svecofennicum van Finland, als zwarte lijnen. Ze lopen door naar het Skelleftefjord (SD) in Noord-Zweden. Oorspronkelijk vormden ze een tweetal rechte vulkaanrijen die na elkaar tegen de Archaeïsche cratonen van Karelië en Norrbotten aan botsten. Daarna zijn ze vanuit het zuidoosten langs de toenmalige Svecofennische continentrand naar het noordwesten opgeduwd en tot oroclines gevouwen, langs de schuifzone die met de onderbroken zwarte lijn is aangegeven. Dunne rode lijnen BB en B3/4 in de Oostzee en Botnische Golf: BABEL reflectieprofielen B en 3/4. BI = Blekinge, Bo = Bornholm. Kaart: Lahtinen et al. (2005), met permissie van Elsevier *. Overtekening door Frank Beunk, naar Lahtinen et al., 2014.

Begrippenlijst

Accretie: Groei van een continent door botsing met andere, kleine continentfragmenten.

Accretiewig, of accretieprisma: Van de top van een onderduikende (subducerende) oceanische plaat afgeschraapte sedimenten, die tegen de rand van de bovenliggende plaat worden verfrommeld.

Actieve continentrand: Continentrand met vulkanen waaronder een oceanische plaat subduceert (bijv. Andes, Java-Sumatra).
Back-arc bekken: Sedimentatiebekken in de oceaan of op het land dat achter de rij subductievulkanen ligt, gezien vanaf de plaatgrens. Het bekken is het gevolg van uitrekken van de tektonische plaat die boven een onderduikende oceanische plaat ligt (zie Beunk, 2017).

Dextraal: Horizontale bewegingsrichting met-de-klok-mee (rechtsom) van een verticale dwarsverschuiving.

Foliatie: Een gelaagdheid t.g.v. metamorfose tijdens deformatie, gevormd door evenwijdige platte en/of langgerekte mineralen (bijv. glimmers, amfibolen). Foliatie uit zich als leisplijting, schistositeit of gneisstructuur, afhankelijk van de temperatuur van vorming.

Fore-arc bekken: Sedimentatiebekken tussen subductievulkanen en de plaatgrens waar de oceanische plaat onderduikt. Het bekken ontstaat door de groei van een topografische rug op de accretiewig, door voortdurende toevoeging van sedimenten van de onderduikende plaat.

Fractaal: Een fractaal is een natuurlijk voorwerp, een afbeelding

of een wiskundige formule die bestaat uit, of voortkomt uit, een voortdurende herhaling van steeds dezelfde patronen of processen. In feite zijn alle in de natuur voorkomende vormen fractals. Een mooi geologisch voorbeeld zijn de grote synclinalia van Namen en Dinant, in de Belgische Ardennen, die we in de ontsluitingen herkennen aan individuele synclines en anticlines.

Ga: giga-annum, 1 miljard jaar.

Isoclinale plooï: Plooï met evenwijdige flanken.

Ma: mega-annum, 1 miljoen jaar.

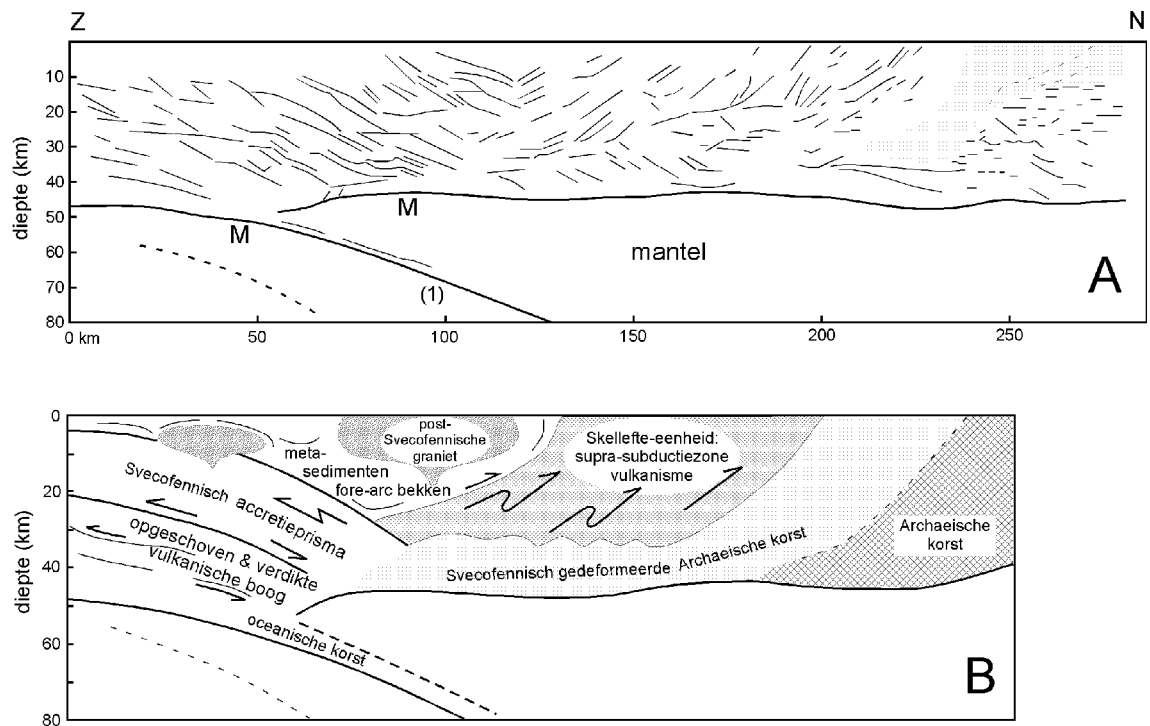
Mylonieten: Gesteenten gedeformeerd door een combinatie van breken van relatief 'sterke' mineralen (veldspaten, amfibolen) en plastische vloeï van zwakkere (kwarts, carbonaat). Het zijn de diepere equivalenten (≥ 10 km, en ruimtelijk gezien de verlengden) van breuken in gesteenten aan het aardoppervlak.
Porfiroklast: Relatief groot kristal dat op deformatie heeft gereageerd door te breken.

Shear zone: Schuifzone, met mylonitisatie.

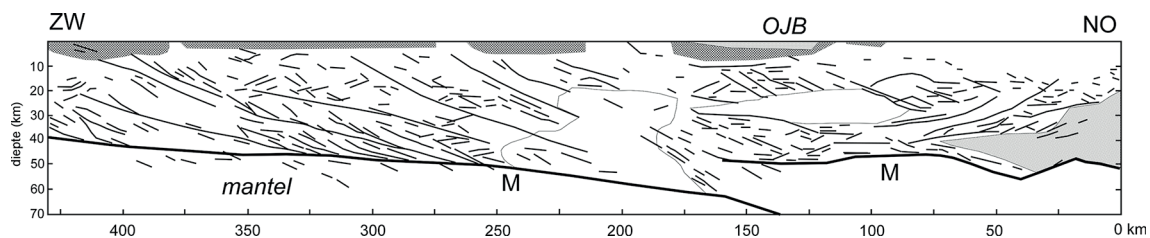
Sinistraal: Horizontale bewegingsrichting tegen-de-klok-in (linksom) van een verticale dwarsverschuiving.

Strain: Deformatie.

Subductievulkanen (Andes-type): Vulkanen in rijen of bogen (arcs) boven een onderduikende oceanische plaat. Ze staan op de plaats waar de onderduikende plaat ca. 100 km diep zit. Klassieke voorbeelden zijn de vulkanen van de Andes, Midden-Amerika, NW-Verenigde Staten, Japan, Indonesië, en ook de Italiaanse Eolische eilanden en de Kleine Antillen.



Afb. 19A: lijntekening naar BABEL seismisch reflectieprofiel 3/4 door de Botnische Golf, met 19B: interpretatie. Zie afb. 18 voor de ligging van het profiel. Reflector (1), in de mantel, wordt gezien als restant van een fossiele, naar het noorden hellende subductiezone. De gesteenten aan het oppervlak lijken op die van moderne actieve continentranden, met vulkanisme, sedimenten uit een 'fore-arc' bekken, en een verkreukeld accretieprisma. De sequentie van noord naar zuid: vulkaanrij (Skellefte) - fore-arc bekken - accretieprisma representeert een volledige Svecofennische actieve rand van het Archaïsch continent, waarbij de hele sequentie naar het noorden toe op de continentrand is geschoven, hier toegeschreven aan botsing met een tweede vulkanische boog, linksonder in afb. B. M=MOHO, de basis van de korst. Tekeningen: Frank Beunk, naar Öhlander et al., 1993.



Afb. 20. Lijntekening naar BABEL reflectieprofiel B in de Oostzee (zie afb. 18). In de korst overheersen naar het noorden hellende structuren; die in het bijzonder in Blekinge en op het Deense eiland Bornholm (afb. 18) dagzomen, geheel links in het profiel. De MOHO (M) duikt net als in de Botnische Golf (afb. 19) naar het noorden toe de mantel in, recht onder de Oskarshamn-Jönköping-gordel (OJB). Grijs vlakken aan het oppervlak: granieten van de TIB (afb. 3). Tekening: Frank Beunk, naar Korja & Heikinen, 2005.

plooien in de archipel om een verticale as - de vet gestippelde lijnen in afb. 7. Die is een onderdeel van de ombuiging van de zuidarm van de orocline van Bergslagen.

Stap voor stap voltooiën we zo de puzzel. Als we eenmaal ingezien hebben dat Bergslagen vóór zijn accretie een lang en smal lintcontinent was, rijst de vraag hoe dat dan ontstaan is. Ook daar helpen structuren en dateringen van de migmatieten en plooistrukturen in het Valdemarsvikgebied, die langs de oostkust van Bergslagen doorlopen. We hebben gezien dat de buisplooien in dat gebied dateren van vóór de oroclinale ombuiging, dus van voor de accretie. Uraan-looddateringen van het mineraal zirkoon (2016, nog niet gepubliceerd) wijzen erop dat de migmatitisatie rond 1850 Ma plaatsvond, ná het Bergslagenvulkanisme maar vóór de accretie. De vloeit van deze migmatiserende gesteenten was in de richting oost-west (afb. 12A), d.w.z. evenwijdig aan de zuidarm van de orocline, dus evenwijdig aan het lintcontinent. Tegelijkertijd werd deze smeltende massa zijdelings samengedrukt (afb. 7 en 12B) tot

de grote zigzaggende plooien die we langs de kust van het Valdemarsvikgebied tegenkwamen (afb. 7). Die combinatie is kenmerkend voor een systeem zoals de LLDZ of de huidige 'fore-arc' van Sumatra (afb. 3). Waar scheef tegen een breuk of tegen een continentrand wordt aangedrukt, reageren die met dwarsverschuivingen langs, en verkorting loodrecht op de breuk/rand. Zuidwest-Sumatra vormt een lint dat langzaam naar het noordwesten schuift. Bergslagen schoof langs zijn oorspronkelijke continentrand en moet er uiteindelijk helemaal van los geraakt zijn.

In 2014 publiceerden Finse en Canadese collega's een model voor de tektoniek van Finland (afb. 18), dat sterk op dat van Bergslagen lijkt. Post-Archaïsch Finland is een 1870-1860 Ma oude orocline, Bergslagen een jongere. De wording van het Svecofennisch orogeen omvat in zijn geheel ten minste 130 miljoen jaar. We begrijpen nu ook waarom het gebergte in Scandinavië zo enorm breed is. Er passen twee dubbele oroclines in, die van Finland en van Bergslagen.

Fossiele subductiezones

Veldgeologie blijft beperkt tot het aardoppervlak. Voor de structuren in de diepte zijn er door de jaren heen daarom op veel continenten seismische reflectieprofielen geschoten. Zo ook in Scandinavië. In 1989 schoot het internationale BABEL consortium (*Baltic and Bothnium Echos from the Lithosphere*) 2268 km aan seismische profielen door de Oostzee, van de Noord-Duitse kust tot in de kop van de Botnische Golf. Deze profielen hielpen bij de beantwoording van de vraag die ook mij in Zweden bezig hield: "Hoe bewoog de aardkorst 2 miljard jaar geleden? Was er toen al plaattektoniek?" Ter afsluiting van dit artikel, ga ik in op de processen van Systeem Aarde in die geologische periode. Afb. 19 is een profiel langs de kust van Noord-Zweden, ter hoogte van het Skelleftegebied (afb. 3). Het is bekend van zijn VMS-ertsen (vulkanogene massieve sulfideafzettingen) analoog aan die van Bergslagen. Afb. 20 is de interpretatie van het reflectieprofiel langs de zuidoostkust, langs het Vetlandagebied, het Valdemsarvikgebied en zuidoostelijk Bergslagen. De aardkorst laat hier een seismisch beeld met veel reflecties zien, terwijl de mantel vrijwel transparant is. Op beide profielen is er in de mantel echter een naar het noorden hellende reflector te zien, die aansluit bij noordhellende structuren in de korst. Beide zijn geïnterpreteerd als een *fossiele subductiezone*. Boven de noordelijke subductiezone in het Skelleftegebied (afb. 19) liggen de resten van de vulkanen met alle karaktereigenschappen van *Andesachtig* subductievulkanisme. Boven de zuidelijke subductiezone (afb. 20) liggen zulke resten in het Vetlandagebied, de OJB. We hebben dus fossiele subductiezones met hun bijbehorende vulkanen, verdwaalde en 'aangespoelde' continentfragmenten in Bergslagen, bij de Botnische Golf en in Finland, sedimenten van een accretiewig en van een 'fore-arc'-bekken (afb. 19). Dit is allemaal ook te vinden in de moderne plaattektoniek. Er is dus niet veel nieuws onder de zon. Twee miljard jaar geleden werkte het systeem precies als tegenwoordig.

Blauwdruk voor Europa

Samengevat: ook Finland had subductie van een oceanische plaat, onder de Archaïsche continentrand, met subductievulkanen. Die geschiedenis eindigt 1860-1870 miljoen jaar geleden met de vorming van de Finse orocline, doorlopend naar het Skelleftegebied van Noord-Zweden. Vervolgens verplaatst de actieve subductiezone en het bijbehorend vulkanisme zich naar Midden-Zweden, direct ten noorden van Bergslagen. Bergslagen wordt daar vervolgens vanaf 1830 Ma tegenaan gevouwen. De accretie wordt gedreven door een noordhellende subductiezone die we in de seismiek en in de vulkanische gesteenten terugvinden in het Vetlandagebied in Zuid-Zweden. Nog verder zuidelijk gaat de accretietektoniek tot na ca. 1770 Ma door in het Zuid-Zweedse Blekinge en op Bornholm. Zo bouwen we dus een heel Precambrië schild, door telkens stukken korst te verslepen en ze elders weer tegen elkaar aan te plakken. Ook de rest van Europa is op deze wijze door de tijd heen tot stand gekomen, door nieuwe stukken korst tegen zijn oude Baltische kern aan te plakken, en daar weer nieuwere tegenaan,

enzovoorts. De 'Terrane Map of Europe' (zie onder Referenties) geeft een fraai beeld van het resultaat. En zoals het met Europa is gegaan, ging het met alle continenten.

*) *Kaart afb. 3 en 18: Map reprinted from 'Paleoproterozoic tectonic evolution', by Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M., in: 'The Precambrian geology of Finland - Key to the evolution of the Fennoscandian shield': Lehtinen, M., Nurmi, P.A. & Rämö, O.T. (eds), Developments in Precambrian Geology, Vol. 14, p.481-532, Copyright (2005), with permission from Elsevier.*

Referenties

- Beunk, F.F., 2017. Wat drijft plaattektoniek? *Grondboor & Hamer*, 71 (1), p. 2-11.
- Beunk, F.F., 2016. Vulkanisme, water en ertsen. *Grondboor & Hamer*, 70 (4), p. 104-112.
- Beunk, F.F. & Valbracht, P.J., 1991. Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, Central Sweden: III. Geodynamic inferences. *Precambrian Research*, 52, p. 231-243.
- Beunk, F.F. & Page, L.M., 2001. Structural evolution of the accretional continental margin of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in southern Sweden. *Tectonophysics*, 339, p. 67-92.
- Beunk, F.F. & Kuipers, G., 2012. The Bergslagen ore province, Sweden: Review and update of an accreted orocline, 1.9-1.8 Ga BP. *Precambrian Research*, 216-219, p. 95-119.
- Korja, A. & Heikkinen, P., 2005. The accretionary Svecofennian orogen – insight from the BABEL profiles. *Precambrian Research*, 136, p. 241-268.
- Lahtinen, R., Korja, A. & Nironen, M., 2005. Paleoproterozoic tectonic evolution. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A. & Rämö, O.T. (eds), *The Precambrian geology of Finland – Key to the evolution of the Fennoscandian shield*. *Developments in Precambrian Geology*, Vol. 14, Elsevier, p. 481-532.
- Lahtinen, R., Johnston, S.T. & Nironen, M., 2014. The Bothnian coupled oroclines of the Svecofennian Orogen: a Paleoproterozoic terrane wreck. *Terra Nova*, 26 (4), p. 330-335.
- Öhlander, B., Skiöld, T., Elming, S-Å, BABEL Working Group, Claesson, S. & Nisca, D.H., 1993. Delineation and character of the Archaean-Proterozoic boundary in northern Sweden. *Precambrian Research*, 64, p. 67-84.
- Shaw, J., Johnston, S.T. & Gutiérrez-Alonso, G., 2015. Orocline formation at the core of Pangea: A structural study of the Cantabrian orocline, NW Iberian Massif. *Lithosphere* 7 (6), p. 653-661.
- Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007. Regional geological and geophysical maps of Bergslagen and surrounding areas: bedrock map, mineral resources map, metamorphic, structural and isotope age map. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Ba 58, 1-3.
- Terrane Map of Europe, zie http://instruct.uwo.ca/earthsci/fieldlog/cal_napp/caledonides/terrane_map_europe.jpg