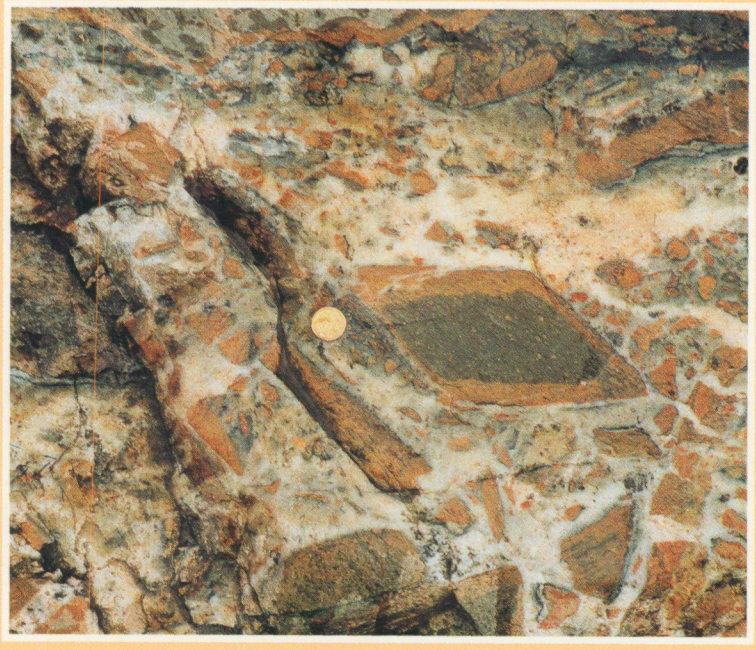
SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ba ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR NR 45:2

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN ÖVER

VÄRMLANDS LÄN

VÄSTRA VÄRMLANDS BERGGRUND



ANDERS LINDH OCH ROLAND GORBATSCHEV

PER H. LUNDEGÅRDH

UPPSALA 1998

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ba ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR NR 45:2

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN ÖVER VÄRMLANDS LÄN

VÄSTRA VÄRMLANDS BERGGRUND

ANDERS LINDH OCH ROLAND GORBATSCHEV

PER H. LUNDEGÅRDH

UPPSALA 1998

ISSN 0373-2657
ISBN 91-7158-602-4

Omslagsbilder / *Cover pictures*
Framsidan: Kvartsläkt breccia i Stora Mylonitzonen, Staviks fyr, Värmlandsnäs. Foto Anders Lindh 1996.
Baksidan: Kopparkis och covellin i malmkvartsgång. Silvergruvan, Torgelsbyn, Silleruds förs., Årjäng. 2x. © P.H. Lundegårdh 1995.
Front cover: Quartz-cemented breccia in the Great Mylonite Zone, eastern shore of Värmlandnäs, southwest Värmland.
Back cover: Chalcopyrite and covellite in dike of ore-bearing quartz, Swedish net coordinates 65727/12988, southwest Värmland.

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Wikströms Tryckeri AB, Uppsala 1998

INNEHÅLL

Beskrivningar av berggrunden i västra delen av Värmlands län (med undantag för Gillbergaskålen). Av Anders Lindh 5
Inledning 6
Skillnader mellan de östra och västra delarna av Värmlands län 8
Gränsen mot mellersta och östra Värmland – allmänna drag 10
Systematisk beskrivning av bergarterna 13
Metasediment 14
Stora Le–Marstrandsgruppen 14
Sedimentbergarter på Segerstadshalvön 17
Starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga till fint medelkorniga gnejser 17
Sura vulkaniter i Åmålsgruppen 22
Finkorniga till fint medelkorniga, fältspatrika gnejser med varierande sammansättning 23
Porfyrisk granit, ålder okänd 24
Granitisk gnejs med okänd ålder och oklara övergångar mot vulkaniter 25
Granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande ursprung (suprakrustalt eller plutoniskt) 29
Fryksdalshöjdsgnejs 36
Storhedsgnejs 38
Ögongnejs 39
Åmålsgranitoider 41
Strömsgnejs 46
Zachrisdalsmassivet 47
Metagabbro och metadiorit 48
Granit (förgnejsad), röd till gråröd, ålder 1540-1570 miljoner år 48
Hyperit 52
Granit (förgnejsad), normalt röd till rödgrå, inom generationen 1210–1280 miljoner år 52
Sediment tillhörande Dalslandsgruppen 59
Blomskogsgranit 59
Blomskogspegmatit 60
Unga mafiska bergarter med begränsad utbredning 62
Områdesbeskrivningar 63
Området mellan Mylonitzonen i väster och Klarälven i öster 64
Södra Segerstadshalvön 64
Området väster och närmast norr om Karlstad 69
Området mellan Kil och Sunne 72
Värmlandsnäs 78
Området närmast väster om Mylonitzonen 84
Tektoniken 86
Södra delen 90

Mellanområdet 96
Nordvästra delen 101
Arvikaregionen 102
Bergarter 104
Tektonik 113
Västligaste Värmland - norra delen 119
Bergarter 119
Tektonik 129
Västligaste Värmland - södra delen 132
Inledande översikt 132
Stora Le–Marstrandsgruppen 133
Åmålsgranitoider 134
Finkorniga gnejser norr om Töcksfors 135
Sundstagranit 137
Cirka 1250 miljoner år gamla röda granitoider 138
Blomskogsgranit 141
Övriga bergarter 144
Tektonik 147
Mylonitzonen 151
Södra delen av Mylonitzonen 152
Norra delen av Mylonitzonen 159
Sammanfattning av de tektoniska huvuddragen 168
Sammanfattning av den geologiska utvecklingen 172
Summary: The Precambrian of Western Värmland 179
The area between the Mylonite Zone in the west and the Klarälven River in the east 179
The Värmlandsnäs peninsula 181
The area immediately to the west of the Mylonite Zone 182
The Arvika region 184
Westernmost Värmland, northern part 187
Westernmost Värmland, southern part 189
The Mylonite Zone 192
Southern segment 192
Northern segment 193
Concluding remarks 194
Exkursionslokaler 196
Litteratur 200
Tabeller 205

Gillbergaskålen, Glaskogens skollkomplex och några tektoniska huvuddrag i västra Värmland. Av R. Gorbatschev 269

Förekomster av ilmenit och sulfidmalm i västra Värmland. Av P.H. Lundegårdh 393

Färgbilder återfinns på sidorna 377–392.

Beskrivningar av berggrunden i västra delen av Värmlands län

med undantag för Gillbergaskålen

Anders Lindh

Inledning

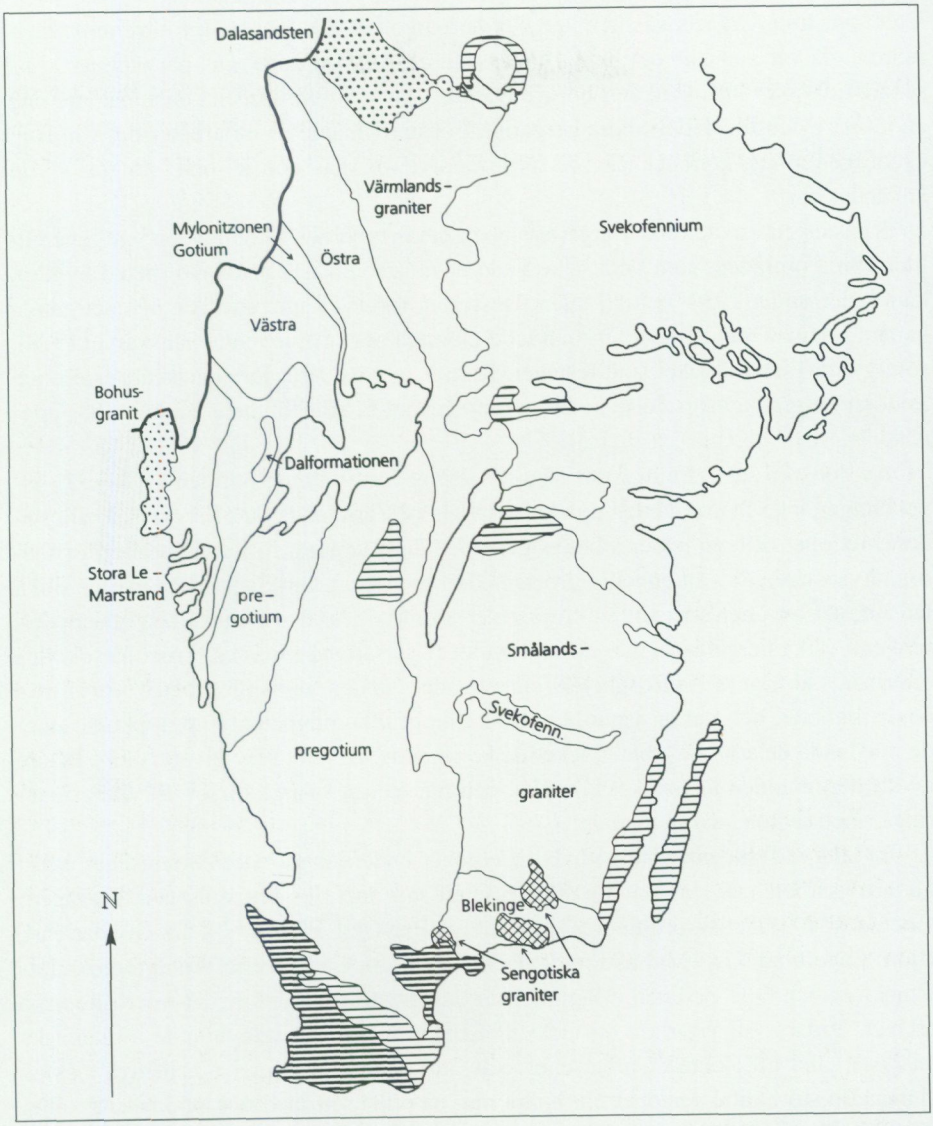
Denna beskrivning skrevs under perioden 1990 till början av 1993. Resultat som framkommit efter denna tid har jag inte kunnat ta hänsyn till. Dateringar m.m. är utförda och tolkade på det sätt som var rimligt på 1980-talet. När karteringen av berggrunden i Värmlands län inleddes 1969, var fortfarande den gamla uppfattningen om Sydvästskandinaviens geologi förhärskande. En förenklad principskiss av hur man föreställde sig de geologiska huvuddragen återges i fig. 1. Enligt denna uppfattning finns i västra delen av länet en region dominerad av grå migmatitgnejser, medan de centrala delarna av länet domineras av röda gnejser. Dessa båda block kan följas mot söder. Bergarterna i båda områdena ansågs ha "pregotisk" ålder och höra till de äldsta delarna av vårt land. Antalet radiometriska åldersbestämningar var starkt begränsat vid denna tidpunkt. Dateringstekniken var också långt mindre utvecklad än idag. Därför var uppfattningen om de olika svenska bergartsprovinsernas ålder mycket ofullständig. I Finland var antalet dateringar avsevärt större. Berggrunden i Sverige och i Finland har många likheter. Många analogier har därför dragits mellan dessa båda länders berggrund. En del av dessa har visat sig vara riktiga medan andra varit helt felaktiga. Berggrunden i västra Sverige och i östra Finland uppfattades av många såsom jämförbar i ålder. Man var således övertygad om att bergarterna i västligaste Sverige var klart äldre än de svekofenniska, som utgör huvuddelen av Sveriges berggrund.

Gränszonen mellan de östra och de västra gnejserna utgörs av Mylonitzonen. Denna korsar riksgränsen mot Norge ungefär mellan Mitandersfors (RN 66682/13168) i Bogen och Håvilsrud (RN 66560/13074) i Eda. Koordinaterna, som ges i den fortsatta texten, grundas på rikets nät. Detta finns på alla moderna svenska topografiska kartor. Mylonitzonen är en skjuvzon, som kännetecknas av att berggrunden är starkt deformerad. Zonen är följbar i sydöstlig och sydlig riktning genom Värmlands län. Den försvinner ut i Vänern längs Värmlandsnäs östra strand och fortsätter

---

Fig. 1. Bilden ger en sammanfattning av den uppfattning om södra Sveriges berggrund som rådde vid karteringens början. Pregotium utgjorde den äldsta berggrunden i Sverige och var uppdelad i ett rött, östligt och ett grått, västligt block. Gotium var yngre än Svekofennium och bestod av dels de västliga Åmålsbergarterna, dels de östliga Smålands–Värmlandsgraniterna och anslutande porfyrer, samt slutligen den däremellan liggande Mylonitzonen. Stora Le–Marstrandsformationen ansågs vara likåldrig med de svekofenniska sedimentbergarterna. Den dalslandiska orogenesen var den yngsta orogenesen – en tid ansågs den vara samtidig med den "karelska orogenesen" vilken framför allt skulle ha påverkat Finland.

The map summarizes the prevailing opinion on the geology of southern Sweden at the start of the mapping project. The Pregothian constituted the oldest bedrock in Sweden. It was split into two units, one dominated by grey gneisses in the west and one by red gneisses in the east. The Gothian was younger than the Svecofennian and comprised the "Åmål rocks" in the west and the Småland–Värmland granites and porphyries in the east. In between, the Gothian Mylonite Zone was located. The Stora Le Marstrand Formation was considered to be coeval with the Svecofennian metasediments. The Dalslandian orogeny was the youngest orogenic event in Sweden – at a time it was considered coeval with the "Karelian orogeny" in Finland.



därefter söderut på Kållandsö för att slutligen gå ut i Kattegatt i norra Halland. Bergarterna i Mylonitzonen ansågs enligt de äldre uppfattningarna vara "gotiska" till sin ålder, dvs. avsevärt yngre än de omgivande "pregotiska" gnejserna och även yngre än de svekofenniska bergarterna i norra och östra Sverige och angränsande delar av Finland. Hela Mylonitzonen utgjorde enligt Magnussons (1937) uppfattning ett stort veck där yngre berggrund veckats ner i äldre. Som ett inveckat komplex i den västra "pregotiska" gnejsmassan uppfattades även den som "gotisk" betraktade Gillbergaskålen. I övrigt förekom inga försök till uppdelning i olika generationer av de berg-

arter som finns i länets västra delar. Termerna gotisk och pregotisk försvann ur litteraturen, då vår kunskap om berggrunden och dess ålder ökade. Det har emellertid på senare tid gjorts försök att åter börja använda termen gotisk – dock i en annan mening än tidigare och för delvis andra bergarter. För undvikande av oklarheter om vad som egentligen avses, kommer icke de förvirrande termerna "gotisk" och "pregotisk" att användas här.

Kunskapen om de olika bergarterna och deras inbördes förhållanden var generellt liten. Små områden, som dock icke hade något geografiskt samband med varandra, karterades under 1930- och 50-talen. Dessutom förelåg några enstaka, mycket gamla kartor. I detta sammanhang får man icke glömma bort Törnebohms länskarta (1878), som gjordes med mycket små resurser. Kartan är trots detta förvånansvärt exakt och avslöjar en grad av förståelse av berggrunden som få efterföljande geologer har uppnått.

Av det som sagts framgår att någon egentlig föreställning om den geologiska utvecklingen icke fanns, då den nya karteringen av Värmlands läns berggrund påbörjades. Modeller tillkom under arbetets gång. De diskuterades, förkastades eller förfinades. Avsaknaden av en enhetlig arbetsmodell gjorde att korrelationerna mellan olika led i de västra gnejserna till en början blev synnerligen provisoriska och att uppdelningen i olika bergartsled inte alltid kom att följa samma mönster. Trots försök att i efterhand korrigera felaktigheter, uppdagades under revisionsarbetet ytterligare oegentligheter, och det är sannolikt att alla de ofullkomligheter, som uppkom under de inledande delarna av arbetet, icke har korrigerats. Arbetet blev givetvis icke lättare av att berggrunden är mycket komplex och har trotsat många försök till åldersdateringar med radiometriska metoder.

En lång rad studenter har som extrageologer under längre eller kortare tider utfört karteringsarbeten. Jag är skyldig alla dessa ett stort tack för deras insatser. Extrageologerna är i alfabetisk ordning: Claus Bülow, Per-Olof Ehlin (†), Lars-Gunnar Jarl, Björn Lagerblad, Lars Malmström, Per-Olof Persson, Carl-Henric Wahlgren, Anders Vinnefors och Olle Zellman. Magnus Nilsson har utfört en del av det mikroskopiska arbetet. Vidare vill jag rikta ett tack till Kirsten Holme för utnyttjande av kemiska analyser samt till Roland Gorbatschev och Carl-Henric Wahlgren för många diskussioner. Ett stort antal personer har hjälpt mig på olika sätt med rent praktiska detaljer framför allt bostäder under arbetets gång. Jag vill särskilt nämna Greta Persson i Ängen, Rikard Persson i Östervallskog, Stina och Edvard Olsson i Holmserud, Ella och Karl Olsson i Furtan samt Anna-Lisa och Kurt Jaldenius i Ölserud.

Skillnader mellan de östra och västra delarna av Värmlands län

Det framgår redan vid en första blick på länskartan att berggrunden i den östra och i den västra delen av länet skiljer sig på avgörande punkter. I detta avseende stämmer den gamla uppfattningen väl med dagens. Som en inledning till den mer detaljerade

beskrivningen av berggrunden i västra delen av Värmlands län skall här göras ett försök att generalisera dessa skillnader. Djupbergarter (plutoniska bergarter) dominerar berggrunden i länets båda huvuddelar. Den viktigaste skillnaden mellan dessa delar utgörs av olikheter i sammansättning hos de plutoniska bergarterna. I öster utgörs de vanligaste bergartsleden av röda eller gråröda granitiska till kvartsmonzonitiska led. Dessa bergarter är ofta tämligen jämnkorniga men ibland markant ojämnkorniga med megakrister (stora korn) av fältspat. I väster utgörs de dominerande bergartstyperna av granodioriter, tonaliter och kvartsdioriter. Skillnaden består i att förhållandet mellan kalifältspat och plagioklas är markant högre i öster än i väster. Andelen mörka mineral, främst biotit och hornblände, är högre i väster. Dessa skillnader i kemisk och mineralogisk sammansättning har gett upphov till den gamla indelningen i ett grått och ett rött block. Man kan säga att den östra delen består av en kontinental jordskorpa som generellt sätt är mognare än den i väster. Ytbergartsandelen i den östra länsdelen är avsevärt lägre än i den västra. Det är möjligt att andelen ytbergarter (suprakrustala bergarter) är underskattad i kartans västra del. Bergarterna är så kraftigt omvandlade och deformerade att det i många fall icke är möjligt att objektivt avgöra vad slags ursprung vissa bergarter har. Uppfattningen mellan olika geologer går också starkt isär. Länskartans framställning av berggrunden kan icke anses som särskilt extrem åt vare sig djupbergarts- eller ytbergartshållet. I öster består ytbergarterna till största delen av vulkaniska bergarter, medan det i väster också finns väsentliga områden med klastiskt sedimentära bergarter. Många bergarter i den västra länsdelen redovisas som gnejser utan att man med någon större säkerhet har kunnat uttala sig om deras ursprung.

Ett dominerande inslag i den östra delen av länet utgör mafiska (mörka) vulkaniska gångbergarter – "hyperiter". "Hyperit" är en typ av gabbroliknande diabas. Namnet hyperit går tillbaka till ett arbete av Törnebohm (1877). Med "hyperit" avses en egentligen ortopyroxenförande diabas, där fältspaten är mörkfärgad av ett mörkt pigment. Dessa bergarter har såvitt känt icke någon motsvarighet i den västra länsdelen. Detta betyder dock icke att mafiska vulkaniska bergarter saknas i väster. Dessa uppträder dock sällan som massiv möjliga att markera i länskartans skala. Normalt uppträder de i form av gångar eller skivor, som har mäktigheter från några få centimeter till flera tiotal meter. Smärre massiv av gabbroida bergarter förekommer ganska rikligt i den nordvästra delen av västra Värmlands län. De är icke åldersbestämda, men det saknas anledning att jämställa dem med hyperiterna. Antalet generationer och kemiskt olika typer av mafiska vulkaniska bergarter i väster är okänt.

Det är helt säkert att de plutoniska bergarter, som förekommer i den västra länsdelen, tillhör olika generationer. Det finns även ett klart samband mellan generationstillhörighet och kemisk typ. Detta kan tolkas som en utveckling från en primitivt kontinental jordskorpa till en mer utvecklad. I den östra länsdelen finns endast den mer utvecklade kontinentala jordskorpan bevarad. En primitivare jordskorpa, som nu är fullständigt borta, måste i så fall vara äldre än de nuvarande plutoniska bergarterna.

Dessa skillnader i uppbyggnad av de båda jordskorpeavsnitten tyder på att berggrunden i väster och öster inte har samma geologiska historia. Vad detta skulle kunna innebära i form av eventuella tidiga kollisionszoner eller bildning på helt olika ställen på Jorden är för närvarande oklart men utgör ett fält, som är öppet för spekulationer. Man måste alltid vara medveten om att Mylonitzonen, som utgör gränsen mellan de båda blocken, ger entydiga bevis för att stora rörelser har skett längs zonen. Det är emellertid även klart att Mylonitzonen icke är likformigt utbildad och att den i södra Värmland, väster om Karlstad, indikerar mindre rörelsebelopp än längre mot norr. Detta skall behandlas närmare längre fram i denna beskrivning. Våra kunskaper är dock än så länge begränsade.

Det finns tyvärr ett allvarlig korrekturfel på berggrundskartan. Vid Kil (omedelbart norr om namnet Kil) finns en triangel begränsad av en förkastning i söder, av Mylonitzonen i öster och delvis av Norsälven i väster. Denna triangel är markerad som om den bestod av granitisk gnejs av samma typ som på östra sidan av Mylonitzonen. Berggrunden består emellertid av den normala migmatitiserade granodioritiska gnejs av mer varierat ursprung, som bygger upp större delen av området närmast väster om Mylonitzonen.

Gränsen mot mellersta och östra Värmland i allmänna drag

I den fortsatta behandlingen kommer Värmlands län att i berggrundsgeologiskt hänseende betraktas som tredelat. En västlig del som sammanfaller med vad som i äldre litteratur kallades för det västra "pregotiska" blocket, en central del som tidigare benämnts det östra "pregotiska" blocket, och en östlig del, som utgörs av graniter och vulkaniter tillhörande det transskandinaviska magmatiska bältet med delar av den svekofenniska berggrunden längst i öster. Mylonitzonen utgör gränszonen mellan de västra och centrala delarna. En mer fullständig beskrivning av denna zon följer efter den allmänna bergartsbeskrivningen (s. 151). Här skall endast några allmänna drag beröras. Gränsen mellan de centrala och östra delarna av länet utgörs av en rörelsezon som länge varit känd under namnet Protoginzonen.

Mylonitzonen beskrevs först i en uppsats av Magnusson (1937), där han ansåg att den utgjordes av vad han kallade "gotiska" graniter nedveckade i den "pregotiska" gnejsmassan. Denna nedveckning skulle ha skett samtidigt med starka rörelser, varvid "granitmyloniter" bildades. Lindh (1974) behandlade betydligt senare samma tema. Lindhs arbete kan ses som ett resultat av de allra första årens karteringsarbeten. Detta betyder att den karta som finns i hans arbete på väsentliga punkter avviker från den karta som nu publicerats. Den viktigaste slutsats som presenterades håller dock alltjämt: Mylonitzonen, som denna definierades av Magnusson, består huvudsakligen av bergarter ur det centrala gnejsblocket. I zonens sydvästra del finns dock bergarter från det västra blocket. Gränsen mellan de båda blocken är i många fall svår att exakt bestämma. I huvudsak sammanfaller den med gränsen mellan mylonitiserade röda

gnejsgraniter (gnejs, röd till rödgrå) och en mylonit där ursprungsbergarten är oidentifierbar. En av de bästa lokalerna för studier av denna gräns finns vid telemasten på Blåbärskullen (RN 663885/133520). Magnusson (1937) definierade Mylonitzonens nordöstgräns som en linje från Mitandersfors i Bogen till sjön Kymmen, där den fortsätter i sjön nära dess sydstrand för att nå Rottnen ungefär vid Kymsta. Därefter fortsätter zonen i Rottnen och till Fryken för att söder om Nedre Fryken enligt Magnussons uppfattning få ett mycket kurvigt förlopp fram till Vålberg. Sedan är zonen följbar längs östsidan av Värmlandsnäs. Dess sydvästra begränsning kan följas från Håvilsrud vid norska gränsen längs en serie av småsjöar som ligger i en utpräglad sänka för att slutligen nå Norsälven i dess krökar vid utloppet från Nedre Fryken. Mylonitzonen har enligt denna definition sin största bredd i Sverige, ungefär femton kilometer, vid den norska gränsen och smalnar därefter för att vid Frykens sydspets endast vara ungefär två kilometer bred. Därefter vidgas den åter något och blir vid Värmlandsnäs sydspets ungefär sex kilometer bred (plus en okänd del som ligger under Vänerns yta).

Med mylonit menar man en tät finkornig bergart, som har bildats genom snabba och stora rörelser i berggrunden. Den gamla uppfattningen av myloniter som bildade uteslutande genom nedmalningsprocesser har man dock idag övergivit och uppfattar nu myloniter som uppkomna genom en kornstorleksförminskning där kornen deformeras, dislokationer utbildas och samlas. De subkorn som på detta sätt uppkommer roteras så att helt självständiga nya korn bildas. I samband med de flesta mylonitiseringsprocesser sker även hydratiseringar genom att vatten tillförs i rörelsezonerna. Myloniten kommer därför ofta att innehålla avsevärt mer glimmermineral, främst ljus glimmer med muskovit som huvudkomponent men med en väsentlig halt av komponenten celadonit[1], vidare biotit och framför allt klorit. Epidot är också vanlig bland de mineral som bildas. Vissa mineral är mer motståndskraftiga än andra mot deformation. Ett mineral som kvarts, i och för sig känt som hårt och motståndskraftigt, reagerar lätt med dislokationsbildningar och får i myloniter en mycket liten kornstorlek, medan fältspaterna på grund av sin strukturella uppbyggnad påverkas avsevärt mindre. Ibland kan man dock se att delar av fältspatkorn har skjuvats av. Resultatet blir att fältspaterna ofta kommer att stå kvar som förhållandevis stora korn i en finkornig mellanmassa (matrix). Dessa stora restkorn kallas för porfyroklaster. Förutom fältspater kan man finna porfyroklaster av granat och hornblände. Kvarts uppträder i myloniter som långa plattor. Dessa kan stå upp som vittringsrester. Utdragningen av mineralkornen och nybildningen av fyllosilikat gör att myloniter får en utpräglad planstruktur (foliation) och mycket ofta även en utpräglad lineation. Kornstorleksförändringarna och förändringarna av den kemiska och mineralogiska sammansättningen gör tillsammans med en ofta uppkommande sekundär, tektonisk bandning

1) [Mg-komponent där $2Al^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$; en Al på tetraeder- och en på oktaederplats, utbyts mot Si resp. Mg.]

i centimeterskala att det är svårt att härleda ursprungsbergarten, protoliten, till en mylonit.

I Mylonitzonen finns de starkast deformerade bergarterna i den sydvästra delen. Dessa är i många fall omöjliga att härleda till något bestämt ursprung. Normalt är dock de röda gnejsgraniterna från den centrala delen av länet igenkännbara. Därför kan man med relativt stor säkerhet säga att gränsen mellan de två blocken i stort följer nord- och östgränsen av området med mylonit, ursprung okänt, på kartan. Det verkar icke finnas några bergartsled som kan följas från det ena blocket till det andra. Det finns heller ingen annan ledhorisont. Detta medför att det idag saknas möjlighet att avgöra hur stora rörelsebelopp som Mylonitzonen representerar. På grund av den totala olikheten i litologi är det dock mycket sannolikt att det är fråga om avsevärda rörelser. Att rörelserna är mycket stora indikeras också av zonens stora mäktighet samt att en till tre kilometer av zonen är synnerligen starkt deformerad. Några klara indikationer på tidpunkten för dessa rörelser finns icke. "Hyperiterna", som tillhör de yngre bergarterna i centralblocket, verkar dock vara indragna i rörelserna. De försök till åldersbestämning som gjorts (Lindh & Kähr 1977) tyder på rörelser som är något äldre än 900 miljoner år. Åldersbestämningen har utförts med K-Ar-metodik. Denna metod utnyttjar att ^{40}K sönderfaller till ^{40}Ar. Då argon ganska lätt avges från en bergart innebär detta att metoden endast ger den tidpunkt, då bergarten senast var upphettad till en ganska måttlig temperatur. Åldrar mellan 900 och 1100 miljoner år är vad man normalt erhåller med K-Ar-metodik i hela sydvästra Sverige. Denna ålder måste därför betecknas som en minimiålder.

Orsaken till att K-Ar-metodiken ger åldrar omkring 1000 miljoner år är att en regional upphettning av västra Skandinavien ägde rum vid denna tid. Denna upphettning ledde även till en omfattande rekristallisation av berggrunden, vilket i sin tur medför att också mineralåldrar som bestämts med Rb-Sr-metodik och titanitåldrar bestämda med U-Pb-metodik ligger i samma intervall. Det finns ännu icke några klara belägg för vilka temperaturer som rådde i den värmländska berggrunden vid denna tid. Från Halland och västra Småland har temperaturer omkring och över 700 grader vid ett tryck uppgående till ungefär 1 GPa (10 kbar) påvisats för denna tidpunkt (Johansson m.fl. 1991, Wang och Lindh 1996). Dessa temperaturer och tryck hänför sig till berggrunden mellan Mylonit- och Protoginzonerna. Ett markant temperaturfall kan påvisas, då man går över dessa zoner.

På Risnäsudde (RN 657690/134845), norra Värmlandsnäs, är Mylonitzonen genomslagen av en gång av lamprofyr (se s. 62–63). En annan lamprofyrgång, som dock icke skär Mylonitzonen, har daterats med K-Ar-metoden (Wahlgren & Kähr 1977). Den erhållna åldern är 904±13 miljoner år, en siffra som dock måste betraktas som osäker. Det är idag omöjligt att säga om Mylonitzonen har bildats i två eller flera från varandra tidsmässigt klart åtskilda faser. Mellan dessa faser skulle granit och pegmatitintrusioner ha skett. En annan möjlighet är att Mylonitzonen bildats mer eller mindre i en sekvens med endast korta avbrott. Enligt de tolkningar som redovisas på

länskartan utgör en del av de ymnigt förekommande större metabasitkropparna mylonitiserade och omvandlade hyperiter. (Hyperit, se s. 9 och 52.) Detta innebär att huvuddelen av mylonitiseringsprocesserna – om tolkningarna är riktiga – inträffade efter intrusionen av hyperiterna, dvs. efter en tidpunkt för ungefär 1500 miljoner år sedan. En mycket stor del av det västra blocket var dock färdigbildat vid denna tid. Detta är ytterligare en indikation på att de rörelser som Mylonitzonen indikerar är storskaliga, då det i annat fall vore synnerligen osannolikt att inga hyperiter skulle återfinnas i det västra blocket.

I den fortsatta behandlingen kommer först en generell beskrivning av de bergarter som bygger upp området att ske. Därefter kommer en redovisning att lämnas områdesvis.

Systematisk beskrivning av bergarterna

Den bergartsindelning som tillämpas är i första hand genetisk, vilket innebär att geologen försöker tolka karaktären av ursprungsbergarten. En sann genetisk tolkning av berggrunden låter sig dock inte alltid göra i västra Värmland. Detta beror på den metamorfos, som området utsatts för. I strikt deskriptiv mening är nästan alla bergarter i området gnejser. Emellertid har dessa gnejser olika ursprung. Den dominerande delen är tolkade som djupbergartsgnejser, dvs. gnejser som uppkommit genom deformation och metamorfos (omvandling) av magmatiska djupbergarter, t.ex. graniter, granodioriter, tonaliter och gabbror. I de flesta fall kan dessa tolkningar betraktas som helt eller nästan helt säkra; i andra fall är tolkningen osäker och två olika geologer med olika skolning och erfarenhet kan tolka samma bergart på olika sätt. Detta måste man vara medveten om, då man läser en kartbeskrivning och då man utnyttjar en geologisk karta. En annan typ av gnejser uppkommer då sedimentbergarter omvandlas. Sådana helt säkra sedimentgnejser finns i den sydvästligaste delen av länet, bergarter som ingår i den så kallade Stora Le–Marstrandsgruppen. Vulkaniska bergarter utsätts också för gnejsomvandlingar. Exempel på detta finns på flera ställen i länet. Då bergarterna är starkt omvandlade är det näst intill omöjligt att skilja mellan en metamorfoserad och kornförgrovad vulkanisk bergart och en omvandlad tämligen finkornig granit. Ett flertal exempel på denna svårighet har uppmärksammats under karteringsarbetets gång. Ibland är det också svårt att skilja omvandlade klastiska sediment från omvandlade vulkaniter, särskilt om dessa har blivit omlagrade. Detta betyder att i en framtid, då man har tillgång till fler data än idag, är det möjligt att vissa bergarter kommer att omtolkas. Beskrivningen av de enskilda bergarterna följer kartans teckenförklaring från botten och uppåt.

Magnetitblaster är ett mycket vanligt inslag i den värmländska berggrunden. Med blaster menas ett mineral som vuxit vid en metamorfos och ofta blivit markant större än de övriga mineralen. Bergarterna väster om Protoginzonen kallades en gång för järngnejser på grund av den rikliga förekomsten av magnetitblaster. Några järn-

malmer av betydenhet finns dock inte i dessa bergarter. Blasterna blir sällan mer än en centimeter i diameter. De är oftast rundade och ganska ofta omgivna av en blekt rand helt utan mörka mineral. Detta har tolkats så att den biotit som funnits har utsatts för oxidation. I alla SiO_2-rika magmatiska bergarter är biotiten järnrik och magnesiumfattig. Biotiten har brutits ner, kalifältspat och kvarts har bildats, medan järnet oxiderats och bildat magnetit. Magnesium måste ha förts bort, t.ex. genom diffusion. Denna typ av magnetitblaster är mycket vanliga i sura bergarter, såväl suprakrustala som plutoniska. Vad som sagts visar att de icke utgör något primärt drag hos dessa bergarter utan har uppkommit sent i utvecklingshistorien. Ett annat vanligt fenomen i "järngnejserna" är förekomsten av stora kristaller av hornblände. Dessa förekommer som oorienterade, förhållandevis långa nålar. Förekomst av sådana nålar och av magnetitblaster verkar utesluta varandra.

Metasediment

Med blå bottenfärg har markerats bergarter, som har ett klastiskt sedimentärt ursprung. Detta innebär att bergarten bildats av mineralkorn eller små bergartsfragment, som sedimenterat t.ex. på grund av att transporthastigheten av någon anledning minskat. Transportmediet kan vara antingen vatten eller luft. De sediment som påträffas i västra Värmland har genomgående varit vattenburna. Tolkningssäkerheten varierar dock. I vissa fall är sedimentbergartstolkningen helt säker, t.ex. vad gäller bergarterna i Stora Le–Marstrandsgruppen längst i sydväst. I de flesta övriga fall är den däremot långt ifrån säker. I gruppen granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande ursprung (gulbrun färg på kartan) ingår led som kan vara suprakrustala. Bland dessa finns sannolikt även klastiskt sedimentära led.

Stora Le – Marstrandsgruppen

De sedimentära bergarterna i Stora Le–Marstrandsgruppen kan följas från Bohuslän (trakten av Marstrand) norrut genom Dalsland och vidare längs Stora Le och in i Norge, där dessa sediment kallas Østfoldgnejser. De har även kallats äldsta gnejser (Skjernaa & Pedersen 1982). Gnejserna tillhör de äldsta bildningarna i västra delen av Värmlands län. De har tidigare åldersmässigt parallelliserats med de svekofenniska suprakrustalgnejserna, som man finner spridda i Bergslagen och framför allt i den Bottniska bassängen mellan Hälsingland och Skelleftefältet. Någon möjlighet att i fält korrelera de svekofenniska gnejserna med Stora Le–Marstrandsgruppen finns naturligtvis icke. Det är icke ens möjligt att studera kontaktförhållandena mellan Stora Le–Marstrandsgruppen och Åmålsgruppen. Åmålsgruppen består av vulkaniter och strandnära sediment. Dessa båda suprakrustalgrupper är alltid åtskilda av yngre granitiska bergarter. Mellan Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter och de svekofenniska ytbergarterna finns dessutom ett antal större eller mindre skjuvzoner, av vilka Mylo-

nitzonen och Protoginzonen är de två väsentligaste.

Huvuddelen av Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter i Värmland härstammar från leriga eller gråvackebetonade sediment. De är genomgående starkt metamorfoserade och veckade, i många fall även migmatitiserade. Inlagrade i dessa sediment finner man amfiboliter, som sannolikt har varit basiska vulkaniter vilkas magmor extruderats samtidigt med sedimentationen. Dessa vulkaniska kroppar är i Värmland genomgående små. Associationen med sedimenten tyder på orogena förhållanden med en bildning på havsbottnen ej alltför avlägset från kusten. De svekofenniska sedimenten uppvisar en likartad association. Överensstämmelsen i bergartsassociationerna är huvudorsaken till den nämnda parallelliseringen i äldre litteratur. Endast en åldersdatering, som är värd att fästa något avseende vid, har utförts på Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter. Det är en Sm-Nd-datering av kuddlavor, bandade amfiboliter och en mafisk gång som förekommer i sedimenten. Dateringen är utförd på bergarter tagna på Orust, Tjörn och några småöar söder om Tjörn och således ganska långt från Värmland. Eftersom man analyserade totalbergartsprover finns det en rimlig möjlighet att man verkligen daterat bergartens bildning – under förutsättning att alla de prov man analyserade verkligen var likåldriga och kom från *en* ursprungssmälta, som hade en homogen Nd-isotopsammansättning. Den erhållna åldern är 1758±78 miljoner år (Åhäll & Daly 1989). I ett senare arbete (Åhäll et al. 1998) påpekas att maximiåldern på Stora Le–Marstrandsedimenten är 1,60 miljarder år – dvs. betydligt yngre än den gamla dateringens resultat. Vid denna typ av analys plottar man punkter i ett diagram. Om man skall kunna tolka sina resultat, måste punkterna ligga på en rät linje – en isokron. I detta fall är punkternas spridning kring linjen större än vad som kan förklaras med den analytiska osäkerheten. MSWD utgör ett mått på spridningen och MSWD är här så högt som 9,4. Den erhållna åldern är klart lägre än de svekofenniska bergarternas, även om man tar hänsyn till de ganska stora felgränserna.

Det finns endast få iakttagelser i Värmland som ger antydningar om den relativa åldern av gnejserna och de granitoider som finns dels öster om gnejsen och dels som ett band genom gnejsmassan. Kontakterna är ofta starkt deformerade, och det är på grund av den starka deformationen ofta svårt att exakt säga var den ena bergarten börjar och den andra slutar.

Blottningsgraden i de skogsklädda delarna av området är delvis dålig. Den är dock avsevärt bättre längs stranden av Stora Le. På något ställe är det dock möjligt att se hur en gång av graniten skär gnejsen. På ett annat ställe finns iakttagelser av en foliationsparallell "gång" av graniten i gnejsen. Ingen av dessa iakttagelser kan sägas vara helt säker. De åldersdateringar som gjorts på granitoiderna (se nedan) utgör emellertid tillsammans med den ovan nämnda dateringen av metabasiten ett bevis för att granitoiderna är yngre. Mer ovedersägliga iakttagelser av den relativa åldersskillnaden har tidigare gjorts i Bohuslän, där magnifika blottningar finns, och i Dalsland.

Endast en obetydlig del av Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter finns i Värm-



Fig. 2. Småveckad, något migmatitiserad, grå, finkornig metasedimentgnejs tillhörande Stora Le–Marstrandsgruppen. Myntets diameter är 24 mm. Foto i Lennartsfors (RN 658365/127745).

Folded, slightly migmatized, grey, fine-grained meta-sedimentary gneiss belonging to the Stora Le–Marstrand Group. The diameter of the coin is 24 mm. Photo from Lennartsfors (coordinates 658365/127745).

lands län. Det rör sig här genomgående om ganska finkorniga grå gnejser, som särskilt mot väster kan bli ådriga. Ådrorna är genomgående tunna och ofta mycket starkt veckade. Migmatitiseringen verkar icke vara bunden till aureoler runt senare intrusioner utan är av mer regional karaktär. Förutom klastiska sediment förekommer som redan nämnts även mafiska vulkaniter. Mineralsammansättningen hos sedimenten varierar kraftigt. Det verkar finnas båda sandiga, kvartsrika led och mer aluminiumrika, argilitiska (leriga) led med stora mängder av olivgrön till olivbrun biotit. Det går icke att bestämma en stratigrafisk sekvens av bergarterna utan en mycket noggrann analys av de komplexa tektoniska förhållandena. En sådan analys kan utföras endast i de mycket välblottade områdena på Bohuskusten. Fig. 2 visar ett exempel på denna grå, ganska enformiga, veckade gnejs.

Den mineralogiska sammansättningen är ganska enkel. Mängden av muskovit varierar kraftigt från att vara det klart dominerande glimmermineralet till att helt saknas. Biotit är det viktigaste mörka mineralet. Plagioklas förekommer alltid, ibland som blastiskt vuxna korn med inneslutningar av biotit. Den inneslutna biotiten har en helt annan orientering än den "normala". Mikroklin finns i små mängder. Påfallande är att aluminiumsilikat ej har påträffats i dessa bergarter.

Sedimentbergarter på Segerstadshalvön

På Segerstadshalvön (RN 6582/1354) förekommer ett band av bergarter vilka tolkats som metasediment. Likartade bergarter förekommer även som ett smalt stråk sydväst om Kil (RN 6600/1359). Berggrunden är välblottad längs Vänerstranden men extremt illa blottad norr om Segerstadshalvön, där mäktiga glacifluviala sandlager täcker berggrunden. Bergarterna är långt ifrån homogena. De är oftast fint medelkorniga. Ursprunget är sannolikt gråvackeartade, dvs. ganska omogna sediment, vilket är lite överraskande då de förekommer i en klart kontinental miljö med dominerande granitoider och mindre mängder sura vulkaniter. Bergarterna är nästan genomgående grå. Enstaka rödgrå inslag finns dock främst som band i berggrunden. Muskovitförande led är till skillnad från Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter sällsynta. Amfibol förekommer allmänt men biotit är det vanligaste mörka mineralet. Bergarten är ofta porfyroblastisk med antingen ljust röda eller vita fältspatporfyroblaster. Små amfiboliter är mycket vanliga. Migmatitisering förekommer endast lokalt. På ett ställe är berggrunden tydligt genomslagen av en gång av röd gnejsgranit.

Starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga till fint medelkorniga gnejser

De starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga till fint medelkorniga gnejserna förmodas vara dominerande metasedimentbergarter. Ett område med sådana förmodade metasedimentbergarter finns norr om väg E18 mellan Årjäng (RN 6591/1291) och Töcksfors (RN 6605/1275). Det som här har tolkats som möjliga sedimentgnejser uppträder som fyra relativt smala band. Till skillnad från de säkert identifierade sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen har inte muskovit rapporterats bland de identifierade mineralen. Bergarterna kan beskrivas som kvartsrika och ofta något bandade. Förutom kvarts uppträder fältspat och biotit samt ställvis hornblände som huvudmineral. Bergarten är normalt icke migmatitiserad, även om små kvarts-fältspatsegregationer kan förekomma. Lokalt har dock riktiga migmatitbergarter utbildats. Att bergarten är något bandad innebär att små variationer i sammansättningen kan observeras, då man går vinkelrätt mot bergartens foliationsriktning. Ibland finns även tunna band av metabasiter. Kornstorleken växlar i de olika bergartsleden från finkornig till fint medelkornig. Bergarterna saknar karaktärsdrag som entydigt kan hänföra dem till endera sediment- eller djupbergartstypen. Orsaken till att de skilts ut som ett särskilt bergartsled är att bergarterna skiljer sig från omgivningens mer säkra metagranitoida bergarter. Sammansättningen och bergartens karaktär gör att den sannolikt ej kan läggas samman med Stora Le–Marstrandsgruppens sediment.

Omedelbart norr om Årjäng (RN 6590/1291) finns ett mindre område, som är markerat som förmodade metasediment. Jämfört med de närmast tidigare beskrivna

områdena kännetecknas det av en mycket kraftig migmatitisering. Detta är typiskt för kontaktregionerna till graniter med intrusionsåldern ca 1250 miljoner år (jfr s. 52) och kan således icke tas som intäkt för någon särskilt hög ålder. Området ligger som en "ö" inne i den sannolikt ungefär 1250 miljoner år gamla Gryttomgraniten (jfr fig. 20 s. 53). Bergarterna är genomgående medelkorniga eller fint medelkorniga och inslaget av metabasiter är högt. Klumpar av starkt epidotanrikat och samtidigt granatförande material förekommer på flera ställen. Granat är annars ett sällsynt mineral i denna region. I övrigt kan bergarterna beskrivas som inhomogena med omväxlande ljust grå och något mörkare grå biotitrika led. Tektoniseringen är stark och kvartsfältspatrika segregationer kan ha pressats isär till tämligen oformliga klumpar. Små boudiner av kvartsitliknande gnejser förekommer på något enstaka ställe. Boudiner är isärdragna fragment av svårdeformerade – tektoniskt kompetenta – bergarter i en mer lättdeformerad – inkompetent – omgivning. Kompetenta bergarter kan icke pressas ut lika mycket som inkompetenta. När inkompetenta bergarter omger kompetenta amfibolitska metabasiter och pressas ut försöker de senare att följa med i utpressningen. När icke detta går, uppstår tendenser till isärdragning. Där den kompetenta bergarten icke helt dragits isär har den tunnats ut på regelbundna avstånd. Detta brukar med ett engelskt uttryck kallas för "pinch-and-swell"-strukturer. Sådana "pinch-and-swell"-strukturer har iakttagits på många ställen. Om isärdragningen blir så fullständig att ett tidigare sammanhängande lager av en kompetent bergart delas upp i små från varandra skilda bitar föreligger boudinering.

Norr och nordöst om de ovan beskrivna områdena med förmodade metasedimentära bergarter finns ytterligare två stråk, vilka markerats som sannolika metasediment. Dessa återfinns öster och väster om den oftast glest fältspatporfyroblastiska granitiska gnejs av okänd ålder, som sträcker sig från den norska gränsen väster och söder om Skillingsfors (RN 6639/1287) mot sydsydöst till vägen mellan Årjäng och Koppom (RN 6627/1294). Samtliga dessa bergartsstråk försvinner ungefär vid den nämnda vägen på grund av en förkastning. Att gnejsen är fältspatporfyroblastisk innebär att den har stora metamorfa korn av fältspat i en medelkornig mellanmassa.

Det västra stråket av förmodade metasedimentära bergarter kan följas en sträcka av ungefär 16 km från norska gränsen vid Haftersjön (RN 6625/1283) till vägen mellan Årjäng och Koppom vid Månserud (RN 6613/1293). Detta stråk sammanfaller med en svaghetszon i berggrunden, vilken ger sig till känna som en dalgång ofta intagen av långsträckta sjöar. Berggrunden är starkt tektoniserad och är därför svårtolkad. Det är svårt att avgöra vad som är drag från den ursprungliga bergarten och i vilken utsträckning den kemiska och mineralogiska sammansättningen har förändrats genom hydrotermal urlakning. Stråket har skilts ur från resten av berggrunden framför allt på grund av följande orsaker. Bergarterna i stråket är genomgående finkornigare än omgivningen, men i strikt mening finkorniga bergarter (de flesta kornen <1 mm) förekommer mer sällan. Normalt är bergarterna fint medelkorniga och ibland medelkorniga. Omgivningen har en tämligen ensartad sammansättning, medan det på kartan ut-

märkta stråket är utpräglat inhomogent. Dock ingår få bergartsled som kan sägas vara entydigt sedimentära till sin karaktär. Blottningsgraden är givetvis icke så god att den medger att tunna bergartsled på några få till ett par tiotal meters mäktighet låter sig följas. Huvudmassan av bergarter består av fint medelkorniga gnejser som är sura eller intermediära till sin sammansättning. Dessa är i många fall biotitrika. Ibland förekommer även muskovitförande led. De sistnämnda är dock avsevärt mindre frekventa än i Stora Le–Marstrandsgruppen. Led med olika biotithalt växlar snabbt vinkelrätt mot bergarternas foliationsriktning. En eller ett par tunna horisonter av röda finkorniga gnejser förekommer även. Dessa kan antingen vara vulkaniter eller gångar av graniter som genom tektoniken infogats i den generella tektoniska riktningen. De olika leden har ett bandformigt uppträdande med bandbredder varierande mellan decimetrar och något hundratal meter. Ett typiskt led är en intermediärt basisk bergart som för rikligt med ojämnt spridda, till formen oregelbundna plagioklasmegablaster (stora sent bildade korn). Det är sannolikt att bildningen av blasterna tidsmässigt ligger mellan två deformationsfaser. Denna bergartstyp har iakttagits längs större delen av det på kartan utmärkta stråket. Huruvida detta är en enda sammanhängande horisont eller flera kortare, ej kontinuerligt följbara horisonter är oklart. Särskilt i norra men även i södra delen av stråket förekommer rikligt med amfiboliter. Dessa är betydligt vanligare i det förmodade stråket av metasedimentära bergarter än i omgivande ortognejser. Det finns ingen möjlighet att idag säga om dessa amfiboliter är gamla gångar, som i så fall borde vara äldre än granitoiderna, eftersom de icke alls eller i mycket mindre utsträckning återfinns i dessa (det kan finnas mer än en generation av amfiboliter), eller utgör vulkaniska inlagringar i en sedimentsekvens liknande dem som finns i Stora Le–Marstrandsgruppen. I denna inhomogena berggrund förekommer även mer otvetydiga men starkt deformerade granitoida bergarter. Dessa kan eventuellt vara gångar. Bergarterna är genomgående migmatitiserade med normalt tunna, korta och intensivt, minst två gånger veckade ådror.

Det östra bandet har mindre mäktighet och är avsevärt kortare. Det är följbart från Månserud (RN 6613/1293) ungefär 10 km i nordvästlig riktning. Det är mer homogent till sin karaktär än det västra stråket och består av växlande rödlätta och rent grå, fint medelkorniga till medelkorniga led. Bland dessa bergarter finns smålinser starkt anrikade på epidot och granat och vidare ett gropvittrande epidot- och kvartsrikt led. Den bandning, som finns i bergarten, förstärks visuellt av en stromatisk migmatitisering. Stromatisk migmatitisering innebär att ådermaterialet ligger som band i bergarten. Ursprunget till dessa bergarter är oklart. De kan mycket väl även vara vulkaniter eller finkornigare och något inhomogena djupbergarter av närmast granitisk sammansättning.

Det största området med förmodade metasedimentbergarter är det som finns i trakten av Charlottenberg (RN 6646/1304). Öster om en linje, som i stort sammanfaller med landsvägen mellan Schröderstorp (RN 664370/131080) och Djupfors (RN 663875/131120) i Eda församling, bildar dessa bergarter en båge som böjer mot öster

och östsydöst för att så småningom försvinna ut i Bergsjön. Väster om samma linje går stråket mot nordnordväst och försvinner över riksgränsen ungefär vid riksväg 61. Ett "parallellstråk" finns något längre mot söder. Detta är förkastat och har en mer öst–västlig riktning. Slutligen finns några stråk av mindre mäktighet söder om Djupfors. Dessa ansluter till de i detta område lokala foliationsriktningarna och förlöper således mer eller mindre i öst–väst.

Liksom de närmast ovan beskrivna bergarterna saknar de flesta av bergarterna inom detta förhållandevis stora område entydiga drag som gör att man kan klassificera dem som antingen suprakrustal- eller djupbergarter. Typiskt är fint medelkorniga bergarter, som ibland successivt går över i finkorniga eller i rent medelkorniga led. I området uppträder också band eller småmassiv av bergarter som enligt de normalt använda kriterierna bör klassificeras som plutoniska bergarter. Dessa massiv eller band har för små dimensioner för att kunna urskiljas på kartan. Förekomsten av sådana bergarter är utmärkt med bruna streck, vilka dock endast indikerar förekomst, ej exakt läge. Den dominerande bergartstypen är tämligen sur och har kvarts, mikroklin, plagioklas och biotit som huvudmineral. I de flesta fall är färgen rent grå men även rödgrå typer förekommer tämligen ofta. Granat förekommer allmänt i små mängder. Granathalten kan lokalt öka och granat kan i vissa fall räknas till huvudmineralen. Amfiboliter förekommer rikligt inom stora delar av området. Amfiboliterna kan antingen bilda tunna horisonter eller band i den normala bergartssekvensen. Amfibolit kan även förekomma som småmassiv. Inom området finns också ett par basiska till ultrabasiska små kroppar. Amfiboliterna för nästan alltid granat. Vissa typer kan vara starkt anrikade på granat som i enstaka led kan utgöra upp till en tredjedel av bergarten. Granaterna har ibland vuxit till ganska ansenlig storlek och kan bli över en centimeter i diameter.

Liksom i de övriga behandlade områdena är bandade bergarter typiska. Bandningen växlar i skala från decimeterbredd upp till 100-tals meter. Blottningsgraden varierar men berggrunden är aldrig så välblottad att det skulle vara möjligt att följa enskilda band någon längre sträcka. De flesta blottningar är endast något tiotal kvadratmeter stora. De band som förekommer består av den normala mer eller mindre finkorniga grå gnejsen, som i ett band kan sakna granat och i ett annat ha granat. Proportionerna biotit/ljusa mineral varierar från band till band. De rödgrå gnejserna förekommer ibland som särskilda band klart och tydligt avgränsade från de andra, men även successiva övergångar mellan röda och grå gnejser har observerats. I närheten av Schröderstorp förekommer en mycket kvartsrik och något muskovitförande gnejs, som skulle kunna vara en kvartsit. Detta är i så fall en av de mest typiska sedimentära bergarter, som har påträffats i området. Detta led ingår dock icke som något normalt band i de bandade bergarterna. Det är också fullt möjligt att bergarten utgör en sekundär urlakningsprodukt. Ibland kan ett visst led vara fältspatporfyroblastiskt. Även blastes av hornblände förekommer. Detta är dock mindre vanligt. På Brattåsen mellan Fjällsjön och Bysjön i Eda (RN 663590/130850) har emellertid upp till en de-

cimeter långa hornbländekristaller observerats. Vissa led för små mängder av muskovit. Detta är dock icke särskilt vanligt, även om muskovit har hittats på många ställen inom området. På några ställen finns grovflakiga biotit-muskovitgnejser, på andra starkt kvartsanrikade, grovflakiga muskovitbergarter. Ett ytterligare led som finns på flera ställen är en röd, finkornig, nästan leukokratisk bergart som normalt uppträder i form av några meter mäktiga band. Förutom de nämnda sura gnejserna förekommer amfiboliter innehållande karakteristiska band med mer eller mindre stora mängder av granat. På några ställen har körtlar och även några meter långa linser påträffats, vilka är starkt anrikade på granat och epidot. Dessa skulle eventuellt kunna vara omvandlade, metasomatitiserade karbonatstenar.

Amfiboliter är tämligen svårdeformerade, kompetenta, bergarter. Såväl "pinch-and-swell"-strukturer som boudinering av amfiboliter förekommer tämligen allmänt. Det är lika omöjligt att ställa upp en stratigrafi för det nu beskrivna området som för övriga områden med förmodade metasedimentära bergarter.

Graden av migmatitisering växlar starkt. Vissa områden är nästan helt fria från migmatitådror medan andra är starkt migmatitiserade. Upp till 40 % av bergarten kan då bestå av ådermaterial. I områden där ådermaterialet är stromatiskt (s. 33) förstärks det visuella intrycket av bandning genom åderseparationen. Veckade migmatitådror finns där den regionala foliationen utgör veckaxelplan. Vidare förekommer migmatitådror som börjat bildas i veckaxelplanen. Även genomskärande ådror har iakttagits. Ådermaterialet kan på sina ställen tendera att uppträda självständigt och samla sig till små granitiska bergarter. Bergartsmaterialet i ådrorna är mycket olika. På vissa ställen, eller i vissa bergartstyper, är ådrorna betydligt grövre, ofta med tydliga biotitrika melanosomer (mörkt skikt mellan en ljus ådra, en leukosom, och mellanmassan, mesosomen) och fläckiga av hornblände. Detta är typiskt för ådrorna i de granitoida bergarterna. På andra ställen finner man tunna, ganska finkorniga ådror, som ibland kan ha otydliga melanosomer men som oftast saknar sådana. I många amfiboliter uppträder ljust ådermaterial som genomväver bergarten i form av ett nätverk. Detta påminner utseendemässigt om en breccia. Migmatitiseringen är sannolikt av varierande ålder. Granat har setts växa över vissa ådror. Granaten bör då vara bildad nära temperaturmaximum under någon metamorf episod. En tänkbar möjlighet är att dessa sena granater är samtida med någon av de senaste migmatitiseringsepisoderna. Under denna episod har då icke migmatitsegregationer bildats på exakt de ställen, där överväxande granat har påträffats. Det är endast undantagsvis, som mer än en migmatitgeneration har kunnat iakttagas på ett och samma ställe.

Förekomsten av grovflakiga glimmerbergarter är icke begränsad till de förmodade metasedimenten utan finns också i de granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande ursprung (suprakrustalt/plutoniskt), som är markerade med brungul färg på kartan. I dessa förekommer även den röda, finkorniga, leukokratiska gnejsen, som eljest är typisk för de förmodade metasedimenten. Det är över huvud taget svårt att avgränsa dessa migmatitiska gnejser från de förmodade

metasedimenten, och i kartbilden förekommer med säkerhet flera inkonsekvenser. Det finns, dock tämligen osäkra, iakttagelser som tyder på att huvuddelen av områdets berggrund verkligen är äldre än de stora granitmassiv som dominerar västra Värmlands berggrund. Sådana iakttagelser är rundade fragment av finkorniga bergarter i granitoiderna och förmodade granitoidgångar i de sannolika sedimenten. De grovflakiga glimmerbergarterna behöver icke motsvara en ursprunglig sammansättning. De brukar, då blottningarna medger det, kunna följas flera kilometer i form av något hundratal meter breda band. En sannolik förklaring är att vatten har kunnat tränga in i en zon på grund av rörelser i berggrunden. Vattnet har medfört att vissa grundämnen, t.ex. natrium och kalium, har lösts ut, medan andra, som aluminium, har anrikats och blivit kvar (lakning). Den förhöjda vattenhalten har icke endast medgivit att hydrerade mineral – som glimrar – kunnat kristallisera, utan också att dessa kunnat växa förhållandevis snabbt och bli stora.

Som en sammanfattning kan man säga att de bergarter, vilka betecknats som förmodade sedimentbergarter, jämfört med huvuddelen av västra Värmlands berggrund är något finkornigare och dessutom mer kaotiska i sitt uppträdande. De "säkra" sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen ser ut som "normala" metamorfoserade sedimentbergarter.

Sura vulkaniter i Åmålsgruppen

Bergarter, som förts till Åmålsgruppens sura vulkaniter, finns framför allt i och väster om Glaskogsskollan. Likartade bergarter finner man också som en direkt fortsättning av dessa stråk på östra sidan av Glafsfjorden (RN 661/132), sydöst om Arvika. I mellersta och norra Dalsland är vulkaniterna i Åmålsgruppen förhållandevis välbevarade. Dessa bergarter kan följas som långa stråk mot norr. De förlorar successivt sina klart vulkaniska drag och övergår i finkorniga, sura, fältspatrika gnejser, som åtminstone i söder kan vara strökornsförande. Så småningom har bergarterna totalt förlorat sin ursprungliga karaktär. Det som återstår är en fint medelkornig till finkornig gnejs, som är rik på fältspat och kvarts. Gnejsen innehåller dessutom mindre mängder av biotit och amfibol. Eftersom de förgnejsade bergarterna är följbara söderut mot bättre bevarade vulkaniter, kan man med ett visst mått av säkerhet säga att de även i Värmland verkligen är vulkaniter. Det finns emellertid inga vulkaniska texturer eller strukturer bevarade. Vidare finns vulkaniter av samma obestämbara karaktär nordväst och väster om Arvika och i ett litet stråk i en mellanskolla i det av skolltektonik präglade området i sydvästligaste delen av länet, mellan sjöarna Västra Silen och Järnsjön.

Det är givetvis svårt att skilja dessa förmodade vulkaniter från relativt finkorniga graniter. Förmodligen finns inkonsekvenser i kartbilden. Den låga blottningsgraden och den allmänna metamorfa och tektoniska överpräglingen gör att några tolkbara kontakter mellan vulkaniterna och sidoberget icke har kunnat lokaliseras. På många ställen förekommer skivor av medelkorniga, gnejsiga bergarter i de förmodade vulka-

niterna. Dessa skivor tolkas som gångar och småmassiv av plutoniska bergarter, som till sin sammansättning är mer eller mindre granitiska. Skivorna verkar vara särskilt vanliga i de perifiera delarna av vulkaniterna. Likartade vulkaniter ingår med stor sannolikhet som ej utkarterade smärre inlagringar i den "granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejsen av varierande ursprung" (se s. 29–31).

De nu behandlade bergarterna kan beskrivas som fint medelkorniga till finkorniga fältspatrika gnejser. De är ljusa till färgen och flammiga eller otydligt bandade i röda, gråröda, rödgrå eller rent grå nyanser. Grårött och rödgrått är vanligast. Halten av mörka mineral är genomgående låg. Enstaka mafiska led finns. Det är oklart om dessa mafiska bergarter utgör led i den vulkaniska sekvensen eller är yngre gångar.

Migmatitisering är vanlig särskilt i de västligaste småmassiven. I de suraste leden, där halten av mörka mineral är mycket låg, är det givetvis ganska svårt att verkligen se migmatitådrorna. På enstaka ställen kan man även finna hornbländekristaller i ådermaterialet. Åderfrekvensen växlar starkt. På något ställe har en intensiv ådring iakttagits intill en granit, som förmodas vara yngre än vulkaniterna. Åderbildningen har då uppfattats som ett kontaktfenomen. Åderbildning av denna typ är vanligt förekommande intill kontakterna av de 1250 miljoner år gamla graniterna (se s. 139). Liksom i många av de övriga bergarterna förekommer också i vulkaniterna zoner av ganska grova muskovit-kvartsbergarter. Sammansättningen av dessa bergarter motsvarar icke någon ursprunglig magmatisk bergart. Detta fenomen beror med stor sannolikhet på urlakning. Där grundämnen förts bort har aluminium (nu som huvudelement i muskovit) blivit anrikat, eftersom aluminium är mindre mobilt än de flesta andra huvudelement i jordskorpan.

Finkorniga till fint medelkorniga, fältspatrika gnejser med varierande sammansättning

Bergarter, vilka betecknats som fin- till fint medelkorniga, fältspatrika gnejser med varierande sammansättning, finns endast längst i väster. Med den gula bottenfärgen indikeras att det sannolikt rör sig om dominerande vulkaniska bergarter. Längst i söder finns dock tydliga inslag av bergarter som till sin karaktär är metamorfoserade klastiska sediment. Dessa utgörs av gråvackeartade och mycket underordnat av kvartsitiska bergarter. Graden av tektonisering och metamorfos/metasomatos medför dock att tolkningarna blir mycket osäkra. Huvuddelen av området intages av finkorniga till fint medelkorniga gnejser. Dessa är normalt grå till färgen, ofta ljust grå på grund av den låga halten av mörka mineral. Vissa av dessa led kan även beskrivas som ljusgrå, finkorniga, granitiska bergarter. Mörka amfibolitiska led uppträder tämligen rikligt. Något mindre vanliga är mer intermediära bergarter. Förutom dessa mer eller mindre rent grå bergarter uppträder ibland även svagt brunrödgrå gnejser och ibland även gnejser med en beigeaktig färgton. Bland dessa gnejser finns i hela området starkt

deformerade, grå, medelkorniga granitoida bergarter sannolikt tillhörande Åmålsgranitoidgruppen (se s. 41).

Gnejserna är normalt bandade. Bandbredden varierar från någon till mer än hundra meter. Banden är uppbyggda av sura gnejser av något olika färg och sammansättning samt av mafiska amfibolitiska led. Berggrunden är klart bimodal med en frekvenstopp bland de sura och en bland de basiska bergarterna. Mer underordnat förekommer intermediära bergarter som har stora hornbländekorn, ibland upp till 2 mm i diameter.

Berggrunden är som på många andra ställen i västra Värmland migmatitiserad. Graden av migmatitisering verkar tilltaga mot norr. Ådrorna är nästan alltid tunna. Normalt är de inte mer än några centimeter breda. De enskilda ådrorna är oftast också korta, ofta endast någon decimeter, ibland dock upp mot en meter eller i sällsynta fall mer. Hela området är ymnigt genomslaget med pegmatiter, vilka dock är avsevärt mycket yngre och inte har något med bildningen av huvudberggrunden att göra.

Porfyrisk granit, ålder okänd

Endast ett mycket litet område nordöst om Årjäng har betecknats som porfyrisk granit med okänd ålder. Det är icke osannolikt att den bergart som avses genetiskt hänger samman med någon av de andra bergarterna. Omvandlingen, framför allt tektoniseringen, är stark. Bergarten ligger isolerad i ett stråk av bergarter, som sannolikt utgörs av metasediment och som på alla sidor omges av yngre graniter. Därför går det ej att etablera några fältsamband mellan denna bergart och de övriga, bättre karakteriserade bergarterna. Det lilla området som intas av bergarten har liksom dennas allmänt sett svårdefinierade karaktär medfört att några särskilda undersökningar av den ej bedömts befogade. Det är möjligt att bergarten är identisk med den starkt migmatitiserade och deformerade granitiska (granodioritiska) gnejs som finns något längre mot öster, omedelbart väster om Glaskogskollans västkant.

Bergarten är medelkornig till grovt medelkornig även om den är granulerad. Den kan närmast beskrivas som en deformerad ögongranit. Frekvensen av ögon växlar. Färgen är rödgrå till gråröd. Framför allt fältspatögonen står för det röda inslaget. Bergarten är folierad, stänglig och veckad minst två gånger. På många ställen har den spruckit upp och därefter blivit kvartsläkt. Metamorfoserade meterbreda band av basiska bergarter finns i graniten. Dessa kan vara äldre gångar. De är emellertid nu mycket starkt deformerade. De är dessutom helt konforma, vilket gör det omöjligt att säga om de verkligen är gångar. De band av röda granitiska bergarter, som också förekommer, är sannolikt – men det är givetvis heller inte säkert – gångar av den omgivande och yngre(?) Gryttomgraniten. Dessa band varierar i bredd mellan någon decimeter och någon meter.

Granitisk gnejs med okänd ålder och oklara övergångar mot vulkaniter

I västligaste delen av länet förekommer ett stort område av sura granitiska gnejser, som oftast är glest mikroklinporfyroblastiska. Bergarten är medelkornig eller fint medelkornig. Mellanmassan är oftast ljust grå men ibland svagt rödaktigt grå. Blasterna är oftast svagt röda eller skära och endast i undantagsfall vita. De är utdragna i foliationsriktningen och består aldrig av enkristaller utan är uppbyggda av ett flertal små mikroklinkristaller. Man kan på vissa ställen iakttaga hur blasterna dragits ut och rekristalliserat till små sliror i bergarten. Sannolikt har blasterna ursprungligen varit enkristaller. Deras nuvarande karaktär är en följd av en eller flera senare deformationsfaser. Figur 3 visar en typisk granitoid från detta massiv. Blasterna sitter alltid glest. Frekvensen varierar dock och ibland försvinner blasterna helt. Det är då näst intill omöjligt att skilja bergarten från de oftast mer finkorniga typer, som förekommer i den norra delen av massivet och som åtminstone tills vidare tolkas som sannolika vulkaniska bergarter. Här finns säkerligen flera inkonsekvenser i kartbilden.

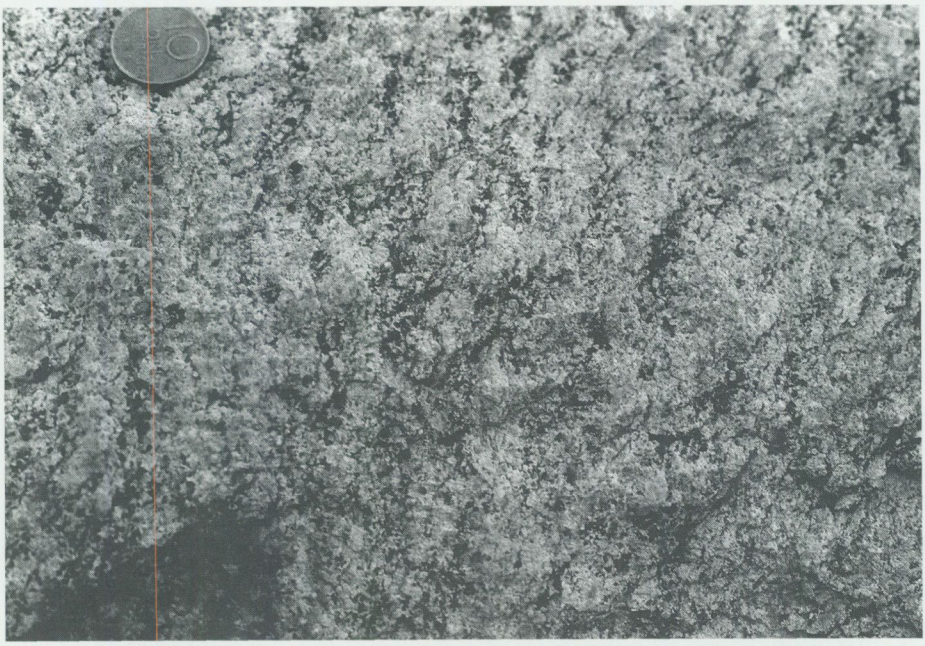


Fig. 3. Vittrad yta av den glest porfyroblastiska gnejsgranit, som är typisk för stora delar av "norra västligaste Värmland". Lägg märke till hur mycket bättre blasterna syns på den vittrade ytan än på den friska (jfr fig. 47, s. 125). Myntets diameter är 15 mm (RN 662485/128850).

Weathered surface of the sparsely blastic, gneissic granite typical for large parts of "Northern Westernmost Värmland". Note how much better the megacrysts are seen on the weathered surface compared to the unweathered surface (cf. Fig. 47, p. 125). Coin diameter 15 mm (662485/128850).

Kvarts, mikroklin och plagioklas (oligoklas till andesin) dominerar den mineralogiska sammansättningen. Biotit förekommer alltid. Hornblände finns ibland och då endast i små mängder. Då bergarten blir migmatitiserad, förekommer hornblände på sina ställen som megakrister i ådermaterialet. Bland de accessoriska mineralen återfinns apatit, titanit, epidot, klinozoisit och allanit samt zirkon, muskovit, flusspat och prehnit.

Som framgår av kartan bildar bergarten ett ganska stort sammanhängande massiv. Inom stora områden är den också homogen, om man bortser från smärre skillnader i sammansättning och megakristfrekvens. Inom andra områden, då framför allt mot norr, blir den uttalat inhomogen och uppbandad av Åmålsgranitoider. Ibland kan man finna kontakter mellan bergarterna. Dessa är dock icke entydigt tolkbara vad avser åldersskillnader. På ett ställe har i den granitiska gnejsen iakttagits en gångartad bildning av något som skulle kunna tolkas som en Åmålsgranitoid. På andra ställen finns spöklika intermediära inneslutningar i gnejsen. Dessa inneslutningar skulle kunna vara Åmålsgranitoider. Sammantaget gör detta att någon entydig åldersrelation icke går att utläsa ur dessa sinsemellan motsägelsefulla och ytterst osäkra iakttagelser.

Den inom stora områden ganska homogena bergarten, dess kemiska och mineralogiska sammansättning och dess ibland relikta plutoniska textur gör att den har tolkats som en djupbergart, dvs. en granit till granodiorit. I norr finns övergångar mot finkornigare led. Ibland är det oklart vad som tillhör den nu behandlade granitkroppen och vad som tillhör det, som förmodats vara vulkaniter. Detta är ett vanligt dilemma vid tolkningar inom västra Värmlands berggrund. Blottningsfrekvensen, karteringsskalan och bergarternas metamorfa och tektoniska omvandling gör att detta problem icke har kunnat lösas. Det finns hällblottningar, där en megakristisk och helt normal granitisk gnejs uppträder tillsammans med en finkornigare gnejs. Den senare saknar megakrister och liknar bergarter, som på andra ställen i länet har förmodats vara vulkaniska. Trots att det verkar finnas två bergarter i en och samma häll är det icke möjligt att se någon klar kontakt mellan dem. Iakttagelser av detta slag gör att man på goda grunder kan misstänka, att den presenterade kartbilden utgör en stark förenkling av en mycket mer komplicerad verklighet.

Migmatitiseringsfrekvensen varierar mycket starkt. Stora områden särskilt i söder är praktiskt taget fria från migmatitådror. Inom andra områden är bergarten mycket intensivt migmatitiserad. Kraftigt migmatitiserad berggrund förekommer i vissa kontaktregioner i söder och inom stora områden i norr. Det finns utseendemässiga skillnader mellan bergarterna norr och söder om den stora förkastningen genom Skårsjön (RN 6628/1285). Framför allt är bergarten homogenare på södra sidan om förkastningen. Det är mycket osäkert huruvida dessa skillnader beror på att olika djupsnitt är blottade av en och samma bergart eller om förkastningen har medfört att två olika men utseendemässigt likartade bergarter hamnat intill varandra. Rörelseriktningen i denna förkastning är ej känd.

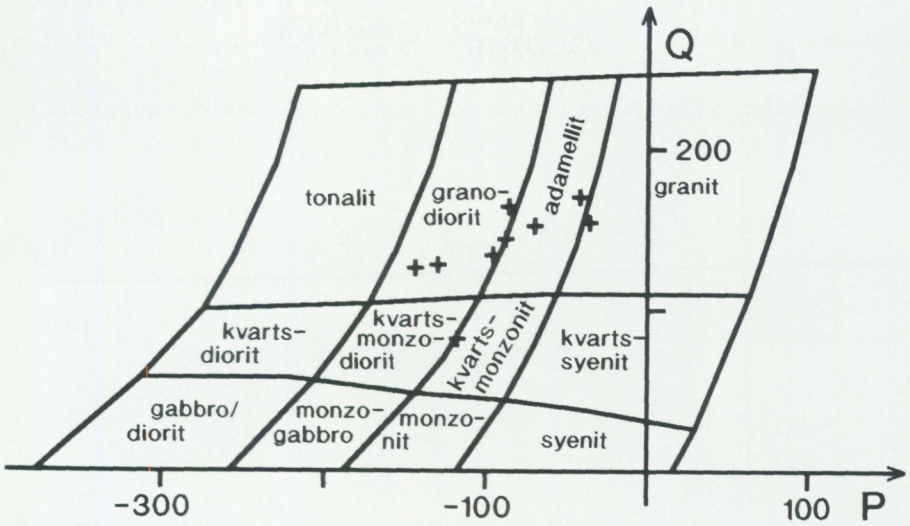


Fig. 4. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för den glest fältspatporfyroblastiska gnejsgraniten. Som framgår av diagrammet är dessa bergarter kemiskt att betrakta som adamelliter och granodioriter. P motsvarar förhållandet mellan plagioklas och kalifältspat med plagioklasandelen tilltagande mot vänster; P = K- (Na + Ca); Q är proportionellt mot kvartshalten i bergarten; Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3). Elementsymbolerna står för molproportionen av ifrågavarande elementoxid multiplicerad med 1000. Figuren är grundad på 9 analyser.

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) of the sparsely porphyroblastic gneissic granite. Chemically these rocks are adamellites and granodiorites. P expresses the ratio between plagioclase and potash feldspar. Plagioclase increases to the left; P = K- (Na + Ca); Q is proportional to the quartz content; Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3). The element symbols stand for the mole proportion of the element oxide multiplied with 1000. The figure is based on 9 analyses.

Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 1. Nio bergarter från olika delar av massivet (massiven) har analyserats på sina huvudelement. Inga spårelementanalyser föreligger. Det finns inga klara korrelationer mellan elementen i denna bergartstyp med undantag för en mycket hög korrelation mellan SiO_2 och Na_2O (-1,00) samt mellan SiO_2 och CaO (-0,80). Det enda, som kan förklara denna synnerligen märkliga kemiska variation, är att kvarts och plagioklas är de två huvudmineral i bergartssekvensen som varierar mest. Då det ena ökar minskar det andra. Det framgår av tab. 1 att bergarten icke är särskilt rik på SiO_2. Halten av SiO_2 ligger mellan 65 och 70 %. Detta motsvarar sammansättningsmässigt en granodiorit till granit. Trots detta är K_2O-halten hög och molförhållandet K/(K+Na) tämligen högt (≈0,50), medan Mg/(Mg+Fe)-förhållandet icke är särskilt lågt (0,2–0,3). Om tolkningen av bergarten som plutonisk bergart är riktig, tyder den kemiska karaktären på att det är en så kallad S-granit, dvs. en granit som har bildats genom uppsmältning av en sedimentär bergart. Denna hypotes stöds också av att bergarten är osedvanligt Al-rik för att komma från västra Värmland. Av de nio analyserade bergarterna är sju korundnormativa

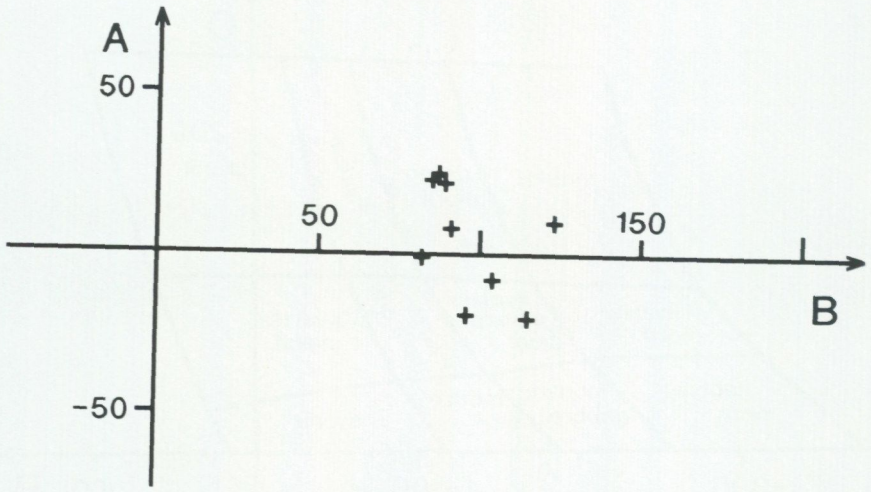


Fig. 5. BA-diagram enligt Debon & Lefort (1982) för den glest fältspatporfyroblastiska gnejsgraniten. Bergarten är metaluminös och liknar i detta avseende de flesta andra plutoniska bergarter i västra Värmland. B motsvarar halten av mörka mineral; B = Fe + Mn + Mg + Ti och A är proportionellt mot det aluminium som finns i överskott jämfört med det stökiometriska förhållandet i fältspaterna; A = Al - (K + Na + 2Ca). Elementsymbolerna står för molproportionen av ifrågavarande elementoxid multiplicerad med 1000. Figuren grundas på 9 analyser.

BA-diagram according to Debon & Lefort (1982) of the sparsely porphyroblastic gneissic granite. The rock is metaluminous and in this respect similar to most other rocks in western Värmland. B is proportional to the content of mafic minerals; B = Fe + Mn + Mg + Ti, and A to the aluminium in excess of Na, K and Ca in the feldspar proportions; A = Al - (K + Na + 2Ca). The element symbols stand for the mole proportion of the element oxide multiplied with 1000. The figure is based on 9 analyses.

och endast de två minst SiO_2-rika (AL6454 och AL6023) wollastonitnormativa. Granitiska bergarter från västra Värmland har normalt inte någon kemiskt sedimentär signatur.

Enligt Debon & LeForts klassifikationssystem (1982) är de analyserade bergarterna granodioriter och adamelliter (jfr fig. 4–6). Bergarten är jämfört med Åmålsgranitoiderna och de yngre graniterna klart aluminiumrikare men har samma typ av differentiationstrend som Åmålsgranitoiderna, dvs. att bergartens mörka beståndsdelar ökar kraftigt när kvartshalten minskar. Detta är typiskt för sådana granitoider som under senare perioder i Jordens utvecklingshistoria har bildats i orogena subduktionszoner.

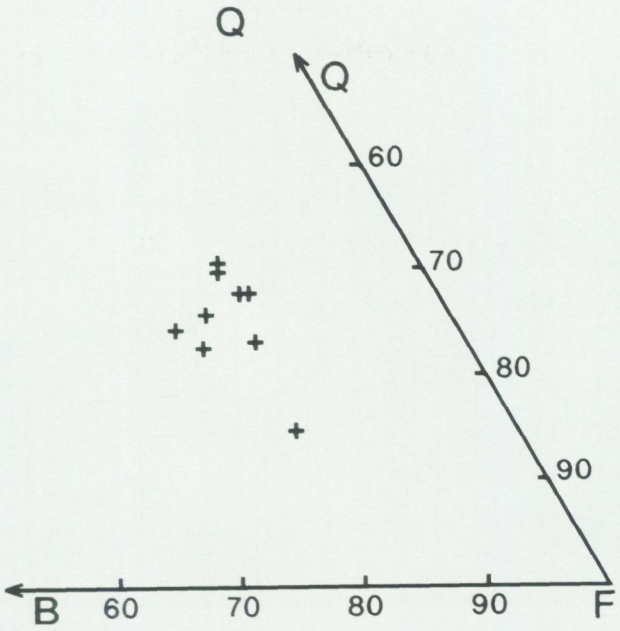


Fig. 6. Differentiationsdiagram (BQF-diagram) enligt Debon & Lefort (1982) för den glest fältspatporfyroblastiska gnejsgraniten. I dessa diagram brukar orogena granitoider bilda ett tämligen väl definierat, smalt variationsområde där både B och F ökar då Q minskar (jfr fig. 16, s. 44), medan anorogena och postorogena bergarter kännetecknas av att variationen är i det närmaste lodrät med endast obetydligt tilltagande B då Q minskar. Dessa bergarter visar ingen utpräglad differentiationstendens. F är proportionellt mot den totala mängden fältspat; F = 555 - (Q + B). De övriga symbolerna förklaras i figurtexterna till fig. 4 och 5. Diagrammet grundas på 9 analyser.

Differentiation diagram (BQF diagram) according to Debon & Lefort (1982) for the sparsely porphyroblastic gneissic granite. In this type of diagram, orogenic granitoids form a narrow, well-defined field of variation characterized by an increase of B and F when Q decreases (cf. Fig. 16, p. 44), whereas anorogenic rocks are characterized by a small increase of B and a correspondingly large increase of F when Q decreases. The rocks in the diagram do not show any clear differentiation. F is proportional to the total content of feldspars; F= 555 - (Q + B). The other symbols are explained in the legends of Figs. 4 and 5. The diagram is based on 9 analyses.

Granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande ursprung (suprakrustalt eller plutoniskt)

Stora ytor intages av bergarter, vilka betecknats som granitiska och granodioritiska gnejser av varierande ursprung. Denna beteckning innebär givetvis att ursprunget till bergarterna i många fall är okänt. Vidare har med säkerhet mer än en bergart på mer eller mindre lösa grunder förts samman under denna beteckning. Slutligen skall man vara medveten om att här finns flera inkonsekventa bedömningar. Felaktigheter och



Fig. 7. Närbild av den granitiska till granodioritiska migmatiten. Fotot är taget i samma häll som fig. 37, s. 99. Myntets diameter är 24 mm (RN 658410/134765).

Close up of the granitic to granodioritic migmatite. The photo is taken at the same outcrop as Fig. 37, p. 99. Coin diameter 24 mm (658410/134765).

inkonsekvenser föreligger förmodligen främst då det gäller att skilja bergarterna från Åmålsgranitoiderna (s. 41) och från de starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga till fint medelkorniga gnejserna (s. 23). För att man skall kunna göra avgränsningarna säkrare fordras avsevärt mer ingående undersökningar än vad som kan utföras inom ramen för en länskartering.

De aktuella bergarterna förekommer i en zon av något tiotal kilometers bredd i området närmast Mylonitzonen. Bergarterna är medelkorniga till fint medelkorniga, migmatitiska gnejser. Figur 7 visar ett exempel på hur de kan se ut. De varierar från rent grå till rödgrå och förmodas till största delen ha djupbergartsursprung, dvs. vara plutoniska. Detta förmodande grundas på att de normalt är medelkorniga och inom många områden förhållandevis homogena. I de medelkorniga tämligen homogena leden uppträder "brottstycksartade" finkornigare bergarter. På grund av den metamorfos och tektonisering som bergarterna genomgått efter sin bildning är dessa "brottstycken" aldrig tillräckligt väl bevarade för att vara entydigt tolkbara på samma sätt som då brottstycken av sidoberget uppträder i t.ex. odeformerade graniter. Mycket ofta förekommer fint medelkorniga och ibland t.o.m. finkorniga varianter. Framför allt de finkorniga varianterna förekommer som tunna horisonter och är i många fall sannolikt av ytbergartsursprung. Det finns även iakttagelser, som kan tolkas som att

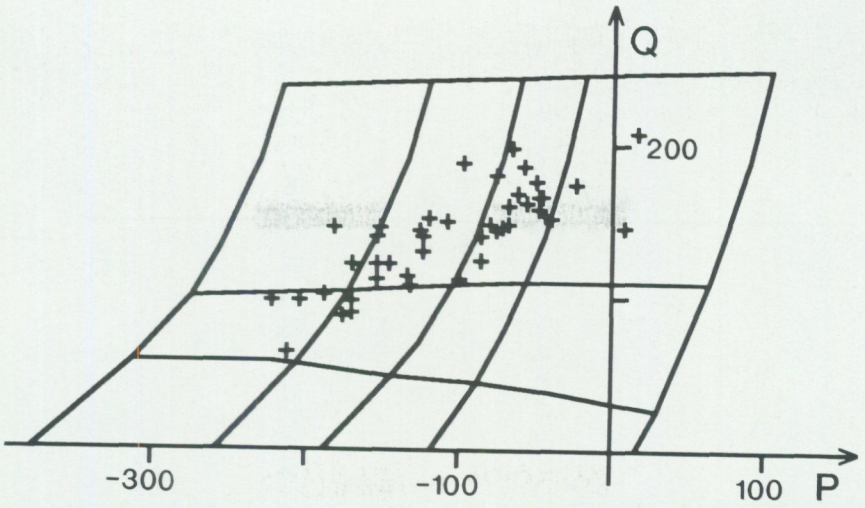


Fig. 8. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för de "granitiska" migmatiterna av varierande ursprung. Som framgår av diagrammet är dessa bergarter kemiskt att betrakta som adamelliter, granodioriter, tonaliter och kvartsdioriter. I detta avseende liknar bergarterna Åmålsgranitoiderna (jfr fig. 14, s. 42). Parametrarna förklaras i texten till fig. 4 (s. 27). Diagrammet är grundat på 44 analyser.

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) for the "granitic" migmatites of varying origin. Chemically these rocks are adamellites, granodiorites, tonalites, and quartz diorites. In this respect, the rocks are similar to the Åmål granitoids (cf. Fig. 14, p. 42). The parameters are explained under Fig. 4 (p. 27). The diagram is based on 44 analyses.

något grövre led uppträder som gångar i de finkornigare bergartsleden. Många led kan icke ges en entydig, tillfredsställande tolkning, utan man måste acceptera att de bergarter som förts till den aktuella gruppen i många fall har ett osäkert ursprung. Helt säkra suprakrustala inslag i dessa gnejser är några mycket små kalkstenar som har hittats på några ställen i den sydvästra delen av området (Gullsjö, Lång och Malsjö i Grums kn, se Lundegårdh 1995, s. 116). Dessa har varit föremål för brytning, men brotten ligger sedan länge öde och är helt eller delvis igenfyllda. På några ställen har även några meter långa linser anrikade på epidot och hornblände iakttagits. Även små epidotanrikade körtlar finns. Dessa epidotrika bergarter skulle eventuellt också ursprungligen ha kunnat vara kalkiga sediment.

I de sydöstra delarna av västra Värmland förekommer utpräglat inhomogena bergarter som förts till denna grupp. Inhomogeniteterna inom detta område består för det första av en utpräglad migmatitisering, som dock är sekundär och icke har något med bergartens bildning att göra. Vidare förekommer rikligt med massiv och band av metabasiter. Dessa har med större eller mindre rätt tolkats som metamorfoserade basitgångar. Det finns metabasiter som verkar skära den mer intermediära och sura gnejsen och där sidoberget synes uppträda som fragment i metabasiten. Även stora

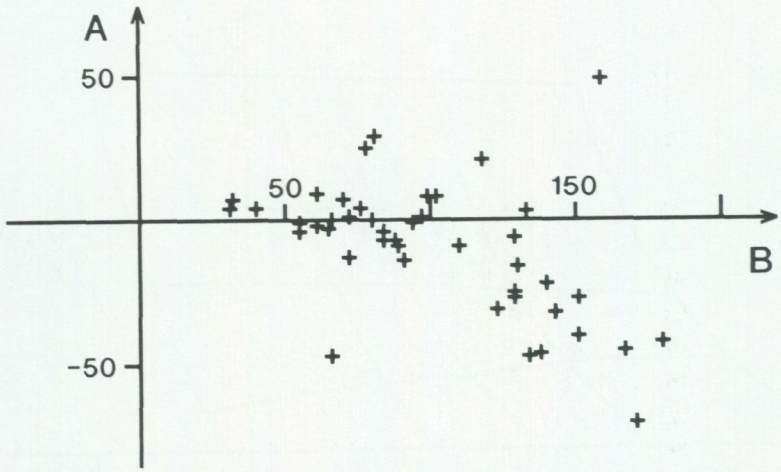


Fig. 9. BA-diagram enligt Debon & Lefort (1982) för de "granitiska" migmatiterna av varierande ursprung. Bergarten är metaluminös och liknar i detta avseende de flesta andra plutoniska bergarter i västra Värmland. Parametrarna förklaras i texten till fig. 5 (s. 28). Diagrammet grundas på 44 analyser.

BA-diagram according to Debon & Lefort (1982) for the "granitic" migmatites of varying origin. The rock is metaluminous and in this respect similar to most other rocks in western Värmland. The parameters are explained under Fig. 5 (p. 28). The diagram is based on 44 analyses.

mängder av röda band förekommer, särskilt i de områden som gränsar mot yngre röda mikroklingraniter. Banden förmodas till största delen vara gångar av dessa yngre graniter. De finkornigare led, som dominerar i de förmodade metasedimenten (s. 20), förekommer icke alls eller endast underordnat. Bland banden kan däremot uppträda ögonförande led tillsammans med finkorniga, grå gnejser och olika typer av basiter. Den fina bandning av led med smärre sammansättningsvariationer som är typisk i de förmodade metasedimenten förekommer normalt inte. Inslag av bergarter med likartad bandning förekommer dock lokalt. Dessa kan vara suprakrustalbergarter. Det sagda innebär att man vid avgränsningen av de förmodade granodioritiska och granitiska gnejserna mot de förmodade metasedimenten i första hand har utnyttjat bergartsassociationer och icke enskilda bergartsled. Det är dock omöjligt att dra en exakt gräns mellan bergartsassociationerna, då det finns bergartsled som lika gärna kan föras till den ena som till den andra associationen. Ett sådant led som förhållandevis ofta har iakttagits i såväl de förmodade metasedimenten som i den nu aktuella gruppen är en röd, leukokratisk, sockerkornsartad bergart. Denna uppträder som band av någon meters till några tiotal meters mäktighet. Då blottningsfrekvensen är god, kan ett sådant band följas flera kilometer parallellt med strykningsriktningen. Gränslinjerna är således öppna för olika tolkningar, framför allt i de områden där bergarter från den nu be-

handlade gruppen kommer i kontakt med de förmodade metasedimenten. I framför allt ett par förkastningsbranter finns flakiga ganska grova gnejser, som är starkt anrikade på muskovit och kvarts. Dessa tolkas som hydrotermalt omvandlade och urlakade bergarter; jfr de förmodade metasedimenten (s. 21).

Bergarten är nästan alltid starkt migmatitiserad. Leukosommaterialet förekommer antingen som gnejsighetsparallella skikt (stromatisk migmatitisering) eller som kortare ådror. Detta kan ge ett slirigt intryck. Enskilda leukosomer kan i stora hällar följas tio meter parallellt med strykningen, medan bredden varierar från någon centimeter till ca tio centimeter. Leukosomerna är ofta veckade. Nya, yngre leukosomer kan börja växa i veckaxelplanen. Det förekommer även att leukosommaterialet tenderar att samlas och då börjar uppträda som självständiga granitiska bergarter. Särskilt i de mer finkorniga leden blir ådrorna tunna och korta. Mycket ofta är leukosommaterialet fläckigt av hornblände. Man kan lokalt även finna hällar där såväl finkorniga, tunna och allmänt dåligt definierade ådror uppträder tillsammans med bredare, mäktigare och hornbländefläckiga. Undersöker man hornbländekristallerna närmare finner man att de ofta är sammanvuxna med biotit och titanit. Leukosomen är i söder nästan alltid svagt rödaktig, medan den mot norr oftast är ljust grå i färgen. Ådrorna kan utgöra upp till nästan halva bergarten.

Systematiska kemiska undersökningar har utförts på alla olika grupper av plutoniska bergarter inom den västra länsdelen. Dessa systematiska undersökningar omfattar i första hand huvudelementen och endast i mindre utsträckning spårelementen. En del av dessa undersökningar har gjorts inom ramen för länskarteringen, medan andra har gjorts helt fristående från karteringsarbetet. Inga spårelementundersökningar har gjorts av bergarter tillhörande gruppen granitiska och granodioritiska gnejser av varierande ursprung. Tabell 2 ger huvudelementdata för denna grupp av bergarter.

I figurerna 8–10 åskådliggörs den kemiska sammansättningen i den diagramtyp, som har konstruerats av Debon & Le Fort (1982). Majoriteten av de analyserade bergarterna klassificeras som granodiorit eller adamellit. Underordnat förekommer även rent granitiska samt tonalitiska, kvartsmonzodioritiska och kvartsdioritiska sammansättningar. Jämför man dessa resultat med motsvarande resultat från Åmålsgranitoiderna (s. 42) finner man att sammansättningarna av de båda grupperna är tämligen likartade. Dessutom är den kemiska signaturen likartad. Bägge grupperna är förhållandevis aluminiumfattiga. Den mer inhomogena gruppen visar en något större spridning i detta avseende. Differentiationen, som man i Debon & Le Forts system åskådliggör i så kallade BQF-diagram (mörka mineral, kvarts, fältspat), är likartad och påminner om de moderna, analoga bergarter som man finner i subduktionsmiljöer, dvs. orogena granitoider.

Mineralsammansättningen varierar en hel del. Genomgående är kvarts, mikroklin och plagioklas de tre viktigaste huvudmineralen. Proportionerna mellan dessa mineral varierar kraftigt och bitvis oregelbundet. Detta är en klar indikation på att bergarter med olika ursprung förts till denna bergartsgrupp. Möjligen kan man säga att halterna

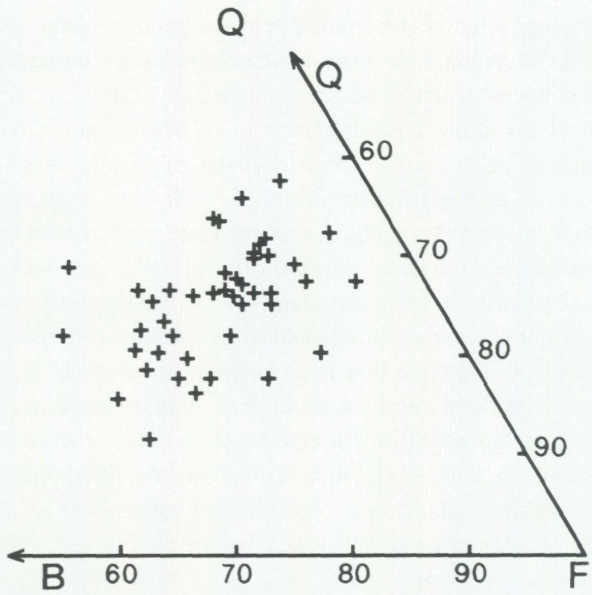


Fig. 10. Differentiationsdiagram (BQF-diagram) enligt Debon & Lefort (1982) för de "granitiska" migmatiterna av varierande ursprung. Lägg märke till punkternas spridning, vilken kan bero på att bergarter av olika ursprung har analyserats. Parametrarna förklaras i texten till fig. 6 (s. 29). Diagrammet grundas på 44 analyser.

Differentiation diagram (BQF diagram) according to Debon & Lefort (1982) for the "granitic" migmatites of varying origin. Note the scattered points, the cause of which might be that rocks of varying origins have been included in the diagram. The parameters are explained under Fig. 6 (p. 29). The diagram is based on 44 analyses.

av kvarts och mikroklin verkar minska samtidigt men mikroklinhalten något snabbare än kvartshalten när bergarterna blir mer mafiska till sin karaktär. Detta är ett drag som är normalt för orogena plutoniska bergarter. Fältspat förekommer ibland som större korn, megakrister. Megakristerna är oftast uppbyggda icke av enkristaller utan av flera sammansatta mineralkorn. Storleken av de enskilda kornen överstiger sällan ett par millimeter. Bland mörka mineral dominerar biotit över hornblände. Halten av mörka mineral varierar från några få procent till uppemot 15%. Ofta är biotiten kloritomvandlad. Granat förekommer allmänt. Granathalten är särskilt hög i söder, framför allt i området kring Grums. Granaterna kan i Grumstrakten bli stora. I mer sällsynta fall kan diametern av enskilda korn vara flera centimeter. Dessa korn är dock ej homogena utan söndertrasade och sammanläkta av framför allt kvarts. En typ av inhomogenitet utgör en bandning med omväxlande granatfattiga och granatrika led. Mot norr blir granathalten av någon anledning avsevärt lägre. Halten är så låg att den icke kan uppskattas med något större mått av säkerhet genom punkträkning i tunnslip.

Normalt ligger granathalten på några tiondels procent. Detta innebär att man normalt kan hitta små granater (diametrar upp till 1 mm, vanligen <0,5 mm) i de flesta hällar. Detta mineral finns såväl i de mer intermediära bergarterna som i de sura leden. Granat är icke endast begränsad till migmatitens mesosom (ofta även kallad paleosom, den mer eller mindre oförändrade delen av en migmatit, den som finns mellan ådrorna). Granat finns även i leukosomen (den ljusa delen av en migmatit, dvs. ådermaterialet). Granat växer även över gränszonen mellan leuko- och melanosom (den mörka randen vid leukosomen), vilket indikerar att temperaturen varit tillräckligt hög för granatbildning även efter migmatitiseringen. Mineral tillhörande epidotgruppen förekommer nästan alltid. Halterna varierar från under 1 % till närmare 10 %. Remarkabelt är att halten av allanit (en form av epidot med höga halter av lätta sällsynta jordartsmetaller, särskilt cerium) ofta är mycket hög, ibland högre än normal epidot eller klinozoisit. Bland de accessoriska mineralen kan i övrigt framför allt titanit, apatit och zirkon nämnas. Muskovit finns ibland i mycket små mängder, sannolikt som ett omvandlingsmineral. Pumpellyit, prehnit och flusspat har iakttagits i något enstaka tunnslip. Magnetit finns allmänt, särskilt i de surare leden. Mineralet förekommer som små korn i matrix men även som större megakrister, där diametern i sällsynta fall kan närma sig en centimeter. Typiskt är att runt dessa stora magnetitblaster uppträder en blekzon. Denna zon kännetecknas framför allt av att biotit och andra mörka mineral saknas. Det har icke kunnat klarläggas om kvarts/fältspatförhållandet är systematiskt annorlunda i blekzonerna än i bergarten i övrigt.

Som tidigare har framhållits är det i många fall mycket svårt att i fält skilja Åmålsgranitoiderna från den nu aktuella, mer inhomogena gruppen. I söder, dvs. från trakten strax norr om Grums och söderut på Värmlandsnäs skiljer sig bergarterna åt framför allt genom att migmatitiseringen drabbat dem olika starkt. Det är här möjligt att följa den obetydligt eller icke alls migmatitiserade Åmålsgranitoiden nästan ända fram till kontakten mot den starkt migmatitiserade förmodade graniten eller granodioriten. Själva kontakten har aldrig iakttagits; ett par meters moräntäckt område har alltid förhindrat observationer. Vid en småskalig länskartering uppsöks dock inte alla hällar utan observationsnätet görs medvetet glest. En annan skillnad som är tydlig i dessa sydliga delar av länet är att amfibolitinslaget i de förmodade graniterna och granodioriterna är avsevärt högre än i Åmålsgranitoiderna. Av någon anledning är trakten av Grums mycket starkt influerad av basisk vulkanism. Dessa vulkaniter är givetvis metamorfoserade. Det viktigaste mörka mineralet är hornblände följt av växlande mängder av biotit. Granat är mycket vanlig i dessa metabasiter. Vissa av dem kan vara granatspäckade. Man kan spekulera i att de förmodat granitiska och granodioritiska gnejserna skulle vara äldre än Åmålsgranitoiderna, att de har migmatitiserats före intrusionen av Åmålsgranitoiderna, och att den vulkaniska verksamheten i sin tur skulle ligga före migmatitiseringsfasen. Detta kan idag dock icke bevisas utan måste betraktas som rena spekulationer.

Norr om Grums blir bergartsgrupperna successivt betydligt svårare att skilja åt. Orsaken är att längre i norr blir också Åmålsgranitoiderna allt starkare migmatitiserade. Detta gäller framför allt i trakten av Arvika. Begreppet "trakten" ges här en ganska vid tolkning. Inom dessa stora nordliga områden förekommer med stor sannolikhet åtskilliga felklassifikationer och inkonsekvenser. Det ganska intrikata kontaktmönstret mellan de båda bergartsgrupperna har framtagits genom subjektiva tolkningar av bergarternas utseende, genom associationen till andra bergarter inom området och genom de tektoniska riktningarna. Förutom de fel som är oundvikliga på grund av det subjektiva inslaget i tolkningarna tillkommer problemet med kartskalan. Variationerna i berggrunden är delvis mycket småskaliga. Det fordras då en karta i mycket stor skala för att denna variation skall kunna återges. En sådan karta har dock icke kunnat framställas i dessa områden, eftersom blottningsfrekvensen är för låg för att tillåta något sådant.

Fryksdalshöjdsgnejs

Fryksdalshöjdsgnejsen förekommer som två väl sammanhållna massiv intill Mylonitzonen i östra delen av västra Värmland. Såvitt känt har inte Fryksdalshöjdsgnejsen dragits in i den mylonitiska processen. Eftersom ursprungsbergarten till myloniten längs zonens sydvästkant inte kunnat bestämmas, finns givetvis ett frågetecken inför detta påstående. Längst i söder, strax norr om Norsälvens dalgång (RN 66050/13565), är förhållandena osäkra. Det nordvästligaste massivet av Fryksdalshöjdsgnejs verkar upphöra abrupt vid den förkastning som går i nordlig riktning från sjön Mangen (RN 66275/13320) och tvärs över stora delar av Mylonitzonen. Det finns inga iakttagelser, som tillåter en uppmätning av språnghöjden i förkastningen. Å andra sidan finns heller ingenting som antyder att förkastningsbeloppet skulle utgöra mer än några hundratal meter – kanske någon kilometer. Detta innebär att "mäktigheten" av det nordvästra Fryksdalshöjdsgnejsmassivet är måttlig. Fryksdalshöjdsgnejsen har icke fått någon egen grundfärg på kartan utan är markerad som en del av de övriga migmatitiserade granodioritiska och granitiska gnejserna. Orsaken till detta är att det idag icke finns några iakttagelser eller andra data som tyder på att Fryksdalshöjdsgnejsen åldersmässigt skulle skilja sig från dessa.

Fryksdalshöjdsgnejsen har beskrivits och diskuterats av Lindh (1981a). Den är en rödgrå till gråröd bergart. Lokalt kan den bli rent grå. Bergarten är medelkornig och migmatitiserad. Den är ofta så totalt genomvävd av ådermaterial att nästan ingenting återstår av mesosomen, som närmast skulle representera ursprungsbergarten. Det finns upprepade iakttagelser som visar att en tunn åderseparation skärs av yngre grövre ådror. Dessa senare ådror är normalt veckade. Melanosomer finns, men de växlar från mycket distinkta till knappt synliga. Utmärkande för Fryksdalshöjdsgnejsen är de ymnigt förekommande fläckarna av hornblände i de yngre ådrorna. Ofta har en viss omvandling av hornbländet skett. Det är fullt möjligt att med hjälp av lupp se en

begynnande bildning av epidot. Dessa fläckar förekommer i och för sig icke endast i Fryksdalshöjdsgnejsen utan även i flera andra bergartsenheter. Ett annat typiskt drag för Fryksdalshöjdsgnejsen är en svag tendens till ögonbildning. Ögonen är sammansatta av flera mikroklinkorn och deformerade. I många fall kan bergarten bäst beskrivas som reliktoftamalitisk (oftamalitisk = ögonförande). Minst två generationer av ögon verkar förekomma. Ögonen är bäst utbildade i det södra massivets södra del. I det norra massivet är ögonutbildningen mycket dåligt utvecklad.

I tabell 3 rapporteras några kemiska totalbergartsanalyser av Fryksdalshöjdsgnejsen tillsammans med den besläktade Storhedsgnejsen (s. 38). SiO_2-halten varierar mellan ungefär 66 och 77 %. Övriga element, så när som på alkalielementen natrium och kalium, följer den normala variationen för magmatiska bergarter, även om trenderna är något oregelbundna. Detta är ej oväntat eftersom analyserna är ganska få och kommer från ett förhållandevis stort område och från mer än ett massiv. Kalium- och natriumvariationerna är oregelbundna, något som heller icke är ovanligt. Som framgår av den kemiska sammansättningen måste bergarten domineras av kvarts och fältspater. Fältspaterna utgörs av albitrik (Na-rik) plagioklas och mikroklin. Vidare för bergarten hornblände, biotit, som kan vara kloritiserad, och granat. Granathalten är genomgående låg, men granater finns i såväl leukosom som mesosom. Fryksdalshöjdsgnejsen har en tämligen hög titanhalt. Detta märks om man plottar halten av TiO_2 mot SiO_2 (Hakerdiagram) för Fryksdalshöjdsgnejsen (fig. 11) och jämför den med Åmålsgranitoiden (s. 41). För Åmålsgranitoiden föreligger ett stort antal analyser från ett mycket stort område. Detta gör att spridningen blir tämligen stor. I ett Hakerdiagram kommer Fryksdalshöjdsgnejsens samtliga punkter att ligga i den absolut översta delen av variationsområdet för Åmålsgranitoiden. Titanit förekommer som tämligen stora korn vilka t.o.m. i enstaka fall kan identifieras makroskopiskt. Intressant är också att notera att trots att Åmålsgranitoiden i jämförelse med t.ex. de tidigsvekofenniska granitoiderna är aluminiumfattig, är Fryksdalshöjdsgnejsen ännu aluminiumfattigare (fig. 11). Detta talar också för tolkningen av Fryksdalshöjdsgnejsen som en magmatisk bergart. Någon skillnad i Hakerdiagrammen för Mg och Ca kan däremot inte påvisas. Typiskt för Fryksdalshöjdsgnejsen är också förekomsten av två glimrar, även om muskovithalten alltid är låg. De ljusa huvudmineralen är kalifältspat, plagioklas och kvarts. Kalifältspaten förekommer ofta som stora pertitiska korn. Dessa är vanligen subhedrala till euhedrala, vilket betyder att de nästan har sin egen kristallform utbildad. Plagioklasen är alltid något omvandlad (sericit, epidot). Kvarts förekommer som mer eller mindre undulösa korn. De mafiska faserna domineras av olivgrön till brun biotit och hornblände. Biotiten är ofta något kloritiserad, vilket man ibland kan iakttaga med blotta ögat. I samband med de utpräglade hornbländefläckarna i leukosomerna förekommer även biotit, epidot och titanit. Epidot uppträder tämligen ymnigt även i mesosomen. Mineralet är ofta zonerat och allanitkärnor är vanliga.

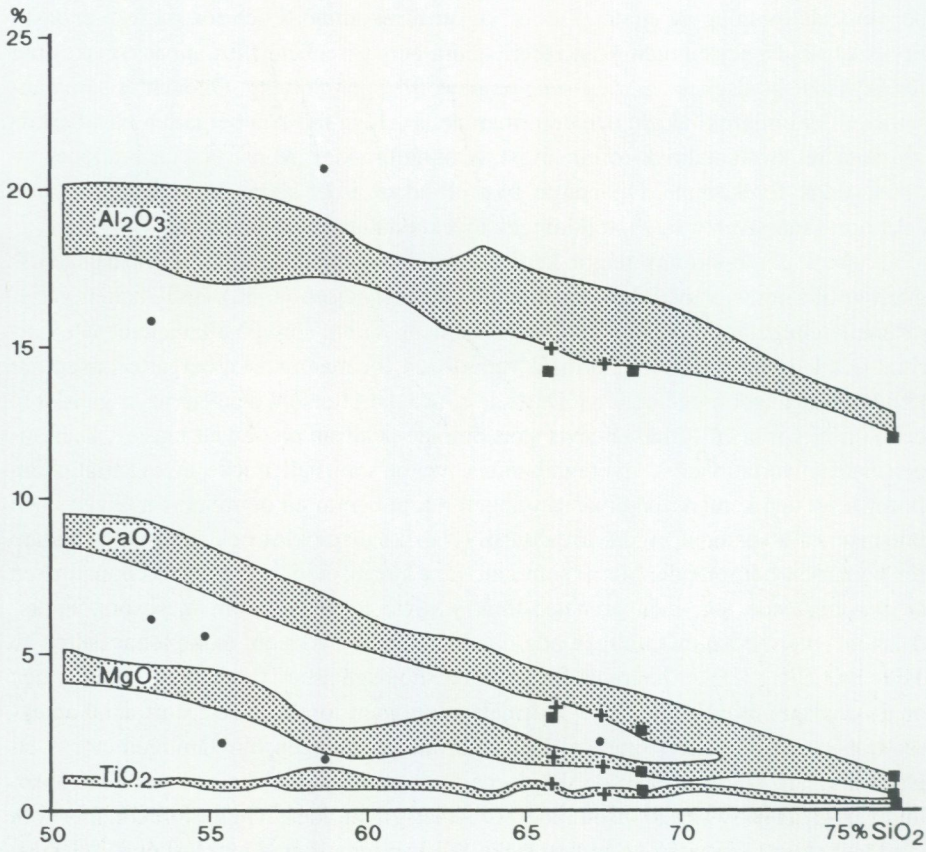


Fig. 11. Harkerdiagram. De skuggade ytorna anger Åmålsgranitoidernas normala variationsområde och de fyllda cirklarna "uteliggare". De båda översta cirklarna är "uteliggare" för Al_2O_3. Av de nedre utgör de fyra vänstra MgO-uteliggare och den högra en CaO-uteliggare. Kors visar Fryksdalshöjdsgnejs och fyllda kvadrater Storhedsgnejs.

Harker diagrams. Shading shows the normal variation of the Åmål granitoids and de solid circles outliers of Åmål granitoids. The two upper outliers refer to the Al_2O_3 variation. The four lower left outliers are MgO-outliers and the single lower right outlier is a CaO-outlier. Crosses show Fryksdalshöjden gneiss and solid squares Storheden gneiss.

Storhedsgnejs

Storhedsgnejs är beteckningen på en rödgrå, svagt oftamalitisk (s. 37), medelkornig gnejsig bergart. Ofta har den undgått migmatitisering, men ibland har kvarts och fältspatmaterial börjat växa ut från ögonen och tenderar att bilda ådror. I dessa ådror kan hornblände fläckar uppträda och bergarten blir då mycket svår att skilja från Fryksdalshöjdsgnejsen. Granat finns i små mängder, liksom titanit. Titanitkristallerna blir ibland, liksom fallet är i Fryksdalshöjdsgnejsen, så stora att de är möjliga att identi-

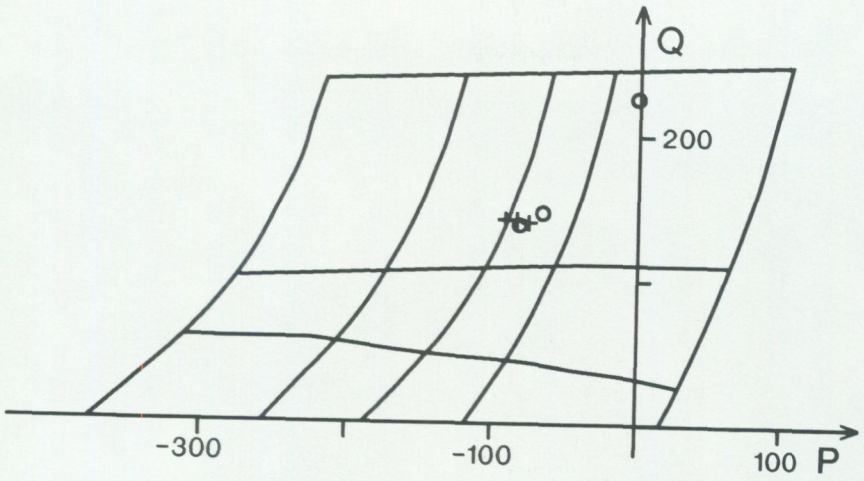


Fig. 12. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för Fryksdalshöjdsgnejs och Storhedsgnejs. Som framgår av diagrammet visar dessa bergarter endast en begränsad kemisk variation. Korsen betecknar Fryksdalshöjdsgnejs och punkterna Storhedsgnejs. Parametrarna förklaras i texten till fig. 4 (s. 27). Diagrammet är grundat på 6 analyser.

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) for the Fryksdalshöjden gneiss and the Storhed gneiss. It is evident from the diagram that these rocks show only a limited chemical variation. The crosses symbolize the Fryksdalshöjden gneiss and the solid circles the Storhed gneiss. The parameters are explained under Fig. 4 (p. 27). The diagram is based on 6 analyses.

fiera makroskopiskt. Kemiskt är det mycket svårt att peka på några direkta skillnader mellan Fryksdalshöjdsgnejsen och Storhedsgnejsen (jfr tab. 3 och fig. 11). Sannolikt är det fråga om samma bergart som har utsatts för något olika sekundär påverkan. Enligt det klassifikationssystem som tillämpas av Debon & Le Fort (1982) motsvarar gnejserna adamelliter, dvs. bergarter som ligger mellan granodiorit och granit i sammansättning (fig. 12).

Ögongnejs

Som ögongnejs har betecknats en bergart som oftast uppträder bandformat i den normala litostratigrafin. På några enstaka ställen – i Eda kommun väster om Charlottenberg invid norska gränsen (RN 6648/1298) och väster om Segmon i Grums kommun (RN 6573/1338), söder om den förkastning i vilken väg E18 delvis löper, finns två yttäckande ögongnejser. Huruvida dessa utgör massiv eller endast tunna skivor är oklart. Huvudförekomstområdet ligger i vad som har betecknats som "granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande ursprung (suprakrustalt/ plutoniskt)" ungefär i höjd med väg E18. Som framgår av kartan förekommer likartade bildningar även på några andra ställen i länet. Figur 13 visar ut-

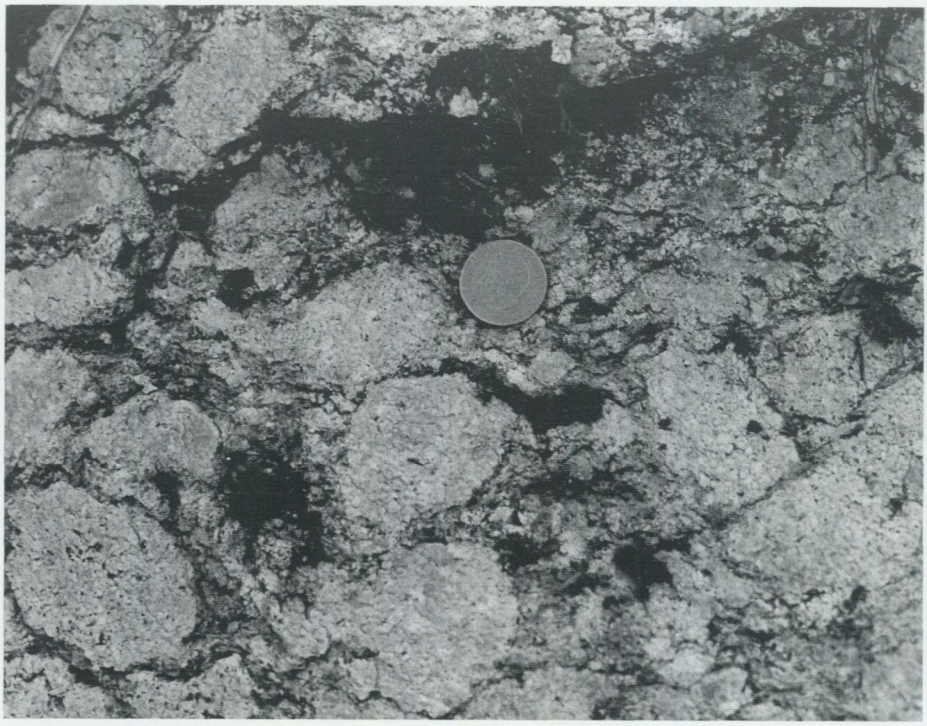


Fig. 13. Ögongnejs med rundade "ögon" av kalifältspat. Myntets diameter är 24 mm (RN 658900/133375).
Gneiss with rounded augens of potash feldspar. Coin diameter 24 mm (658900/ 133375).

seendet av gnejsen. Huvudtypen av ögongnejs består av en grundmassa som är något grövre än det normala sidoberget. I grundmassan finns ögonen. Dessa är genomgående skära till ljust röda och i huvudsak uppbyggda av kalifältspat. Det är sällsynt att finna ögon som består av endast en kristall. Normalt är ögonen polykristallina. Deras storlek varierar kraftigt även inom en och samma häll från någon centimeter upp till någon decimeter i diameter. Formen varierar från i det närmaste idiomorfa kristaller – korn begränsade av rationella kristallytor – till rundade eller elliptiska. Det förekommer att biotit växer i ett definierat område inne i ögat. I snitt ger sig detta till känna som en ej helt sammanhängande biotitring. Särskilt i huvudförekomstområdets västligaste stråk är ögonen starkt utdragna och deformerade. Detta beror sannolikt på närheten till Glaskogskollans överskjutningsplan. Ganska ofta har migmatitleukosomer börjat växa ut från ögonen. I andra fall har ögon nybildats i gamla deformerade ögon. Dessa nya ögon växer klart igenom de äldre. Övergångsformer mellan normal ögongnejs och oftast något grövre än normal migmatitgnejs är icke sällsynta. Även om ögongnejsen på kartan har markerats som helt homogena band är bergarten i verkligheten aldrig homogen utan den går såväl parallellt med som vinkelrätt mot

strykningsriktningen lokalt över i det mer normala sidoberget. En iakttagelse som sannolikt är av betydelse för uppkomsten av dessa bergarter är att muskovit relativt ofta har iakttagits i ögongnejsen, medan muskovit normalt icke förekommer i sidoberget. Man bör även lägga märke till att på flera ställen i kartbilden finns enstaka ögonmarkeringar. I dessa fall är det fråga om ej närmare begränsade småmassiv av ögongnejs. Dessa verkar vara vanligast på norra Värmlandsnäs. Berggrunden i västra Värmland är ofta lokalt genomdragen av små skjuvzoner. Dessa verkar vara något mer frekventa i ögongnejsen än vad som är normalt i omgivningen.

Inga direkta undersökningar har gjorts av ögongnejserna som syftat till att försöka klarlägga deras uppkomst. Det oregelbundna uppträdandet (oregelbundet så långt det går att bedöma från den normalt icke särskilt goda blottningsgraden) av ögonförande och ej ögonförande gnejser och successiva övergångar mellan dessa båda led gör det mindre sannolikt att ögongnejsen är en särskild, ursprunglig bergart. Mer troligt är att ögongnejsen har bildats sekundärt ur den normala granodioritiska gnejsen. De stora kristallerna och förekomsten av muskovit talar för att fluida faser spelat en icke obetydlig roll vid denna process. Det skall dock understrykas att denna tolkning i avsaknad av systematiska undersökningar måste betraktas som rent hypotetisk.

På grund av kornstorleken är det mycket svårt att göra representativa mikroskopiska och kemiska undersökningar av dessa bergarter.

Åmålsgranitoider

Bergarter betecknade som Åmålsgranitoider utgör en dominerande del av berggrunden. De utgör också en standard, som flera andra bergartsgrupper jämförs med. Den kemiska sammansättningen av dessa bergarter har tidigare varit föremål för undersökningar (Lindh 1984, 1991). Möjligheten att bergarterna utgjort utgångsmaterialet för yngre mikroklingraniters magmor har diskuterats ingående av Lindh & Holme (1989). Ett flertal åldersdateringar har gjorts såväl i Värmlands län (Persson m.fl. 1983, Hansen m.fl. 1989, Lindh & Schöberg 1987) som av ekvivalenta bergarter i områden belägna längre söderut (Welin & Gorbatschev 1976a, b, 1978a, b, Welin m.fl. 1982). Resultatet är något motsägelsefullt. Rb-Sr-åldrarna är, i motsats till vad som är normalt, högre än motsvarande U-Pb-zirkonåldrar. U-Pb-åldrarna har åtminstone i ett fall med stor sannolikhet visat sig vara omställda (Hansen m.fl. 1989). Resultatet är att man ansett att Åmålsgranitoiderna har intruderats för ungefär 1650 miljoner år sedan, dvs. att Rb-Sr-åldrarna motsvarat intrusionsåldrarna. Då antalet U-Pb-dateringar av zirkoner i Åmålsgranitoiderna ökat och alla ger likartade resultat, är det skäl att omvärdera dessa tolkningar. Det sannolikaste är att Åmålsgranitoiderna intruderade för ungefär 1600 miljoner år sedan. Detta innebär att Rb-Sr-isokronerna är roterade sannolikt på grund av kontamination eventuellt kombinerad med ytterligare någon orsak (jfr Lindh & Johansson i manuskript). Osäkerheten i bestämningarna gör att det för närvarande icke finns någon möjlighet att uppskatta längden av den

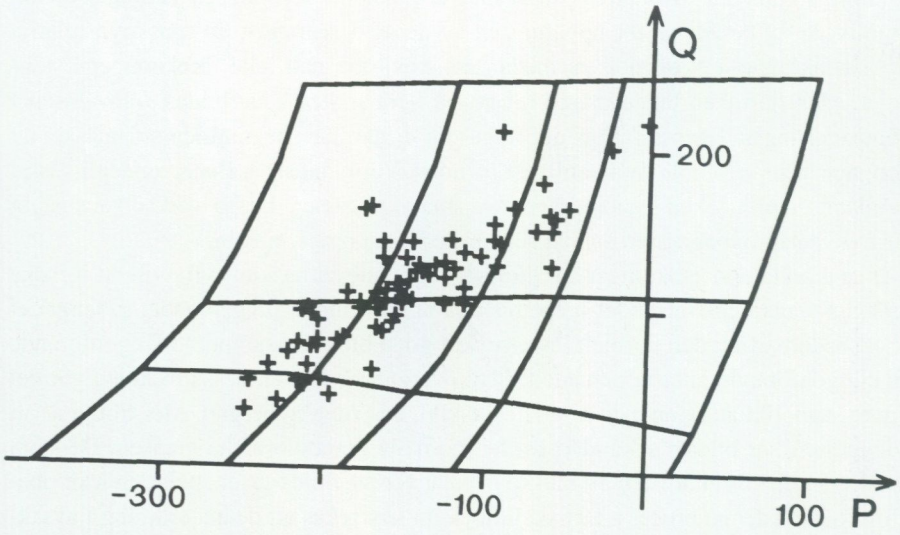


Fig. 14. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för Åmålsgranitoiderna. Dessa bergarter kan till största delen kemiskt beskrivas som adamelliter, granodioriter och kvartsdioriter. Variationen är med tanke på deformation, metamorfos och det geografiska områdets storlek mycket väl definierad till ett smalt område. Jämför den likartade fördelningen i fig. 8 (s. 31). Parametrarna förklaras i texten till fig. 4 (s. 27). Diagrammet är grundat på 79 analyser.

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) for the Åmål granitoids. These rocks can be described as mostly consisting of adamellites, granodiorites and quartz diorites. The variation is constrained to a well-defined path considering deformation, metamorphism and the large area sampled. Compare the similar distribution in Fig. 8 (p. 31). The parameters are explained under Fig. 4 (p. 27). The diagram is based on 79 analyses.

tidsepok under vilken Åmålsgranitoidernas magmor intruderade.

Åmålsgranitoidgruppen är icke någon enhetlig bergartsgrupp. Geografiskt täcker den stora områden. Dessa områden har utsatts för olika grader av metamorfos och tektoniska rörelser. Bergarten är alltid folierad, men deformationsgraden varierar starkt. Inom stora områden är bergarten migmatitiserad. Den kan då vara mycket svår att skilja från den granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejsen (se ovan, s. 35). Som tidigare framhållits är särskilt i områdets centrala delar denna uppdelning mycket subjektiv. Inom de sydöstra och nordvästra delarna av kartområdet är dock distinktionen tydligare, även om det i många enskilda fall kan diskuteras till vilken grupp en bergart i en viss specifik blottning skall föras.

Utgående från granitoidernas uppträdande kan de indelas i fyra olika typer. I sin enklaste form uppträder Åmålsgranitoiderna som stora massiv. Detta är karakteristiskt för framför allt de västligaste delarna av länet. Det stora massivet i väster består säkert av mer än en intrusion. Formen av dessa delintrusioner är icke känd. Detta beror på bristande blottningsgrad och på att karteringen är utförd som en länskartering i

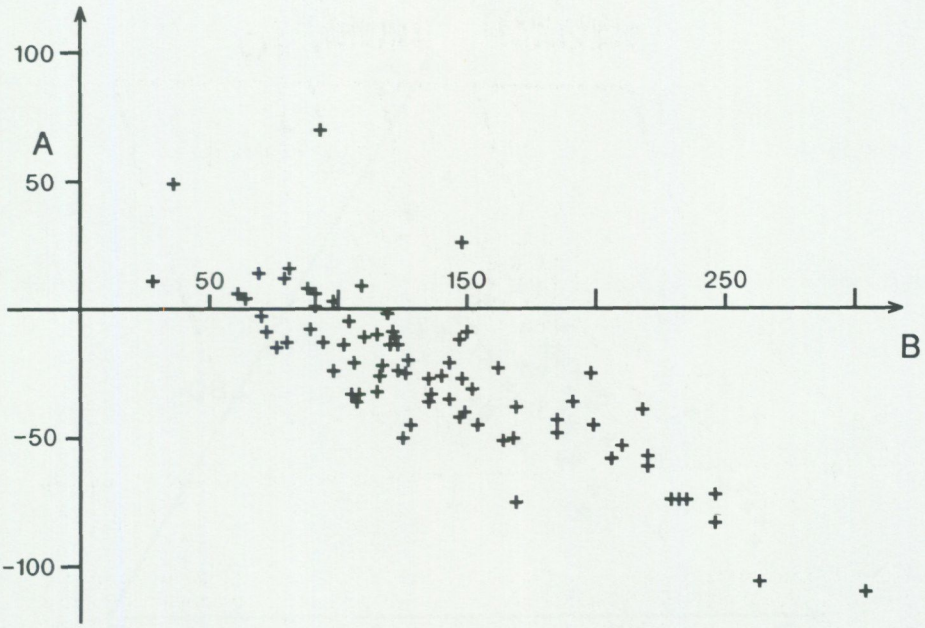


Fig. 15. BA-diagram enligt Debon & Lefort (1982) för Åmålsgranitoiderna. Dessa är metaluminösa och liknar i detta avseende de flesta andra plutoniska bergarter i västra Värmland. Jämför den mycket likartade fördelningen i fig. 9 (s. 32). Parametrarna förklaras i texten till fig. 5 (s. 28). Diagrammet grundas på 79 analyser.

BA-diagram according to Debon & Lefort (1982) for the Åmål granitoids. These rocks are metaluminous and in this respect similar to most other rocks in western Värmland. Compare the similar distribution of points in Fig. 9 (p. 32). The parameters are explained under Fig. 5 (p. 28). The diagram is based on 79 analyses.

liten skala. Ett annat sätt för granitoiden att uppträda utgör långa veckade band av flera tiotal kilometers längd och upp till ett par kilometers bredd. Bergarten kan även uppträda intimt förknippad med finkornigare led, som har ungefär samma sammansättning som granitoiden. Slutligen kan Åmålsgranitoider uppträda som band i de bandade gnejserna och som band i anslutning till kontakterna mot Göstagraniten (se nedan, s. 51) och yngre mikroklinrika graniter.

Den kemiska sammansättningen rapporteras i tabell 4. Kemiskt kan bergarterna beskrivas som adamelliter, granodioriter (dominerande), tonaliter och kvartsdioriter. Detta framgår av fig. 14, som är ett klassifikationsdiagram enligt Debon & LeFort (1982). Med tanke på för det första det stora område som provtagits för de kemiska undersökningarna och för det andra den senare metamorfos och tektonisering som drabbat bergarten, är dess kemiska variationsområde oväntat väl definierat. Detta framgår även av fig. 15 och 16. Bergartssviten kan närmast beskrivas som en kalkalkalin granitoidsvit, som mycket påminner om moderna subduktionsrelaterade mag-

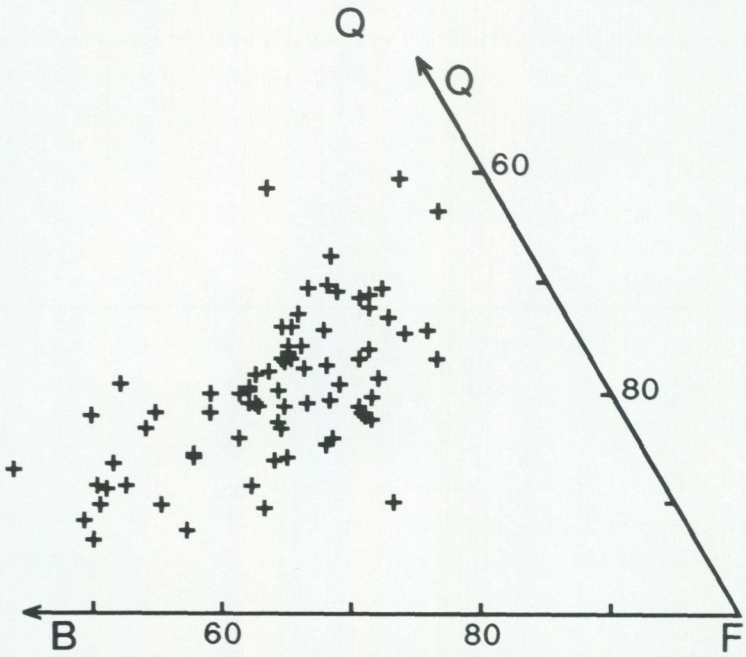


Fig. 16. Differentiationsdiagram (BQF-diagram) enligt Debon & Lefort (1982) för Åmålsgranitoiderna. Lägg märke till den slående likheten i punktfördelningen i fig. 10 (s. 34) och fig. 16. Parametrarna förklaras i texten till fig. 6 (s. 29). Diagrammet grundas på 79 analyser.

Differentiation diagram (BQF diagram) according to Debon & Lefort (1982) for the Åmål granitoids. Note that the distribution of points is similar to that in Fig. 10 (p. 34). The similarity in chemistry between the Åmål granitoids and the "granitic" migmatites is obvious. The parameters are explained under Fig. 6 (p. 29). The diagram is based on 79 analyses.

matiska bergarter. De är obetydligt fältspatrikare än sina moderna ekvivalenter. Jämfört med de något äldre tidigsvekofenniska granitoiderna har de en klart bättre definierad kemisk variation (jfr Lindh & Persson 1991). Jämför även Harkerdiagrammen i fig. 11, där ytterligare data för Åmålsgranitoidernas kemiska variation framgår.

Lindh (1991) har rapporterat ett antal analyser av spårelement i Åmålsgranitoiderna. Spårelementhalterna sammanfaller nära med dem man finner i recenta motsvarigheter. Den enda påvisade signifikanta skillnaden är en förhöjd halt av Zr i Åmålsgranitoiderna. Tre element (Ag, Zn och Sn), vilka normalt förekommer i mycket låga halter i granitoida bergarter, är enligt de analyser som presenterats av Lindh (1991) anrikade i Åmålsgranitoiderna. Han anmärker dock att halterna trots allt är mycket låga. Följaktligen är noggrannheten i analysen icke särskilt hög. Dock är förhållandet mellan de starkt kompatibla elementen Ag och Zn (element som fraktioneras till de normala bergartsbildande mineralen i stället för till smältan) praktiskt taget konstant. Förhållandet mellan dessa kompatibla element återspeglar deras inbördes förhållande

även i den moderbergart som smältan bildats ur. Detta gäller under förutsättning att uppsmältningsgraden är låg till måttlig. Det kan påpekas att den enda analysen av den om Åmålsgranitoiderna starkt påminnande Zachrisdalsgranitoiden (s. 47) har ett annat förhållande mellan Ag och Zn. En väsentlig grupp av spårelement utgör de sällsynta jordartsmetallerna (REE). RE-elementen är en kemiskt väl sammanhållen grupp, där skillnaden mellan elementen i stort sett endast består i att jonradien långsamt avtar med ökad atomvikt hos elementen. Ett undantag är Eu med en elektronstruktur som gör att elementet till skillnad från de övriga metallerna lätt bildar tvåvärda positiva joner. De övriga är normalt trevärda. Den tvåvärda jonen är något större än de övriga och passar väl in i fältspatstrukturen, särskilt plagioklasstrukturen. Detta gör att om plagioklas är ett huvudmineral i moderbergarten kommer Eu till skillnad från de övriga RE-elementen att vid magmabildningen selektivt hållas kvar. Detta innebär att halten av Eu blir "för låg" i den nybildade magman och därmed även i den bergart som till slut kristalliserar ur den. Detta är fallet med Åmålsgranitoiderna, vilka liksom de flesta andra granitoider oftast – men icke alltid – har markanta men icke särskilt stora negativa Eu-anomalier.

Den mineralogiska sammansättningen domineras av plagioklas, kvarts, biotit och hornblände. Pyroxen har iakttagits i ett fåtal av de mest SiO_2-fattiga leden. Pyroxenen är omvandlad till hornblände framför allt i ytterpartierna. Som redan framgår av kartan förekommer inom begränsade områden granat i bergarten. Denna granat är givetvis icke magmatisk utan metamorf. Detsamma gäller för alla mineralkorn; inga ursprungliga magmatiska mineral finns kvar i den mycket starkt genommetamorfoserade bergarten. Kalifältspat i form av mikroklin är praktiskt taget alltid närvarande. Eftersom bergartsgruppen är starkt differentierad varierar givetvis kalifältspathalten starkt. Inom begränsade områden uppträder svagt mikroklinblastiska varianter av Åmålsgranitoiderna. Dessa blaster är polykristallina och upp till någon centimeter i diameter. De kan ej på något vis jämställas med megakristerna i ögongnejsen (s. 32–41). Bland de accessoriska mineralen märks framför allt epidot, ibland med allanitkärnor, titanit, som ofta bildar förhållandevis stora korn, samt apatit och zirkon. Prehnit har iakttagits som spolar i biotit. Mycket sällan har även pumpellyit och skapolit observerats. I samband med retrograd metamorfos förekommer små mängder av kalcit och klorit. Kloriten uppträder som omvandlingsmineral i biotit men ibland även som en helt separat fas. Sekundär muskovit kan förekomma. Då hela bergartssviten är förhållandevis Al-fattig är detta dock sällsynt. Opaka mineral, sannolikt företrädesvis magnetit, förekommer allmänt. Inga speciella undersökningar har gjorts av de opaka mineralen. Inga bergarter som är graniter i ordets egentliga mening har förts till Åmålsgranitoidgruppen. Huruvida detta är helt riktigt är givetvis svårt att säkert bedöma, då det på grund av den starka deformationen och den genomgripande metamorfosen inte finns några helt klara indikationer, som klart och entydigt definierar Åmålsgranitoidsviten.

Som framgår av kartan är Åmålsgranitoiderna inom stora områden mer eller mindre starkt migmatitiserade. Leukosommaterialet domineras av kvarts och fältspater. Dock är det icke alltid så att leukosomens sammansättning motsvarar ett lägre smältintervall än paleosomen (Wahlgren 1984). Förutom de ljusa faserna innehåller leukosomerna relativt ofta fläckar av mörka mineral. Huvudfasen är hornblände, men sammanvuxna med hornbländet förekommer mycket ofta små mängder av biotit och accessoriska mineral, särskilt titanit (se även Wahlgren 1984).

Strömsgnejs

Strömsgnejsen definierades ursprungligen av Magnusson (1929). Det är en grå till rödgrå, medelkornig bergart som understundom kan bli ganska grov. Den är alltid folierad. Av någon anledning är dess förekomst begränsad till området omedelbart öster om Glaskogskollan. Vanliga är cigarrformade, rödaktiga fältspatstänglar, som kan vara ett par centimeter i diameter. Detta framgår av fig. 17. Här och var har stänglarna förlorat sin röda färg och blivit vita. Stänglarna är polykristallina och ibland utdragna till slirformiga mobilisat. Bergarten övergår då i en migmatitisk slirgnejs, där det inte längre är möjligt att skilja migmatitens olika delar från varandra. I stänglarna förekommer normalt mindre fläckar av hornblände eller mer sällan magnetit. Bergartens huvudmineral är kvarts, plagioklas, mikroklin och biotit. Dessutom kan muskovit (ljus glimmer) förekomma sporadiskt. Epidot är vanlig, medan titanit, apatit och zirkon utgör normala accessoriska mineral. Prehnit har iakttagits i bergarten.

Det har diskuterats om Strömsgnejsen är en separat bergart eller om det endast är en variant av Åmålsgranitoiden. Det finns ingenting i dess kemiska sammansättning eller dess ålder som talar för att det är en "självständig" bergart utan samband med Åmålsgranitoiderna. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 5. En zirkondatering medelst U-Pb-metoden har givit en ålder av 1603±31 miljoner år för Strömsgnejsen (Lindh & Schöberg 1993). "Kontakter" mellan Strömsgnejs och Åmålsgranitoid är tämligen vanliga. Oftast går bergarterna gradvis över i varandra i en någon till några meter bred övergångszon. Det finns ställen där Strömsgnejs och Åmålsgranitoid kan växla så att de stråkvis förekommer i varandra. Detta utgör dock inget bevis för eventuella samband mellan bergarterna, eftersom stråkvisa uppträdanden av bergarter är vanliga i den västra delen av länet. Gångar av den yngre Göstagraniten (se nedan) förekommer i Strömsgnejs. Sura, deformerade och rödaktiga varianter kan ibland vara svåra att skilja från deformerad Göstagranit.

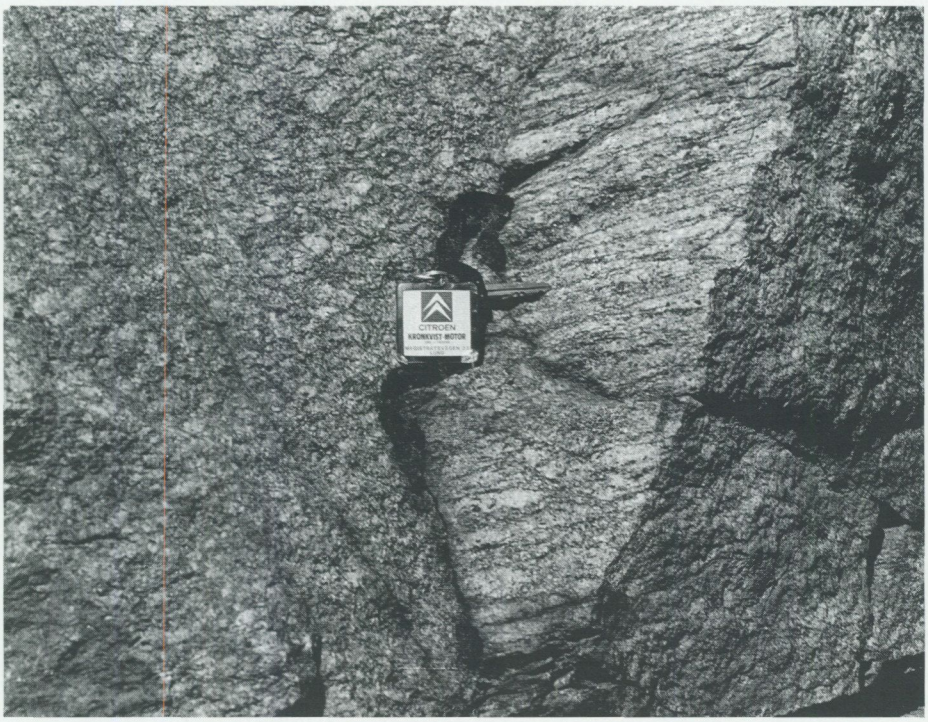


Fig. 17. Strömsgnejs. Lägg märke till stängligheten – jämför ytorna till höger och vänster om nyckelbrickan. Nyckelbrickans kant är 39 mm (RN 657345/133030).

Ström gneiss. Note the lineated structure – compare the faces to the right and left of the key. The edge of the key badge is 39 mm (657345/133030).

Zachrisdalsmassivet

På östra sidan av Mylonitzonen förekommer en bergart som på kartan har markerats som om den vore en Åmålsgranitoid. Massivet där den förekommer kallas Zachrisdalsmassivet (RN 6586/1363). Dess geografiska utbredning är liten. Bergarten har principiell betydelse när det gäller tolkningen av den stortektoniska geologin både i Värmland och i ett mycket större sammanhang, något som kommer att diskuteras längre fram i beskrivningen. Makroskopiskt är bergarten en grå, medelkornig gnejsgranitoid. Den är ställvis starkt folierad men på andra ställen nästan massformig. Biotit och hornblände kan ibland ha samlats till större aggregat. Ställvis finns en tendens till bildning av fältspatögon. Detta är icke ovanligt för den "normala" Åmålsgranitoiden. Metabasitband och mörka finkorniga inneslutningar förekommer i bergarten.

Åmåls- och Zachrisdalsgranitoiderna uppvisar vissa skillnader i spårelementkemin. Endast två huvudelementanalyser har utförts på Zachrisdalsmassivet (tab. 6).

I en uppsats (Persson m.fl. 1995) diskuteras de kemiska skillnaderna mellan å ena sidan Åmålsgranitoiderna och å den andra Zachrisdalsgranitoiden och några små massiv av plagioklasdominerade granitoider på östra sidan om Nedre Fryken. I uppsatsen visas också att de plagioklasdominanta granitoiderna på östra sidan om Mylonitzonen – dit även Zachrisdalsmassivet hör – är äldre än Åmålsgranitoiderna.

Metagabbro och metadiorit

Inga försök har gjorts att på kartan skilja ut metagabbro och metadiorit av olika åldrar. Under denna rubrik har sammanförts bergarter med något avvikande utbildning. Alla bergarterna har hornblände som dominerande mörkt mineral. Dessutom förekommer biotit. Det klart dominerande ljusa mineralet är plagioklas. Granat är vanlig. Bergarterna varierar mellan grovt medelkorniga och ganska finkorniga former. Den grövsta dioritartade bergarten är den som uppträder på Valfjället (RN 6639/1300). Denna bergart kan liksom gabbron norr om Säffle vara tektoniskt inskjuten på sin nuvarande plats, vilket dock icke markerats på kartan eftersom tolkningen är osäker på denna punkt. Detta skall diskuteras närmare i beskrivningen av området (s. 121). Det är näst intill omöjligt att skilja omvandlade basiska vulkaniter (amfiboliter) från finkornigare gabbrobergarter. Till gabbrobergarterna räknas även anortositer. Några få anortositmassiv har lokaliserats. Det största av dessa finns sydväst om Arvika (Lundegårdh 1995, s. 110). Detta massiv är märkligt så till vida att anortositen är korundförande (Lundegårdh 1996, s. 36).

Förutom gabbrobergarter av olika åldrar finns även ett par spridda små massiv av ultramafiska bergarter, dvs. bergarter med mindre än 10 % ljusa mineral. Dessa kommer att behandlas närmare i områdesbeskrivningarna.

Granit (förgnejsad), röd till gråröd, ålder 1540–1570 miljoner år

Den första generationen av mikroklingraniter i västra Värmland har enligt tillgängliga dateringar åldern 1540–1570 miljoner år. Denna grupp kan också kallas Gösta-Sundstagruppen efter två av de bäst undersökta massiven: Göstagranit i sydöst och Sundstagranit i nordväst. Figur 18 visar lokaliseringen av dessa massiv och de lokalnamn som används. På kartan har de markerats som förgnejsade graniter. Sundstagraniten utgörs av ett några kvadratkilometer stort massiv (RN 6612/1282) sydväst om Sandsjön i Karlanda. Den daterades med Rb-Sr-metodik av Persson & Hansen (1982). Den erhållna åldern är 1566±39 miljoner år (2σ). Göstagraniten uppträder som ett långsmalt band på norra Värmlandsnäs och kan följas norrut till trakten nära söder om Värmlands Nysäter (koordinater för ändpunkterna RN 6546/1344 och 6576/1332). Göstagraniten är daterad med U-Pb-metodik på zirkoner. Den erhållna åldern är 1563+32/-21 miljoner år (2σ; Persson m.fl. 1983). Bergarter som på grund av litologiska likheter klassificerats som Gösta–Sundstagraniter förekommer som

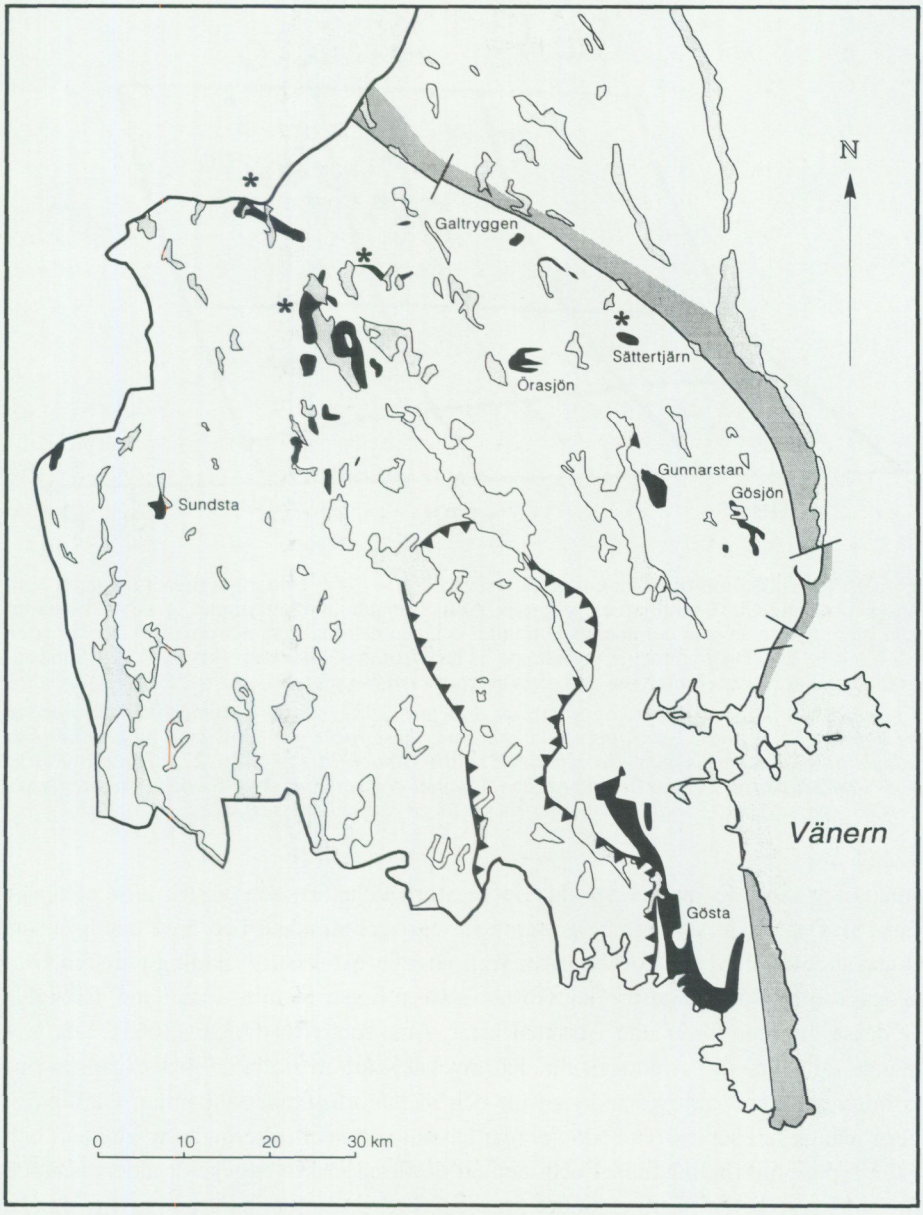


Fig. 18. Förekomst av graniter (svarta områden) som anses tillhöra generationen 1540–1570 miljoner år. Använda lokalnamn är angivna. Massiv som är direkt associerade med basiter har markerats med stjärnor.

Occurrence of granites (black areas) assumed to belong to the 1540–1570 Ma generation. Local names in use are given. Granites associated with meta-mafic rocks are indicated with stars.

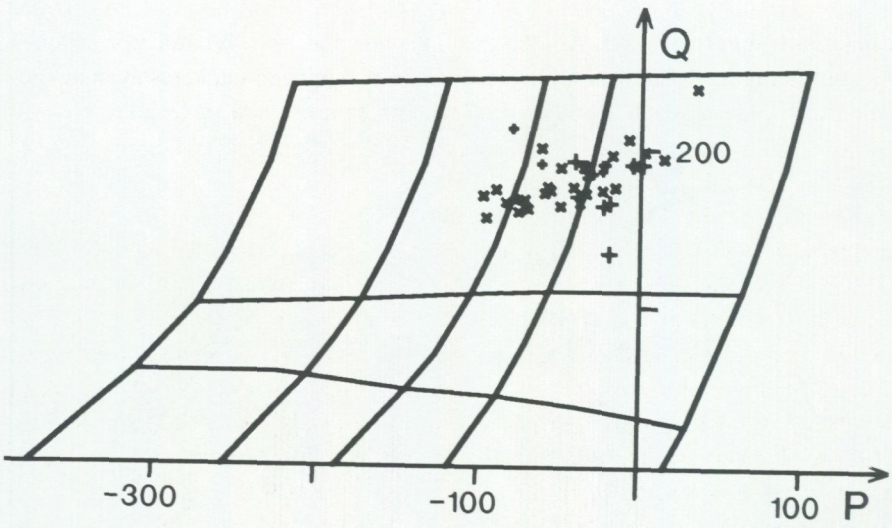


Fig. 19. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för de granitiska bergarter som anses vara ungefär 1,5 miljarder år gamla. Som framgår av diagrammet är dessa bergarter kemiskt att betrakta som dominerande graniter och adamelliter. Parametrarna förklaras i texten till fig. 4 (s. 27). Diagrammet är grundat på 27 analyser av Göstagranit (kryss), 11 av Sundstagranit (små kors) och 7 analyser av övriga bergarter (stora kors).

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) for the granitic rocks assumed to be approx. 1.5 Ga old. According to the diagram, these rocks are dominated by granites and adamellites. The parameters are explained in the caption of Fig. 4 (p. 27). The diagram is based on 27 analyses of the Gösta granite (diagonal crosses), 11 of the Sundsta granite (small vertical crosses) and 7 analyses of other rocks (large vertical crosses).

små, ofta veckade massiv spridda inom stora delar av den västra länsdelen (jfr fig. 18). Det verkar som om bergarterna vore koncentrerade till ett brett och icke särskilt väl definierat band som sträcker sig i ungefär öst–västlig riktning norr om Glaskogsskollan. Både Sundsta- och Göstamassiven ligger utanför detta band. Rikligast är dessa graniter företrädda i trakten kring Åmotfors (RN 66320/13065). Det är i många fall, särskilt i Åmotforsområdet, mycket svårt att skilja de ibland ganska finkorniga graniterna från kornförgrovade och metamorfoserade vulkaniter. Därför ligger i många fall subjektiva bedömningar bakom kartans markeringar av vulkanit och äldre typ av mikroklingranit. I och med att de flesta massiven icke är åldersdaterade finns det icke heller några garantier för att de bergarter, som på grund av litologiska likheter förts samman, verkligen också är likåldriga.

Göstagranittypen består av fint medelkorniga till medelkorniga bergarter. Dessa är alltid deformerade med en tydlig foliation. Relativt ofta är deformationen stark, vilket yttrar sig i att mineralkornen är granulerade, dvs. mekaniskt (och kemiskt) uppdelade i nya, mindre korn. Mycket starkt deformerade skjuvzoner finns ibland. Dessa är dock normalt ej mer än millimeterbreda. Småveck förekommer men är ofta svåra

att se, eftersom halten av mörka mineral är låg. Bergarten består av kvarts, plagioklas och mikroklin som ljusa faser. Kornen är tillplattade som en följd av deformationen och ligger utdragna i foliationsriktningen. Foliationsriktningen markeras även av biotit och hornbländeaggregat. Hornblände förekommer inte i alla undersökta prov av dessa graniter. Biotithalten är genomgående högre än hornbländehalten. Typiska accessoriska mineral är apatit, epidot och titanit.

Kontakter mot de äldre Åmålsgranitoiderna har observerats upprepade gånger. Kontakterna är alltid tektoniserade, och normalt är det omöjligt att sluta sig till de relativa åldersförhållandena med ledning av kontaktens utseende. Särskilt Göstamassivets östra kontakt utgörs av en bergart som kan beskrivas som en bandgnejs där band av Åmålsgranitoider och Göstagranit snabbt växlar. En sådan kontaktzon kan t.ex. studeras i en serie vägskärningar på Bredeneåsen (RN 65605/13415) längs vägen mellan Huggenäs och S. Ny kyrkor i Säffle kommun. Göstagraniten bildar nära Ölserud (RN 6546/1344) ett stort veck, där den östra skänkeln snabbt kilar ut och verkar lösas upp i ett flertal band i bredder från några tiotal meter till enstaka meter. Detta visar ett sätt på vilket en bandgnejs kan uppkomma.

Varken Gösta- eller Sundstamassiven är associerade med mafiska bergarter. Detta är annars typiskt för många av de massiv som förts till samma grupp (jfr fig. 18). I dessa fall rör det sig om gabbroida bergarter som oftast är fint medelkorniga. De är alltid metamorfoserade och ursprungliga mineral som pyroxen och olivin finns ej kvar. Granat, som i detta fall är ett typiskt metamorft mineral, förekommer ibland. Det har icke gjorts några speciella undersökningar som syftar till att klarlägga om associationen Gösta–Sundstagranit-gabbro endast är tillfällig eller om det också finns ett genetiskt samband. Det är mycket osannolikt att granitmagmorna skulle ha samma ursprung som de mafiska magmorna. De isotopdata från Göstagraniten (Persson & Hansen 1982) som finns och som även diskuterats av Lindh & Holme (1989) motsäger direkt varje sådan hypotes. Det är däremot sannolikt att mafiska smältor har genererats i jordmanteln, intruderat i den undre jordskorpan och där förorsakat uppsmältning av den äldre krustala berggrunden. Detta är en möjlig mekanism för dessa graniters bildning. Mekanismen liknar de föreställningar man har för bildningen av rapakivigraniter. Gösta–Sundstagruppen utgör dock icke några rapakivibergarter. De skiljer sig både texturellt, mineralogiskt och kemiskt från rapakivigraniterna.

Endast få kemiska analyser av dessa graniter har utförts direkt för denna beskrivning (se tabell 7). Persson & Hansen (1982) publicerade analyser på de Sundstagraniter de använde för sin datering. Dessa analyser publiceras icke här, utan den intresserade läsaren hänvisas till originalarbetet. Analyserna har dock utnyttjats i den allmänna karakteristik av granittypen, som ges här. Lindh & Johansson (1995) analyserade ett antal Göstagraniter i samband med en geokemisk undersökning. Dessa analyser finns även återgivna i tab. 7. Däremot saknas analyser från de andra massiven. Graniten visar en liten kemisk variation (jfr fig. 19). Dess kemiska sammansättning motsvarar mycket nära idealgraniten.

Hyperit

Hyperit är en mörk diabasbesläktad bergart, som kan innehålla mörka plagioklaslister. Bergarten får en brun färgton vid vittring. Den förekommer i Mylonitzonen, där den är så kraftigt deformerad att det aldrig går att identifiera den med fullständig säkerhet. Den finns rikligt i området mellan Mylonitzonen och Protoginzonen. (Se Lundegårdh 1995, s. 87 ff.)

Granit (förgnejsad), normalt röd till rödgrå, inom generationen 1210–1280 miljoner år

Graniter, som tillhör generationen 1210–1280 miljoner år, kallas även Segmon –Sandsjögranittypen. De utgörs av vanligtvis klart röda eller i undantagsfall mer gråröda och lokalt rödgrå, medelkorniga bergarter. Figur 20 visar läget av dessa graniter och de lokalnamn som används. Bergarterna förekommer framför allt i områdets västra delar, väster om Glaskogsskollan. Massiven är långsträckta och utdragna parallellt med den regionala foliationen i approximativt nord–sydlig riktning. Sandsjögraniten bildar tre något rundade massiv i nordöst. Norrut övergår det nordligaste massivet i den norska Rømskogsgraniten. Väster om Sandsjögraniten finns de till ytan största massiven, de ej daterade Juskogsgranitmassivet, Gryttomgranitmassivet med sina västliga satellitmassiv och vidare ett par smärre kroppar vid Hög i Karlanda och sydväst om Årjäng mot Dalslandsgränsen. Dessutom finns ytterligare några små massiv, som sannolikt tillhör samma grupp av bergarter. Utanför Värmlands gränser utgör Hästefjords- och Ursandsgraniterna norr och väster om Vänersborg de bäst undersökta granitmassiven, som tillhör samma generation. Kemiska data är mycket sparsamma utom för Sandsjögraniten och Segmograniten, som varit föremål för två noggranna studier av Holme (1986, 1988). Segmograniten är det enda massiv som ligger öster om Glaskogskollan. Det är den långsträckta förkastade granitkroppen som på kartan kan följas från f.d. Hammarsjön norr om Säffle genom Segmons samhälle väster om Grums norrut till sjön Värmeln.

Graniterna är alltid folierade och uppträder som mer eller mindre långsträckta massiv. Ett extremfall, då det gäller långsträckt intrusionsform, utgör Segmograniten, som kunnat följas ungefär 30 km i sin längsriktning. Utgåendet vinkelrätt mot längsaxeln uppgår normalt dock till endast mellan 0,6 och 2 km. Oftast har graniterna skarpa kontakter mot sitt sidoberg. Kontakterna är emellertid nästan alltid perfekt konforma med foliationen, varför det nästan aldrig går att sluta sig till de relativa åldersförhållandena från själva kontakten. Det är icke ovanligt att kontakterna kännetecknas av att röda konforma band uppträder i det grå sidoberget. På något enstaka ställe har det varit svårt att i fält klart definiera en kontakt mellan dessa graniter och det äldre sidoberget. Detta gäller framför allt nordkontakten av det lilla röda massivet vid Hög (fig. 20) i Karlanda, där den röda graniten norrut får en allt gråare färgton.

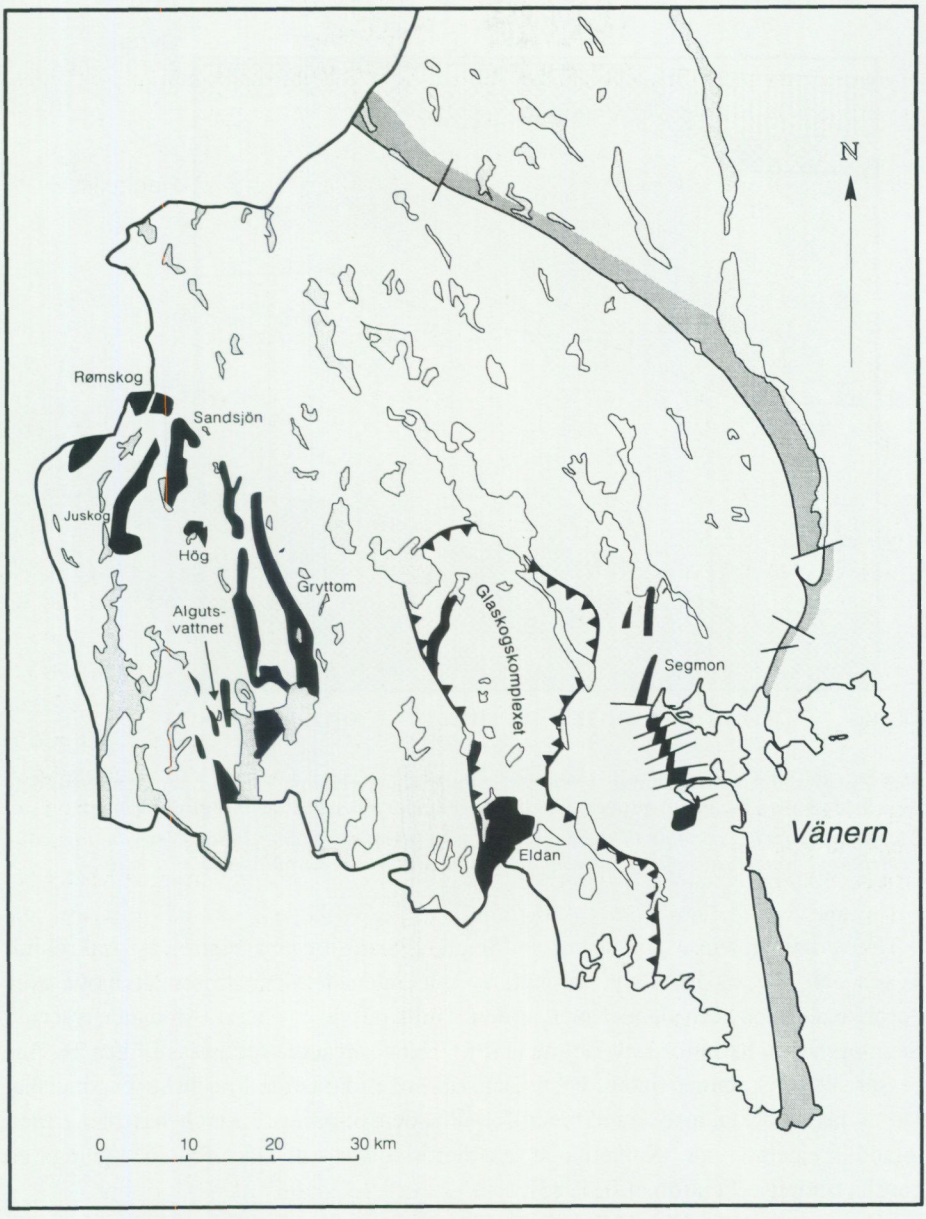


Fig. 20. Förekomst av graniter (svarta områden) som anses tillhöra generationen 1250 miljoner år. Använda lokalnamn är angivna. Lägg märke till att massiven är starkt utsträckta i approximativt nord– syd och att de är koncentrerade till länets västligaste delar.

Occurrence of granites (black areas) assumed to belong to the 1250 Ma generation. Local names in use are given. Note that the massifs are streched in approximately north–south and that they are concentrated to the westernmost part of the county.

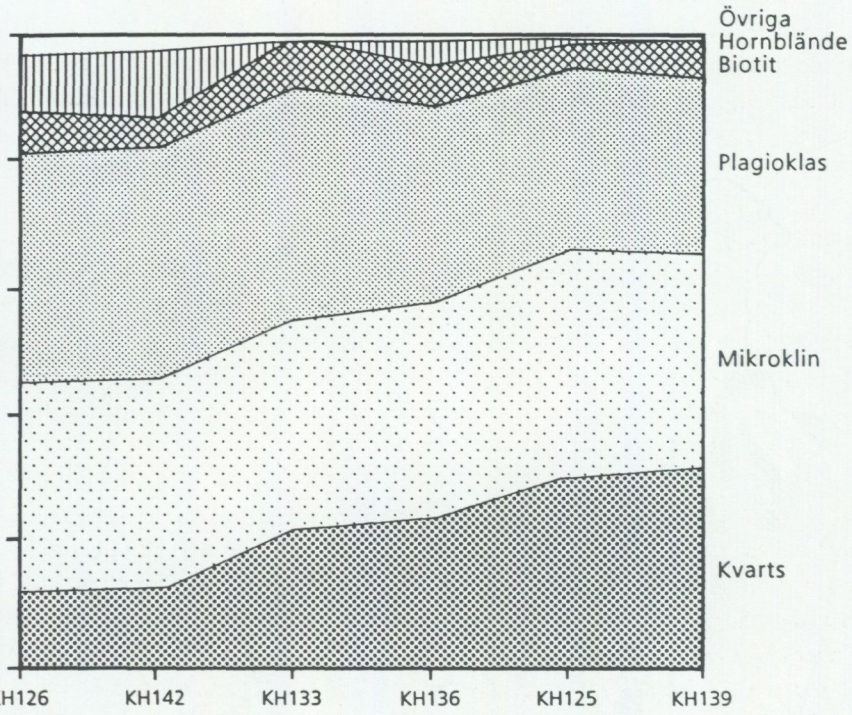


Fig. 21. Modal sammansättning av några Segmograniter (Holme 1986). Lägg märke till den låga kvartshalten i några av proven och det oregelbundna hornblände/biotitförhållandet.
Modal composition of some of the Segmon granite samples (Holme 1986). Note the low concentration of quartz in some of the samples and the irregular hornblende/biotite ratio.

Huvudmineralen i graniterna av Segmon–Sandsjötypen utgörs av mikroklin, kvarts och plagioklas. Bland de mafiska mineralen dominerar normalt biotit över hornblände, men förhållandet mellan dessa mineral växlar starkt. Modalanalyser på Segmograniten har utförts av Holme (1986). Hennes resultat redovisas i figur 21. Accessoriskt förekommer titanit, apatit och zirkon. Zirkonerna är typiskt magmatiska. De är långsträckta med längd/bredd-förhållanden omkring 3:1 och har plana men ibland sprickiga ytor. Kanterna är emellertid oftast rundade och avslutningarna ganska trubbiga (Persson m.fl. 1983).

Graniternas kontakter är konforma med strukturerna i omgivande bergarter och med den interna foliationen. På några enstaka ställen finns gångar som hör samman med granitintrusionerna. Gångarna är dock normalt konforma med sidobergets strukturriktning. Detta är ett av de sätt på vilket de i många områden uppträdande bandgnejserna har uppkommit. Intill kontakterna mot sidoberget är detta ofta starkt migmatitiserat i en ungefär kilometerbred zon. Detta uppfattas som en kontaktpåver-

kan och tas som intäkt för att dessa graniter är yngre än de kalkalkalina granitoider, som utgör det vanligaste sidoberget. Kontaktmigmatitiseringen är särskilt påfallande kring de västligaste massiven, där migmatitiseringsgraden normalt är lägre än vad den är runt Segmograniten. Någon möjlighet att kvantitativt urskilja en förhöjd migmatitiseringsgrad i Segmogranitens omgivningar finns icke.

Åldersdateringar har utförts medelst U-Pb-metoden på zirkoner men också medelst Rb-Sr-metoden på totalbergarter. Dessutom finns vissa Sm-Nd-dateringar i ännu icke fullständigt redovisade arbeten (Lindh & Persson 1991). U-Pb-dateringen av Segmograniten gav åldern 1249+10/-7 miljoner år (Persson m.fl. 1983). Denna ålder ansågs vara mycket exakt och bekräftades även av den erhållna Rb-Sr-åldern 1250±62 (2σ) miljoner år (Persson 1986b). Sandsjögraniten kunde icke dateras medelst Rb-Sr-teknik då det visade sig vara omöjligt att få fram en isokron. Orsaken till detta kan vara inhomogena ursprungsbergarter. Att ursprungsbergarten sannolikt icke var helt homogen framgår även av de kemiska undersökningarna (Holme 1988). Sandsjögranitens U-Pb-zirkonålder 1210+16/-14 (1σ) miljoner år (Welin m.fl. 1981) är signifikant lägre än åldern av Segmograniten. Rømskogsgraniten i Norge uppträder som flera röda, deformerade granitkroppar. Den sydligaste av dessa kroppar är en direkt fortsättning av det nordligaste Sandsjögranitmassivet. Rømskogsgraniten har daterats medelst Rb-Sr-metodik av Skjernaa & Pedersen (1982). Resultatet, 1277±20 miljoner år, är markant högre än för Segmograniten. Går man utanför länet till Dalsland har också Ursandsgraniten daterats med Rb-Sr-teknik, vilket givit resultatet 1225±49 miljoner år (Gorbatschev & Welin 1975, Welin 1980). Hästefjordsgraniten kunde icke dateras medelst zirkonmetodik, då zirkonerna delvis visade sig vara ärvda från äldre bergarter. Rb-Sr-åldern av Hästefjordsgraniten är 1215±30 miljoner år (Welin & Gorbatschev 1976c, Welin 1980). Med tanke på det stora utbredningsområde dessa graniter har verkar det som om intrusionsperioden kring 1250 miljoner år varit mycket väsentlig för berggrundsutvecklingen i sydvästra delen av Sverige. Vad som dock är frapperande, under förutsättning av att dateringarna är riktiga, är den långa tidsperiod, under vilken denna intrusionsfas varade. Många massiv, som på grund av litologiska och kemiska likheter förts samman med de daterade massiven, är dock odaterade, och det är därför icke känt om det finns ett något snävare tidsintervall, under vilket flertalet av dessa intrusioner kom på plats. Det är heller icke möjligt att urskilja någon systematisk skillnad mellan U-Pb- och Rb-Sr-åldrar, som skulle kunna tyda på en långsam avkylning. Antalet dateringar är för litet för att de skall kunna läggas till grund för spekulationer om en geografisk förskjutning av intrusionscentrum under den tid intrusionsperioden varade.

Det förekommer pegmatiter, som är associerade med dessa graniter. De är uppbyggda av kvarts, mikroklin och plagioklas och kornstorleken kan närma sig en decimeter. De är dock förhållandevis fåtaliga och verkar av någon anledning främst förekomma vid de västliga massiven. Det är i dessa västliga områden ofta svårt att skilja dessa pegmatiter från de ymnigt förekommande yngre pegmatiterna associerade med

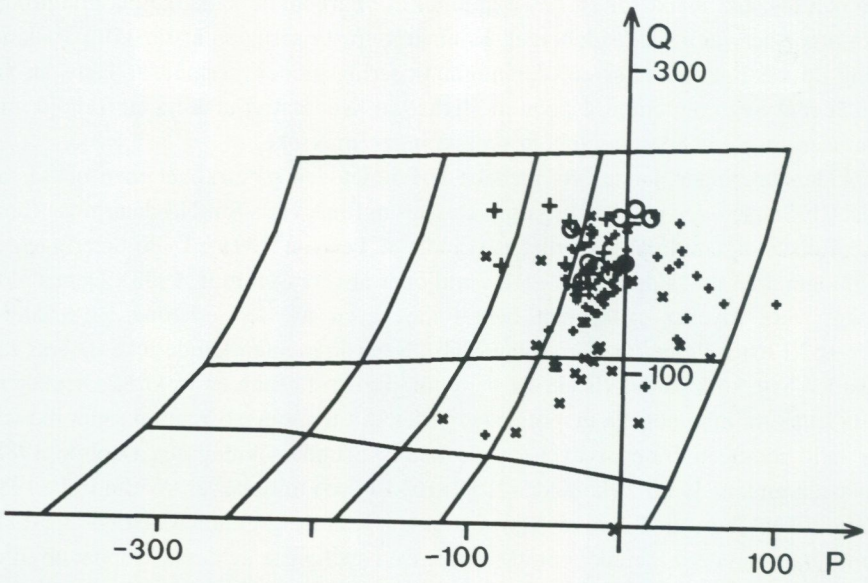


Fig. 22. Klassifikationsdiagram enligt Debon & Lefort (1982) för graniter tillhörande gruppen 1250 miljoner år. Som framgår av diagrammet är dessa bergarter kemiskt att betrakta som dominerade av graniter och kvartssyeniter. Sandsjögraniten (små kors) är mer kalidominant än de övriga, medan Segmograniten (kryss) och Höggraniten (ringar) ligger i den vänstra delen av variationsområdet. Parametrarna förklaras i texten till fig. 4 (s. 27). Diagrammet är grundat på 60 analyser av Sandsjögranit, 29 av Segmogranit, 9 av Höggranit och 11 av övriga graniter.

Classification diagram according to Debon & Lefort (1982) for granites belonging to the 1.25 Ga group. Chemically these rocks are dominated by granite and quartz syenite. The Sandsjön granite (small crosses) is more potassium-rich than the others, whereas the Segmon granite (diagonal crosses) and the Hög granite (open circles) plot in the left part of the diagram. The parameters are explained in the caption of Fig. 4 (p. 27). The diagram is based on 60 analyses of the Sandsjön granite, 29 of the Segmon granite, 9 of the Hög granite, and 11 of other granites.

Blomskogsgraniterna (s. 58). De äldre pegmatiterna är dock normalt deformerade, vilket ibland endast syns i gångarnas yttersta periferi. Ibland är dock hela pegmatitmassivet markant deformerat. Det är oklart vilken åldersställning de stora yttäckande pegmatitkropparna i väster har (s. 59). Det är dock sannolikt att vissa av dessa tillhör Segmon-Sandsjögranitgenerationen. I denna äldre pegmatitgeneration har aldrig granat, molybdenglans eller muskovit iakttagits, vilka mineral är vanligt förekommande i de yngre ekvivalenterna (se nedan).

Den kemiska sammansättningen av dessa graniter har diskuterats i två uppsatser av Holme (1986, 1988) och av den dalsländska Ursandsgraniten i en uppsats av Holme & Lindh (1991). Tabell 8 ger den kemiska sammansättningen av graniterna. De flesta av analyserna härstammar från Holmes arbeten men några analyser har

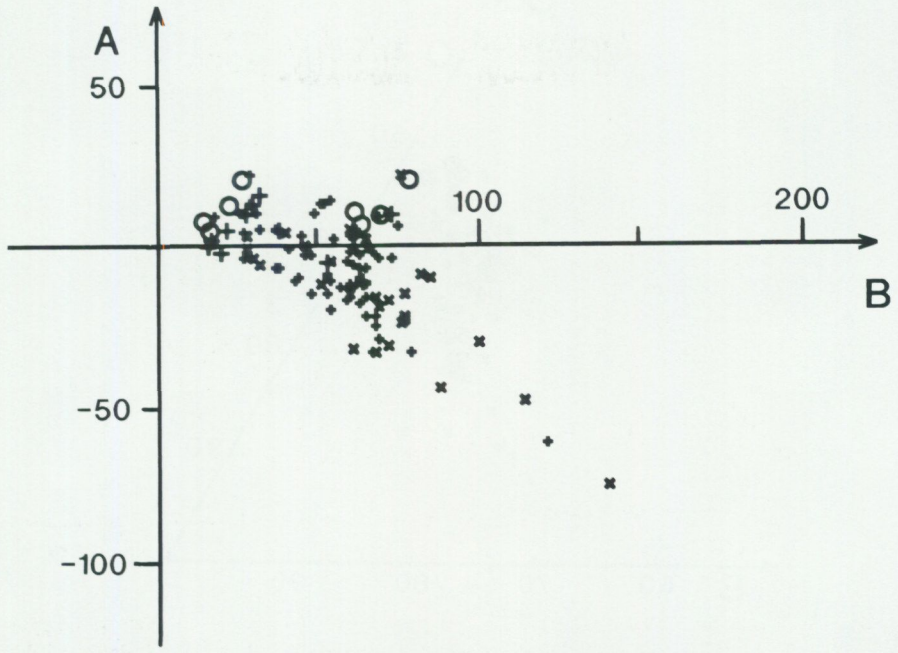


Fig. 23. BA-diagram enligt Debon & Lefort (1982) för graniter tillhörande gruppen 1250 miljoner år. Bergarten är metaluminös och liknar i detta avseende de flesta andra plutoniska bergarter i västra Värmland. Parametrarna förklaras i texten till fig. 5 (s. 28). Diagrammet är grundat på 60 analyser av Sandsjögranit, 29 av Segmogranit, 9 av Höggranit och 11 av övriga graniter. Symbolerna förklaras under fig. 22.

BA-diagram according to Debon & Lefort (1982) for granites belonging to the 1.25 Ga group. The rock is metaluminous and in this respect similar to most other rocks in Western Värmland. The parameters are explained in the caption of Fig. 5 (p. 28). The diagram is based on 60 analyses of the Sandsjön granite, 29 of the Segmon granite, 9 of the Hög granite and 11 of other granites. The symbols are explained under Fig. 22.

gjorts direkt för denna beskrivning. Vidare har tre analyser utförts av Holme på den granit som återfinns norr om Algutsvattnet i Årjängs kommun (jfr fig. 20). Dessa analyser har aldrig utnyttjats för något geokemiskt arbete. Kemiskt är majoriteten av bergarterna graniter i ordets egentliga mening. Sammansättningen varierar dock, varvid framför allt kvartsmonzonitiska led uppträder. De SiO_2-fattigare leden är normalt icke särskilt anrikade på mafiska mineral, utan differentiationen innebär i huvudsak en förändring av kvarts/fältspatförhållandet (jfr fig. 22–24). Av de granitmassiv som undersökts speciellt visar det sig att Segmograniten (Holme 1986) är starkt differentierad i kvartsmonzonitiska och granitiska led och att Sandsjögraniten kan delas upp i två grupper (Holme 1988), där den ena gruppen är jämförbar med Segmograniten och den andra är mindre differentierad och i stort sett utgör en parallell till Ursandgraniten (Lindh & Holme 1989). Genomgående för alla bergarter av denna generation är

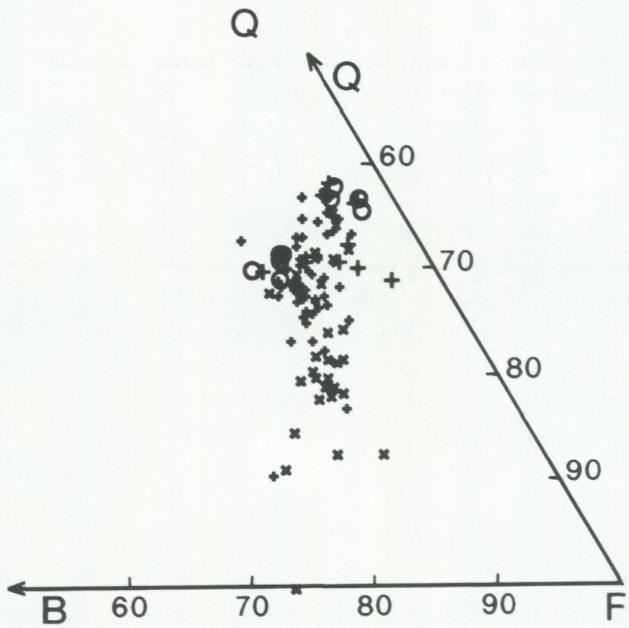


Fig. 24. Differentiationsdiagram (BQF-diagram) enligt Debon & Lefort (1982) för graniter tillhörande gruppen 1250 miljoner år. Lägg märke till den nästan lodräta trend, som är typisk för anorogena bergarter. Parametrarna förklaras i texten till fig. 6 (s. 29). Diagrammet är grundat på 60 analyser av Sandsjögranit, 29 av Segmogranit, 9 av Höggranit och 11 av övriga graniter. Symbolerna förklaras under fig. 22.

Differentiation diagram (BQF diagram) according to Debon & Lefort (1982) for granites belonging to the 1.25 Ga group. Note the almost vertical trend, which is typical for anorogenic granites. The parameters are explained in the caption of Fig. 6 (p. 29). The diagram is based on 60 analyses of the Sandsjön granite, 29 of the Segmon granite, 9 of the Hög granite, and 11 of other granites. The symbols are explained under Fig. 22.

att aluminiumhalten är låg, och med undantag av de SiO_2-rikaste leden är bergarten klart metaluminös (dvs. räknat på antal moler är Na + K < Al < Na + K + 1/2 Ca). De suraste är peraluminösa, så som praktiskt taget alltid är fallet i fråga om granitiska bergarter (dvs. Al > Na + K +1/2 Ca). Detta har påpekats av Holme (1986, 1988), och betydelsen av denna observation har även diskuterats av Lindh & Persson (1991). Ett annat typiskt drag för dessa bergarter är ett förhållandevis högt K/K+Na- förhållande och ett i många fall extremt lågt Mg/Mg+Fe-förhållande. Vid de spårelementstudier som Holme (1988) utförde av Sandsjögraniten fann hon att denna granit kan delas upp i två olika grupper. Dessa skiljer sig åt bl.a. genom att absoluthalterna av vissa spårelement, särskilt de som brukar kallas HFSE (High Field Strength Elements) är olika, men också därigenom att differentiationstrenderna särskilt vad gäller spårelement är olika. Så t.ex. ökar Zr mot Fe mycket snabbare i den ena gruppen (den med hög HFSE) än i den andra. Huvudelementen är mer likartade. Detta är i och för sig

självklart, eftersom om skillnaderna hade varit stora skulle icke bägge grupperna vara graniter. Gruppen som är anrikad på HFSE liknar kemiskt Segmograniten medan den andra gruppen liknar Ursandgraniten.

Sediment tillhörande Dalslandsgruppen

Sediment som tillhör Dalslandsgruppen förekommer synnerligen sparsamt i Värmland. Vid Dalslandsgränsen (RN 6577/1289) längs vägen från Årjäng mot Bengtsfors ligger en påskjuten skiva av en arkosisk sandsten. Denna sandsten har på grund av sin låga metamorfosgrad förmodats tillhöra Dalslandsgruppen, men detta har icke bevisats. På denna skiva har i sin tur en skiva med gnejsgranit skjutits. Dessa överskjutningar tillhör det system av från söder mot norr riktade överskjutningar, som finns i sydvästligaste Värmland. De behandlas närmare i beskrivningen av de olika områdena.

Blomskogsgranit

Blomskogsgraniten förekommer endast i länets sydvästligaste del, där den bildar ett antal mer eller mindre rundade massiv. Den är en grå till rödlätt, fint medelkornig och massformig bergart. Små variationer i kornstorlek förekommer, där obetydligt finkornigare eller grövre former kan ha utbredningsområden i storleksordningen någon till några kvadratkilometer. Denna kornstorleksskillnad i den eljest mycket homogena bergarten utgör sannolikt endast lokala variationer. Ställvis kan man finna enstaka miarolitiska hålrum (upp till någon centimeter i diameter), där små bergkristaller växer inåt i håligheterna. På några enstaka ställen finns varianter av Blomskogsgranit, där plagioklas uppträder som fenokrister (magmatiskt bildade, stora kristaller) i en finkornigare grundmassa. Blomskogsgraniten har på grund av sina litologiska likheter med Bohusgraniten ansetts ha samma ålder som denna, dvs. ungefär 900 miljoner år. Ett första försök att datera Blomskogsgraniten med Rb-Sr-metoden gjordes av Skiöld (1976) i samband en datering av Bohusgraniten. Han inkluderade därvid ett prov från den stora pegmatiten vid Borgåsberget (RN 658005/128805) nära Källtegen i Blomskog. Detta prov ligger icke på samma isokron som Bohusgraniten (Skiöld 1976) och skulle om den vore likåldrig ha ett mycket högt $^{87}Sr/^{86}Sr$-initialförhållande. Från fältiakttagelser är det också mycket osäkert om denna pegmatit verkligen har något med Blomskogsgraniterna att göra; det är icke osannolikt att pegmatiten är äldre än Blomskogsgraniten och tillhör generationen 1250 miljoner år. Ett senare dateringsförsök av Blomskogsgraniten med Rb-Sr-metodik har gjorts av L.-G. Jarl.

Blomskogsgraniten är den enda bergart i den västra regionen som är odeformerad. Ställvis kan man dock skönja en mycket svag stänglighet. Graniten har i detalj helt skarpa, intrusiva kontakter mot sitt sidoberg. Sett i större skala är dock kontakten icke lika skarp. Det finns en ofta kilometerbred kontaktzon, där i graniten talrika xenoliter av sidoberget förekommer. Den yttre delen av kontaktzonen utgörs av gångar av

Blomskogsgranit och pegmatit i sidoberget. Xenoliterna varierar i dagens erosionssnitt i storlek från mindre än en kvadratdecimeter till hundratals kvadratmeter. De är nästan alltid oregelbundna till formen och skarpkantade. Då såväl sidoberg som xenoliter är klart folierade är det enkelt att konstatera att de inneslutna bergartsfragmenten har roterats. Det har däremot icke visat sig vara möjligt att se någon form av orientering av längsaxlarna i xenoliterna. Xenoliterna utgörs alltid av det lokala sidoberget. I den stora pegmatiten norr om Lennartsfors (RN 658395/127775) kan man följa kontakten mellan äldre granitoid och ytbergartsgnejs genom att iaktta xenolitlitologin. Xenoliterna är sannolikt icke långtransporterade i magman och kan eventuellt utgöra sönderbrutna rester av taket till magmakammaren. På grund av den ringa topografiska reliefen finns det inga möjligheter att i fält se den vertikala utbredningen av granitkropparna. Pegmatitgångar förekommer även i granitmassiven. Det är mycket vanligt att man i gångfasen finner successiva övergångar mellan granit och pegmatit. Ibland kan en granitgång ha en kärna av pegmatit.

Blomskogsgraniten har plagioklas, mikroklin och kvarts som huvudmineral. Dessutom förekommer alltid biotit och ofta muskovit i mycket små mängder. Plagioklasen är albittvillingbildad och mikroklinen uppvisar de normala mikroklintvillingarna. Texturen är magmatisk med en klar tendens till subhedrala plagioklaskorn med {010}-formen utbildad samt med mer anhedrala mikroklin- och kvartskorn. Myrmekit förekommer ofta i kontakten mellan mikroklin och plagioklas. Kvartskornen är alltid rundade. De har vuxit sent och ses ibland skära över plagioklasens albittvillingar. Granat har iakttagits på någon enstaka lokal men förekommer mycket sparsamt. Graniten för ställvis mycket små mängder av molybdenglans, ett mineral som dock i enstaka fall kan bli starkt anrikat i pegmatitiska partier (se Lundegårdh 1995, s. 163).

Den kemiska sammansättningen är strikt granitisk. Bergarten har en hög Rb-halt och ett lågt K/Rb-förhållande (Lindh 1977). Detta tyder på att uppsmältningsgraden när Blomskogsgranitens magma bildades var låg.

Blomskogspegmatit

Pegmatit förekommer framför allt som gångar i sidoberget runt massiven av Blomskogsgranit och särskilt rikligt mellan de enskilda massiven. Även graniten är rikligt genomslagen av pegmatit. Större ytor som täcks av pegmatit förekommer bl.a. vid Lennartsfors (RN 658395/127775), på Borgåsberget (RN 658005/128805) i Blomskog, på den halvö, som från öster sticker ut i Nedre Blomsjön (RN 6584/1282), och strax söder om E18 sydöst om Rössbyn (RN 6597/1286). Pegmatiterna vid Lennartsfors och vid Nedre Blomsjön tillhör sannolikt Blomskogspegmatiterna, medan åldersställningen för de övriga är mer osäker. Pegmatit förekommer, som tidigare nämnts, ibland även associerad med den äldre cirka 1250 miljoner år gamla granitgenerationen. Dessa pegmatiter är normalt deformerade, men den svaga deformationen

kan vara svår att se i den grovkorniga pegmatiten. Detta är särskilt ofta fallet i mer centrala delar av något större kroppar.

Blomskogspegmatiten för som huvudmineral kvarts, icke sällan utbildad som små men icke helt rena partier av centralkvarts, samt mikroklin och plagioklas. Biotit i små mängder finns alltid närvarande. Bland småmineralen märks framför allt muskovit, som man nästan alltid finner i pegmatiten. Däremot har aldrig typiska pegmatitmineral som beryll och turmalin iakttagits. Accessoriskt uppträder granat. Granaterna kan ibland bilda upp till nästan centimeterstora kristaller men är för de mesta omkring en halv millimeter eller mindre i diameter. Små granater kan i lokala ansamlingar uppträda mycket rikligt. Detta skulle kunna tyda på att ansamlingarna har bildats genom att sedimentbergarter absorberats i magman. Stöd för en sådan tolkning ger iakttagelsen av att granat är vanligast i pegmatiter från den västra delen av utbredningsområdet, där sedimentbergarter från Stora Le–Marstrandsgruppen uppträder. Granaterna är dock icke xenokrister utan de har kristalliserat tillsammans med pegmatitens övriga mineral. Detta framgår klart av att sammansättningen av dessa granater är mycket olika de granater man finner i sidoberget (Wedding 1989). Inom parentes sagt är granater långt mindre vanliga i den västligaste delen av länet, där Blomskogsgraniten och dess pegmatit uppträder, än i öster. Blomskogspegmatitens granater är extremt anrikade på mangan och extremt fattiga på magnesium. Dessutom är de, till skillnad från övriga granater i västra delen av länet, relativt kalciumfattiga (Wedding 1989). Wedding (1989) anger som medelvärde av 74 granatanalyser 56 mol% spessartin, 38 mol% almandin, 5 mol% grossular och 1 mol% pyrop, vilket ger den kemiska formeln $(Mn_{1,67}Fe_{1,12}Ca_{0,15}Mg_{0,04})Al_{2,02}(Si_{2,98}Al_{0,02})O_{12}$. Förekomsten av granat och muskovit i pegmatit verkar vara knuten till Blomskogspegmatiterna och har icke iakttagits i de äldre pegmatiterna. Detta har utnyttjats vid relativ åldersbestämning av rörelser i den stora rörelsezon som går väster om Hurrsänkan (RN 6609/1271) till Stora Le (Töcksmark). Wedding (1989) fann också andra accessoriska mineral. Dessa är mycket små och svåra att identifiera. Med stor sannolikhet har euxenit och fergusonit identifierats. Euxenit – och eventuellt även andra accessoriska mineral – är uranhaltiga och är förmodligen ansvariga för den positiva urananomali, som kännetecknar Blomskogspegmatiterna (jfr Lundegårdh 1995, s. 163). Ett annat mineral, som finns accessoriskt i Blomskogspegmatiten, är molybdenglans. Detta mineral kan ibland uppträda som små lokala anrikningar tillsammans med molybdenockra. Någon förekomst av ekonomisk betydelse har dock icke påträffats.

Förutom kring Blomskogsgraniterna i väster har pegmatiter av samma ålder även påträffats så långt österut som norr om Nilsby öster om Mellanfryken (RN 661615/135990). Där uppträder en mer än meterbred pegmatitgång (Lundegårdh 1995, s. 121), som har daterats (Welin & Blomqvist 1964, s. 42) medelst U-Pb-metoden tilllämpad på uraninit och givit dels 947, dels 935 miljoner år. Den nordligaste pegmatit, som påträffats och tolkats som Blomskogspegmatit på den svenska sidan av riksgränsen, finns vid Ridahol i Södra Finnskoga (se Lundegårdh 1995, s. 123).

Unga mafiska bergarter med begränsad utbredning

Tre olika typer av unga mafiska till ultramafiska bergarter finns inom västra delarna av länet. En av dessa är en ultramafit, som så vitt är känt endast uppträder på en udde kallad Fårhallen, som sträcker sig ut i Grumsfjorden, som utgör en del av Vänern (RN 658125/134390). Bergarten har ursprungligen varit en olivin-pyroxenbergart med endast obetydliga mängder av plagioklas. Den innehåller nu endast rester av olivin, som har serpentiniserats mycket starkt, och pyroxen, som har blivit amfibolitiserad. Dessutom förekommer två typer av spineller (Wahlgren 1979). Den behandlas närmare i områdesbeskrivningarna (s. 94).

En mer normal basisk bergart med hornblände och plagioklas som viktigaste mineral förekommer som små massiv. Den är sannolikt ung. Liksom i ultrabasiten finns även här rester av ursprunglig pyroxen. Bergarten ligger oftast som linser med den största dimensionen ej överstigande ett par hundra meter. Linserna skär lokalt över foliationsriktningarna men är i huvudsak inordnade i foliationen. De har utgjort kompetenta (mot deformation motståndskraftiga) inslag i berggrunden. I ändarna har pegmatiter utbildats som tryckskuggeeffekter. Detta visar också klart att de är äldre än åtminstone en del av foliationen. Kropparna är spridda i stora delar av länet. Så vitt är känt finns de dock icke i de sydvästligaste delarna utan uppträder på avstånd ej överstigande ett par tiotal kilometer från Mylonitzonen. Av någon anledning finns en koncentration av dessa basiter i ett begränsat område nordväst om Grums, där ett par tiotal massiv har lokaliserats inom ett mycket begränsat område. I samma område finns även ett större massiv. Dess magma verkar delvis ha smält upp den berggrund, där den intruderat, och då bildat hybridbergarter.

Den tredje typen av unga mafiska bergarter utgörs av en "svärm" av lamprofyrgångar. Ungefär ett tiotal gångar har lokaliserats under karteringen. De flesta är mindre än en meter i bredd. De är vidare extremt lättvittrade, varför de praktiskt taget alltid fyller markerade sänkor i berggrunden. De har därför en avsevärt lägre hällbildningsfrekvens än vad andra bergarter har. Dessa båda faktorer samverkar till att sannolikheten för upptäckt av dessa gångar är låg. Man kan därför vara helt övertygad om att de gångar som påträffats endast utgör "toppen av ett isberg" och att de flesta gångarna ännu inte har kunnat lokaliseras. Bergarten är brunvittrande och var mycket gasrik vid sin intrusion. Detta har medfört att bergarten har ett "explosivt" uppträdande med rikligt av xenoliter både från det närmaste sidoberget och av bergarter som inte har kunnat identifieras i omgivningarna. Dessa har sannolikt dragits med från djupare delar av berggrunden. Den kemiska sammansättningen är säkerligen påverkad av sidoberget. Många xenoliter är mer eller mindre fullständigt upplösta, medan andra är skarpkantade och friska. Den höga gashalten återspeglas även i en stark omvandling av bergarten. Omvandlingen har säkerligen skett i omedelbar anslutning till intrusionen. Bland mineralen märks bl.a. betydande mängder av biotit, klorit och karbonat. Orsaken till denna mycket sena magmatiska verksamhet har icke

kunnat fastställas. Åldern är heller icke känd med säkerhet. En kalium-argonbestämning (Wahlgren & Kähr 1977) har givit en ålder av 904±13 miljoner år. Kalium-argonbestämningarna inom hela Västsverige är svårtolkade, och det är icke helt klart vad denna ålder betyder. Det torde emellertid vara ställt utom all tvivel att gångarna icke har något att göra med den mycket unga permiska vulkanismen i Oslofältet.

Områdesbeskrivningar

Det finns ingen helt naturlig uppdelning av västra Värmland i olika berggrundsregioner. Stora skillnader i berggrundens beskaffenhet föreligger mellan de östra och västra delarna. Till skillnad från gränserna mellan östra, mellersta och västra Värmland utgörs dock icke gränserna av stora, definierade skjuvzoner. De är tvärtom mer flytande. Detta gör att överlappningar mellan områdena är ofrånkomliga, när dessa skall beskrivas. Följande områdesindelning (se även fig. 25) kommer att tillämpas:

1) *Området mellan Mylonitzonen i väster och Klarälven i öster.* Här behandlas endast den sydligaste delen samt en smal remsa längs Nedre Frykens och Mellanfrykens öststrand. Området hör egentligen till mellersta Värmland, som i övrigt beskrivits av P.H. Lundegårdh (1995). Mot väster är avgränsningen här given av Mylonitzonen, men mot öster hör det utan naturlig gräns samman med de av Lundegårdh beskrivna områdena.

2) *Värmlandsnäs.* Avgränsningen mot Glaskogskollan i nordväst är klart definierad av överskjutningarna, medan gränsen mot nordöst inte är naturlig. Den förläggs här till den sydligaste av de stora mer eller mindre öst–västliga förkastningarna – den som sammanfaller med väg E18. Den del av Mylonitzonen som finns på Värmlandsnäs behandlas dock i samband med den södra delen av Mylonitzonen.

3) *Området närmast väster om Mylonitzonen.* Områdets östgräns utgörs av Mylonitzonen. Dess sydgräns mot Värmlandsnäs förlöper i nordvästlig–nordnordvästlig riktning (jfr fig. 25) eftersom de flesta bergarter som förekommer på Värmlandsnäs då får sin naturliga fortsättning i Arvikaregionen. Så finns till exempel inte Värmlandsnäs röda mikroklingranitmassiv i området som nu definierats som det beläget närmast väster om Mylonitzonen.

4) *Arvikaregionen.* Denna region utgör inget naturligt område. Geologiskt är den komplex med inslag av bergarter som är typiska för flera olika "regioner". Överlappningarna mellan Arvikaregionen och de närliggande områdena är betydande.

5) *Norra delen av västligaste Värmland.* Med västligaste Värmland avses områdena väster om Arvikaregionen och Glaskogsskollans skollkomplex. Gränsen mellan de norra och södra delarna av västligaste Värmland har dragits så att de stora röda granitmassiven uteslutande finns i den södra delen.

6) Begränsningarna av södra delen av västligaste Värmland framgår av ovanstående.

7) Södra delen av Mylonitzonen begränsas i öster av Vänern och i väster av Värmlandsnäs. Det stråk där mylonitiseringen börjar är mycket väldefinierat, varför inga svårigheter uppstår vid definitionen av detta område.

8) Norra delen av Mylonitzonen begränsas av de tidigare definierade områdena. Magnussons (1937) definition av Mylonitzonen behålls här. Gränsen mellan norra och södra delarna av Mylonitzonen har dragits vid Norsälvens utlopp ur Nedre Fryken. Gränsen mellan Mylonitzonens båda delar sammanfaller även med det eventuella avbrott i zonen, som har diskuterats av Lindh & Malmström (1980)

Området mellan Mylonitzonen i väster och Klarälven i öster

Figur 25 visar vilket område som avses med "området mellan Mylonitzonen i väster och Klarälven i öster". Mot söder gränsar detta mot Vänern. Blottningsgraden längs stranden är mycket god. Norr därom vidtager vidsträckta flacka och sandtäckta områden, som är mycket dåligt blottade. Dessa områden är tyvärr av mycket stor betydelse för vår förståelse av västra Värmlands geologi. Mot norr blir terrängen allt mer storbruten och ligger i stor utsträckning över högsta kustlinjen. Blottningsgraden är därför dålig. Blottningar finns längs höjdryggarna och ofta också längs vägarna. Området är speciellt såtillvida att det i sin sydligaste del utgör en fortsättning av Hammaröformationens suprakrustalbergarter, medan det i sin norra och västra del innehåller mellersta Värmlands normala bergarter. Norr om Hammaröformationens utgående finner vi Zachrisdalsmassivet och ännu längre mot norr den grå Forshagagraniten. Området begränsas i väster av den norra delen av Mylonitzonen. Den del av Mylonitzonen, som är belägen inom det nu behandlade området, är mycket speciell och har en karaktär, som är helt olik den som utmärker Mylonitzonen i övrigt.

Området närmast norr om Vänern täcks på Sörmon (väster om Karlstad) och norr därom av mäktiga kvartära sandlager. Detta medför att endast mycket få berggrundsobservationer gjorts i området. Enkelheten hos kartan inom detta område är sålunda skenbar och beror på de begränsade observationsmöjligheterna. Beskrivningen av regionen görs från söder mot norr.

Södra Segerstadshalvön

På södra Segerstadshalvön förekommer en finkornig till fint medelkornig gnejs, tolkad som en vulkanisk bergart. Denna består av ungefär lika delar kvarts, mikroklin och plagioklas. De mörka mineralen – förutom accessoriska mineral endast biotit – utgör blott några få procent. Likartade bergarter uppträder även på södra och centrala delarna av Hammarön. Ställvis kan man se vissa svaga tendenser till migmatitbildning. Det är dock svårt att observera en direkt uppdelning i meso-, melano- och leukosommaterial på grund av den mycket låga halten av mörka mineral. I norra delen av det område som är täckt av den vulkaniska bergarten uppträder enstaka små

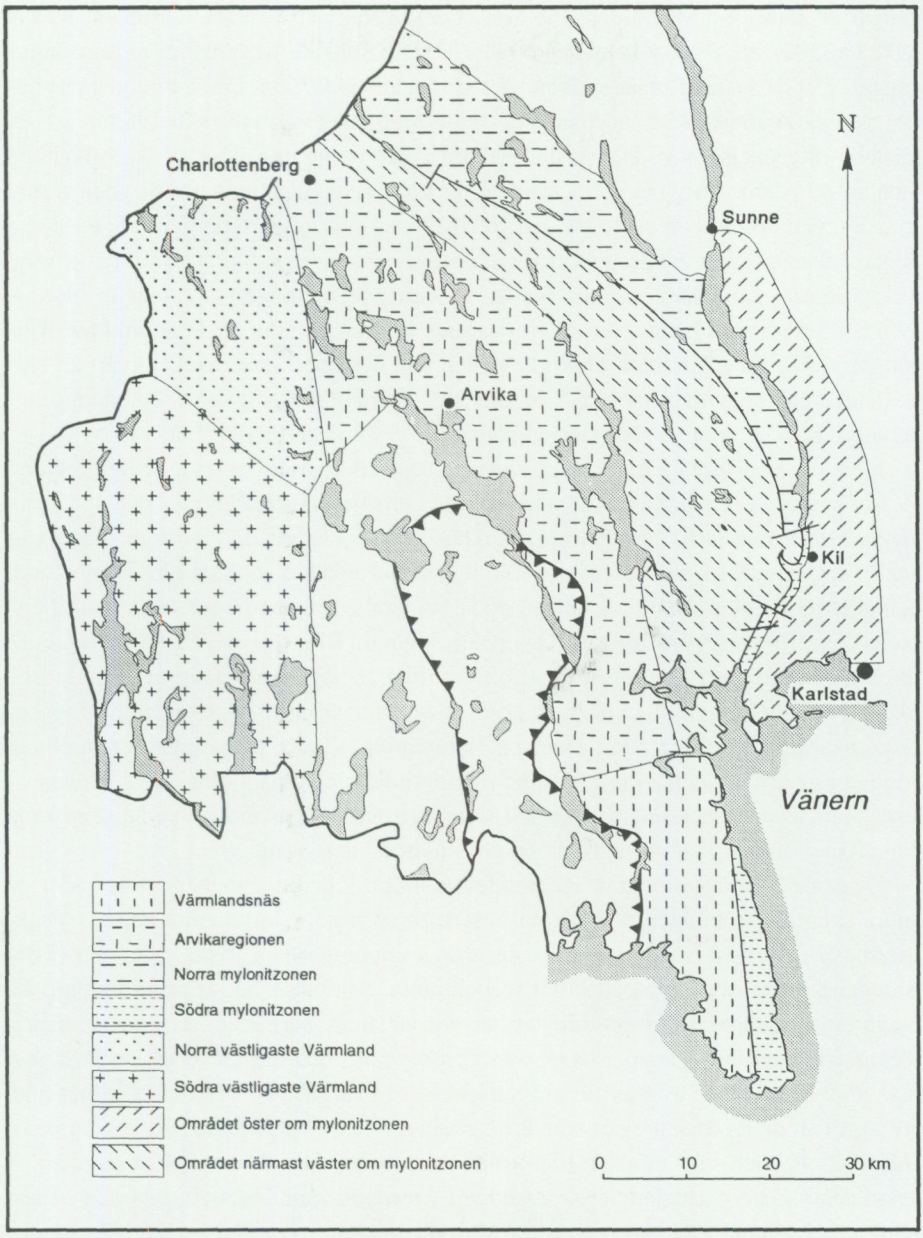


Fig. 25. Approximativa gränser för delområden beskrivna under rubriken Västra Värmlands berggrund (signaturlöst: Glaskogsskollkomplexet med angränsande områden, se Gorbatschevs del av denna beskrivning).

Approximate boundaries between the parts described under the heading Västra Värmlands berggrund (Bedrock of Western Värmland, without signature: the Glaskogen Nappe Complex and adjacent areas; see description by Gorbatschev).

gångar av amfibolit. Mot söder ökar dessa starkt i frekvens och från Onsösundet (RN 65783/13582) till Bruksviken (RN 65786/13555) finns en liten svärm av amfibolitgångar. Denna svärm fortsätter även på södra delen av Onsön. I hela området uppträder pegmatitgångar. Mot norr ersätts den förmodade vulkaniska bergarten av en medelkornig gnejsgranit. Denna har en högre halt av mörka mineral än vulkaniten men är trots detta fattig på mörka mineral. Detta är sannolikt samma röda gnejsgranit, som bygger upp en mycket stor del av mellersta Värmlands berggrund. På södra Segerstadshalvön för bergarten dock något hornblände, ett mineral som den i övrigt oftast saknar. Kontakten mellan "vulkanit" och gnejsgranit är sannolikt ej blottad, men bergarterna har kunnat observeras så nära varandra att det är osannolikt att övergången skulle vara graduell. På vissa ställen kan det dock vara mycket svårt att särskilja de båda bergarterna – t.ex. i vulkanitens västra kontaktregionen. Någon möjlighet att avgöra de relativa åldersförhållandena på Segerstadshalvön finns ej.

Norr om gnejsgraniten vidtar ett område bestående av förmodade metasediment. Dessa består av en grå ofta ganska markant porfyroblastisk biotit- och kvartsrik gnejs. Porfyroblasterna består av plagioklas. I matrix uppträder förutom plagioklas även rikligt med kvarts, mikroklin, biotit och hornblände. Lokalt blir hornbländehalten tämligen hög. Bland de accessoriska mineralen kan nämnas titanit, apatit, zirkon, allanit, muskovit, flusspat och opaka mineral. Klinozoisit och klorit (pennin) förekommer som omvandlingsmineral. Bergarten är något migmatitiserad, men inte lika starkt som berggrunden normalt är på västra sidan om Mylonitzonen. Makroskopiskt likartade bergarter finns även på Hammarön. Vidare är metabasiter tämligen vanliga i gnejsen – av någon anledning särskilt i de kontaktnära områdena. Metabasiterna kan liksom mer fältspatrika led uppträda som några meter breda, konforma band. Gnejserna är genomslagna av en gång av röd gnejsgranit.

Dextrala småförkastningar är tämligen vanliga. (Dextral innebär att området på andra sidan förkastningen räknat från observatören har förskjutits mot höger.) Veckaxlarna är i stort öst–västliga med i öster svaga stupningar mot väster. Mot den västra stranden har de rests upp och blivit medelbranta. Samtidigt börjar protomylonitiska bergarter uppträda. Med protomyloniter menar man bergarter, där kornstorleksförminskningen inte gått lika långt som i en mylonit, och där en förhållandevis stor mängd porfyroklaster av framför allt fältspat finns kvar. Med porfyroklast menar man ett korn i en mylonitisk bergart som är markant större än omgivande matrixkorn beroende på att det har motstått deformationen bättre än de övriga mineralen. I dessa delar av berggrunden börjar även hydrotermalomvandlingar att uppträda – ljusa glimrar har bildats. Detta är typiskt för Mylonitzonen norr om Kil och på Värmlandsnäs. Foliationen som på återstoden av den södra delen av Segerstadshalvön är mer eller mindre öst–västlig svänger om till mer eller mindre nord–sydligt orienterade riktningar.

Som tre mycket små, i stort sett runda massiv (diametern understiger i samtliga fall 200 m) uppträder en yngre, klart genomslående, fint medelkornig, massformig

rödlätt granit. De två största massiven finns vid RN 658020/135330 och RN 658035/135355. Dessutom har mycket små "massiv" av liknande graniter påträffats intill öststranden av Segerstadshalvön, nära den södra kontakten mot gnejsgraniten. Sannolikt finns ytterligare massiv av likartad storlek. Dessa är antingen icke blottade, eller har de på grund av karteringens översiktliga karaktär inte kunnat lokaliseras. I kontakten mot de äldre metasedimenten förekommer stundom i de senare stora magnetitporfyroblaster som kan bli upp till 2 cm i diameter. Man har försökt att datera denna unga granit (Persson m.fl. 1987). Den erhållna Rb-Sr-åldern är 1104±100 miljoner år. Emellertid är isotopsystemet öppnat. Detta framgår klart av att $^{86}Sr/^{87}Sr$-initialförhållandet är så lågt som 0,7027, vilket är ungefär mantelförhållandet vid denna tidpunkt. Den erhållna Rb-Sr-åldern är därför förmodligen felaktig – sannolikt för hög. Bergarten är icke deformerad och så vitt kan bedömas ometamorf. En tvåpunkts Rb-Sr-bestämning på totalbergart och biotit ger en ålder av 863 miljoner år med ett $^{86}Sr/^{87}Sr$-initialförhållande av 0,711. Denna ålder kan betraktas som en minimiålder för Segerstadsgraniten. U-Pb-systemet använt på zirkoner separerade från denna bergart ger en övre interceptålder av 1140+54/-52 miljoner år. Punkterna är emellertid starkt diskordanta, vilket innebär att systemet är påverkat. Detta behöver icke med nödvändighet betyda att åldern är felaktig, men det är en klar indikation på att den skulle kunna vara det. Det är emellertid oklart hur mycket av dessa zirkoner som är ärvda. Tills vidare måste bergartens ålder betraktas som i högsta grad osäker. Det är möjligt att den har samma ålder som Blomskogsgraniten (ungefär 900 miljoner år – jämför den förmodade åldern av pegmatiterna nedan, denna sida).

På kort avstånd från varandra förekommer på Onsön två vertikala i N–S strykande sprickfyllnader av sandsten (RN 657895/135965). Mäktigheten av dessa är ett par decimeter. Förekomsten visar att dagens erosionsyta ligger nära den erosionsyta, på vilken sandstenen avsattes. Bildningar av detta slag anses vara kambriska, eftersom underkambriska fossil hittats i sådana på andra ställen i Sverige (Magnusson i Magnusson & Sandegren 1933, Samuelsson 1975).

Norr om den grå sedimentbetonade gnejsen vidtar den stora röda gnejsgranitmassa som dominerar i hela mellersta Värmland. En skillnad mellan de gnejsgranitmassiv som uppträder norr och söder om metasedimenten är att hornblände normalt saknas i det stora massivet.

På hela halvön uppträder rikligt med gångar av unga odeformerade pegmatiter. Dessa har sannolikt samma ålder som Blomskogsgraniten (dvs. ungefär 900 miljoner år). Förutom de stora mängder av pegmatitgångar som uppträder i direkt samband med Blomskogsgraniterna i sydvästligaste Värmland har också en pegmatitgång på östra sidan av Fryken daterats och givit en likartad ålder (Welin & Blomqvist 1964).

Tektoniskt kännetecknas området av att bergartsgränserna och den med dessa parallella foliationen bildar ett stort veck, vilket yttrar sig i att de mer eller mindre öst–västliga strykningarna böjer ganska tvärt och blir nord–syd till nordnordöst–sydsydväst. Om de uppmätta foliationsriktningarnas poler plottas på ett stereogram

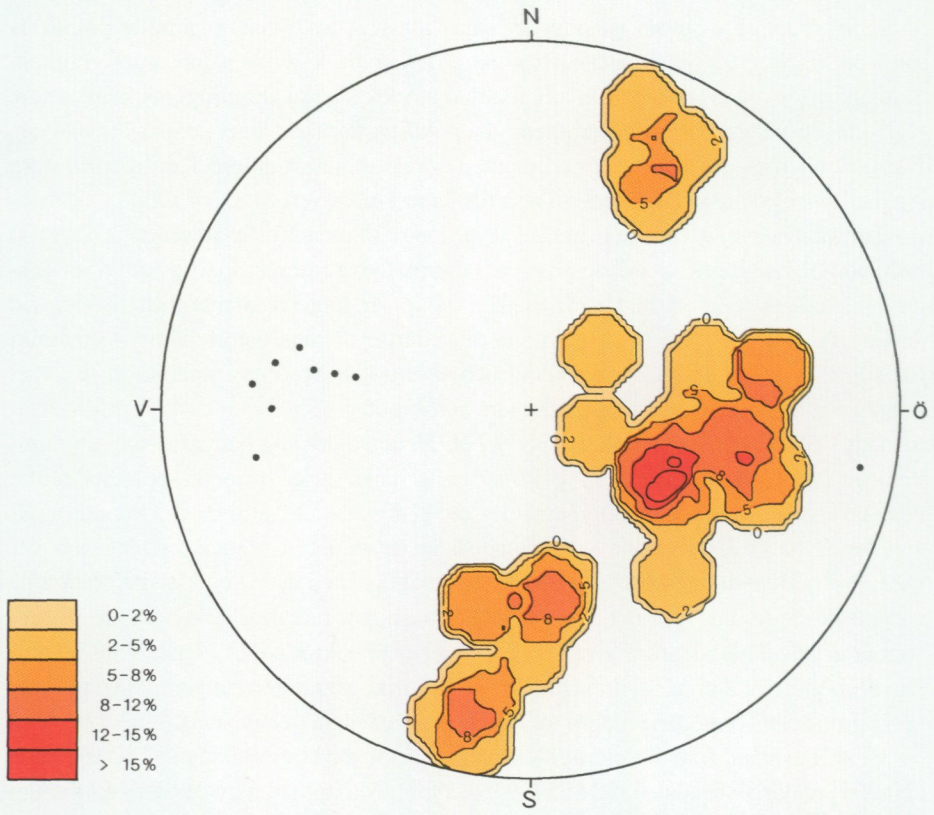


Fig. 26. π-diagram avseende poler till foliationsplan på Segerstadshalvön (34 mätningar). Polerna bildar en tämligen väldefinierad gördel med två egenvärden av samma storleksordning (0,66 och 0,30) och ett avsevärt mindre (0,04). Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N25Ö, 30V. Punkterna utgör riktningar av linjära strukturer. Plottat på nedre hemisfären. Ett egenvärde mycket större än övriga ger punktkoncentration på stereogrammet; två ungefär likstora egenvärden mycket större än det tredje ger gördelfördelning av punkterna; alla tre egenvärdena ungefär lika stora ger jämn fördelning av punkter.

π-diagram for poles of the foliation planes of the Segerstad peninsula (34 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles define an approximate girdle distribution with two eigenvalues of the same magnitude (0.66 and 0.30) and one significantly smaller (0.04). The maximum of the distribution corresponds roughly to N25E, 30W. The points are plots of linear structures. The first eigenvalue much greater than the other two: concentration of points to a single area of the plot; two eigenvalues roughly equal but much greater than the third one: a girdle distribution of points; All eigenvalues of equal magnitude: uniform distribution of points.

(fig. 26) får man en gördelliknande fördelning. Polen till den storcirkel som är statistiskt bäst anpassad till denna punktfördelning sammanfaller nära med medelvärdet av de uppmätta linjärstrukturerna, dvs. veckaxlar och minerallineationer. Som framgår av fig. 26 plottas storcirkelns pol vid 35°N65°V, medan medelvärdet av linjärstruk-

turerna ligger vid 33°N85°V. Vinkelskillnaden mellan dessa båda punkter motsvarar ungefär 15°. Av figuren framgår dock att det finns en systematisk skillnad mellan de uppmätta lineationerna, som alla har en mer västlig riktning, och den nordligare punkten som motsvarar foliationen. Man bör även ha i minnet att lineationer och veckaxlar förmodligen har en geografiskt systematisk fördelning. Linjärstrukturerna blir uppresta då man går västerut och närmar sig Mylonitzonen. Antalet observationer som denna slutsats grundas på är dock för litet för att den skall kunna sägas vara statistiskt signifikant. Av de observerade och beräknade veckaxelriktningarna framgår att den vulkanitkropp som finns i sydligaste delen av halvön bildar en antiform, som stupar ned mot väster. Antalet uppmätta foliationsriktningar som skulle ge en oberoende bekräftelse av denna slutsats är alltför litet. Framför allt befinner sig den viktiga sydliga flanken av strukturen under vatten och är därigenom oåtkomlig.

Området väster och närmast norr om Karlstad

Området väster om Karlstad kännetecknas av att mäktiga lager av kvartär sand täcker berggrunden i ett glacifluvialt delta – Sörmon. Blottningar finns rikligt längs Vänerns strand, mer sparsamt mellan Vänern och Europaväg E18 och mycket sparsamt norr om E18.

Längs stranden dominerar den röda gnejsgraniten. Så vitt det går att bedöma från de tillgängliga blottningarna har denna direkt samband med den röda gnejsgranit, som finns på norra delen av Segerstadshalvön. Tämligen rikligt med de för Värmland typiska megakristerna (porfyroblasterna) av magnetit förekommer i den röda, sura bergarten. Kornstorleken i granitoiden växlar mellan finkorniga och mer fint medelkorniga typer. Ibland förekommer även led som är något ojämnkorniga och har smärre megakrister av mikroklin. Detta är vanligt i den röda gnejsgranitmassan i mellersta Värmland. I den röda gnejsgraniten finns smärre massiv av en gråare gnejsgranit med ljusröda fältspatögon. Dessa massiv ligger utsträckta i nordöst–sydvästlig riktning, dvs. i den lokala foliationens riktning. Undantagsvis finner man en ofullständig plagioklasmantling av kalifältspatögonen. Denna bergart visar ibland övergångar mot mer jämnkorniga rödgrå granitiska bergarter. På ett ställe (RN 658705/136220) har ett par fragment av denna rödgrå porfyroblastiska gnejsgranit observerats i den röda gnejsgraniten. I den porfyroblastiska bergarten har två små fragment av en röd, finkornig bergart iakttagits. De gjorda iakttagelserna pekar på möjligheten att det finns minst två generationer av röda, gnejsiga bergarter (båda graniter, eller en granit och en vulkanit?), varav den ena är äldre än och den andra yngre än den porfyroblastiska, rödgrå gnejsgraniten. Det är icke osannolikt att den porfyroblastiska bergarten är en starkt tektoniserad Filipstadsgranit. Accepterar man denna korrelation, accepterar man också en storregional tolkning, där mellersta och östra Värmlands berggrund ursprungligen utgjort en region. Den olikartade karaktären beror då endast på en markant skillnad i deformationsgrad.

Omedelbart väster om Karlstad och i västra och norra delarna av det stadsbebyggda området finner vi det grå, ganska basiska Zachrisdalsmassivet (se även s. 47). Bergarten är nästan helt fri från sliror men ymnigt genomslagen av pegmatit. I Zachrisdalsmassivet finns vissa röda fragmentliknande småkroppar. Intill den norra kontakten verkar den kvartsdioritiska Zachrisdalsgranitoiden bli finkornigare än vad den normalt är. Vidare har sidoberget påverkats. Det har blivit mer inhomogent och stora magnetitporfyroblaster börjar uppträda. Dessa iakttagelser kan tolkas som att kvartsdioriten vore den yngre av bergarterna. Kontakten är dock starkt tektoniserad, vilket gör att det är mycket svårt att avgöra vad som är ursprunglig kontaktpåverkan och vad som är sekundärt orsakat av att deformationen alltid har en tendens att bli särskilt stark i och intill bergartskontakter. Zachrisdalsmassivet har på kartan märkts ut med samma färg, som använts för Åmålsgranitoiderna i väster. Som framgått av diskussionen på s. 47–48 utgör Zachrisdalsgranitoiden dock icke en variant av Åmålsgranitoiderna. De resultat som refereras på s. 47–48 har framkommit efter det att kartan trycktes.

Vid Skutberget finns även ett litet massiv av en rödaktig gnejsgranit. Kroppen är dock för liten för att kunna utmärkas på en karta i skalan 1:250 000. Denna bergart är i sin grundmassa gråröd. I matrix finns mycket rikligt med diffusa rödare sliror, som ibland är något hornblände förande. Dessa sliror utgör uppskattningsvis 40–50 % av bergartens massa. Likartade bergarter finns även i skogsområdet mellan strandlinjen och E18. De rödaktiga slirorna är dock icke lika frekventa som vid Skutberget. Kontaktlinjen mellan den sliriga gråröda bergarten och Zachrisdalsmassivet i norr är icke blottad. Bergarterna förekommer dock blottade så tätt intill varandra att kontakten antingen är helt skarp eller, möjligen, graduell över någon meter. I det senare hypotetiska fallet beror övergångszonen sannolikt på senare tektonisering, metamorfos och metasomatos.

Hyperit bildar några mycket små förekomster. Vidare finns tämligen rikligt med metabasiter (amfiboliter). Metabasiter är allmänt sett mycket vanliga i den stora gnejsgranitmassan i mellersta Värmland. Det har inte utförts några undersökningar, som ger upplysning om dessa metabasiters sammansättning, ursprung eller ålder. Det är icke ens klarlagt hur många generationer av metabasiter som finns.

Längs stranden av Vänern finns på några ställen en röd finkornig sur, nästan leukokratisk bergart. Denna är icke särskilt utmärkt på kartan utan ingår i de röda gnejsgraniterna. Det är näst intill omöjligt att avgöra om det är en granitoid eller en vulkanisk bergart likartad den, som förekommer längre mot väster på Segerstadshalvön och längre i öster på Hammarön. Hällar av denna bergart finns t.ex. på stranden vid Bomstad (RN 65845/13619). Förutom de bergarter, som kan tolkas som vulkaniter, uppträder även finkorniga, bandade bergarter i mycket små mängder. Dessa skulle också kunna vara vulkaniter. Basiska fragment har påträffats i de eventuellt vulkaniska bergarterna. "Vulkaniten" är genomslagen av yngre, röd gnejsgranit. De finkorniga leden är även breccierade av en grå odefinierad bergart, som eljest brukar uppträda

som band i bergartsmassan. Varken dessa finkorniga bergarter eller den röda eventuella vulkaniten vid Bomstad har kunnat ges egen beteckning på kartan.

Förutom sura bergarter förekommer även metabasiter. Dessa bildar aldrig massiv utan liksom fallet är på Segerstadshalvön rör det sig sannolikt om metamorfoserade och tektoniserade gångar. De är ofta glimmeromvandlade. Mekaniskt har de därigenom blivit inkompetenta och tagit upp en stor del av bergartens deformation. Inga "svärmar" liknande dem på södra Segerstadshalvön (s. 66) är kända utan bergarterna förekommer mer spritt. Ett undantag skulle ett i nordöst strykande stråk från området väster om Randviken (RN 6585/1357) mot sedimentområdet(?) vid Skåre (RN 65920/13660) vara. I detta område förekommer tunna metabasitgångar ganska talrikt. Vidare finns också tunna, grå, sura skikt i den dominerande röda berggrunden.

Kornstorleken i "metabasitgångarna" växlar. Det är mycket möjligt att mer än en generation av metabasiter uppträder. Denna fråga har icke ägnats någon särskild uppmärksamhet vid karteringen. Det vore förmodligen heller icke möjligt att någonsin hänföra varje enskild gång till sin "riktiga" generation – om nu verkligen mer än en generation förekommer. På ett ställe är det möjligt att tolka en tektoniserad kontakt som att en gråaktig porfyroblastisk granit trängt in i och grenat upp sig i en metabasit. Denna skulle om tolkningen vore riktig således vara äldre än granitoiden. Granitoiden är förmodligen identisk med den porfyroblastiska granit, som har beskrivits ovan (s. 69). Andra observationer som tyder på att metabasiterna är intruderade av granitiskt material är iakttagelsen av en röd gång som slår igenom en metabasit norr om Segerstads kyrka (RN 658655/135490). Å andra sidan är den rödgrå porfyroblastgranitoiden genomslagen av tunna metabasitgångar, vilket om tolkningarna är riktiga indikerar att minst två metabasitgenerationer finns.

Pegmatit förekommer tämligen rikligt i hela området. Bergarten är odeformerad och slår igenom den äldre folierade berggrunden. Vid Bomstad (RN 65845/13619) har till och med två pegmatitgenerationer iakttagits. Åldersskillnaden dem emellan är dock en helt öppen fråga. Det är inte osannolikt att pegmatiten har samma ålder som pegmatiten av blomskogsålder som återfinns i brottet norr om Nilsby (se Lundegårdh 1995, s. 127).

Tektoniskt domineras området av ungefär nordöstligt strykande foliationsplan, som genomgående stupar medelbrant mot väster. Till skillnad från förhållandena på Segerstadshalvön är det omöjligt att direkt ur de uppmätta foliationsriktningarna spåra någon regional omveckning av foliationen. Foliationsplanens riktningar är nära nog konstanta. Fig. 27 visar att maximum i fördelningen motsvarar en ungefärlig foliationsriktning N35°Ö, 35°NV. De uppmätta lineationerna är få men visar stor spridning. De ligger i ett ej särskilt väl definierat plan med orienteringen N60°Ö, 35°NV.

I fält kan man flerstädes se en sen men svag veckning av foliationen. En axelriktning för denna veckning har mätts till 30°N55°V .

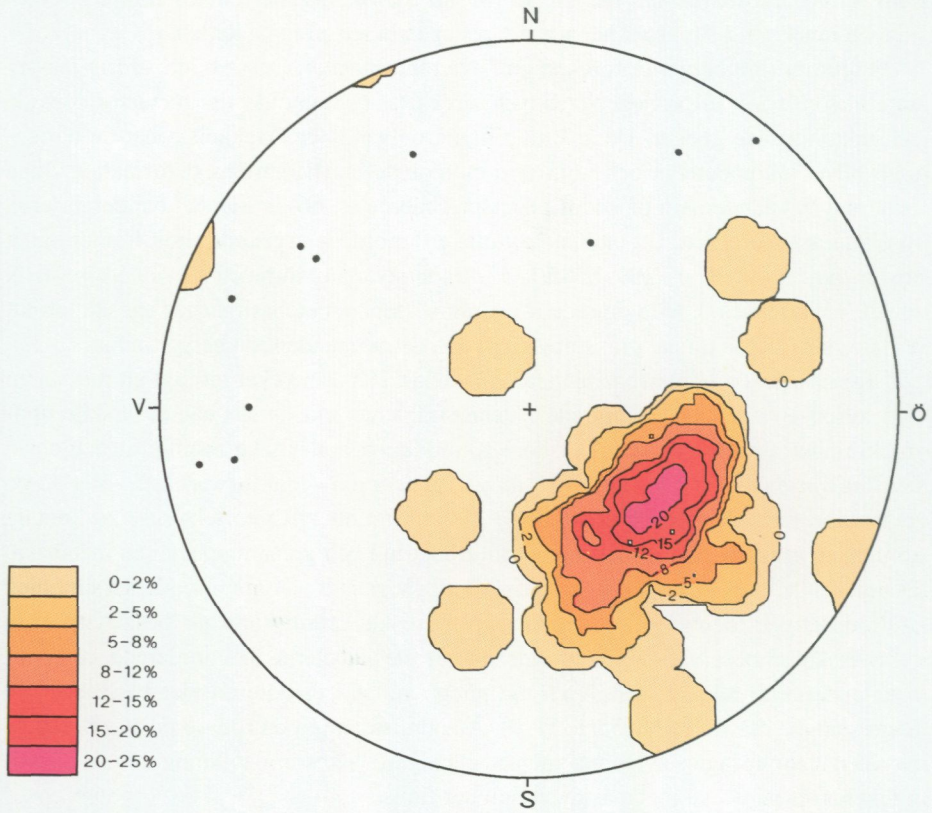


Fig. 27. Foliations- och lineationsriktningar (punkter) i området norr om Karlstad. Foliationen visar en tendens till gördelspridning med två ganska stora egenvärden (0,60 och 0,37) och ett litet egenvärde (0,03). Maximum i foliationsfördelningen motsvarar N35Ö, 35V. Lägg märke till den stora spridningen av lineationsriktningar jämfört med fig. 26 (s. 68). Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras under fig. 26.

Foliations and lineations in the area north of Karlstad plotted on the lower hemisphere. The foliation has a tendency to a girdle distribution with two fairly large eigenvalues (0.60 and 0.37) and one small eigenvalue (0.03). The maximum of the foliation distribution corresponds to N35E, 35W. Note the much more scattered lineations as compared to Fig. 26 (p. 68). Eigenvalues are explained under Fig. 26,.

Området mellan Kil och Sunne

Området mellan Kil (RN 6600/1359) och Sunne (RN 6638/1351) tillhör den stora gnejsgranitmassa, som utbreder sig mellan Mylonit- och Protoginzonerna. Förhållandena i detta område skiljer sig dock i några avseenden från de "normala". Delvis kan detta bero på närheten till Mylonitzonen och till de ganska speciella geologiska förhållandena i trakten av Karlstad med den suprakrustala Hammaröformationen,

Zachrisdalsmassivets bergarter och den kraftiga omsvängningen från ungefär i öst–väst strykande till nordöstligt strykande bergartsformationer.

Berggrunden domineras av den för hela storregionen typiska, röda till gråröda, granitiska gnejsen. Denna är ställvis något fältspatblastisk men ibland mer jämnkornig. Halten av mörka mineral varierar något. Bland dessa dominerar biotit över hornblände. Hornbländet visar ibland en tendens till omvandling – mer eller mindre fullständiga epidotkoroner runt hornbländekorn förekommer. I några enstaka fall har även små mängder av granat iakttagits. Magnetit är mycket vanligt som blaster. Dessa kan i undantagsfall bli upp till centimeterstora. Det är förekomsten av dessa blaster, som givit upphov till benämningen järngnejser. Texturen är ibland markant gnejsig, ibland mindre, men dock aldrig helt massformig. De varianter, som är markant gnejsiga och samtidigt har förhållandevis höga halter av mörka mineral är ofta även strimmiga. Framför allt i söder, i Forshaga (RN 6603/1368) – Dejeregionen (RN 6611/1368), förekommer en viss slirighet och migmatitbildning. Inga som helst försök att skilja ut dessa olika varianter har gjorts på kartan.

Längs stora delar av Frykensjöarnas östsränder finns en ganska finkornig gnejsig bergart. Denna kan mycket väl ha ett suprakrustalt ursprung. Om den i så fall huvudsakligen är vulkanisk eller klastiskt sedimentär till sitt ursprung är dock osäkert. Ett fynd av metamorfoserat vulkaniskt konglomerat (RN 66349/13540) har beskrivits av Lundegårdh (1995, s. 60). Det går inte att utesluta att bergarten sekundärt blivit finkornigare. Detta skulle i så fall kunna vara betingat av de processer som skapat den svaghetszon i vilken Frykensjöarna nu ligger. Sjöarna utgör en del av en större lineamentstruktur som kan följas från långt norr om Torsby till Kil (Lindh 1980). I söder, ungefär från en punkt obetydligt söder om Rottneros (RN 6634/1349), ansluter detta lineament till Mylonitzonens östkant. Lineamentstrukturen och Mylonitzonen blir åter två skilda tektoniska enheter söder om sydspetsen av Nedre Fryken. Inga som helst undersökningar föreligger beträffande vad som orsakat denna svaghetszon än mindre beträffande dess ålder. Vad som i första hand tyder på att zonen innehåller sekundärt finkorniga bergarter är att den är smal och att den strikt tycks följa Frykensjöarna. Denna tolkning har dock inte styrt ritningen av kartan. Här har zonen markerats som suprakrustala bergarter. Bland de finkorniga bergarterna finns led, som verkar vara kvartsitiska. Man skall dock hålla i minnet att hydrotermala lakningsprocesser kan orsaka markanta förändringar av en bergarts kemiska och mineralogiska sammansättning. Detta finns talrika exempel på i Mylonitzonen (se t.ex. s. 154). I kontakten mot de mer normala, medelkorniga röda gnejsgraniterna i öster verkar det finnas en koncentration av amfibolitgångar.

Bland de bergarter vilka tolkats som suprakrustala till sitt ursprung skall också nämnas de grå, starkt sliriga och inhomogena gnejserna som finns från trakten söder om Kil norrut mot Fryksta (RN 6603/1360) samt likartade bergarter vid Nilsby (den ort där Mellanfryken möter Nedre Fryken; 6613/1360). Dessa bergarter har förmodligen ett gråvackeartat ursprung och kan vara ekvivalenter till de grå gnejserna på

Segerstadshalvön och till det i nordöst–sydväst strykande stråket norr om Karlstad. Inga speciella undersökningar har företagits av dessa bergarter.

Ett bergartsled som är typiskt för hela den mellanvärmländska gnejsmassan är hyperiterna. Dessa behandlas ingående av P.H. Lundegårdh (1995, s. 87–95, 107–114). Bergarten uppträder gångformat men är närmast gabbroid till sin karaktär. Den är således medelkornig – utom de smalaste gångarna och i vissa fall randzonerna, som är finkorniga. Fältspaterna är mörka beroende på pigment av malmmikroliter. Detta gör att bergarten får gråsvart till svart färg. Hyperitkropparna är i flera fall helt omvandlade till uralithyperiter och granatamfiboliter. I extrema fall, till exempel i den ganska stora hyperitkroppen på Gettjärnsklätten (RN 6644/1340) vid Rottnens öststrand, övergår bergarten närmast stranden i en mörkgrön, finkornig, tektonisk kloritskiffer. I detta fall torde de tektoniska processer som skapat Mylonitzonen vara orsaken till den kraftiga omvandlingen av hyperiten.

En bergartstyp som är typisk för denna västligaste del av den mellanvärmländska gnejsmassan är en normalt rödgrå, mer sällan gråröd eller rent grå gnejsgranit. Denna är oftast ögonförande men ögonfria varianter finns. Det är möjligt att det rör sig om en förgnejsad variant av Filipstadsgraniten. Denna frågeställning och dess konsekvenser nämns i beskrivningen av området närmast väster och norr om Karlstad (s. 69). Bergarten har en närmast granodioritisk sammansättning, även om dess fältspatinnehåll är något större och dess kvartsinnehåll något lägre än vad man brukar förvänta sig i typiska granodioriter. Bergarten är ungefär likåldrig med Zachrisdalsmassivet (Persson m.fl. 1995). Kemiskt är bergarten surare än Zachrisdalsgranitoiden och den bildar en tydligt sammanhängande grupp karakteriserad av systematiska "magmatiska" variationer av huvudelementen. Zachrisdalsmassivets kemiska sammansättning skulle kunna erhållas genom en extrapolation av denna bergarts normala variationsområde. Band av grå medelkornig gnejs, röd fint medelkornig gnejs och grå gnejs med röda ögon kan förekomma tillsammans med metabasitband. Ett typiskt område med sådana inhomogeniteter är trakten av Smårissjön (RN 66100/13660; koordinaterna avser sjöns ungefärliga mittpunkt).

På några ställen har kontakter mellan de röda och de gråare bergarterna iakttagits. På grund av kontakternas karaktär har det inte varit möjligt att säkert avgöra de relativa åldersförhållandena från dessa kontakter. Den sannolikaste tolkningen är att den röda gnejsgraniten är äldre än den grå eller rödgrå varianten.

Normalt brantstående gångar av pegmatit förekommer i området. En stor pegmatitgång har varit föremål för brytning norr om Nilsby (Lundegårdh 1995, s. 121).

Tektoniskt skiljer sig de norra och södra delarna av området något vad beträffar foliationsriktningar. Det finns inte några klara och tydliga skiljelinjer. Här tillämpas en något ungefärlig uppdelning i ett sydligt område söder om vägen från Nilsby (RN 66133/13602) mot Visten, ett mellanområde vars nordgräns utgörs av nord–sydkoordinaten 6625 och ett nordligt område som sträcker sig till Sunne.

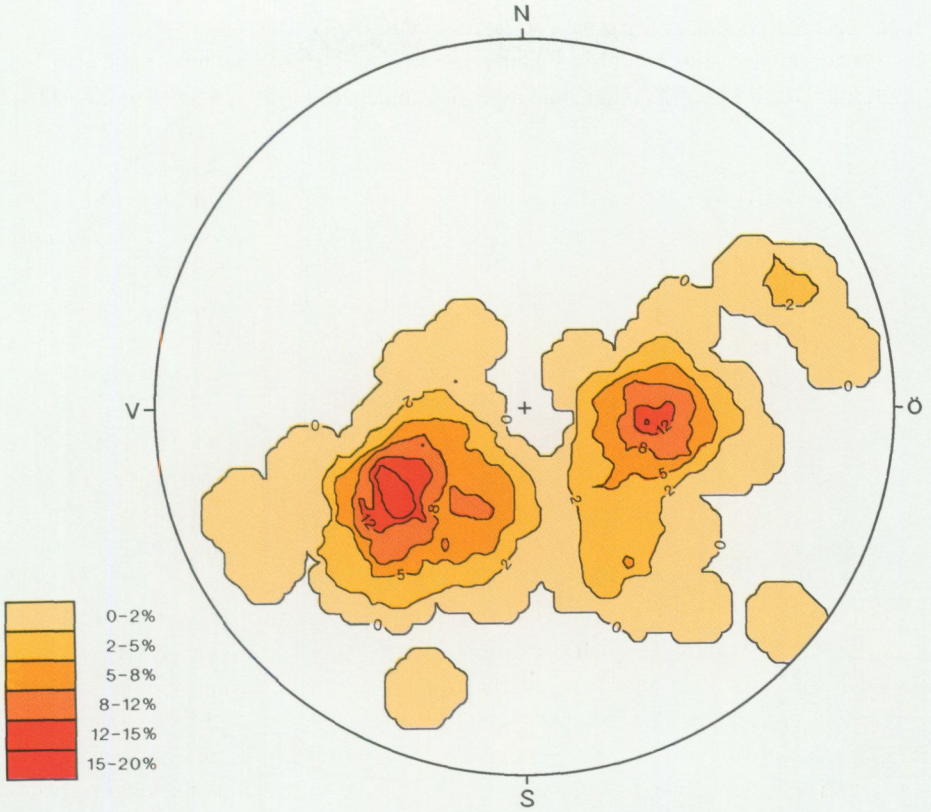


Fig. 28. π-diagram avseende poler till foliationsplan i södra delen av området öster om Fryken (198 mätningar). Polerna bildar en tämligen väldefinierad gördel med två egenvärden av samma storleksordning (0,74 och 0,23) och ett avsevärt mindre (0,04). Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N35V, 35Ö, och sekundärmaximet ungefär N05Ö, 30V. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras under fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes in the southern part of the area to the east of Lake Fryken (198 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles define an approximate girdle distribution with two eigenvalues of the same magnitude (0.74 and 0.23) and one significantly smaller (0.04). The maximum of the distribution corresponds roughly to N35W, 35E, and the secondary maximum to approximately N05E, 30W. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

Inom det sydliga området har 198 planfoliationer mätts upp. Polerna till dessa bildar två maxima, som är något utdragna. Dessa maxima definierar tillsammans en storcirkel, som motsvarar ett plan med strykningen N72°Ö och stupningen 70°Ö (fig. 28). Planet kan uppfattas som veckaxelplanet i ett cylindriskt veck. Detta är dock sannolikt en övertolkning. Spridningen kring storcirkeln är långt ifrån försumbar. Det är dock uppenbart att en veckning av foliationen har skett efter veckets bildning och

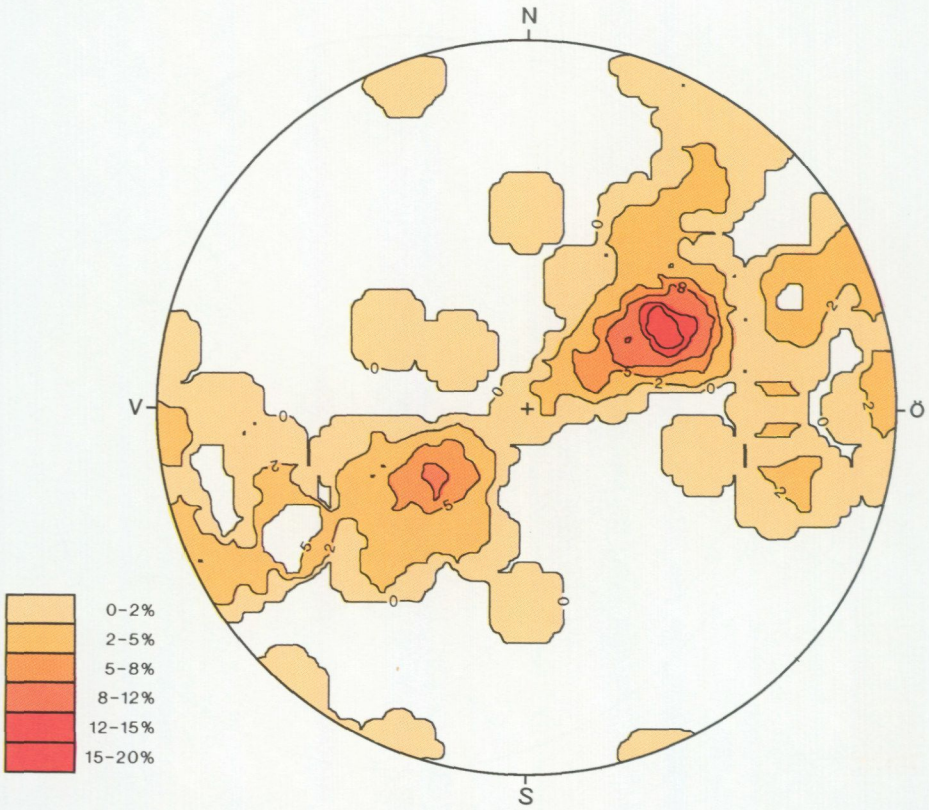


Fig. 29. π-diagram avseende poler till foliationsplan i mellersta delen av området öster om Fryken (94 mätningar). Polerna bildar en väldefinierad gördel med två egenvärden av samma storleksordning (0,55 och 0,38) och ett avsevärt mindre (0,08). Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N30V, 35V, och sekundärmaximet ungefär N35V, 25Ö. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes in the central part of the area to the east of Lake Fryken (94 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles define a girdle distribution with two eigenvalues of the same magnitude (0.55 and 0.38) and one significantly smaller (0.08). The maximum in the distribution corresponds roughly to N30W, 35W and the secondary maximum to approximately N35W, 25E. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

att den (de) sena veckaxeln (-axlarna) har en i stort sett östnordöstlig riktning. Inom mellanområdet har man en likartad fördelning av planfoliationer (94 foliationsplan har mätts). Spridningen längs "storcirkeln" är något jämnare än för det södra området. Det "veckaxelplan" man får stryker N65Ö och stupar praktiskt taget lodrätt (fig. 29). Även här finns ganska stora osäkerheter i form av en stor spridning av mätvärdena. Det är dock påfallande hur väl överensstämmande dessa båda områden är. Inom båda områdena förekommer stora olikheter i planfoliationens riktningar från helt lod-

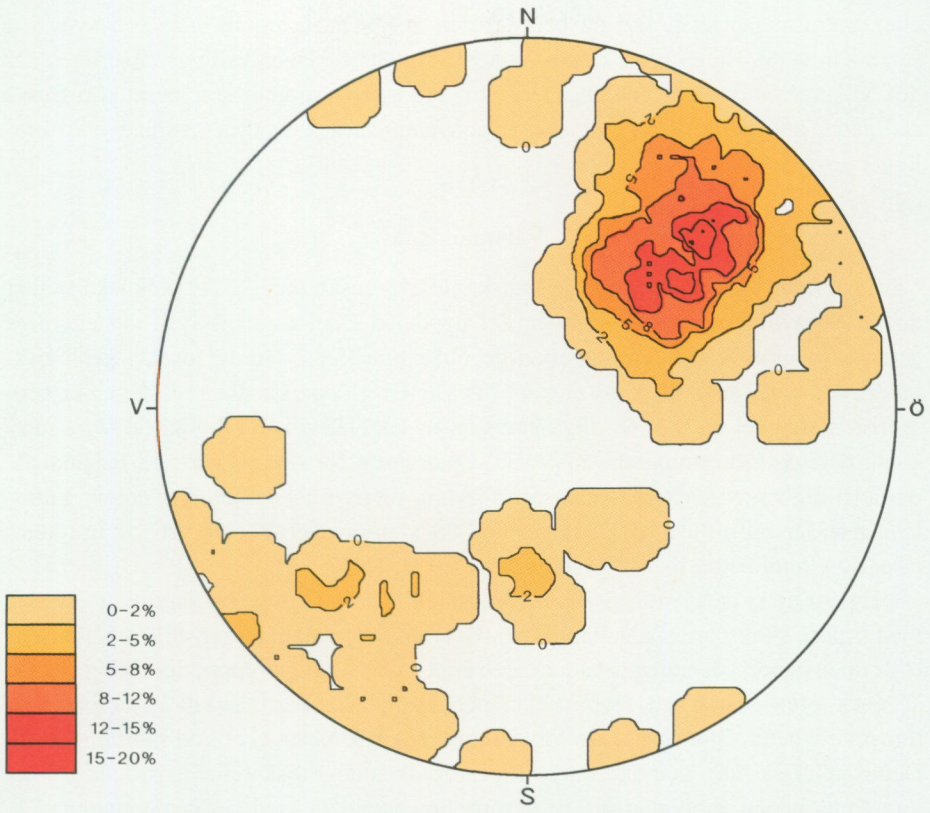


Fig. 30. π-diagram avseende poler till foliationsplan i norra delen av området öster om Fryken (134 mätningar). Polerna är närmast punktformigt fördelade med ett egenvärde (0,78) markant större än de övriga två (0,17 och 0,05). Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N40V, 50V. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes. The foliations are measured in the northern part of the area to the east of Lake Fryken (134 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are scattered approximately around one point; one eigenvalue (0.78) significantly larger than the other two (0.17 and 0.05). The maximum of the distribution corresponds roughly to N40W, 50W. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

räta plan till plan med stupningar kring 15°. Plan som är flackare än så förekommer men har inte mätts, eftersom mätfelen blir mycket stora. Det norra området är mer ensartat. Medelvärdet på foliationen är N45°V, 35°SV (fig. 30).

Små veckstrukturer, som man kan iaktta direkt i häll, förekommer förhållandevis sällan. De veckstrukturer som finns beror på att bergarter med olika kompetens (bergarter som reagerar olika på deformation, dvs. "mjukare" och "hårdare" bergarter) ingår i en och samma häll. I den förhållandevis homogena berggrund som finns öster

om Mylonitzonen ser man därför veck i stort sett endast i samband med amfiboliter eller andra metabasiter. De grå och de röda gnejserna är uppbyggda av i stort sett samma mineral. Halterna av kvarts och de båda fältspatslagen varierar visserligen något, vilket även de dock genomgående små mängderna av mörka mineral gör. Dessa skillnader är dock så obetydliga att någon nämnvärd kompetensskillnad inte föreligger.

Värmlandsnäs

Värmlandsnäs utgör icke något geologiskt väl avgränsat område. Av praktiska skäl är dock beskrivningen av länets västra del uppdelad i delområden även där entydiga geologiska gränser inte finns mellan de olika områdena. Nordgränsen i geologiskt hänseende kan i detta fall dras ungefär där väg E18 löper. Orsaken till denna ur geografisk synvinkel mycket nordliga gräns är att ungefär vid E18 börjar de stora markanta öst–västförkastningarna uppträda. Östgränsen för det nu närmast behandlade området utgörs av Mylonitzonen, som förvisso intar en icke obetydlig del av Värmlandsnäs, särskilt i söder. Mylonitzonen är dock en mycket speciell och viktig företeelse. Den kommer därför att behandlas separat (s. 151).

Topografiskt är Värmlandsnäs mycket flackt och intas av uppodlade slättområden med smärre skogspartier emellan. Figur 31 visar en typisk landskapsbild. Moräntäcket är dock genomgående ganska tunt, och små hällblottningar uppträder rikligt. Dessa är dock ofta moss- och lavbeklädda och erbjuder sällan särskilt goda observationsmöjligheter. Stora delar av Vänerstränderna har en mycket god blottningsgrad. Detta gäller särskilt skärgårdarna. Frånvaron av topografisk relief gör dock att det inte finns någon möjlighet att se den tredimensionella geologiska uppbyggnaden. Detta är tyvärr en ganska normal företeelse i hela Värmland och i större delen av den Baltiska skölden. De höjdskillnader som finns är oftast små i jämförelse med de geologiska kropparnas dimensioner.

Värmlandsnäs väster om Mylonitzonen har en förhållandevis enkel uppbyggnad. Avgränsningen mot Mylonitzonen är inte riktigt lika väl definierad som längre i norr. Den allmänna deformationen av berggrunden tilltar successivt mot öster. Själva mylonitiseringen sätter dock in mycket hastigt. Området, där detta sker, tillhör emellertid – generellt sätt – den sämst blottade delen av halvön. I den norra delen av halvön har Mylonitzonens västgräns försvunnit ut i Vänern, varför det nu behandlade området sträcker sig ända fram till Vänerstranden.

Närmast Mylonitzonen finns ett smalt band av ögongnejs, som sträcker sig ända från öarna söder om sydspetsen på Värmlandsnäs för att slutligen kila ut ungefär vid S. Örrud (RN 65566/13489). I sin södra del blir ögongnejsen starkt deformerad och försvinner in i Mylonitzonen. Detta visar att Mylonitzonens västgräns inte löper parallellt med de andra bergartskontakterna utan i liten vinkel mot dessa. Bredden av bandet med ögongnejs varierar i nuvarande erosionssnitt från några hundra meter upp



Fig. 31. Typiskt flackt landskap på Värmlandsnäs. Hällar finns i små skogsdungar. Fotot taget söder om Råglanda (RN 655390/134095) i riktning österut.

Typical flat scenery from the Värmlandsnäs peninsula. Outcrops are found in copses like the one in the picture. The photo was taken slightly south of Råglanda (655390/134095) towards the east.

till en dryg kilometer. Stupningarna är medelbranta till branta mot väster. Detta innebär att den verkliga mäktigheten av bandet inskränker sig till mindre än en halv kilometer, medan längden uppgår till mer än 25 km. Redan denna form på massivet gör det mindre sannolikt att det är fråga om en intrusion av en ögongranitisk bergart. Förmodligen är ögonbildningen ett sekundärt fenomen. I den norra centrala delen av ögongnejsen splittras denna upp i två stråk, av vilka det västra snabbt kilar ut. Bergarten är ofta starkt deformerad. Förmodligen består grundmassan i ögongnejsen av granitisk och granodioritisk, ofta bandad och migmatitiserad gnejs (jfr nedan). Ögonen är ljust röda i färgen, i väster normalt rundade till elliptiska, ibland mer tydligt utdragna och i öster starkare utdragna i mer eller mindre nord–sydlig riktning. Storleken av ögonen växlar lokalt från ett par centimeter upp till mer än fem centimeter i diameter. Som framgår av beskrivningen av områdena längre mot norr, är ögongnejsens sätt att uppträda på Värmlandsnäs normalt för västra Värmland. Vid en lokal sydöst om Ölserud kyrka (RN 65465/13478) är ögongnejsen genomslagen av en gång av röd gnejsgranit. Efter intrusionen har gången blivit kraftigt veckad. Hela bergartspaketet är starkt deformerat. Sannolikt består den röda granitgången av Göstagranit, som förekommer ymnigt i området. Detta antyder att ögongnejsen, dvs.

ögonbildningen, är äldre än Göstagraniten, vilket i och för sig inte är oväntat. En period med stark deformation inträffade tydligen i de mylonitzonsnära partierna efter Göstagranitens intrusion.

På norra Värmlandsnäs har bandet med ögongnejs kilat ut och närmast Mylonitzonen finns ett brett (5–7 km) mot söder utkilande bälte av migmatitgnejser. Migmatitgnejsens färg är normalt rödlätt beroende på att ådrorna ofta har en ljust rödaktig färg. Bergarten är normalt något granatförande. Intill Mylonitzonen är mineralkornen granulerade, dvs. ett korn har delats upp i flera mindre, och ådermaterialet har pressats sönder och ligger som "mindre isolerade delar" i bergarten. Migmatiten har på kartan förts samman med de bergarter som har kallats "granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade gnejser av varierande (suprakrustalt/plutoniskt) ursprung". Den migmatitiserade gnejsen fortsätter obrutet vidare mot norr (se s. 90).

Lokalt kan åderfrekvensen bli mycket hög och uppgå till 50 % eller mer av bergarten. En av de bildningsmekanismer som föreslagits för migmatitbildning och som omfattas av en majoritet av geologer är att migmatit uppstår genom partiell uppsmältning av en bergart. Den bildade smältan samlar sig till småådror, som sedan kristalliserar. Om halten av smälta överstiger ett kritiskt värde, som ligger vid ungefär 26–30 %, kommer bergartens kohesion att försvinna och hela bergarten att uppföra sig som en smälta med suspenderade kristaller och bergartsfragment. Uppenbarligen kan inte hela ådermaterialet i Värmlandsnäs migmatitbergarter ha befunnit sig i smält tillstånd samtidigt. Om så hade varit fallet skulle bergarten ha förlorat sin struktur och börjat uppträda som en intrusiv bergart mot sin omgivning. Antingen har smältningen skett successivt och parallellt med kristallisationen eller också har bildningsmekanismen inneburit diffusionsprocesser i fast berg eller i berg med endast en obetydlig smältandel.

Bergartens ursprung är inte klarlagt. Den genomgripande metamorfa och tektoniska bearbetningen av berggrunden har medfört att inga primära strukturer eller texturer finns bevarade. Detta innebär att frågan om berggrundens ursprung inte kan avgöras med någon egentlig grad av säkerhet. Dess kemiska sammansättning gör dock att ett magmatiskt ursprung framstår som mer sannolikt än ett sedimentärt. I berggrunden uppträder horisonter av bergarter som skulle kunna beskrivas som slirig Strömsgnejs (s. 46). Dessa saknar karterbar utsträckning och har inte några kända blottade kontakter. På Värmlandsnäs är bergartskomplexet annars icke i vedertagen mening bandat. I de nordligaste delarna av Värmlandsnäs börjar dock en mer bandformig utbildning av bergarten att uppträda. Bandningen blir intensiv längre mot norr (s. 92). Skarp geografisk gräns mot bandgnejsen saknas. Strukturer som kan beskrivas som bandning finns från trakten av Värmlandsbro (RN 6565/1340) och norrut. De består av zonvisa anrikningar av framför allt amfiboliter men även av röda band, som sannolikt består av Göstagranit. Vidare förekommer diffusa band av avsevärt mindre migmatitiserad berggrund. Förutom att dessa är homogenare verkar de även att vara något mindre SiO_2- och K_2O-rika. Banden har tolkats som bestående av

Åmålsgranitoid. Det är tänkbart att banden ursprungligen har varit gångar, som på grund av tektoniseringen har blivit parallelliserade. Detta kan dock icke bevisas. Tidigare har det beskrivits hur längs Mylonitzonen ett några hundra meter brett band av ögongnejs uppträder. Det förtjänar också att omnämnas att på många ställen uppträder små lokala ögongnejsbildningar i den regionalt anstående migmatitiserade granitiska gnejsen. De har på kartan markerats med enstaka ögonsymboler. Dessa bildningar kan man normalt se i endast en eller möjligtvis ett par tätt intill varandra liggande hällblottningar. Inga kontakter mellan lokalt ögongnejsombildad migmatit och mer normal migmatitgnejs har iakttagits.

På södra Värmlandsnäs finns närmast väster om stråket med ögongnejs en ovanligt basisk variant av Åmålsgranitoiden. Till skillnad från migmatiten i nordöst är denna icke nämnvärt migmatitomvandlad. Om detta beror på att den surare bergarten är äldre och att migmatitiseringen inträffat före intrusionen av Åmålsgranitoiden eller om bergarterna är ungefär likåldriga och orsaken till skillnaden i migmatitisering är att söka i skillnaden i sammansättning är oklart. Det har påpekats tidigare att man hittills inte har lyckats att radiometriskt bestämma åldern av den sura migmatitgnejsen. Denna förmodas vara den äldre av de två. Åmålsgranitoidens sammansättning är normalt tonalitisk till dioritisk. Bergarten är således icke i sin helhet granitoid. De mest basiska delarna verkar finnas ute på öarna i sydväst. Dessa tillhör de mest SiO_2-fattiga Åmålsgranitoider, som har analyserats i västra Värmland. Förutom dessa normala skillnader i sammansättning inom bergartssekvensen förekommer även andra inhomogeniteter i berggrunden. Notabelt är förekomsten av röda band, särskilt i den västra delen av massivet men även i mer centrala delar. Förmodligen består banden av Göstagranit. Detta kan dock icke säkert bevisas. Förutom de röda banden uppträder även amfiboliter tämligen rikligt. I massivet av Åmålsgranitoider finns två starkt deformerade zoner. Den nordligaste av dessa går vid Millesviks kyrka i ungefär SV–SSV-lig riktning. Bredden av zonen är på grund av det ringa antalet blottningar svår att uppskatta men överstiger inte 500 m. Zonen verkar stupa brant till medelbrant mot öster. Den försvinner i norr i ett skogs- och myrtäckt område. Dess tektoniska betydelse är okänd. Den andra zonen stryker i SSV till S-lig riktning och kan lättast studeras i vägskärningar vid Dåverud (RN 65393/134463) på sydligaste delen av Värmlandsnäs. Norrut verkar zonen kila ut i samma område som den första zonen.

Ett par mindre stråk av bergarter som bedömts vara Åmålsgranitoider finns i den dominerande granitiska gnejsmassan längre i norr. I detta fall rör det sig om bergarter med granodioritisk till tonalitisk sammansättning, dvs. sammansättningar som inte särskilt mycket avviker från den omgivande migmatitens. Trots detta är de bergarter som bedömts vara Åmålsgranitoider icke migmatitiserade.

Nästan längst i väster finns ett område som verkar vara en stor veckstruktur. Ser man till strykningsriktningarna synes även det sydliga Åmålsgranitoidmassivet tillhöra detta veck, mer därom i det tektoniska avsnittet. Vecket definieras av Göstagranit, Strömsgnejs och i mindre utsträckning Åmålsgranitoid. Göstagraniten är som tidigare

beskrivits en fint medelkornig, gråröd eller i undantagsfall rödgrå bergart. Dess sammansättning är granitisk med små variationer. En längre gående finindelning gör den granitisk till adamellitisk. Sammansättningsvariationen är liten. Den kemiska sammansättningen har diskuterats av Lindh & Johansson (1995). Förutom den i tabell 7 meddelade huvudelementsammansättningen redovisar Lindh & Johansson även spårelementanalyser. Graniten verkar ha bildats genom uppsmältning av en icke närmare definierbar utgångsbergart av kontinentalt ursprung. Uppsmältningen skedde sannolikt vid ett förhållandevis lågt tryck, dvs. under en period i jordens historia då i detta område temperaturen ökade tämligen hastigt med djupet. Åldern är enligt en U-Pb-bestämning på zirkoner ungefär 1560 miljoner år (Persson m.fl. 1983). Det prov som utnyttjades för åldersbestämningen kommer från en central del av massivet ungefär vid Råglanda. De exakta kartkoordinaterna för provet är RN 655415/134020. Göstagraniten är alltid folierad och blir ibland migmatitslirig. Migmatitsligheten syns inte särskilt tydligt i den ljusa, ganska finkorniga bergarten med dess låga biotithalt. Göstagraniten ligger i den nyss definierade veckstrukturen. I östkanten av det västra veckbenet uppträder talrika band av Åmålsgranitoid i Göstagraniten. Dessa blir österut mer frekventa. Bergarten övergår på detta sätt så småningom i en Åmålsgranitoid rik på röda gångar av Göstagranit. Detta kan studeras i en serie vägskärningar längs vägen mellan Huggenäs och Ny-Huggenäs kyrkor. Rikligt med hällar som visar bandningen finns vid RN 65605/13418. Så vitt kan bedömas från de befintliga blottningarna kilar Åmålsgranitoiden ut norr om veckomböjningen. Göstagraniten i det östra veckbenet är betydligt smalare och upplöses norrut i ett stort antal gångar, som då kommer att bilda röda band i den regionala migmatitgnejsen.

Strömsgnejs är en bergart, som när den är typiskt utbildad är rödgrå och tonalitisk till granodioritisk i sammansättningen. Den innehåller fältspatstänglar, som oftast är prickiga av antingen hornblände eller någon gång magnetit. Den struktur i vilken Strömsgnejsen och Göstagraniten förekommer kan utgående från foliationsriktningarna beskrivas som ett mot öster överstjälpt veck med Göstagraniten i strukturens kärna. Denna tolkning innebär att den sålunda bildade antiklinalstrukturen stupar mot norr. Detta veck skulle sedan vara omveckat och bilda den tidigare omnämnda veckomböjningen. I den västra skänkeln kan Strömsgnejsen inte följas obruten hela vägen. Glaskogsskollan är skjuten ut över veckstrukturen öster om Säffle så att skollan kommit att dölja det västra veckbenet. Strömsgnejsen försvinner söderut i Vänern men återfinns på några småöar. Särskilt i det östra ganska korta veckbenet är Strömsgnejsen ofta otypiskt utbildad. Den är där till största delen starkt slirig och ådrig och har endast få eller i extremfall inga fältspatstänglar alls. Likartad lokal utbildning av Strömsgnejsen förekommer på många andra ställen. Kontakten mellan Strömsgnejs och Göstagranit är för det mesta lätt att följa. Det händer på några få ställen att bergarterna får en likartad utbildning. Strömsgnejsen blir då ovanligt röd, förlorar sina tydliga stänglar och blir samtidigt finkornig. Göstagraniten kan lokalt förgrovas och bli gråare än normalt.

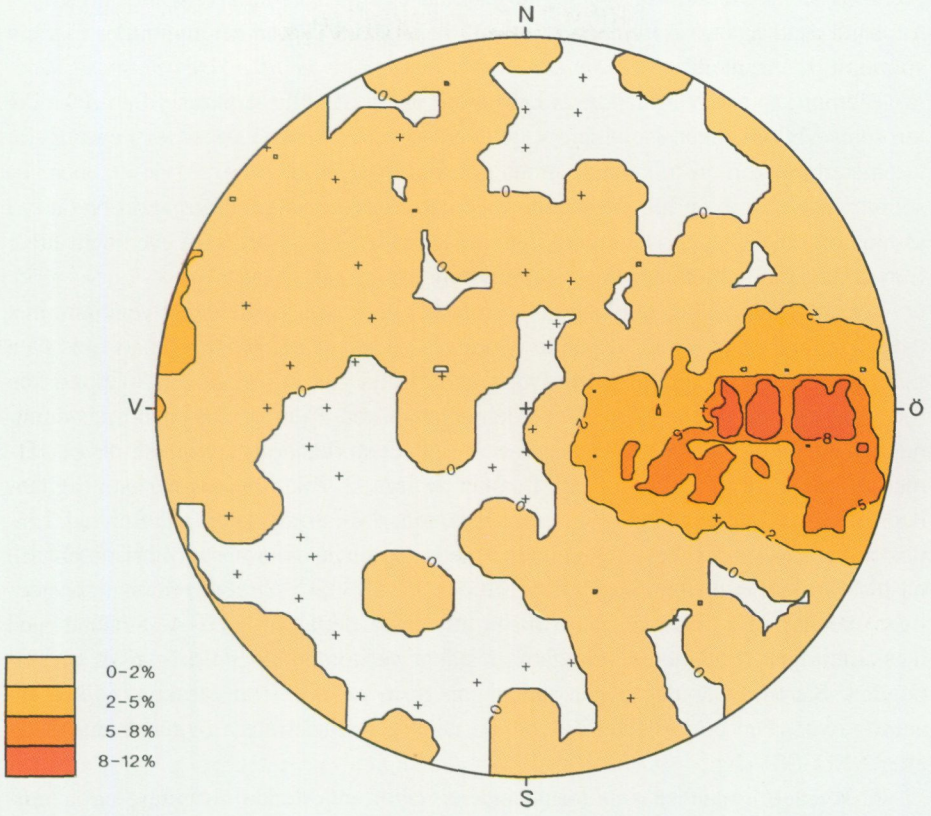


Fig. 32. π-diagram avseende poler till foliationsplan på Värmlandsnäs (404 mätningar). Polerna är närmast punktformigt fördelade med ett egenvärde (0,70) markant större än de övriga två (0,19 och 0,10). Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N05Ö, 50V. Korsen visar uppmätta lineationsriktningar. Dessa är spridda men stupar nästan genomgående mot väster. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes on the Värmlandsnäs peninsula (404 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles define almost a point; one eigenvalue (0.70) significantly larger than the other two (0.19 and 0.10). The maximum of the distribution corresponds roughly to N05E, 50W. The crosses show measured lineation directions. These are scattered but there are almost no lineations plunging towards the east. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

Med den definition av Näset som tillämpas här bör även den yngre Segmograniten nämnas bland bergarterna på Värmlandsnäs. I sin sydligaste del, söder om Ekholmssjön (RN 6573/1341), kan man finna Segmogranit söder om den sydligaste av öst–västförkastningarna. Dess exakta utbredning är dåligt känd, då det på kartan indikerade området är extremt illa blottat. Dessutom är den korta förkastningslinje, som inritats på kartan söder om Ekholmssjön, icke särskilt väl belagd – även detta på

grund av dålig blottningsgrad. Segmograniten kommer att beskrivas mer utförligt i samband med att Arvikaregionen (s. 111) behandlas. Pegmatiter uppträder extremt sparsamt på Värmlandsnäs.

Tektoniskt visar Värmlandsnäs berggrund ingen enhetlig struktur. I den östra delen finns Mylonitzonen (se vidare s. 152). På norra delen av halvön ses i en ungefär kilometerbred zon en tilltagande granulering av berggrunden mot Mylonitzonen. På södra delen av halvön blir denna zon med successivt ökande deformation bredare. I samma område finns dessutom två mindre isolerade skjuvzoner, som eventuellt utgår från samma dåligt blottade skogs- och myrområde (se sid. 152–153).

Bergartsfördelningen antyder att det finns ett veck som skulle vara överstjälpt mot öster och med en mot norr stupande veckaxel. Vecket skulle sedan veckats om, även nu runt en mer eller mindre nord–sydlig axel. Detta gör att foliationen knappast kan förväntas visa ett helt regelbundet fördelningsmönster. På norra Värmlandsnäs dominerar medelbrant mot VNV stupande och i NNÖ strykande foliationsriktningar. Ett medelvärde är N 8°Ö, 42°V. Detta framgår av fig. 32. Riktningarna har en svag tendens till att vara utdragna längs en storcirkel, som dock är mycket illa definierad. Linjärstrukturerna är mycket oregelbundna med stupningar från nästan horisontellt till nästan vertikalt och riktningar från ÖNÖ över V till ÖSÖ. Strukturerna har förmodligen mer än en ålder, men inga försök att utreda detta har gjorts i samband med länskarteringen. Foliationsriktningarna i själva veckomböjningen är ganska oregelbundna. Sannolikt är det frågan om någon form av interferensstruktur, vilket har antytts ovan. Om en veckaxel överhuvud taget går att definiera ligger denna flackt eller NNÖ–SSV-ligt.

På södra Värmlandsnäs är förhållandena något annorlunda. Strukturerna är normalt brantare, beroende på att Mylonitzonen här är betydligt bredare och att alla strukturer i närheten av zonen blir konforma med denna. Medelfoliationen är N10°Ö, 80°V, men variationen är avsevärd och betydligt större än för den norra delen av halvön (med undantag för "veckomböjningen"). Även om foliationsriktningarna när de plottas i ett stereogram bättre definierar en storcirkel än vad de gör på den norra delen av Värmlandsnäs, går det inte att utan mycket stora fel beräkna en veckaxel till ett cylindriskt veck. Mer än en veckfas har sannolikt påverkat området. Detta blir ännu tydligare då man studerar linjärstrukturernas orientering eller snarare brist på orientering. Liksom fallet är på den norra delen av Värmlandsnäs är spridningen nästan total, utan några som helst tecken på koncentration.

Området närmast väster om Mylonitzonen

Vad som här kommer att behandlas som området närmast Mylonitzonen är inte geologiskt naturligt definierat. Mot söder dras gränsen mot Värmlandsnäs vid den sydligaste av de tydliga mer eller mindre öst–västliga förkastningarna, dvs. i den förkastning, i vilken väg E18 löper. (Se vidare avsnittet om Värmlandsnäs, s. 78.) Östgrän-

sen utgörs givetvis av Mylonitzonens västgräns. Denna är mycket skarp och geologiskt väl definierad, även om den på grund av dålig blottningsgrad ibland kan vara svår att exakt fastställa. Som redan Magnusson (1937) anmärkte löper gränsen i en serie av ganska små sjöar. Märkligt nog framträder denna gräns inte speciellt tydligt på satellitbilder (Landsat). Andra och avsevärt mindre betydelsefulla lineamentstrukturer är mycket mer framträdande. Västra Värmlands östgräns sammanfaller dock icke med Mylonitzonens västgräns utan löper i den sydvästra delen av Mylonitzonen (jfr s. 164). I och med att Mylonitzonen och därmed även det nu behandlade området är bågformat, kommer dess västgräns längst i väster (intill riksgränsen) att vara i det närmaste en sydgräns. Den tillämpade gränsdragningen framgår av fig. 25, s. 65. Västgränsen av det mylonitzonsnära området är inte entydig. Uppdelningen har skett endast av praktiska skäl för att göra framställningen lättare att följa. Tanken bakom gränsdragningen är att komplexiteter i form av förmodade suprakrustalbergarter och intima sammanveckningar av Åmålsgranitoider och de i öster dominerande granitiska och granodioritiska migmatitiserade gnejserna förs till Arvikaregionen.

Det sålunda definierade området går från topografiskt lägre liggande delar ej långt från Vänerstranden mot högre belägna delar i nordväst. Detta innebär samtidigt att man går från områden, som ligger under den högsta kustlinjen, mot områden över den. Blottningsgraden kommer således att variera kraftigt från tämligen god i söder till mycket dålig i nordväst. Detta har givetvis influerat karteringens noggrannhet. Vänerslätterna i söder ersätts av ett mer storbrutet landskap i norr. Oftast är sluttningarna dock tämligen flacka och landskapet kraftigt skogsbevuxet. Detta gör att antalet blottningar blir förhållandevis litet och dessutom blir blottningarna svåra att lokalisera. Tämligen stora områden i norr intas av myr- och mossmarker. Framför allt i söder finns en del sprickdalar, där topografin är brant och blottningarna goda. De kan dock vara svåråtkomliga.

Det finns ett allvarligt korrekturfel på kartan. Vid Kil (omedelbart norr om namnet **Kil**) finns en triangel begränsad av en förkastning i söder, av Mylonitzonen i öster och delvis av Norsälven i väster. Denna triangel är markerad som om den bestode av granitisk gnejs av samma typ som på östra sidan av Mylonitzonen. Detta är *fel*. Berggrunden består av den normala migmatitiserade granodioritiska eller granitiska gnejs av mer varierande ursprung som bygger upp större delen av området närmast väster om Mylonitzonen.

De stora geologiska dragen i området närmast Mylonitzonen är enklare än Arvikaregionens, även om de i detalj kan vara mycket komplexa. Åtskilligt i den geologiska utvecklingen är mycket ofullständigt klarlagt. Bergarterna är delvis starkt överpräglade av senare metamorfa och tektoniska processer, vilket medför att kartbilden i många avseenden är osäker. Bergarter som kanske inte alls har något med varandra att göra har förts samman till en enhet, medan andra bergarter som egentligen borde ha förts samman kan ha fått olika beteckningar.

TEKTONIKEN

Tektoniskt kommer området närmast Mylonitzonen givetvis att vara starkt influerat av denna. Generellt kan man se att den mer komplexa tektoniken så som den avspeglas i foliationerna i områdena längre mot väster och sydväst successivt parallelliseras med Mylonitzonen. Den uppdelning av området i tre regioner – en nord-, en mellan- och en sydregion, avspeglar först och främst en strukturell skillnad.

Den södra regionen gränsar mot den del av Mylonitzonen som kännetecknas av en relativt spröd deformation som norrut, norr om ett par förkastningar, går över i mer plastisk deformation. För detaljer se beskrivningen av Mylonitzonen, s. 158. Den sydligaste delen av denna plastiskt deformerade zon är smal, vindlande och svår att följa. Det är osäkert om verkligt mylonitiskt deformerade bergarter anstår oavbrutet från Frykensjöarnas sydspets och söderut. Möjligheten av ett avbrott har tidigare diskuterats av Lindh & Malmström (1980). Detta diskuteras mer ingående i det avsnitt, som behandlar Mylonitzonen. Väster om Mylonitzonen finner man genomgående nordnordöstliga strykningar och branta – i undantagsfall medelbranta – västliga stupningar av foliationen. Strykningsriktningen sammanfaller med den i östra delen av Arvikaområdet. I detta avseende finns ingen skillnad mellan området närmast Mylonitzonen och områdena längre mot väster. Stupningens riktning och branthet är dock mer varierande. De branta foliationsstupningarna intill Mylonitzonen är typiska. En motsvarande brantställning av strukturerna har beskrivits från både Segerstadshalvön (s. 69) och Värmlandsnäs. Dessa branta och i stort sett homogena strukturriktningar framgår även av stereoplotten i fig. 33. Medelvärdet av 348 mätningar ger ett foliationsplan i riktningen N 6°Ö med stupningen 50° mot väster. Den förhållandevis flacka stupningen beror på att mätningar från området några kilometer från Mylonitzonens västgräns dominerar. Majoriteten av de brantare strukturer som återges i fig. 33 härrör från lokaler närmare Zonen. Vi kan vidare se att det finns ett markant maximum i fördelningen men att fördelningen i övrigt kännetecknas av en fördelning som tenderar att följa en storcirkel. Detta skulle ge en "medelveckaxel" för hela regionen med stupningen 12° mot N10°Ö. Spridningen i diagrammet är dock alltför stor för att definiera ett cylindriskt veck – veck är för övrigt sällan cylindriska i gnejsterränger. Medelveckaxeln kan jämföras med uppmätta linjärstrukturer inom regionen. Dessa har en markant spridning, men de flesta är flacka och nära nog nordligt orienterade. Ett medelvärde av 35 mätningar är 20° stupning mot N 5°Ö.

Mellanregionen kännetecknas av att Mylonitzonen böjer från en i huvudsak nordsydlig (nordnordöstlig–sydsydvästlig) till en nordvästlig–sydöstlig riktning. Detta sker mjukt över en sträcka av ett par tiotal kilometer. Samtidigt blir zonen allt bredare. Liksom längre söderut är strykningsriktningarna närmast Mylonitzonen konforma med zonens huvudstrykning. Foliationen stupar genomgående brant nära zonen men är i denna region genomgående östlig och sydöstlig. Övergången till flackare och generellt sett mer oregelbundna foliationsriktningar sker snabbt, då man lämnar

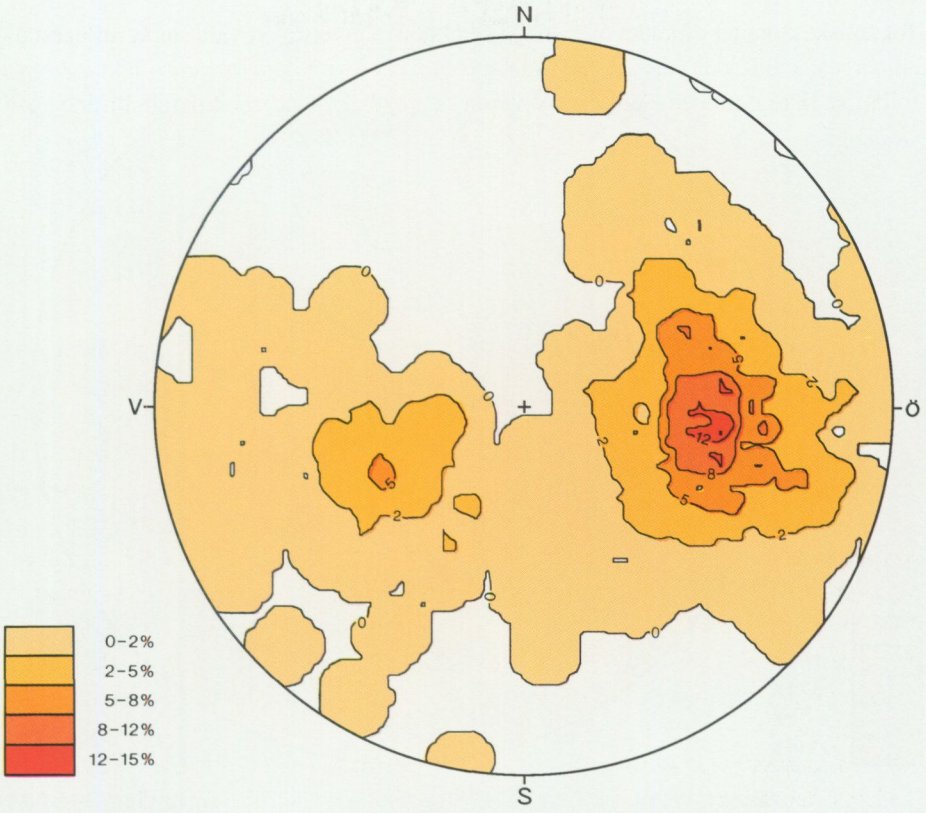


Fig. 33. π-diagram avseende poler till foliationsplan från den södra delen av området närmast väster om Mylonitzonen (348 mätningar). Polerna är spridda med en tendens till en gördel med två maxima. Egenvärdena är 0,67, 0,26 och 0,08. Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N05Ö, 45V, och sekundärmaximum N25V, 35Ö. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes from the southern part of the area immediately to the west of the Mylonite Zone (348 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are scattered but tend to lie in a girdle with two maxima. The eigenvalues are 0.67, 0.26 and 0.08. The maximum of the distribution corresponds roughly to N05E, 45W, and the secondary maximum to N25W, 35E. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

zonens omedelbara närhet. Tektoniken blir då likartad med den som finns i Arvikaområdet. Regionen avgränsas mot den norra regionen av ett antal mer eller mindre rent nord–sydliga förkastningar. Dessa visar spröd deformation (antalet blottningar är dock lågt) och fortsätter in i Mylonitzonen, där det framgår klart att förkastningarna är senare än den mylonitiska foliationen. Det är dock icke möjligt att säga något om deras absoluta ålder. De kännetecknas topografiskt av dalgångar som tvärar den normala topografin. De består uppenbarligen av förhållandevis lättvittrade bergarter. I

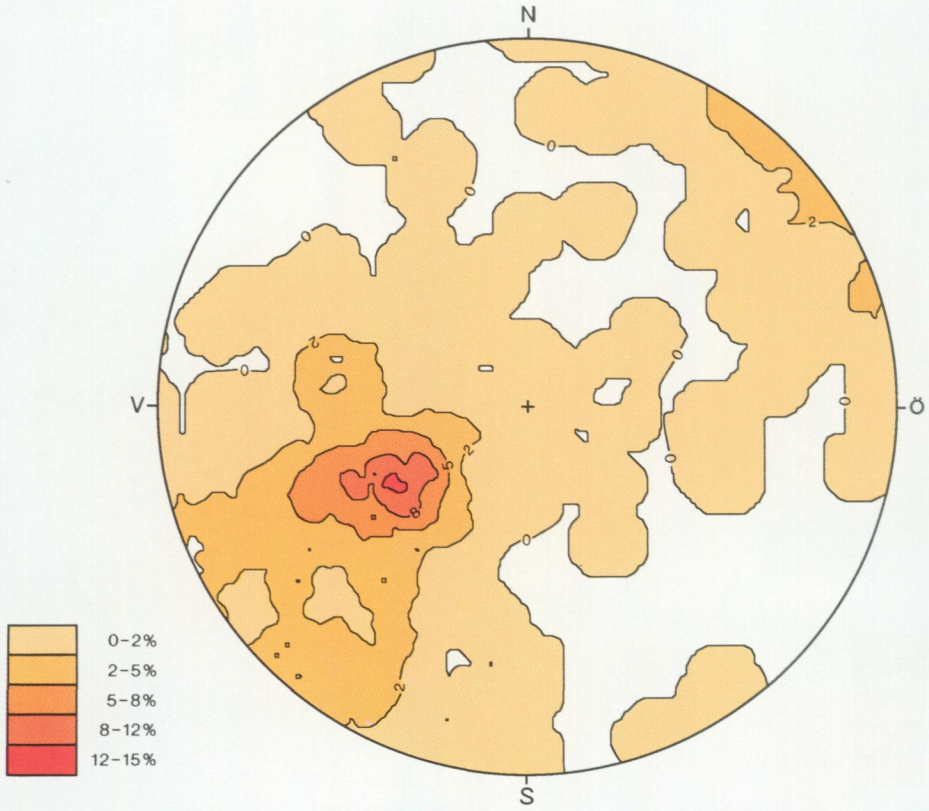


Fig. 34. π-diagram avseende poler till foliationsplan från den mellersta delen av området närmast väster om Mylonitzonen (376 mätningar). Polerna är spridda med en tendens till en gördel med ett maximum. Egenvärdena är 0,67, 0,22 och 0,11. Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N30V, 35Ö, och är således identiskt med sekundärmaximum i fig. 33. Den stora spridningen orsakas av att området kännetecknas av en stor omböjning, som är påpräglad den övriga deformationen. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes from the central part of the area immediately to the west of the Mylonite Zone (376 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are scattered but tend to lie in a girdle with one maximum. The eigenvalues are 0.67, 0.22 and 0.11. The maximum of the distribution corresponds roughly to N30W, 35E, and is thus identical to the secondary maximum in Fig. 33. The scattering of points is due to the bending of the regional structures overprinting the "normal" deformation. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

dessa dalgångar har gamla kommunikationsleder gått och i modern tid vägar byggts.

I och med att mellanregionen utgör en övergångszon från ett område med nord–sydliga till ett med nordväst–sydöstliga strykningar kommer de tektoniska riktningarna att uppvisa en ganska spridd bild i ett π-diagram (ett diagram där polerna till foliationsplanen har plottats). Detta visas i fig. 34. Foliationen har ett maximum vid

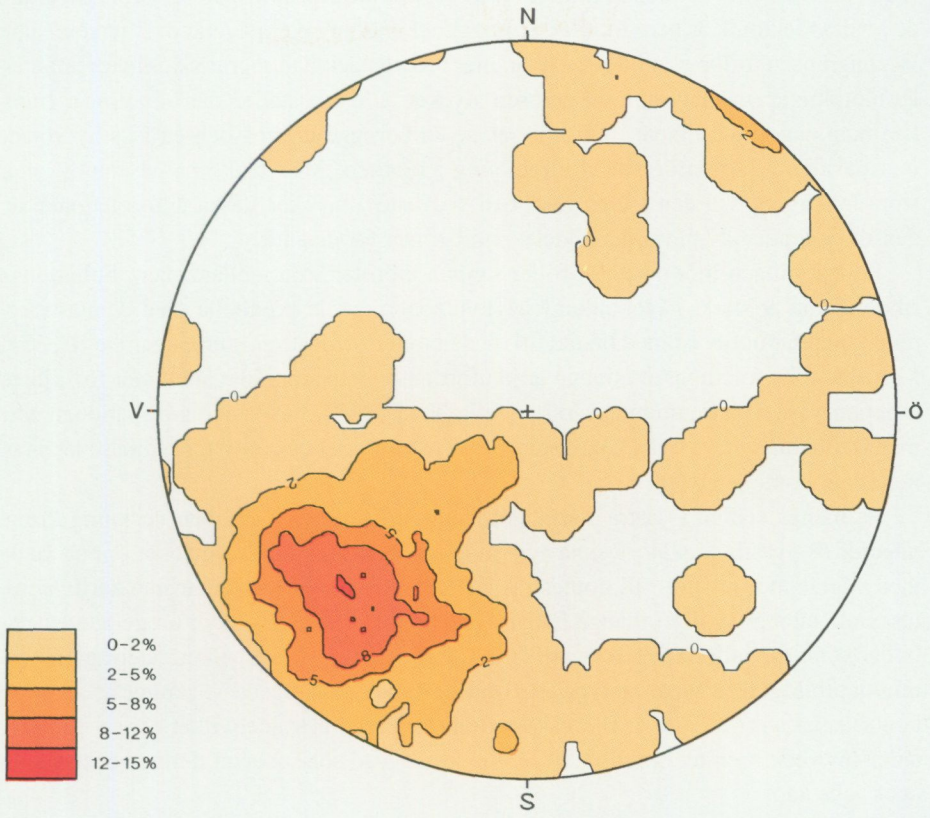


Fig. 35. π-diagram avseende poler till foliationsplan från den norra delen av området närmast väster om Mylonitzonen (220 mätningar). Polerna bildar ett punktformat maximum med ett stort (0,78) och två små (0,12 och 0,11) egenvärden. Maximivärdet av fördelningen motsvarar ungefär N45V, 60Ö. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of the foliation planes from the northern part of the area immediately to the west of the Mylonite Zone (220 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles define a maximum characterized by one large (0.78) and two small (0.12 and 0.11, respectively) eigenvalues. The maximum of the distribution corresponds roughly to N45W, 60E. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

N 30°V, 35°Ö. Även här beror den flacka stupningen på att en majoritet av mätningarna är gjorda några kilometer från Mylonitzonens sydvästgräns. Uppresningen av foliationerna mot Mylonitzonen har skett i en förhållandevis smal zon. Foliationsriktningarna omedelbart intill Zonen förändras regelbundet från söder mot norr. Orsaken till varför Mylonitzonen visar denna mjuka böjning är okänd. Det är inte ens med fullständig säkerhet klarlagt vad Mylonitzonen representerar förutom att den är en mycket bred och mäktig rörelsezon, som skiljer två områden med radikalt olika litologier åt. Också detta diskuteras mer ingående i kapitlet om Mylonitzonen (se

s. 167). Även om foliationsriktningarna i berggrunden intill Zonen är starkt påverkade av dess tektonik är berggrunden i övrigt dock nästan helt opåverkad. Eftersom själva zongränsen förlöper antingen i sjöar eller i moräntäckta topografiska sänkor är antalet blottningar omedelbart intill gränsen mycket få. På de ställen där blottningar finns kan man något tiotal meter från gränsen se en korngranulering och en viss hydrotermal påverkan – framför allt kloritbildning i biotiten. Med tanke på Mylonitzonens stora mäktighet och den i dess väst- och sydvästdel mycket starka deformationen är den ringa graden av påverkan alldeles intill zonen förvånande.

Fortsättningen mot nordväst följer samma mönster som mellanzonen. Foliationsriktningarna är starkt påverkade av Mylonitzonen och är parallella med dennas riktning i ungefär nordväst med branta till medelbranta nordöstliga stupningar (se fig. 35). Maximum för foliationsriktningen är jämfört med mellanområdet ännu mer förskjutet mot nordväst. Maximum motsvarar ungefär N 45°V, 60°Ö. Normalt är foliationen och materialinhomogeniteterna konforma. Det förekommer dock att yngre foliationer skär materialinhomogeniteten.

På många ställen i västra Värmland kan man iaktta en svag, sen veckning kring ungefär öst–västliga axlar. Denna veckning har givit upphov till mycket öppna veck med våglängder i meter- till tiometerskala. Denna veckning påverkar inte kartbildens utseende men är synlig i många hällar. Den verkar dock vara lokalt oregelbundet utbildad. Om huvudfoliationen är utbildad i svekonorvegisk tid, vilket dateringarna av migmatitbildningen tycks antyda, betyder detta att denna sena veckning är sensvekonorvegisk. Så vitt känt är Blomskogsgraniterna icke veckade, vilket ger en minimiålder för veckfasen av omkring 900 miljoner år. Vad som orsakat denna veckning är dock icke känt.

Södra delen

Två bergarter dominerar den sydöstligaste delen av området närmast väster om Mylonitzonen. Från Värmlandsnäs fortsätter massivet av migmatitiserade graniter och granodioriter av delvis okänt ursprung. Den bandning som börjat uppträda ungefär vid Värmlandsbro (s. 80) intensifieras genom att andelen av amfibolit ökar kraftigt. Amfiboliterna uppträder oftast som band, som kan variera från ett par centimeter till ett par meter i mäktighet. Dessutom uppträder enstaka större massiv av amfibolit. Även om dessa på kartan är markerade som om de uteslutande bestode av amfibolit, ingår i dem även band av surare bergarter. Amfiboliten dominerar dock, liksom de surare bergarterna gör i områden markerade som migmatitiserade graniter. Inga åldersförhållanden framgår av kontakterna mellan amfibolit och surare bergarter. Deformation och metamorfos har utplånat alla spår. Om man antar att större delen av de sura bergarterna har ett plutoniskt (dvs. magmatiskt djupbergarts-) ursprung, vilket från de kemiska data som föreligger har ansetts vara den mest sannolika hypotesen (se s. 33), bör amfiboliterna tolkas som gångar. De skulle i så fall vara yngre än huvud-

massan av berggrunden. Hur mycket yngre är dock oklart. Det finns heller ingenting, som indikerar att alla amfiboliter skulle vara likåldriga – tvärtom kan det finnas mycket stora åldersskillnader mellan olika amfiboliter. En hel del av bergartsleden i den granitiska migmatiten är förhållandevis finkorniga. Detta gör det sannolikt att det finns suprakrustalbergarter (sediment?) bland dessa migmatitgnejser. Den nuvarande kunskapsnivån är dock för låg för att medge några uppskattningar av mängdförhållandet i detta sydliga område mellan plutoniska och sedimentära bergarter i bergartsgruppen "granitisk migmatitiserad gnejs". I detta område finns emellertid bergarter, som har ett otvetydigt suprakrustalt ursprung: kalkstenar. Dessa har varit föremål för brytning. De aktuella förekomsterna beskrivs i Lundegårdh 1995 (s. 134). Kalksten är mycket sällsynt i berggrunden i denna del av länet och genomgående i hela västra Sveriges berggrund. Detta medför även att moränen i Västsverige är kalkfattig, vilket i sin tur innebär att berggrundens och jordarternas buffrande förmåga vid sura regn är mycket liten.

Åmålsgranitoid utgör den andra huvudbergarten i området. Den är oftast tonalitisk till granodioritisk till sin sammansättning. Bergarten är medelkornig men kan vara granulerad, dvs. tektoniskt sekundärt kornstorleksförminskad. Det smala, långa och vindlande stråk av Åmålsgranitoid som finns omedelbart öster om Grums är till stor del påtagligt finkornigare än normalt. Om detta beror på sekundär granulering eller är ett primärt drag har inte kunnat fastställas. Även de Åmålsgranitoider som finns i området är genomdragna av amfiboliter, men i mycket mindre utsträckning än de nyss beskrivna gnejserna. En möjlig förklaring – men absolut inte den enda möjliga – är att migmatitgnejsen är äldst och har bildats före huvuddelen av amfiboliterna. Dessa följs i sin tur av Åmålgranitoiderna och ytterligare amfibolitgenerationer. En annan förklaring är att centrum för den vulkanism som givit upphov till amfiboliterna legat i områden som nu domineras av den sura migmatitgnejsen.

Några skarpa och helt entydiga kontakter mellan Åmålsgranitoid och den "migmatitiserade graniten" har aldrig iakttagits. Då man längst i söder ser bergarterna på cirka en halv till en meters avstånd från varandra utgör den mest slående skillnaden mellan dem graden av migmatitisering. Åmålsgraniten är deformerad men icke migmatitiserad, medan den något surare bergarten är fullständigt genomvävd av migmatitådror. Ådrorna har normalt en något grövre kornstorlek än bergarten i övrigt, vilket även gör att den sura bergarten (skenbart) verkar mer grovkornig. Den är vidare avsevärt rikare på ljusa mineral är omgivningen – men, vilket är en viktig iakttagelse, mycket ofta hornblände förande. Mot norr möter en tilltagande migmatitisering av Åmålsgranitoiden. Gångar av bergarter tolkade som Åmålsgranitoider har setts slå igenom huvudmigmatiten. Vinkeldiskordansen är dock mycket liten, vilket gör att gångtolkningen är osäker. Den relativa åldersskillnaden mellan bergarterna kan därför ännu icke sägas vara helt säkerställd. Någon möjlighet att yttra sig om den absoluta skillnaden i ålder finns för närvarande inte. En möjlig tolkning av iakttagelserna i denna sydligaste region är att där finns en migmatitiseringsfas, som är äldre än Åmålsgranitoi-

derna (jfr Stora Le– Marstrandsedimentens relation till Åmålsgranitoiderna i den sydvästligaste delen av länet (s. 134). Längre mot norr finns inga iakttagelser som vare sig bekräftar eller motsäger denna hypotes. Vid E18:s östra utfart från Grums finns två stora vägskärningar (RN 658530/134795 och 658545/134800), där den intensiva mot öster något avtagande migmatitiseringen kan studeras. Migmatitådrorna är starkt veckade – sannolikt veckade och därefter omveckade en gång. I den normala, starkt migmatitiserade "granitiska migmatiten" uppträder band – som kan vara gångar – av en Åmålsgranitoidliknande bergart. Dessa band är nästan fria från ådror. En sådan nästan åderfri zon har provtagits och daterats med U-Pb-metodik på zirkoner (Lindh & Schöberg 1987). Åldern som erhölls – 1643+47/-29 miljoner år – betraktas som något högre än normalt för Åmålsgranitoider. Felen i bestämningen är ganska stora, vilket beror på att zirkonerna genom senare påverkan förlorat en del av sitt bly och att spridningen längs den linje (diskordia) som då uppkommer är förhållandevis liten. Åldern överensstämmer emellertid inom felgränserna med den ålder, som erhölls för en Åmålsgranitoid obetydligt längre mot söder (RN 657820/134605) – 1620+44/-20 miljoner år (Persson m.fl. 1983); i ursprungsarbetet angavs en lägre ålder men analysresultaten har senare räknats om med hänsyn tagen till massfraktionering (se Persson 1986a).

Berggrunden förändras när man lämnar den allra sydligaste delen av regionen. Norr om Grumstrakten (RN 6584/1347) blir berggrunden allt starkare deformerad och utpressad. Detta yttrar sig i att migmatitådror som på Värmlandsnäs och norrut, upp till i jämnhöjd med Grums, varit starkt veckade och oregelbundna i formen blir utdragna och börjar likna korta band. Bandningen i berggrunden blir alltmer intensiv – en bandgnejs uppkommer. Bland banden finns förutom det som tolkas som "migmatitiserad granit" även amfibolit och röda gnejser — sannolikt röda starkt deformerade och parallelliserade granitgångar. Även mer obestämbara grå, fint medelkorniga och finkorniga gnejser uppträder i denna bergartsblandning. Då samma typ av utpressning har drabbat Åmålsgranitoiden och då även denna får en successivt högre halt av ådermaterial, blir det allt svårare att skilja bergarterna från varandra. Sannolikt ingår Åmålsgranitoider som en typ av band. Bland banden finns lokalt även sådana som är muskovitförande. Ibland har dessa t.o.m. höga halter av muskovit. Två helt olika tolkningar kan tänkas för uppkomsten av dessa muskovitförande band. En tolkning är att banden utgörs av metasediment, där muskoviten uppkommit som en följd av sedimentens högre aluminiumhalt. Den andra förklaringen bygger på iakttagelser av att berggrunden urlakas i skjuvzoner och även i andra deformationszoner. Ett av de element, som är minst mobilt, är aluminium. Därigenom kan man vid urlakning få en sekundär aluminiumanrikning i berggrunden. Aluminiumanrikningen orsakar vid lämpliga temperatur- och tryckförhållanden muskovitbildning. Denna senare tolkning är den sannolikaste, eftersom det vore osannolikt att långa tunna sedimentära bergartsstråk skulle ha bevarats i den metamorfoserade och tektoniserade plutoniska bergartsmassan. Dessutom förekommer likartade muskovitanrikade zoner i många olika

bergartstyper.

I det nu behandlade området finns en veckfas som har påverkat amfibolitskikten och de småsegregationer som ingår i amfiboliterna. Vecken som bildats har slitits sönder i tunna skjuvzoner, i vilka pegmatitiska ådror börjat växa. Därefter har dessa ådror veckats. Veckaxlarna för bägge deformationsfaserna verkar vara nordliga till nordnordvästliga.

Någon entydig gräns mot den mer homogena migmatiten i söder och i norr kan inte fastställas – det som skulle ha varit en gräns är helt flytande. Detta beror på att banden som börjat uppträda på norra Värmlandsnäs norrut blir successivt tunnare. Därigenom blir antalet band per längdenhet vinkelrätt mot strykningen fler. Detta bandgnejsintryck förstärks av det bandformade uppträdandet av migmatitådrorna. Den intensiva bandningen och intensifierade deformationen når ett maximum och avtar därefter åter mot norr. I trakten av Fagerås (RN 66027/13538) börjar bergarten åter anta sitt "normala" utseende. I den starkt deformerade zonen sker också en annan förändring. Söder om den starkt deformerade zonen är majoriteten av ådrorna ljust rödlätta, vilket förlänar bergarten en rödgrå färg, medan ådermaterialet norr därom till övervägande del är ljusgrått och därmed hela bergarten grå i olika schatteringar mellan ljust och mörkt. Givetvis finns även lokalt i de nordliga områdena rödlätta ådror. Så vitt är bekant har ingen mineralogisk förändring av ådermaterialet skett – förändringen består i att kalifältspaten ändrar färg från rödlätt till ljusgrå.

På norra Värmlandsnäs uppträder regelbundet granater i små mängder i den granitiska migmatiten. Granathalten ökar norrut och i trakten av Grums blir granathalten hög. Granaterna kan också bli mycket stora – "nästen" med granater med upp till sex centimeters diameter har observerats. I riktning norrut från Grums avtar därefter åter granathalten och man ser normalt endast enstaka granater i berggrunden. På många ställen måste man vara inriktad på att leta efter granater för att finna sådana. Det är inte endast den sura granitiska migmatiten som för granat. Granathalten är ännu högre i Åmålsgranitoiderna. Någon förklaring till att granatfrekvensen ökar kraftigt lokalt kan för närvarande icke ges. Inga systematiska granatanalyser har utförts inom området. Med 'systematiska' menas att granater från alla typer av bergarter från alla områden av västra Värmland skulle ha analyserats. Med undantag för granater i Blomskogspegmatiter (i västligaste Värmland, se s. 61) är de analyserade granaterna Ca-rika. Då granaterna samexisterar med plagioklas, som inte är mer än normalt Ca-rik, tyder detta på att bergarterna metamorfoserats vid ett förhållandevis högt tryck. Kvantitativa data saknas dock.

Norr om Grums är migmatitådror vanliga både i den "granitiska migmatiten" och i Åmålsgranitoiderna. Orsaken till denna förändring har ej kunnat klarläggas. De många, mer eller mindre i öst–väst löpande förkastningarna har förmodligen en icke oväsentlig vertikal komponent (se även s. 116). Detta syns t.ex. på att ett bergartsstråk på ena sidan av en förkastning på den andra sidan helt plötsligt kan bli två. En tänkbar förklaring är att området mot norr har lyfts upp i förhållande till området i söder.

Detta innebär att vi i norr skulle se ett djupare erosionssnitt av jordskorpan. Det har hittills inte varit möjligt att säkert bestämma om det verkligen finns en tydlig vertikalkomponent i förkastningarna och i så fall hur stor denna kan vara. Det finns iakttagelser som motsäger en så enkel tolkning av skillnaderna i migmatitiseringsgrad hos Åmålsgranitoiderna. Den viktigaste av dessa är att den "migmatitiserade graniten" är avsevärt starkare migmatitiserad i området kring Grums och längre söderut på Värmlandsnäs än vad den är i de starkt utpressade områdena mot norr, där Åmålsgranitoiden blivit migmatitiserad.

Vid Fårhallen på en udde i Vänern ungefär två kilometer väster om Slottsbron (RN 658125/134390) uppträder en sannolikt ung ultrabasit. Med ultrabasit förstår man en bergart som innehåller mindre än 10% ljusa mineral. En så basisk bergart blir mycket fattig på K_2O och Na_2O och får låga halter av SiO_2 och Al_2O_3, medan halten av framför allt MgO blir hög. Bergarten är något omvandlad, men den har kommit på plats efter den sista, stora och genomgripande metamorfosfasen. Lokalen är nu ett naturskyddsområde på grund av sin speciella växtlighet. Orsaken till att floran avviker från den normala är givetvis den kemiska miljön på denna nästa kala, mycket speciella udde. Kontakterna mot den normala bandade gnejsen är icke blottade. Den normala berggrunden är emellertid blottad intill ultrabasiten på två ställen. Av detta framgår klart att ultrabasiten icke kan ligga inordnad som en lins i den normala strykningsriktningen utan att kontakten skär rakt av bandning och foliation. Bergarten bör alltså vara yngre än foliationen. Enligt den nuvarande uppfattningen skedde huvudfasen av denna i svekonorvegisk tid (för 1150–900 miljoner år sedan). Således är ultrabasiten antingen yngre än denna, eller har den på grund av tektoniska rörelser kommit på plats efter foliationen. Bergarten har beskrivits noggrant av Wahlgren (1979). Ursprungligen utgjordes ungefär 50% av bergarten av Mg-rik olivin. Denna är nu till största delen omvandlad till serpentin. Olivin finns endast kvar som rester. En något pargasitisk amfibol utgör det näst viktigaste mineralet. Det är osäkert hur mycket av denna amfibol som är primärt magmatisk och hur mycket som uppkommit till följd av omvandling av pyroxen. Pyroxen finns endast kvar som enstaka spridda korn. I bergarten förekommer även flogopit. Klorit är ett väsentligt men sekundärt mineral i ultrabasiten. Två typer av spinell förekommer, en mörkgrön järn-kromspinell och dessutom en rödaktig spinell. Ultrabasiten är genomslagen av en gång med likartad sammansättning. Magnesium-järnförhållandet i gången är obetydligt lägre än i huvudbergarten, medan kalihalten i gången är markant högre. Gången består säkerligen av den sista restsmältan vid kristallisationen och är således näst intill samtidig med den bergart den slår igenom. Den beskrivning, som givits här, är främst grundad på Wahlgrens (1979) beskrivning. Ytterligare data för denna intressanta bergart finns i den citerade uppsatsen. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 9.

Nära Segmons gård (RN 657645/134335) finns den största av de lamprofyrgångar som hittats i västra Värmland (fig. 36). Gångens största synliga bredd uppgår till ca 5 m men växlar snabbt i gångens strykningsriktning. Gången står i det närmaste verti-

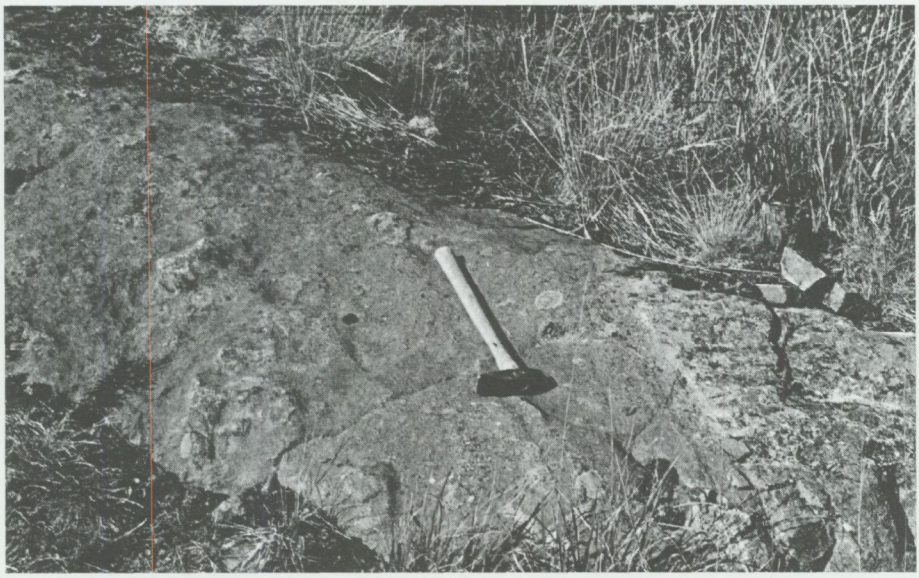


Fig. 36. Lamprofyrgången vid Segmons gård. De stora knölarna utgörs av inneslutningar av mer svårvittrade bergarter. De svarta hålen har uppkommit vid en paleomagnetisk provtagning. Hammaren är 54 cm lång (RN 667645/134330).

The lamprophyre dyke at Segmons gård. The big knots are xenoliths of rocks that weather less easily. The black holes are caused by a palaeomagnetic sampling. Length of hammer 54 cm (667645/134330).

kalt och stryker ungefär N80°Ö. Den kan följas ungefär 40 m (med avbrott) innan den slutligen försvinner under de kvartära lagren. Lamprofyrerna är alltid starkt xenolitförande (xenolit: fragment av annan bergart) beroende på att den lågviskösa, gasrika smältan rörde sig snabbt uppåt och bröt loss bitar av de bergarter den passerade. I och med att den rört sig snabbt har rörelsehastigheten uppåt varit större än den sjunkhastighet, som de lossbrutna bergartsfragmenten haft, vilket medfört att dessa fått en nettoförflyttning uppåt. Lamprofyren har finkornig grundmassa med pyroxenfenokrister. Kontakterna mot sidoberget är kylda. De har avkylts snabbt och därigenom blivit finkorniga. Bergarten är som alltid lättvittrad och xenoliterna står ofta upp som taggar (jfr fig. 36). Försök att datera lamprofyrerna har gjorts. På grund av att de är bemängda med främmande material är dateringarna mycket svåra att göra. Visserligen är det möjligt att undvika synliga xenoliter. Eftersom lamprofyrmagmans temperatur var hög, införlivades emellertid tidigt lossbrutna xenoliter med smältan, varför många av xenoliterna inte längre är synliga. Detta medför att oavsett vilken dateringsmetod man använder (utom möjligen K-Ar-eller Ar-Ar-metodik) kommer man oundvikligen att få en geologiskt meningslös blandålder som bestäms av halt och ålder av föroreningarna.

På gränsen mellan det här beskrivna området och Arvikaregionen förekommer ett stort antal små metabasitförekomster. Tjugoen massiv och mindre gångar har lokali-

serats i ett begränsat område nordväst om Grums – framför allt i trakten av Överudssjön (RN 6590/1340). Gångarna är orienterade i ungefär N65°Ö, 45°Ö. Bergarten ligger mer eller mindre konformt i bergartsstrukturerna, men det verkar som om ändarna av massiven skär över strukturen. I sina inre delar är basiterna närmast massformiga, men ytterkanterna är oftast tektoniserade. Som alltid i västra Värmland är detta på grund av de bristfälliga blottningarna svårt att verkligen bevisa. En kontaktpåverkan i form av bildningar av små pegmatiter i kontakten är vanlig. Dessa pegmatiter har också en tendens att tränga in i basiten (*back-veining*). Kropparna har i sina inre delar en skönjbar ofitisk textur. Vidare finns det på vissa ställen klara indikationer på att redan mer eller mindre fullständigt kristalliserad basit har intruderats av sin egen restsmälta – fenokristförande basit skärs av fenokristfria gångar. På kartan har området utmärkts med asterisker. På grund av att kropparna är små och många finns det ingen möjlighet att märka ut dem individuellt på en karta i skalan 1:250 000. Denna bergart är icke begränsad till endast detta område i länet utan förekommer även på många andra ställen, bl.a. så långt västerut som mellan Ivarsbyn (RN 6623/1282) och Koppom (RN 6627/1295). Åldern är icke känd. Basiterna har aldrig setts intrudera Segmograniten (1250 miljoner år). Denna förekommer dock öster om basiternas huvudutbredningsområde, varför detta kan vara betydelselöst för bestämningen av den relativa åldersskillnaden mellan de sannolikt unga basitkropparna och Segmograniten. En relativt stor basisk kropp är markerad på kartan söder om Värmskog (RN 6593/1336). Den är synnerligen inhomogen. Berggrunden är än finkornig, än något grövre och porfyrisk med ljusa, ibland t.o.m. rödlätta megakrister. Den skärs av pegmatiter och grovporfyrisk granit. Ibland förekommer en kraftig granatbildning intill kontakten i graniten. Hela bergartskomplexet har tolkats som en hybrid mellan den basiska magman och den äldre sura berggrunden, som sannolikt delvis har smält upp vid intrusionen av basiten. Inga närmare undersökningar har dock företagits som skulle kunna bekräfta denna hypotes.

Mellanområdet

Norr om Norsälven tillkommer ett mycket viktigt bergartselement – Fryksdalshöjdsgnejsen. I massivet av Fryksdalshöjdsgnejs är berggrunden ej bandad. Lokalt, t.ex. på Göpåsberget (RN 6615/1351), förekommer dock urlakade zoner som blivit starkt anrikade på Al-haltiga mineral, muskovit och granat. Bergarten är eljest förhållandevis homogen. Den är ungefär granodioritisk till sin sammansättning. Färgen är gråröd och genomgående ljus. Bergarten är förhållandevis rik på titan. Titan sitter bundet i stora korn av titanit, som ibland är tydligt synliga även för blotta ögat. Granat förekommer genomgående. Generellt sett avtar halten av granat mot norr, men den är alltid låg. I de flesta fall är granaterna små, sällan mer än två millimeter i diameter. Man kan kanske generellt säga att det sydvästliga massivet av Fryksdalshöjdsgnejs har en något högre halt av mörka mineral än det östliga. Migmatitådror finns i två olika typer. Den

mest iögonfallande typen består av ganska grova, ofta veckade och hornbländefläckiga ådror, vilka ofta har tydliga, mörka restiter. Dessutom finns en generation av mer konforma, tunnare ådror, som ibland går över i en allmän gnejsighet. Ett annat typiskt drag, som gör att Fryksdalshöjdsgnejsen är förhållandevis lätt att identifiera, är relikta nu sönderpressade och utdragna fältspatögon. Även dessa varierar något i frekvens och pregnans.

Det har ännu inte gått att åldersbestämma Fryksdalshöjdsgnejsen. Den förmodas på grund av sitt kartmässiga uppträdande vara äldre än Åmålsgranitoiden. Massiv av Åmålsgranitoid inne i Fryksdalshöjdsgnejsen antyder genom sättet för sitt uppträdande att de är intrusiva i den senare. Inga kontakter har emellertid kunnat lokaliseras, där denna åldersrelation verkligen framgår. Det finns bergarter, som ser ut som om de uppträdde i form av gångar men dock ligger parallellt med den allmänna foliationen. Dessa bergarter har inte kunnat identifieras. De kan beskrivas som grå, fint medelkorniga, gnejsiga, sura bergarter. Det östligaste långsträckta massivet av Fryksdalshöjdsgnejs kilar ut mot nordväst. Detta sker i ett område med mycket låg blottningsgrad, varför den exakta kartbilden inte går att fastställa. Vidare mot nordväst kommer en granodioritisk till granitisk migmatit. Det andra massivet av Fryksdalshöjdsgnejs verkar gå ut mot en förkastning i väster. Till skillnad från de stora förkastningarna i sydsydväst har inga breccieringar (se s. 116) eller andra direkta bevis kunnat påvisas för att en förkastning verkligen föreligger. Med tanke på den dåliga blottningsgraden är detta inte särskilt förvånande. Förkastningens lokalisering grundas framför allt på topografin och skillnader i litologin på ömse sidor om den dal, som förmodas utgöra förkastningen. Fryksdalshöjdsgnejsen upphör antingen abrupt vid denna förkastning – vilket den gör enligt den tolkning som återges på kartan – eller kilar snabbt ut omedelbart sydöst om förkastningen. Det finns inga blottningar i dalsidan som kan slutligt bevisa vilken av tolkningarna som är riktig. Den markerade dalen fortsätter upp i Mylonitzonen. De fåtaliga blottningar som finns kan tolkas som om förkastningen även förkastar Mylonitzonens sydgräns och således är yngre än Mylonitzonen. Denna tolkning kan heller inte ledas fullständigt i bevis. Att det finns förkastningar obetydligt längre mot nordväst, som är otvetydigt yngre än Mylonitzonen, visas dels i topografin men framför allt av iakttagelser av breccior där mylonit har blivit breccierad av sekundär kvarts. Tolkningen som den framgår av kartan måste betraktas som den mest sannolika. En väsentlig iakttagelse framgår direkt av kartan. Mylonitzonen är icke parallell med bergartskontakterna väster om zonen. Den visar t.ex. tydlig diskordans mot Fryksdalshöjdsgnejsen, som skärs av.

Ett försök att datera de yngsta ådrorna i Fryksdalshöjdsgnejsen har rapporterats av Hansen m.fl. (1989). Denna datering kan icke anses vara särskilt säker. Zirkoner från ådermaterialet definierar en diskordia vars nedre skärningspunkt med konkordian motsvarar en ålder av 1397+13/-17 miljoner år. Punkterna ligger nära den nedre skärningspunkten och deras diskordans är liten. Den övre skärningspunkten ligger vid en mycket hög ålder. Denna skärningspunkt saknar med säkerhet geologisk mening,

vilket innebär att diskordian icke kan tolkas direkt som en linje mellan två definierade händelser – en intrusion och en migmatitisering. Detta i sin tur gör att tolkningen av den nedre skärningspunkten som migmatitiseringens ålder kan ifrågasättas. En motsvarande bestämning av ådermaterial med Rb-Sr-metoden resulterade i en ålder av 1004±52 miljoner år. Dessa motsägelsefulla data är icke lätta att tolka.

Väster om det sydöstligaste långsträckta massivet av Fryksdalshöjdsgnejs finns en migmatitgnejs. Denna har tolkats som den direkta fortsättningen av den bandade granitiska migmatit som fortsätter norrut från trakten av Grums och ursprungligen från Värmlandsnäs. I de sydligare bandade delarna förekommer smala band av något som tolkas som Åmålsgranitoider (se s. 41). Dessa tunna band av Åmålsgranitoid upphör norrut. Frekvensen av amfibolitgångar minskar och den allmänt sett kraftiga deformationen upphör mot nordnordväst. Det som återstår blir en normalt rent grå migmatit, där det ljusa inslaget oftast förekommer som långa stromatiska ådror (parallella med den generella foliationen, fig. 37). Ibland kan ådrorna vara veckade. Ådrornas utseende skiljer sig således markant från den berggrund som fått samma beteckning på Värmlandsnäs och i området söder om och i trakten av Grums. Bergarten är en kvartsfältspatbergart med biotit som ymnigt förekommande och hornblände som sparsamt uppträdande mörkt mineral. Granat finns även men halten är genomgående mycket låg. Det är aldrig några problem att skilja denna bergart från Fryksdalshöjdsgnejsen. Man ser dock aldrig kontakter mellan dem, eftersom blottningarna genomgående är små och ligger glest. Däremot är det betydligt svårare att skilja denna migmatit från de likaledes migmatitiserade Åmålsgranitoiderna, vilka enligt de tolkningar som gjorts uppträder som ett par smärre massiv. Lokalt – framför allt vid sjön Storemsen (RN 6604/1343) och öster om sjön Rinnen (RN 6615/1345) – finns en klar tendens till ögonbildning i Åmålsgranitoiderna. Dessa ögon är rödaktiga till färgen. Motsvarande bildningar finns även i t.ex. Arvikaregionen (s. 109).

Ytterligare ett par bergarter uppträder i den mellersta delen av området närmast Mylonitzonen. Ett mindre gabbromassiv, som är mycket dåligt blottat, finns öster om sjön Mangen (RN 6629/1337). Bergarten är starkt omvandlad men innehåller fortfarande rester av olivin och pyroxen. Att dessa magmatiska mineral har bevarats, har av Lindh (1981b) tagits till intäkt för att gabbron skulle vara yngre än merparten av bergarterna i området. Ett försök att datera den med U-Pb-metoden på zirkoner misslyckades, eftersom bergarten är praktiskt taget zirkonfri. Större delen av gabbromassivet ligger i en stor sänka. I sällskap med gabbron förekommer en fint medelkornig, rödlätt, folierad granit. På grund av de litologiska likheterna har denna jämställts med Göstagraniten (jfr fig. 18, s. 49). Om det finns någon form av genetiskt samband mellan graniten och gabbron är inte känt. Det kan emellertid observeras att motsvarande nära geografiska samband mellan gabbro och yngre, fint medelkornig rödlätt granit även förekommer på några ställen längre västerut. Förutom den nu beskrivna gabbron, som finns markerad på kartan, har även en mycket liten gabbrokropp lokaliserats vid Norra Baksjön (RN 66320/13368). En kontakt mellan gabbron och den normala mig-



Fig. 37. Starkt migmatitiserat led i den migmatitiska graniten och granodioriten. Objektivlocket är 52 mm i diameter. Bilden är tagen i samma häll som fig. 7 (s. 30; RN 658410/134765).

Strongly migmatized member of the migmatitic granite and granodiorite. Diameter of objective cap 52 mm. The photos Figs. 7 (p. 30) and 37 have been taken on the same outcrop (RN 658410/134765).

matitgnejsen tyder på att gabbron är den yngre av de båda, men att dess intrusion skedde före utbildningen av den regionala foliationen. Migmatitgnejsen innehåller relativt rikligt med granat och hornbländefläckiga mobilisat. Gabbron bildar "gångar" eller skjuter snarare små apofyser i gnejsen. Det är osannolikt att detta skulle vara ett tektoniskt fenomen, då gabbron bör ha varit den av de båda bergarterna som reagerat mest kompetent (varit svårast att deformera) vid deformationen.

Två mindre massiv av röd gnejsgranit finns inom den mellersta regionen av området närmast Mylonitzonen. Båda dessa massiv har förmodats vara av samma typ och ålder som Göstagraniten; dvs. de bör ha intruderat någon gång mellan 1550 och 1570 miljoner år tillbaka. De har betecknats som Gunnarstangranit (RN 6607/1341) respektive Gösjögranit (RN 6607/1351). Båda graniterna är rödaktiga. Gunnarstan beskrivs som en gråröd, medelkornig granit med ögonliknande fältspatsegregationer. Gösjögraniten är ljust röd och fin- till medelkornig (Persson m.fl. 1987). Bägge graniterna har kontakter som är konforma med strukturerna i omgivande äldre berggrund.

Sammansättningen är i båda fallen rent granitisk med kvarts, mikroklin och plagioklas i ungefär lika proportioner och biotit som enda mörka mineral (några få procent). Åldersbestämningar av dessa båda bergarter har gjorts. Zirkonerna är starkt rundade och påverkade av de metamorfa processer, som berggrunden utsatts för. Analyspunkterna faller längs väl definierade diskordior, men punkterna är kraftigt diskordanta. Att åldrarna är diskordanta innebär att det är stor skillnad mellan $^{206}Pb/^{238}U$ och $^{207}Pb/^{235}U$-åldrarna. De erhållna åldrarna måste därför betraktas som minimiåldrar. De sålunda erhållna minimiåldrarna är 1552+38/-36 miljoner år för Gunnarstangraniten och 1499±36 miljoner år för Gösjögraniten (Persson m.fl. 1987).

Inom den mellersta regionen av området närmast Mylonitzonen har en lamprofyrgång lokaliserats. Den slår igenom den normala migmatiten (RN 662400/134070) i ett större skogsområde fem till sex kilometer norr om sjön Värmeln. Lamprofyren stryker nästan parallellt med foliationen, men den stupar markant brantare. Gången är upp till två meter bred. Den är icke helt homogen utan består av två något olika bergartsled. Dessa båda bergartsled skiljer sig åt framför allt i kornstorleken. Dominerar gör en finkornig bergart, men dessutom uppträder en något grövre fenokristisk variant av lamprofyren. Fenokristerna verkar bestå av biotit, som nu är omvandlad (autometamorfos?). Jämfört med lamprofyren vid Segmon (s. 94) är gången såväl smalare som avsevärt fattigare på xenoliter. Nästan helt absorberade xenoliter, vilkas ursprung då givetvis inte kan bestämmas, förekommer. Härigenom är åldersbestämningar på denna bergartstyp nästan omöjliga att utföra.

Mellan förkastningen genom Flytjärn (RN 6636/1333), där Fryksdalshöjdsgnejsen upphör, och nästa längre förkastning genom sjön Salungen (RN 6636/1329) finns en några hundra meter bred zon (på grund av den lilla skalan ej särskilt utmärkt på kartan) av muskovitanrikad gnejs. Muskoviten är ställvis ganska grovflakig. Berggrunden innehåller normalt ganska korta ådror. Granater, som närmar sig euhedral form, har växt genom foliationen och verkar till och med ha växt genom kontakten mellan migmatitens meso- och leukosommaterial (bergartens mellanmassa och det ljusa ådermaterialet). Denna bergart har tidigare förmodats vara ett metasediment (se t.ex. Lindh 1981a), men den tolkning som nu föredras är att det är en tektoniserad och kemiskt urlakad variant av den normala migmatitgnejsen. Detta innebär givetvis att frågan om ursprunget till bergarten lämnas öppen. Urlakningen är endast en senare omvandling. Likartade bergarter, också de följbara några kilometer som smala eller mycket smala stråk, har iakttagits på andra håll i direkt anslutning till topografiskt markerade branter (jfr Arvikaområdet, s. 105–106). Strax söder om den muskovitanrikade zonen finns en tunn, långsträckt, sannolikt förkastad horisont av en gråröd, granitisk bergart. Denna har på kartan markerats som om den skulle tillhöra Göstagranitgenerationen. Några särskilt övertygande bevis för detta finns dock inte. Den kan utgöra en röd, mycket sur variant av Åmålsgranitoiderna. Sådana former är dock i stort okända. En granit sammanhörande med de cirka 1250 miljoner år gamla Segmograniterna är en annan, emellertid på grund av bergartens uppträdande, mindre sannolik möjlighet.

Motsvarande osäkerheter gäller för många av de övriga små massiven med beteckningen Göstagraniter.

Nordvästra delen

Fortsättningen av området närmast Mylonitzonen smalnar av mot väster (jfr områdesindelningen, fig. 25) fram mot norska gränsen. Berggrunden uppvisar ett par nyheter. Huvudbergart är genomgående den grå, ibland svagt rödgrå, grantiska migmatitgnejsen, som kan följas hela vägen till norska gränsen. Några skillnader i dess utbildning jämfört med den mellersta och den sydöstra delen av området är dock av betydelse. Amfibolitinslaget, som norr om Fryksdalshöjden genomgående varit lågt, blir mot nordväst ännu lägre – amfiboliter saknas i det stora hela. Däremot blir berggrunden mer inhomogen. Denna, som i de tidigare beskrivna delarna varit totalt dominerad av medelkorniga gnejser, får allt större inslag av grå, finkornigare, sura bergarter. Om dessa är inveckade suprakrustalbergarter eller endast finkornigare, förmodade plutoniska bergarter utgör en osäkerhet som dokumenterats redan i kartans teckenförklaring. Förutom det finkorniga materialet förekommer även icke helt oväsentliga inslag av intermediära (egentligen granodioritiska) bergarter. En annan – kanske mindre betydelsefull – skillnad är att ådrorna i stället för att vara stromatiska är veckade och mer penetrerande. Mer än en ådergeneration förekommer. På ett ställe har det iakttagits hur "ådror" som är obetydligt grövre än mesosomen och strikt konforma med dennas foliation är övervuxna – i liten vinkel – av betydligt grövre hornblände-fläckiga ådror. Både bergartens foliation och bägge ådertyperna är småveckade. I veckaxelplanen har utbildats en tredje mer diffus ådertyp med dåligt utbildade melanosomer (mörka "restiträder" mellan leukosom och mesosom).

På Galtryggen (RN 6639/1326) ligger ett mindre massiv av röd gnejsgranit som på kartan fått Göstagranitens beteckning. Bevis för detta finns dock egentligen inte – inga åldersdateringar av graniten har utförts. Rent litologiskt är den ganska olik Göstagraniten. Den är grövre och har inte Göstagranitens ganska homogena karaktär – den är klart mer småslirig. Färgen är oftast röd, vilket beror på innehållet av röd mikroklin. Dessutom förekommer plagioklas (vit till ljusgrå), kvarts, biotit, något hornblände och mycket sparsamt med granat. Granat brukar normalt icke förekomma i Göstagraniterna. Något längre mot söder (RN 6631/1327) uppträder ett litet massiv av en röd gnejsgranit – också denna markerad som tillhörande Göstagranittypen. Den är mindre slirig och innehåller ej granat.

Något längre mot nordväst uppträder en bergart som efter ett av de mindre bergen i området har kallats för Storhedsgnejs. Denna är kemiskt lik Fryksdalshöjdsgnejsen (jfr fig. 11). Utseendemässigt skiljer den sig dock från Fryksdalshöjdsgnejsen främst genom att åderfrekvensen är mycket låg, medan däremot de fältspatögon som bildar mer eller mindre välbevarade relikter i Fryksdalshöjdsgnejsen är mycket välmarkerade i Storhedsgnejsen. Det händer att dessa blaster får en tendens att samla sig och bilda

ådror liknande dem i Fryksdalshöjdsgnejsen. Åderfrekvensen i Storhedsgnejsen blir dock aldrig hög. När den är som högst kan den eventuellt jämföras med de svagast ådrade Fryksdalshöjdsgnejserna längst i söder.

Ett mindre område markerat som granatförande, fin- till fint medelkornig, fältspatrik gnejs förekommer närmast norska gränsen mellan den regionalt anstående migmatitiserade granitiska gnejsen och de mer obestämda bergarterna i Charlottenbergsområdet. Denna bergart är sur till sin sammansättning (tab. 10) och rödgrå till färgen. Den består av kvarts, fältspat och biotit samt accessoriskt även av granat. Bergarten uppvisar en svag migmatitsegregation. Att denna är svag kan bero på att halten av mörka mineral är så låg att ådermaterialet blir svårt att se (jfr beskrivningen av Göstagraniten). Enstaka tunna gångar (eller lager) av amfibolit uppträder i den eljest sura gnejsen. Tolkningen av bergartens ursprung och åldersställning är tämligen öppen. Inga blottade kontakter har hittats. Med tanke på den begränsade information, som man normalt kan få från kontaktrelationer i denna tektoniserade och metamorfoserade berggrund, skulle sannolikt problemet icke kunna lösas även om man hittade en blottad kontakt. Man kan inte bortse från möjligheten att bergarten har vulkaniskt ursprung. Några möjligheter att avgöra till vilken vulkanisk association den i så fall hör är givetvis omöjligt. En gissning är att om bergarten verkligen har ett vulkaniskt ursprung, skulle den i så fall kunna jämställas med Åmålsvulkaniterna i Dalsland och i och invid Glaskogsskollan.

Arvikaregionen

Det område som förs till Arvikaregionen i denna beskrivning tillhör de mest komplexa delarna av västra Värmlands berggrund. Det definieras som området norr om Värmlandsnäs samt väster och söder om området närmast Mylonitzonen. Detta innebär att den sydligaste av de stora öst–västliga förkastningarna kommer att utgöra Arvikaregionens sydgräns. Dessa förkastningar skall i den fortsatta texten numreras så att den stora förkastningen vid Ekholmssjön åsätts nummer ett och förkastningarna mot norr får successivt högre nummer (jfr fig. 38). Västgränsen för Arvikaregionen utgörs av Glaskogsskollan och norr om denna av en linje från Övre Gla mot Charlottenberg (se fig. 25, s. 65). Avgränsad på detta sätt kommer regionen att strukturellt kännetecknas av den stora omböjningen runt Glaskogsskollan. Strukturerna stryker i sydöst i ungefär nord–syd. Mot norr och nordväst övergår strukturriktningarna successivt till öst–väst och ytterligare mot väster blir riktningarna slutligen nordöstliga. Längst i norr finner man ett interferensmönster mellan dessa ”huvudriktningar” samt de nordvästliga riktningarna i det mylonitzonsnära området och de nord–sydliga riktningarna i det västligaste området. Bergartsinnehållet är delvis gemensamt med de redan beskrivna områdena i öster och söder men proportionerna mellan de olika leden är annorlunda. Den geografiska fördelningen av olika bergartsled visar att det finns ett tydligt polaritet i uppbyggnaden av västra Värmland.

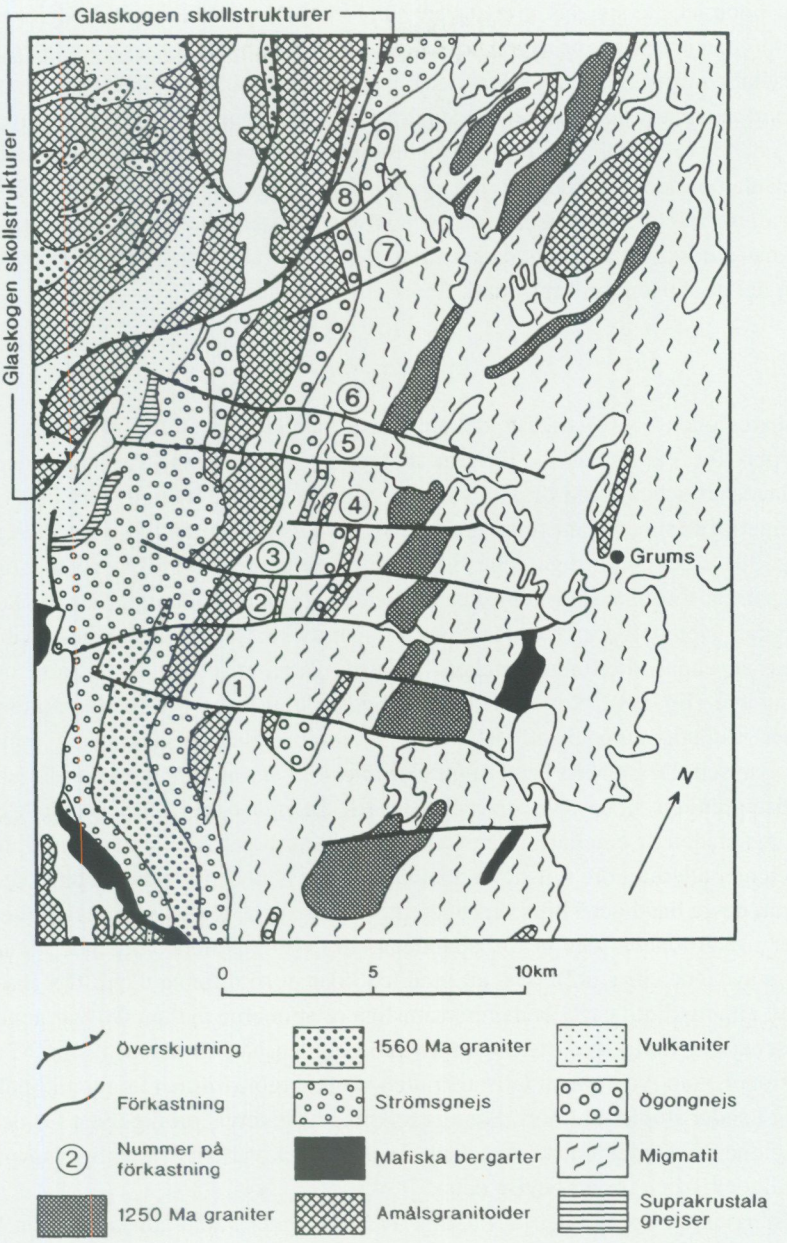


Fig. 38. Numrering av de stora förkastningarna. Lägg också märke till hur Glaskogsskollans strukturer skär över underlaget.

Numbering of the great faults. Note how the structures of the basement are cut by the Glaskogen nappe.

Denna polaritet återspeglas även i den här företagna uppdelningen i regioner, men uppdelningen i regioner är mer schematisk än de olika bergarternas uppträdande.

Arvikaregionen ligger till större delen över högsta kustlinjen. Därför är blottningsgraden oftast måttlig. Enstaka områden är väl blottade men stora delar intas av skogar med få och små blottningar. Topografin är tämligen flack. Landet höjer sig sakta från de låglänta områdena i söder. Arvikaregionen blir därigenom en övergångszon mot de topografiskt brantare områdena i norr och väster. Liksom i hela västra Värmland kännetecknas landskapet av långsträckta sjöar. Dalgångarna är dock förhållandevis breda och en hel del öppen jordbruksmark finns.

Bergarter

I Arvikaregionens sydvästligaste del återfinner man Göstagraniten. Denna är egentligen typisk för Värmlandsnäs. Genom att regiongränsen mellan Arvikaregionen och Värmlandsnäs schematiskt dragits vid den sydligaste av de tydliga stora öst–västförkastningarna kommer vi att finna nordspetsen av Göstagraniten inom Arvikaregionen (jfr fig. 38). I dessa nordliga delar har graniten en tendens att bli avsevärt gråare än vad den är på Värmlandsnäs. Orsaken till detta är ej känd. Gråare partier förekommer dock lokalt även på Värmlandsnäs. Som framgår av kartan verkar graniten snabbt kila ut. Den har endast återfunnits mellan förkastningarna ett och två samt norr om förkastning två (fig. 38). Norr om det nordligaste utgåendet för Göstagraniten förekommer rödlätta, tunna band och sliror av relativt finkornigt gnejsigt material i Strömsgnejsen. Dessa röda band uppträder inte som en direkt geografisk fortsättning av Göstagraniten utan är i förhållande till granitkroppen förkastade västerut. Blottningsgraden är emellertid ganska låg. De blottningar som finns är nästan alltid små och mer eller mindre fullständigt lavtäckta. Det har därför icke gått att säkert fastställa om dessa band och sliror verkligen utgör de sista resterna av Göstagraniten. Om detta är riktigt innebär det att förhållandena vid Göstagranitens nordände liknar dem vid dess sydände (jfr s. 82); dvs. att graniten kilar ut som tunna band. Det har heller inte gått att entydigt fastställa de rent rumsliga relationerna mellan Göstagraniten och Strömsgnejsen. Enligt beskrivningen av berggrunden på Värmlandsnäs (s. 82) finns indikationer, som tyder på att Göstagraniten skulle utgöra kärnan i en antiklinalstruktur som i söder stupar mot norr. Samma tolkning är givetvis möjlig även för de nordliga regionerna. De tektoniska data som finns är dock varken tillräckligt många eller tillräckligt entydiga för att bevisa detta.

Göstagraniten ligger i det långa stråk av Strömsgnejs, som kan följas från Värmlandsnäs norrut nästan ända fram till Arvika. Innan stråket når Arvika har det dock hunnit böja av mot väster i den stora veckstruktur, som påverkat underlaget till Glaskogsskollan. Av kartan framgår att det finns ett brott i Strömsgnejsstråket. Avbrottet i kartbilden beror på att Glaskogsskollan skjutits ut över och döljer Strömsgnejsen. Deformationen av Strömsgnejsen tilltar starkt när man följer gnejsen

från söder mot detta avbrott. Av kartbilden framgår mycket tydligt hur skollstrukturerna skär över olika bergartsled och att detta således är en yngre struktur, som påpräglats den äldre berggrunden. En likartad översskjutning av Glaskogsskollan ut över Strömsgnejsen finns även på nordligaste Värmlandsnäs (öster om Säffle).

Strömsgnejsen är till största delen typiskt utbildad med rödlätta, cigarrformade fältspatstänglar med hornbländeprickar (eller ibland magnetitprickar). Mot norr finns en tendens att stänglarna blir tunnare och mindre. Detta betyder inte att små stänglar alltid förekommer i de norra delarna och att stänglarna alltid skulle vara förhållandevis stora i de södra delarna. Ställvis förekommer en kraftig slirbildning i gnejsen. Den typiska ögonstrukturen går då förlorad. En likartad utbildning av Strömsgnejsen har också iakttagits på Värmlandsnäs (se s. 82).

Norr om Nysäter (RN 6577/1327) förekommer en mer obestämbar, finkornig bergart i ett par i nord–syd utsträckta stråk strax öster om Glaskogsskollan. Bergarten är röd och leukokratisk. Den är säkert ursprungligt finkornig men förmodligen har kornstorleken blivit sekundärt förminskad på grund av närheten till Glaskogsskollans överskjutningsplan. Det är oklart om bergarten ursprungligen varit ett klastiskt sediment, i så fall sannolikt en oren kvartsit, eller en omvandlad, kvartsrik vulkanit.

Mot öster ersätts Strömsgnejsen liksom på norra Värmlandsnäs av de bandade gnejserna av oklart och säkert också växlande ursprung. Man kan ifrågasätta hur mycket av dessa bergarter, som i verkligheten är starkt omvandlade Åmålsgranitoider. Då man kommer längre mot väster, finns det antydningar om att andelen av Åmålsgranitoider bland dessa gnejser ökar. Enligt de tolkningar, som ligger till grund för kartan, försvinner de "migmatitiserade gnejserna" norrut inom Arvikaregionen. Detta innebär att i norr kommer de "migmatitiserade gnejserna" att endast finnas i de mylonitzonsnära delarna. Bergarten har samma karaktär som på norra Värmlandsnäs. Den är sålunda mer eller mindre utpräglat bandad och är alltid kraftigt migmatitiserad. Bandningen är normalt inte så intensiv som i området närmast väster om Mylonitzonen. Huvudmassan är huvudsakligen rödgrå men ibland grå eller gråröd. Ådrorna är tunna, oftast endast några centimeter breda. Bergarten är finkornig till fint medelkornig. Om detta beror på en senare granulering (kornstorleksförminskning) eller om det indikerar ett ursprungligen sedimentärt ursprung är en öppen fråga. Orsaken till denna osäkerhet är här som på så många andra ställen bergartens kraftiga omvandling, som utplånat alla spår av den ursprungliga texturen. I denna migmatitgnejs förekommer, liksom beskrivits från de övriga områdena, även band av förmodad Åmålsgranitoid, som antingen inte alls är migmatitiserad eller är avsevärt mindre migmatitiserad än huvudbergarten. Om detta är en funktion av sammansättningen eller av en eventuell åldersskillnad är liksom i övriga områden oklart. Ställvis förekommer i denna normala migmatitgnejs finkorniga, sura, rödgrå gnejsbergarter, som verkar vara suprakrustalgnejser, sannolikt av vulkaniskt ursprung (t.ex. vid RN 658780/133565). Också starkt muskovitanrikad gnejs förekommer lokalt. Detta kan bero på lokala urlakningar i tektoniskt aktiva zoner. Motsvarande iakttagelser har gjorts på såväl

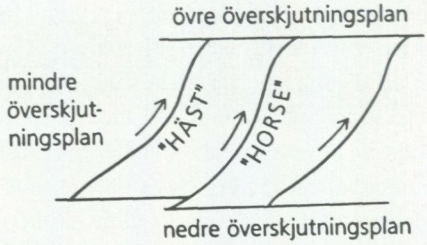


Fig. 39. Definition av "häst" (engelskans "horse") som en linsformad kropp allsidigt begränsad av förkastningar.
Definition of a "horse" as a lens-shaped structure bordered by faults on all sides.

Värmlandsnäs som i området intill Mylonitzonen.

I en liten flat häll (RN 659920/133315) i en vägbana förekommer en rödaktig ganska finkornig gnejs, som säkert tillhör det stora blocket av migmatitiserade gnejser. I denna häll finns ett band av en Strömsgnejsliknande bergart. Detta band kan vara en gång av Strömsgnejsen, som på grund av de tektoniska rörelserna blivit parallelliserad med sidobergets foliation. Denna synnerligen osäkra iakttagelse är den enda observation, som kan läggas till grund för en relativ åldersbestämning av de båda bergartstyperna.

Mot väster blir berggrunden starkare deformerad då man närmar sig de "hästar" (engelskans *horse* innebär en "bergartsskiva" begränsad av förkastningar; se fig. 39), som bygger upp de undre delarna av Glaskogsskollan. Den del av själva skollberggrunden, som finns öster om Glafsfjorden och Stömnöflagan, är dominerad av en starkt stänglig och deformerad Åmålsgranitoid.

I den migmatitiserade gnejsen förekommer stråk av ögongnejs. Som tidigare beskrivits är dessa ibland starkt deformerade (fig. 40). Härigenom har ögonen blivit stavformigt utdragna med diametrar mellan 4 och 8 cm. Matrix till ögonen påminner om den normala migmatitiska gnejsen men är dock normalt något grövre. Ibland verkar det som om det finns två generationer av ögon – en generation kännetecknad av starkt deformerade utdragna ögon och en av subhedrala till euhedrala ögon. Några entydiga kontakter mellan den normala gnejsen och ögongnejsen finns inte. Ofta förekommer stråk av ögongnejs inom de som ögongnejs markerade områdena omväxlande med stråk av den normala migmatiten. Övergångarna är mer eller mindre graduella. Detta har tidigare diskuterats i bergartsavsnittet "ögongnejs" (s. 39).

Åmålsgranitoider förekommer inte endast som band i den migmatitiserade gnejsen i öster. Små stråk av normalt utbildad men oftast migmatitiserad hornblände förande Åmålsgranitoid finns även intill Strömsgnejsen i sydväst. Dessa är ställvis bandformigt utbildade. Stora osäkerheter finns fortfarande om vad som skall föras till gruppen Åmålsgranitoid och vad som egentligen hör hemma bland de migmatitiserade gnej-

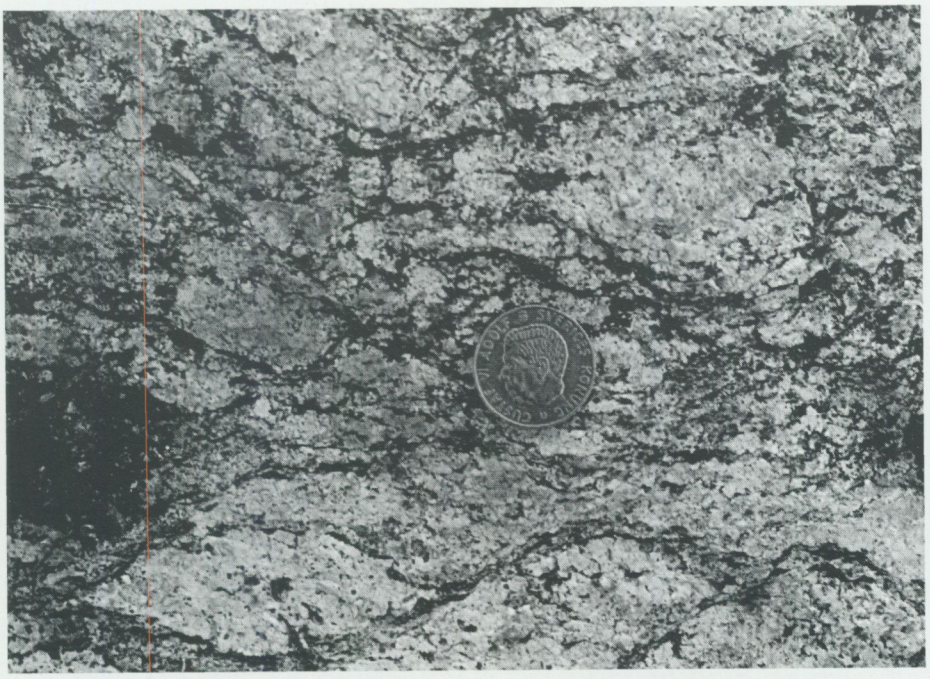


Fig. 40. Deformerad ögongnejs. Bilden är tagen 30 cm från fig. 13 (s. 40). Myntets diameter är 24 mm (RN 658900/133375).

Deformed augen gneiss. The photo is taken 30 cm from the one in Fig. 13 (p. 40). Diameter of coin 24 mm (658900/133375).

serna. Detta är ett problem som berörts åtskilliga gånger i denna beskrivning. I södra delen av Arvikaregionen förekommer även karteringsbara stråk av Åmålsgranitoid mellan förkastningarna 1 och 2, 3 och 4, 4 och 5 samt mellan 5 och 6 (jfr fig. 38, s. 103). I det lilla stråk av Åmålsgranitoid som finns mellan förkastningarna 3 och 4 har två diabasgångar hittats. Dessa gångar är metamorfoserade, men till skillnad från nästan alla andra gångar i västra Värmland skär de över strukturerna och har dessutom fortfarande ofitisk textur (jfr s. 96). I samma massiv, som är ovanligt välbevarat, finns även xenoliter av ett sediment. Förekomsten ligger straxt söder om Stora Busjön (RN 657895/133790). Xenoliterna har beskrivits av Wahlgren (1981). De utgörs till större delen av ett polymikt konglomerat. Xenoliterna varierar mellan någon decimeter och någon meter i diameter. Bollarna i konglomeratet är ofta deformerade, men även i tvärsnitt nästan cirkelrunda bollar förekommer. Bollarna utgörs av medelkornig, grå till rödgrå granit och finkorniga, troligen suprakrustala gnejser. Wahlgren (1981) menar att bland de suprakrustala bergarterna finns sannolikt såväl vulkaniter som klastiska sediment. Matrix i konglomeratet är kvartsrikt och tämligen glimmerrikt med såväl biotit som muskovit. Även en bergart som sannolikt är identisk med matrix i konglomeratet uppträder som xenoliter. Förekomsten av detta konglomerat som en



Fig. 41. Starkt migmatitiserad Åmålsgranitoid. Nyckelbrickans kant är 39 mm lång (RN 661805/132530).
Strongly migmatized Åmål granitoid. The edge of the key badge is 39 mm (661805/ 132530).

xenolit i en Åmålsgranitoid visar entydigt att innan Åmålsgranitoiden intruderade fanns en sedimentär berggrund som avlagrats på en kontinental jordskorpa. Denna skorpa var också tillräckligt gammal för att erosionen skulle ha hunnit gripa ned till de djup där graniter kristalliserar.

Om Åmålsgranitoider utgör en förhållandevis liten del av berggrunden i den södra delen av Arvikaregionen utgör de den dominerande delen i norr. Berggrunden är normalt migmatitiserad även om migmatitbildningens styrka varierar mycket (jfr fig. 41 och 42). Tunna stråk av de migmatitiserade graniterna från nordöst är inveckade i Åmålsgranitoiden. Denna del av Arvikaregionen kan ses som en övergång mot de västligaste områdenas massiva Åmålsgranitoider. Inom vissa inte obetydliga områden förekommer en ögonbildning i Åmålsgranitoiderna. Varför detta är vanligare inom Arvikaregionen än inom andra delar av västra Värmland är icke känt. Enstaka ögon

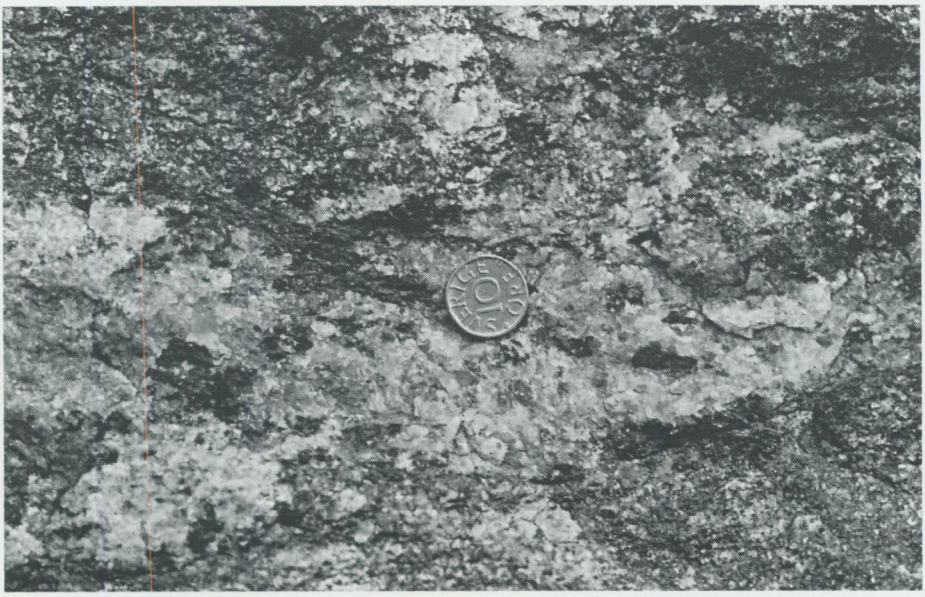


Fig. 42. Närbild av samma migmatitiserade Åmålsgranit som i fig. 41. Myntet är 15 mm i diameter (RN 661805/132530).
Close-up of the migmatized Åmål granitoid in Fig. 41. Coin diameter 15 mm (661805/132530).

eller mycket små områden med en gles ögonbildning i Åmålsgranitoid förekommer dock över hela västra delen av länet. Denna ögonbildning kan icke jämföras med de stråk av ögongnejs, som förekommer i den migmatitiserade graniten. Ögonen är mycket mindre – oftast omkring en centimeter i längd. För det mesta är de spolformigt utdragna och blir aldrig euhedrala eller subhedrala. Färgen är ljus, ibland rödlätt.

Spritt inom Arvikaregionen och för övrigt även inom andra delar av västra Värmland förekommer små kroppar av anortosit. Strax norr om Edane (RN 661690/133155) förekommer en enda häll av en metaanortosit. Denna innehåller talrika hornbländerika band. På Latudden (RN 660380/133745) i Värmeln förekommer en likaledes hornbländebandad anortosit. Denna är följbar ca 100 m som en tio meter bred blottning. Mot ändarna blir den allt mer rik på metabasit. Två avsevärt större basiska kroppar med anortosit finns söder om Lillsjön vid Gunnern (RN 6632/1319) och nordöst om Åmotfors (RN 6635/1309). Massiven består av metagabbro i vilken finns anortositderivat och mindre hornbländitiska partier. Den anortosit, som ingår i gabbrokroppen vid Åmotfors, förekommer framför allt i kroppens nordvästra del. De mafiska partierna i denna kropp är kraftigt granatförande. De hornbländitiska partierna utgör med säkerhet gamla kumulat (kristaller som sedimenterat på bottnen i en magmakammare). De kumulerande kristallerna var förmodligen pyroxen och/eller olivin. Hornbländet är metamorft. Inga närmare geokemiska eller mineralogiska under-

sökningar har gjorts av dessa kumulat. Den genomgripande metamorfosen har helt förstört den ursprungliga mineralogin och texturen. Inga indikationer finns på den absoluta eller relativa åldern av dessa anortositer.

I den nordligaste delen av Arvikaregionen uppträder även några andra bergartstyper. En av dessa utgörs av vad som på kartan har markerats som "starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga – fint medelkorniga gnejser". Dessa bergarter förekommer inom ett begränsat och tektoniskt mycket komplext område nordöst om Gunnarskog (RN 6637/1318), där en mindre utstickare även når in i det mylonitzonsnära området. Berggrunden är mycket inhomogen. Där finns föga folierade, medelkorniga, grå granitoida bergarter tillsammans med synnerligen starkt migmatitiserade, finkornigare gnejser. Berggrunden varierar från att vara homogen inom kanske hundra meter breda skikt till att visa en bandning i decimeter- och meterskala mellan sura led, amfibolitiska led samt finkorniga röda och grå led, alla med växlande grad av migmatitisering. Dessutom förekommer tunna skikt av röda granitoider i området samt zoner starkt anrikade på kvarts och muskovit. Huruvida dessa utgör metamorfoserade klastiska sediment eller kemiskt/tektoniskt urlakade bergarter av någon annan härkomst kan inte sägas. Inom området finns bergarter av säker djupbergartskaraktär. I vilken utsträckning det dessutom förekommer suprakrustala bergarter är omöjligt att avgöra med ledning av de undersökningar som har utförts.

Arvikaregionen har enligt fig. 25, s. 65, en snibb som går fram mot norska gränsen. Orsaken till denna ur rent kartografisk synpunkt märkliga utformning av regionen är att de förmodade suprakrustala gnejserna från området mellan Gunnarskog och Charlottenberg fortsätter mot nordväst i denna snibb. Som indelningen gjorts är nämnda bergarter helt främmande för det mylonitzonsnära området och även för senare beskrivna områden i västligaste Värmland. Bergarterna är synnerligen inhomogena med sura, grå och ibland svagt rödlätta, migmatitiserade, fint medelkorniga till finkorniga gnejser och innehåller förmodligen relativt mycket basiska led. Blottningsgraden är för låg för att det med något större mått av säkerhet skall gå att bedöma de relativa mängderna av olika bergarter. I vissa av de basiska leden finns även ultrabasiska småpartier. Bland annat kan man finna rundade "bollar" bestående nästan enbart av hornblände och granat i en mer normal metabasit. Begreppet "bollar" har icke någon genetisk hänsyftning på bollar i ett konglomerat utan betecknar rent deskriptivt något som möjligen skulle kunna vara genom omvandling rundade brottstycken av nära nog eller helt ultrabasiskt material. Området är genomgående ganska starkt migmatitiserat.

En mindre snibb av ögongnejs uppträder intill norska gränsen. I Sverige omfattar den ungefär en kvadratkilometer, men den täcker ett större område på den norska sidan. Ögongnejsen är icke helt olik den som finns i sydöst. "Ögonen" är rödlätta och består av mikroklin. De flesta är rundade, men även mer idiomorfa ögon finns. Diametern på "ögonen" är några centimeter; de är således icke så stora som de kan bli i sydligaste delen av Arvikaregionen. Bergarten är granatförande.

I nordvästra delen av det område som förts till Arvikaregionen och i angränsande delar av västligaste Värmland förekommer relativt stora massiv av graniter som förts samman med Gösta- och Sundstagraniterna. Dessa bergarter kan följas vidare mot nordväst in i västligaste Värmland. Graniterna är röda till rödgrå och medelkorniga. De har ofta fältspatögon. Att det inte är fråga om helt unga graniter framgår av att de är migmatitiserade, isoklinalt veckade, återigen migmatitiserade och ställvis isoklinalt veckade en andra gång. I det ljusa ådermaterialet finns ofta hornblände. Att hornblände är utbrett i hela västra Värmlands berggrund beror på att berggrunden normalt är förhållandevis rik på kalcium och fattig på aluminium. Söder om Åmotfors (RN 6632/1306) och öster om sjön Ränken är graniten tämligen rikligt granatförande. Granat förekommer ofta tillsammans med hornblände och biotit i de mörka sliror som makroskopiskt definierar bergartens foliation. Inga systematiska undersökningar av den kemiska sammansättningen har gjorts på graniterna i Åmotforsregionen. Det har heller inte gjorts några isotopkemiska undersökningar. Detta gör att graniternas åldersställning är oklar. Vissa litologiska likheter med Göstagraniten finns. Olikheter i förhållande till den grövre Segmograniten har tillsammans med den starka deformationen gjort att bergarten förts samman med de äldre mikroklingraniterna. Den starka deformation, som träffat området, har också gjort det mycket svårt att klassificera berggrunden. Under karteringsarbetets och revisionens gång har gränserna mellan det som har betraktats som starkt metamorfoserade vulkaniter och som starkt omvandlade graniter ändrats flera gånger. Den klassifikation som återfinns på kartan måste betraktas som mycket osäker.

En karaktärsbergart för Arvikaregionen är Segmograniten (jfr fig. 20, s. 53). Denna är en röd, medel- till grovt medelkornig bergart. Det verkar som om graniten normalt är något grövre i södra än i norra delen av sitt utbredningsområde. Lokalt förekommer såväl finkornigare som gråare varianter. Förutom kvarts, mikroklin och sur plagioklas för bergarten hornblände och biotit som huvudmineral. Graniten är metamorfoserad; de nuvarande mineralen är metamorfa och icke magmatiska. Sannolikt utgjorde de nämnda mineralen även huvudmineral i den bergart som ursprungligen kristalliserade ur smältan. Bland helt sekundära mineral kan nämnas sporadisk förekomst av granat. Smältan genererades i jordskorpans undre delar – sannolikt var skorpan avsevärt tjockare vid tiden för Segmogranitens bildning än vad den är idag. Segmograniten är kemiskt differentierad från rena granitiska led mot syenitiska led (jfr fig. 22, s. 56; Holme 1986). Den har förhållandevis höga halter av element, som bildar högladdade små joner (Lindh & Holme 1989). Bergarten är alltid starkt deformerad och i de centrala delarna förekommer även migmatitartade segregationer. Som nämnts tidigare förekommer i samband med de 1250 miljoner år gamla mikroklingraniterna en omfattande kontaktmigmatitisering av omgivningen. Om detta är fallet även runt Segmograniten kan icke sägas med säkerhet, eftersom berggrunden genomgående är starkt migmatitisk i hela regionen oavsett avståndet till Segmograniten. På många stäl-

len har en kraftig fältspattillväxt skett i sidoberget. Det kan t.o.m. i undantagsfall hända att det kan vara svårt att skilja Segmograniten från de surare leden av den bandade migmatiten, då denna uppträder i omedelbar anslutning till Segmograniten.

En annan bergart som uppträder inom Arvikaområdet är en sur, fint medel- till medelkornig fältspatrik gnejs. Denna växlar från ljust grå över rödlätta typer till gråröda. Vanligast är mer eller mindre obestämbara, ljust rödgrå bergarter. Det är inte helt ovanligt med magnetit som små sena blaster. Berggrunden verkar vara helt identisk med finkorniga gnejser på västra sidan av Glafsfjorden. Det är där möjligt att följa gnejserna ut mot mer välbevarade vulkaniska bergarter, vilket gjort att de finkorniga, fältspatrika gnejserna har tolkats som vulkaniter. Det skall observeras att inga som helst vulkanittexturer finns bevarade. Berggrunden är inhomogen och innehåller rikligt med grövre granitoida partier. Det är ibland svårt att skilja rent röda, något grövre varianter av "vulkaniterna" från den röda graniten i samma område. De kontaktlinjer som ritats på kartan är därför något osäkra. Vulkaniterna tillhör Åmålsgruppen och skulle således vara äldre än Åmålsgranitoiderna. Denna slutsats grundas helt på förhållanden i områden, som ligger långt från Arvikaområdet. Kontaktrelationerna i Arvikaregionen tillåter inte att några slutsatser dras beträffande relativ ålder mellan vulkaniterna och Åmålsgranitoiderna. Kontakten mot öster är genomgående flack. Man får närmast ett intryck av att vulkaniterna ligger som en skiva uppe på berggrunden i öster. Inga överskjutningskontakter är blottade och det finns heller ingen anledning att förmoda att berggrunden i väster skulle vara skjuten ut på de östliga gnejserna. Inga åldersrelationer har heller kunnat fastställas mellan vulkaniterna och de migmatitiserade granitiska och granodioritiska gnejserna av okänt ursprung. Antagligen ingår vulkaniterna som led i dessa gnejser. I samband med vulkaniterna finns sulfidmalmsförekomster – sprickmineraliseringar – bl.a. vid Vegerbol (RN 659920/ 133590) och Södra Gärdsjö (RN 660500/133605), se Lundegårdh 1995 (s. 152–153 och 154–156).

Även i Arvikaområdet förekommer lamprofyrgångar. Två gångar har hittats. Den största av dessa är markerad på kartan (se fig. 43) och finns i en häll strax sydöst om Nysäter (RN 657675/132820). Den är ungefär en meter bred och står brant. Detta innebär att den skär genom berggrundens alla strukturer. Sannolikt skär gången även Glaskogsskollans överskjutningsplan, som bör finnas alldeles intill lamprofyrgången men tyvärr inte är blottat. Gången känns igen på sin bruna vittringshud och på den rikliga förekomsten av xenoliter. Dessa xenoliter avviker från berggrunden i omgivningen och har transporterats uppåt av magman vid intrusionen. Den andra gången är smal (1–2 dm bred) och har hittats något längre mot öster. Gångarna har beskrivits av Wahlgren & Kähr (1977). Liksom de övriga lamprofyrgångarna innehåller båda gångarna vid Nysäter biotitfenokrister. Den bredare gången har även fenokrister av olivin och förhållandevis välbevarad klinopyroxen. Några enstaka xenokrister av kvarts finns också. Matrixmineralen är mycket svåra att identifiera mikroskopiskt eftersom de är omvandlade och hela grundmassan är mycket finkornig. En starkt sericitiserad plagio-



Fig. 43. Lamprofyrgången vid Nysäter. Gången är brant och skär rakt genom sidobergets strukturer. De svarta fläckarna i bildens nederkant utgör borrhål från en paleomagnetisk provtagning. Nyckelbrickans sida mäter 39 mm (RN 657675/132820).

The lamprophyre dyke at Nysäter. The dyke is almost vertical and cuts all structures in the country rock. The black spots in the lower part of the photo are drill holes from a palaeomagnetic sampling. Length of key badge edge 39 mm (657675/132820).

klas och euhedral apatit finns med säkerhet. Även kalcit ingår i bergarten. Kalciten är mycket ojämnt fördelad och dess närvaro kan bero på en sen omvandling.

Tektonik

Tektoniken i Arvikaområdet är komplicerad. Småveckning av foliationen förekommer ofta. Axeln till dessa veck är ungefär öst–västlig med ett par tiotal graders avvikelse åt båda håll. Axlarna är genomgående flacka. Den komplexa tektoniken framgår redan av kartbilden, där områdets bergarter synes följa Glaskogsskollan i en stor rundad båge och där i den nordvästra delen av Arvikaområdet berggrunden ansluter till de mer eller

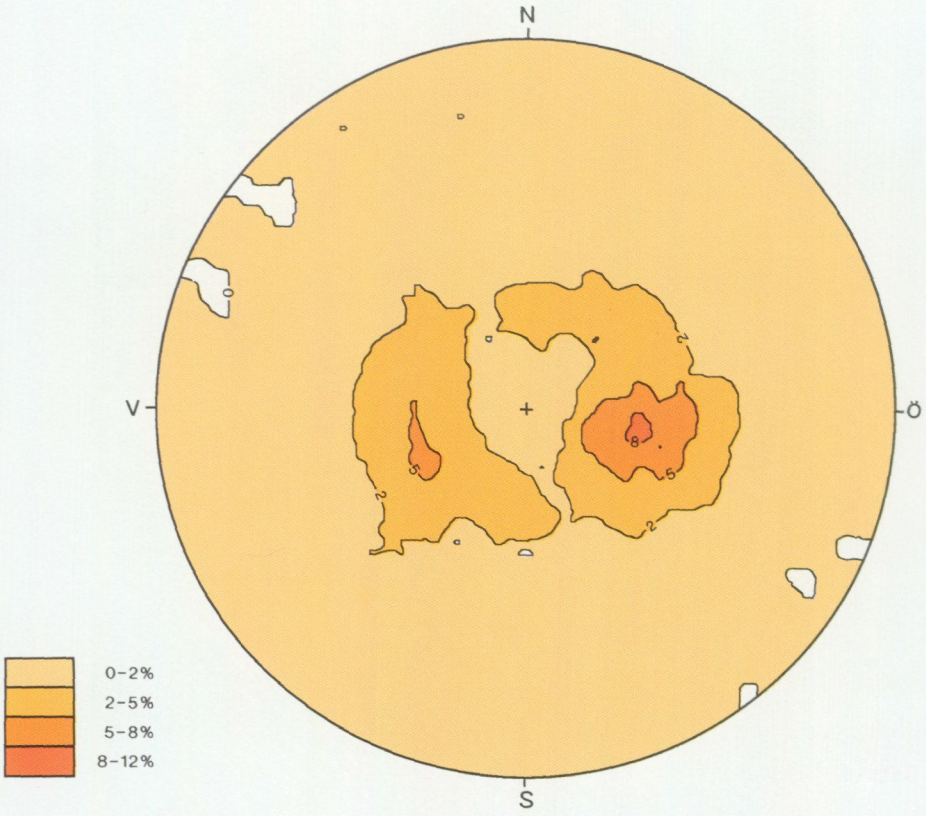


Fig. 44. π-diagram avseende alla uppmätta poler till foliationsplan från Arvikaregionen (1581 mätningar). Polerna sprider kraftigt men bildar två ganska svaga maxima motsvarande N10Ö, 25V, och N30V, 25Ö. Egenvärdena är 0,62, 0,22 och 0,16. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras under fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of all measured foliation planes from the Arvika region (1581 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are strongly scattered but define two fairly weak maxima corresponding to the foliation planes N10E, 25W, and N30W, 25E, respectively. The eigenvalues are 0.62, 0.22, and 0.16. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

mindre västnordvästlig–ostsydostliga riktningar som dominerar i de västligaste delarna av länet. Berggrundens foliationsplan är dock icke tolkbara i enkla termer. Figur 44 visar att det finns två maxima. Det ena motsvarar ett foliationsplan ungefär N 30°V, 25°Ö och ett andra ungefär N 10°Ö, 25°V. Ser man på figur 44 finner man även att inget av dessa båda maxima är särskilt utpräglat utan att en förhållandevis liten del av samtliga foliationsplan ligger inom rimlig närhet av dessa båda maximivärden – mellan 8 och 12% respektive mellan 5 och 8%. Gör man diagrammet med en tätare stegning mellan konturerna framgår det ännu tydligare att man har en tätare gruppering

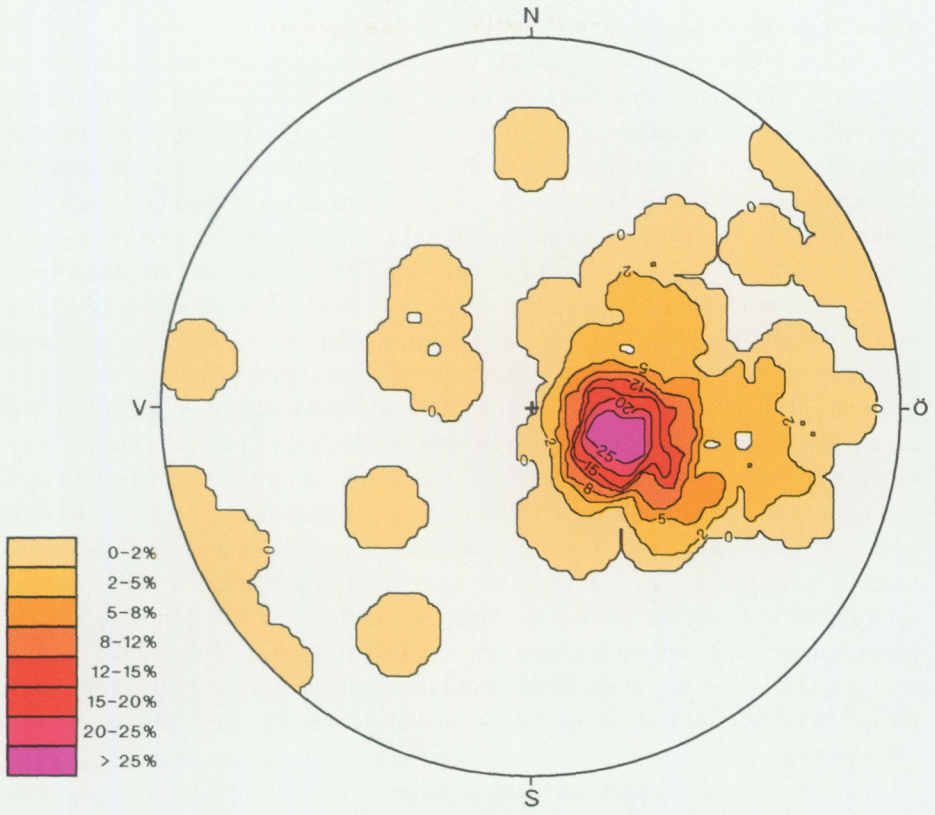


Fig. 45. π-diagram avseende uppmätta poler till foliationsplan från den sydliga delen av Arvikaregionen (125 mätningar). Polerna har ett utpräglat punktformigt maximum motsvarande en foliation av ungefär N20Ö, 20V. Egenvärdena är 0,84, 0,10 och 0,06. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of measured foliation planes from the southern part of the Arvika region (125 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles show a conspicuous maximum corresponding to a foliation of approximately N20E, 20W. The eigenvalues are 0.84, 0.10 and 0.06. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

kring foliationsplanet N 10°Ö, 25°V än kring det västligare planet. Figuren grundas på 1581 mätvärden.

Försöker man dela upp Arvikaregionen i delområden domineras den södra delen av i stort nordliga, ganska flacka foliationsplan. De 125 uppmätta foliationsplanen i ett ungefär 80 km^2 stort område visar en markant dominans av strykningar och stupningar kring N 20°Ö, 20V, dvs. det dominerande läget av foliationen i hela området. De mer östliga strykningarna finns knappast företrädda inom den sydligaste regionen. Liksom fallet är för hela Arvikaregionen kan inte den fördelning av foliationsobserva-

tioner som framgår av figur 45 beskrivas som uppkommen av en enkel cylindrisk veckning av en tidigare foliation.

Det i kartbilden mest iögonfallande tektoniska draget är serien av förkastningar med förkastningsplan som längst i söder löper nära öst–väst men mot norr får en mer nordöstlig–sydvästlig riktning. På kartan finns nio sådana förkastningar utritade, förutom den förkastning som finns på nordligaste Värmlandsnäs. Den sistnämnda har icke kunnat beläggas lika säkert som de övriga. Denna typ av förkastningar *kan* förekomma även inom andra delar av kartan. Att förkastningarna kunnat karteras inom den södra Arvikaregionen beror på två faktorer. Den första av dessa är en jämfört med andra områden förhållandevis hög blottningsgrad. Det blir avsevärt sämre med hällar norrut, där terrängen legat över högsta kustlinjen. Den andra faktorn av avgörande betydelse är förekomsten av två distinkta bergartsled – Segmograniten och ögongnejsen – där det varit mycket lätt att konstatera sidoförskjutningar. Av kartbilden verkar det som om förkastningarna skulle ha skett huvudsakligen i horisontalplanet (*strike slip*) med sidoförskjutningar mellan ungefär en halv och en och en halv kilometer. De flesta av förkastningarna är sinistrala (motsatt sida har förskjutits mot vänster) och endast de nordligaste dextrala (motsatt sida har förskjutits mot höger). Denna enkla tolkning motsägs dock av att bredden på Segmogranitens utgående är olika på ömse sidor om förkastningarna, särskilt förkastning 2 (se fig. 38, s. 103). En annan iakttagelse, som motsäger den enkla tolkningen, är att vid förkastning 3 försvinner ett stråk av ögongnejs, vilket det inte borde göra om förkastningarna vore enkla sidoförskjutningar. Av detta framgår att det med stor sannolikhet även finns en vertikal komponent i förkastningen. Eftersom alla bergarter stupar flackt mot väster (ungefär 25°) kan man åstadkomma samma skenbara sidoförskjutning genom att lyfta upp det nordliga blocket mellan 400 och 500 m vid varje förkastningslinje. Att berggrunden norr om dem representerar ett djupare snitt i jordskorpan än söder om förkastningarna framgår även av att migmatitiseringen i norr omfattar i stort sett alla bergarter, medan den i söder nästan helt är begränsad till den "granitiska gnejsen av varierande ursprung". Av detta framgår även att förkastningarna är yngre än migmatitiseringen. De har försöksvis satts i samband med de lamprofyrgångar som finns i området. Wahlgren & Kähr (1977) noterade att gångarna var nära nog parallella med förkastningarna. Emellertid har det, efter det att Wahlgren/Kährs arbete publicerades, påträffats ytterligare ett antal lamprofyrgångar. Deras riktningar stämmer inte överens med förkastningarnas.

Förkastningarna kännetecknas av sönderrivning och kvartsläkning (kvartsbrecciering) av berggrunden. Detta visar att förkastningarna skett på litet djup och vid förhållandevis låg temperatur. Temperaturen tillät icke plastisk deformation av berggrunden. Förekomsten av åtminstone två sandstensfyllda sprickor vid Vänerstranden (Onsön; se s. 67) innebär att förkastningarna måste vara äldre än bildningen av dessa sprickor, vilken skett uppe vid ytan. Om man i analogi med iakttagelser i Göteborgstrakten (Samuelsson 1975) antar att denna spricka har kambrisk ålder, skulle förkastningarna vara sent prekambriska eller möjligen mycket tidigt kambriska.

Ett annat mycket iögonfallande drag i den västligaste delen av södra Arvikaområdet är berggrundens starka stänglighet. Stängligheten har ett maximum kring 20°, S70°V. Spridningen kring detta värde är inte särskilt stor. Denna stänglighet sätts i samband med Glaskogskollans rörelse. Åldern på biotiten i denna stängliga berggrund (Rb-Sr-bestämning av biotit och totalbergart) är 962±19 miljoner år (Wahlgren m.fl. 1981). Detta har tolkats som överskjutningens ålder, men då den nära sammanfaller med K-Ar-åldrar från hela regionen och med andra Rb-Sr-mineralåldrar finns möjligheten att överskjutningen är äldre och att denna ålder representerar en allmän regenerationsålder. Överskjutningen är dock äldre än lamprofyrerna, eftersom en lamprofyrgång strax söder om Nysäter (RN 657675/132820) skär genom den deformerade berggrunden. Wahlgren & Kähr (1977) har även utfört en K-Ar-bestämning av den lamprofyrgång som på Risnäsudde skär genom Mylonitzonen. Den erhållna åldern är 904±13 miljoner år. Denna ålder är givetvis osäker, då en okänd mängd överskottsargon (*excess argon*) kan finnas i bergarten. Kalihalten är dock så hög (4,77–5,71 % K_2O), att mängden överskottsargon som bergarten skulle innehålla vore osannolikt stor, om den verkliga åldern vore permisk och intrusionerna därmed sammanhängande med Oslofältets alkalina vulkaniter. Det är också mycket osannolikt att lamprofyrens ålder skulle vara nämnvärt mycket högre än den erhållna, då bergarten ej påverkats av den svekonorvegiska veckningen och metamorfosen.

Den norra delen av Arvikaområdet kännetecknas av att bergarternas strukturer böjer runt från mer eller mindre nord–sydliga strukturer väster om Glaskogsskollan mot öst–väst norr om skollan och därefter vidare mot de redan beskrivna, ungefärligt nord–sydliga strukturerna i södra delen av Arvikaområdet. Ej heller i detta område kan man säga att strukturerna kännetecknas av en enkel cylindrisk veckning av äldre foliationer. Polerna i fig. 46 ligger visserligen "bättre" i en gördelfördelning än i de båda tidigare figurerna. Emellertid visar en statistisk beräkning att skillnaden inte är särskilt utpräglad. Om tidigare foliationer har veckats har detta icke skett cylindriskt, eller också finns minst en interfererande veckning.

Claus Bülow, som karterat området som extrageolog, har gjort ett försök att karakterisera den kaotiska veckningen i Arvikaområdets nordliga delar. Han urskiljer en "första" veckfas som veckar tidigare migmatitådror. Dessa ådror har dock vuxit i ett tektoniskt stressfält under någon form av orogen utveckling. Därför kan denna "första" veckfas, som påverkat migmatitådrorna, icke vara områdets första tektoniska fas. Veckningen består av isoklinala skjuvveck med flackt liggande veckaxelplan. Parallellt med denna veckning växer en andra generation av migmatitådror. Det finns för närvarande inga data som tillåter oss att bestämma den absoluta åldersskillnaden mellan migmatitiseringsfaserna. Det behöver emellertid inte vara någon särskilt stor åldersskillnad mellan dem. En "andra" veckfas sätts i förbindelse med horisontala rörelser. Denna veckfas omformar det förra foliationsplanet dels till isoklinala liggande skjuvveck, dels till mer öppna disharmoniska veck med brantare veckaxelplan som är överstjälpta mot norr. Det är mycket svårt att få en entydig bild av axelriktningar-

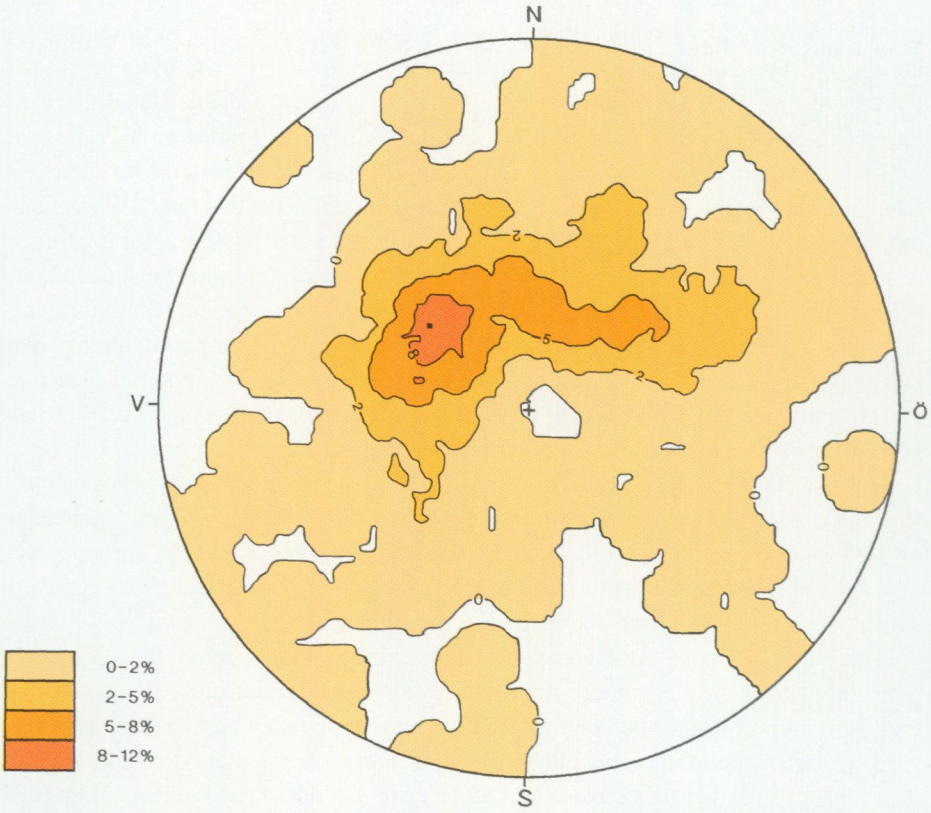


Fig. 46. π-diagram avseende uppmätta poler till foliationsplan från den nordliga delen av Arvikaregionen (287 mätningar). Detta område karakteriseras av omböjningen från nordvästliga till öst-västliga foliationsplan. Polerna har en tendens till gördelformad fördelning, dock med ett markant maximum (N45Ö, 25Ö). Egenvärdena är 0,68, 0,21 och 0,11. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras under fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of measured foliation planes from the northern part of the Arvika region (287 measurements plotted on the lower hemisphere). In this area, the foliation turns from NW to E-W. The poles have a tendency to plot in a girdle but with a conspicuous maximum (N45E, 25E). The eigenvalues are 0.68, 0.21 and 0.11. Eigenvalues are explained under Fig. 26, p. 68.

na. Detta kan bero på att de plan som här kallats den första veckfasen redan var veckade före denna, och/eller att en senare veckfas finns. I stort sett finns i hela västra Värmland sena öppna veck med axlar som är flacka och har mer eller mindre öst–västliga riktningar. När man direkt i häll kan iakttaga dessa veck är amplituderna i meterskala. Inget hindrar att samma veck även kan finnas i större skala.

Västligaste Värmland – norra delen

Som framgår av figur 25, s. 65, är sydgränsen för den norra delen av västligaste Värmland dragen ungefär från Ivarsbyn (RN 6623/1282) mot sydöst till Övre Gla. Med denna gränsdragning kommer den södra delen av västligaste Värmland att domineras av de yngre graniterna, medan den norra till stora delar kommer att byggas upp av bergarter med okänt ursprung och ålder. Större delen av berggrunden i den norra delen består av fem element. Dominerar gör Åmålsgranitoider och en glest porfyroblastisk granitoid av okänt ursprung. Andra led utgörs av sura, finkorniga gnejser, röda, tämligen finkorniga graniter som förts samman med Göstagraniten samt gabbrobergarter. En bergartsskiljande linje utgörs av den markerade sänka som från Norge passerar riksgränsen vid Högsäter (RN 66485/12860). Denna sänka intages längre söderut av en kedja med sjöar (Nordsjön, Askesjön, Björkelången, Vadjungen). Den kan därefter följas som en bred dalgång mot Årjäng, Västra Silen och in i Dalsland. Väster om denna linje förekommer en ofta inhomogen fältspatrik gnejs som kännetecknas av glesa polykristallina sönderpressade megakrister. Denna bergart är icke känd öster om den nämnda linjen.

Den norra delen av västligaste Värmland ligger över högsta kustlinjen. Detta medför att antalet blottningar är litet, vilket medfört att karteringen blivit osäkrare. Blottningarna finns framför allt på höjderna. Topografin är mer bruten än i övriga delar av västra Värmland. Dalarna utgörs till stor del av sprickdalar med ibland mycket branta sidor. I dalgångarna är blottningarna mycket få förutom i vissa vägskärningar. Landskapet är nästan fullständigt skogbevuxet, med blott små och få partier öppen mark. Inom området finns förhållandevis många sjöar. Dessa är långsmala och till största delen tektoniskt betingade.

Bergarter

Den östra delen av området domineras av Åmålsgranitoider. Dessa utgör en fortsättning av granitoiderna i den norra delen av Arvikaområdet och även en fortsättning av dem i den södra delen av västligaste Värmland (se s. 134). Ett mycket stort och ovanligt homogent massiv av granitoider finns runt Koppom (RN 6626/1294). Inom massivet förekommer i begränsade områden en ögonbildning liknande den som tidigare beskrivits från Arvikaregionen. I den sydöstligaste delen av området, framför allt mellan sjöarna Hugn (RN 6637/1302) och Bysjön (RN 6637/1306), är granitoiden starkt granatförande. Granat bildar i denna begränsade region stora nästen, vilka undantagsvis kan bli upp till 40 cm^2 stora. Migmatitiseringen av granitoiderna är avsevärt svagare än i Arvikaregionen. Viss migmatitisering kan iakttagas framför allt i de nordöstra gränsområdena mot Arvikaområdet och mer fläckvis längre i söder. Granitoiden är nästan alltid medel- till fint medelkornig och grå till färgen. Den är inte helt homogen; "lagerformade" partier av avvikande sammansättning förekommer. Längs skogsvägen från Askesjön (RN 6642/1285) mot Norge finns tvära övergångar

mellan kvartsdioritiska, nästan helt omigmatitiserade led och starkt ådrade granodioritiska led. Det finns inga möjligheter att se eventuella åldersskillnader mellan dessa bergartsled. Alla kontakter är konforma. Bergarterna har samtliga karterats som Åmålsgranitoider, men det kan icke ledas i bevis att detta är till alla delar riktigt. Viss granulering förekommer. Granuleringen kan på många ställen bli så omfattande och dessutom efterföljd av rekristallisation att det blir näst intill omöjligt att skilja Åmålsgranitoiderna från de mer finkorniga fältspatgnejser av olika typer som finns inom området. Granitoiden är alltid deformerad och markant folierad. Foliationens styrka växlar från tämligen massformiga bergarter mellan till exempel Skillingsfors (RN 66392/12872) och Köla (RN 66368/13003) till den utpräglat planförskiffrade, flasriga gnejsberggrund, som finns i området öster om Helgesjön (RN 6645/1289). Terrängen är dessutom genomdragen av ett antal brecciezoner. Till skillnad mot förhållandena i Arvikaregionen är dessa brecciezoner nästan parallella med den allmänna strykningsriktningen, varför inga egentliga avbrott syns i bergartsstråken.

Granat, som är mycket vanlig i de mylonitzonsnära delarna av länet (jfr t.ex. Grumsområdet, s. 93), är med undantag för det nyss nämnda, begränsade området, lågfrekventa i Arvikaregionen och sällsynta i västligaste Värmland. Orsaken till detta är okänd. Ett undantag utgör dock de basiska leden, som ofta är rikligt granatförande. Granathalten har dock en tydlig tendens att öka norrut. Liksom fallet är inom Arvikaregionen förekommer smärre områden med ögonbildningar. Dessa är av samma typ som i Arvikaregionen, med spolformigt utdragna, upp till cirka en centimeter långa, ljust grå, ibland svagt rödlätta fältspatmegakrister.

Två små stråk av ögongnejs av en typ lik den i de "migmatitiserade graniterna" förekommer norr om Hemsjön (RN 6630/1292). De har på grund av kartskalan ritats bredare än vad de är. Till skillnad från de tidigare beskrivna ögongnejsstråken förmodas dessa ligga i och utgöras av Åmålsgranitoid.

Flera kroppar av röda gnejsgraniter förekommer i området. Dessa har betecknats som Gösta–Sundstagraniter. Inga försök att datera dem har gjorts. Parallelliseringen med Gösta–Sundstagraniterna grundar sig endast på vissa likheter framför allt i fråga om kornstorlek och mineralogi. De mörka mineralen i den äldre generationen utgörs till en dominerande del av biotit, medan den yngre generationen normalt är mer hornbländerik. Bergarten, som den uppträder i västligaste Värmland, har röd eller oftare gråröd färg. Den är medel- eller fint medelkornig och granulerad (kornstorleksförminskad på grund av deformation). En viss diffus migmatitisering med pegmatitiska ådror förekommer ställvis. Detta är mest typiskt för det västligaste massivet. Magnetit förekommer i de röda gnejsgraniterna, något som är typiskt för de flesta sura bergarter i hela västra Värmland. I området kring och sydväst om Skollen (RN 6643/1294) förekommer finkornigare, nästan leukokratiska varianter. Dessa liknar den bergart, som förekommer i form av tunna horisonter i de migmatitiserade och oftast bandade granitiska och granodioritiska gnejserna närmast Mylonitzonen. Biotit utgör det klart dominerande mörka mineralet, men något granat förekommer särskilt i de västligaste

massiven. Eftersom inga analyser av granaterna har gjorts är det icke känt om dessa hör till de Ca-rika, metamorfa granater som är vanliga i västra Värmland med undantag för Blomskogsgranitens pegmatiter (jfr s. 61), som innehåller spessartin-almandin.

Jämfört med övriga delar av västra Värmland är antalet metagabbro- och metadioritmassiv högt. Dessa massiv är förhållandevis små – aldrig längre än några kilometer. Deras åldersställning är oklar. I de flesta fall finns inga kontakter blottade varför ytterkonturerna är interpolerade. Sannolikt tillhör dessa plutoniska basiska kroppar mer än en generation. Någon möjlighet att i fält bestämma relativa åldrar i förhållande till omgivande berggrund finns inte. Detta gör det givetvis ännu svårare att på något sätt antyda de relativa åldersskillnaderna mellan massiven, som dessutom inte ens ligger intill varandra. I ett av de finkorniga massiven har iakttagits en inneslutning av de normala ortognejserna (Åmålsgranitoiderna). Detta tyder på att åtminstone denna gabbro skulle vara yngre än Åmålsgranitoiderna.

Några av basiterna är i fält associerade med de graniter som på grund av litologiska likheter har förmodats höra till Sundsta–Göstagranitgruppen, nämligen graniterna väster om Åmotfors och vidare i riktning mot nordväst. Om detta antydda fältsamband också innebär ett genetiskt samband är okänt (jfr s. 51 och fig. 18). Basiterna är normalt ganska finkorniga och ofta grönaktigt svarta i färgen. Massiven är sannolikt icke helt gabbroida. Även något surare led tycks finnas. På ett ställe (RN 664150/129525) har iakttagits hur en röd gnejsgranitgång skär igenom basiten. Gången innehåller brottstycken av denna och finns inne i ett litet basitmassiv. Detta innebär givetvis att graniten är yngre än basiten. Däremot finns det inga möjligheter att uppskatta den absoluta skillnaden i ålder uttryckt i miljoner år. Inga direkta fältsamband finns etablerade mellan gången och de blottade massiven av röda gnejsgraniter.

Ett av de större massiven av gabbro-dioritbergarter utgör Valfjället (RN 6639/1300) i Köla. Dioriten på Valfjället är ovanligt grov. De centrala delarna av massivet är mestadels helt massformiga, vilket kan bero på att bergarten jämfört med sin omgivning är kompetent och därmed inte kunnat deformeras så lätt. De yttre delarna av massivet är däremot mycket kraftigt deformerade – näst intill mylonitiserade. Foliationen ligger flackt under massivet och berggrunden har en flack nordöstlig stänglighet. Åtminstone två tänkbara förklaringar till dessa iakttagelser finns. Den ena är att deformationen på grund av bergartens kompetens är koncentrerad till dess ytterzoner. En annan och kanske troligare förklaring är att kontakterna är tektoniska och hela kroppen kan vara skjuten till sin nuvarande plats antingen från eller mot sydväst. Detta problem har inte fått sin slutliga lösning. Bristen på bindande bevis har gjort att bergarten på kartan inte betraktats som överskjuten. Det har inte iakttagits något som den i så fall skulle ha skjutits över. Sannolikt utgör inte Valfjällsmassivet någon unik bergartstyp. De närmast öster och väster om Valfjället liggande metagabbrorna är sannolikt av samma typ.

Det sydligaste av gabbromassiven skiljer sig markant från de övriga. Det har på uppdrag av Wermland Guldbrytning AB (WGAB) undersökts genom P.H.

Lundegårdh. Hans rapport (okt. 1991) lyder som följer:

"Längs en sträcka av 5 km och med en bredd av högst 700 m ligger i gnejsberggrund ett massiv av kalciumrika gabbrobergarter norr intill Södra Yxesjön och Ulvsjön. Massivet stryker mot Ö–NÖ och tvärar således över Värmlands huvudlineament i N–NV men inordnar sig i Gillbergaskålens (Gillbergasynformens) strykningsmönster. Massivet är beläget nära utanför Bonnekåsen. Massivet föreslås bli benämnt Ulverudsmassivet efter en liten by i sydöstra kanten.

Gabbron utgör en merendels ojämnkornig men genomsnittligt medelkornig hornbländegabbro, som delvis är anortositbandad och går över i en mestadels ren anortosit med stor utbredning. Plagioklasens anortithalt växlar mellan 70 och 90 %. Man har följaktligen att göra med en bytownit. Färgen är vit, medan hornbländet har svartgrön färg.

I anortositen förekommer allmänt korund, som vanligen har grågrön eller delvis gulaktigt smutsgrön färg men ställvis lämnar rum för blå eller någon enstaka gång röda former av safir- eller rubinkaraktär. Korundkristallerna kan bli mycket stora, upp till 1 dm i längd och 4 cm i tjocklek.

I avsikt att utröna anortositens användbarhet för tekniska ändamål och som natursten har man borrat tre diamanthål i möjligast korundfria delar av berggrunden. Korundens hårdhet gör nämligen anortositen olämplig som natursten. Hålen har ansatts i massivets mellersta och västra delar.

En petrografisk genomgång av kärnorna har givit följande resultat.

D 1. Ansättning vid RN 66154/12993, lutning 60° mot öst.

m	0,0–9,6	anortosit med inslag av hornbländegabbro i form av några band
	9,6–12,1	rödlätt kvartsfattig pegmatit
	12,1–23,1	ojämnkorning anortosit med partier av hornbländegabbro och intrusiv pegmatit
	23,1–29,9	ojämnkornig anortosit
	29,9–31,5	do omväxlande med hornbländegabbro
	31,5–37,3	hornbländegabbro
	37,3–42,4	ojämnkornig anortosit
	42,4–44,3	hornbländegabbro
	44,3–46,5	ojämnkornig anortosit med partier av hornbländegabbro och intrusiv pegmatit
	46,3–47,4	ojämnkornig anortosit
	47,4–48,0	hornbländegabbro
	48,0–62,5	ojämn anortosit med mindre inslag av hornbländegabbro, mestadels i form av band

D 2. Ansättning vid RN 661550/130060, lutning 70° mot öster.
m 0,0–29,5 anortosit med spridda band av hornbländegabbro och sparsamma inslag av korund

D 3. Ansättning vid RN 661555/130060, horisontellt mot väster.
m 0,0–20,0 anortosit med inslag av hornblände mot slutet av sektionen
20,0–22,8 hornbländegabbro
22,8–24,0 anortosit, mycket ljus
24,0–35,5 hornbländegabbro med några inslag av anortosit

Kärnsammanhållningen är genomgående normal och i flera sektioner god. Berggrunden vid D 3 bedöms både i fält och med ledning av borrkärnan som lämplig för brytning av natursten. Vit och grönfläckig silikatsten betraktas idag ur nötnings- och vittringssynpunkter som synnerligen realistiska alternativ till marmor."

Sommaren 1993 undersökte Per H. Lundegårdh och Reine Fahlstad i Åmotfors trakten kring den västligaste delen av S. Yxesjön. Där fann de såväl hornbländegabbro som korundhaltig anortosit på de båda uddar som sticker ut i sjön från halvön i söder. Länskartans avgränsning av gabbromassivet skall följaktligen utvidgas 700–800 m mot VSV. Massivets hela längd blir då närmare 6 km.

Korunden i anortositen har reagerat med sin omgivning och ersätts ofta närmast denna av margarit, en sprödglimmer med den idealiserade sammansättningen $CaAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$, samt muskovit och klinozoisit. I mycket tunna sprickor i korunden har icke margarit kunnat bildas utan i stället förekommer aluminiumoxihydroxid eller aluminiumhydroxid. Andra mineral som finns i denna märkliga bergart är förutom klinozoisit, klinopyroxen och vissa karbonat.

Korund är ett förhållandevis sällsynt mineral, bl.a. på grund av att det icke kan förekomma tillsammans med kvarts. Korund uppträder heller inte normalt i anortositer. Det finns endast ett fåtal fall redovisade i litteraturen.

Massivets åldersställning är oklar. Blottade kontakter mot omgivande berggrund förekommer sparsamt och ger inga upplysningar. Som redan nämnts infogar massivet sig dock i Glaskogsskollans tektoniska mönster.

I den sent prekambriska, grenvillisk-svekonorvegiska orogenen förekommer stora anortositmassiv såväl på den amerikanska sidan av Atlanten som i västra Norge (Egersund). Stora anortositkroppar har i den svekonorvegiska provinsen tidigare icke varit kända så långt österut som i Sverige. Anortositen vid Södra Yxesjön är märklig icke endast på grund av sina jämfört med andra förekomster i regionen avsevärt större dimensioner utan även på grund av sin kalciumrika plagioklas och halt av korund.

Bland en annan udda massivgrönsten förekommer väster om Askesjön (RN 6642/1285) en starkt basisk till ultrabasisk bergart. En kemisk analys av denna har utförts (AL7585, tab. 9). Bergarten är inhomogen. Vissa partier är närmast hornblän-

ditiska men har hög granathalt. Granaterna är inte analyserade. Bergarten visar framför allt mot sina centrala delar en övergång mot mer basaltisk sammansättning. Denna övergång är icke helt regelbunden. Då basisiteten hos bergarten minskar visar detta sig först i en minskad granathalt. Det är på ett sådant parti som den kemiska analysen utförts. MgO-halten är ganska hög och normativa anortithalten är långt över 50 % i den normativa plagioklasen. Sammansättningen kan eljest närmast beskrivas som olivintholeiitisk. Inga kontakter finns blottade. I de kontaktnära områdena är det starkt granulerade sidoberget bemängt med hornbländerika sliror. Detta har iakttagits i såväl bandets norra som södra del. Åldersställningen är således oklar. I detta sammanhang kan nämnas att betydligt längre söderut (RN 692900/128610), på höjderna omedelbart söder om Skårsjön, ligger fjorton block i olika storlekar (de största ett par kubikmeter) av en bergart som nästan enbart består av grov granat, hornblände och biotit i växlande proportioner. Dessa block är icke identiska med den granatrika ultrabasiska till basiska bergart som finns blottad väster om Askesjön. Det tyder på att det sannolikt finns fler kroppar av granathornbländitisk karaktär i den västligaste delen av länet. Förklaringen till blockansamlingen vid Skårsjön är förmodligen att blocken plockats upp lokalt av isen och slutligt deponerats av ett strandat isberg i den mindre issjö som sannolikt funnits i den sänka som nu intas av bl.a. Skårsjön.

En av typbergarterna för den norra delen av västligaste Värmland utgörs av en ögonförande gnejs av granitisk till granodioritisk sammansättning. Denna är normalt icke migmatitisk även om den lagts med samma grundfärg som de migmatitiserade gnejserna i öster. Vid beskrivningen av det område, där denna ögonförande gnejs dominerar, bör man skilja på områdena norr och söder om förkastningen Östervallskog – Ivarsbyn – Skårsjön. Trots att berggrunden här lagts med en och samma symbol är det icke säkert att den verkligen är ensartad.

Området söder om förkastningen Östervallskog–Skårsjön är ganska flackt och består av stora myrmarker. Området ligger topografiskt tämligen högt. Detta gör att antalet blottningar är förhållandevis få och de som finns tämligen små. Huvudbergarten är en grå, ibland svagt rödgrå, gnejsig bergart. Den har små och glesa utpressade polykristallina fältspatögon (se fig. 47). Dessa har oftast en ljust röd färg, vilket ger bergarten dess rödgrå färgton. Texturen i bergarten är rent metamorf. Förmodligen är det dock fråga om en ortognejs, dvs. en ursprunglig djupbergart, som under en (eller i detta fall sannolikt flera) metamorfosfas(er) kristalliserat om till en gnejsig textur. Förutom fältspat förekommer kvarts och biotit som huvudmineral. Hornblände är starkt underordnat. Lokalt kan man se en viss åderbildning i bergarten. I samband med ådrorna uppträder sparsamt med hornblände. Apatit, epidot och titanit förekommer accessoriskt. Titanithalten kan dock uppgå till något mer än en procent. I denna huvudbergart finns inhomogeniteter i form av färgskiftningar, sliror och större partier, som har en mer basisk sammansättning, samt partier med en finkornigare textur än huvudmassan. Frekvensen av de polykristallina ögonen växlar starkt. Ibland kan ögonen helt försvinna. Inom massivet förekommer bergartsled som sannolikt tillhör

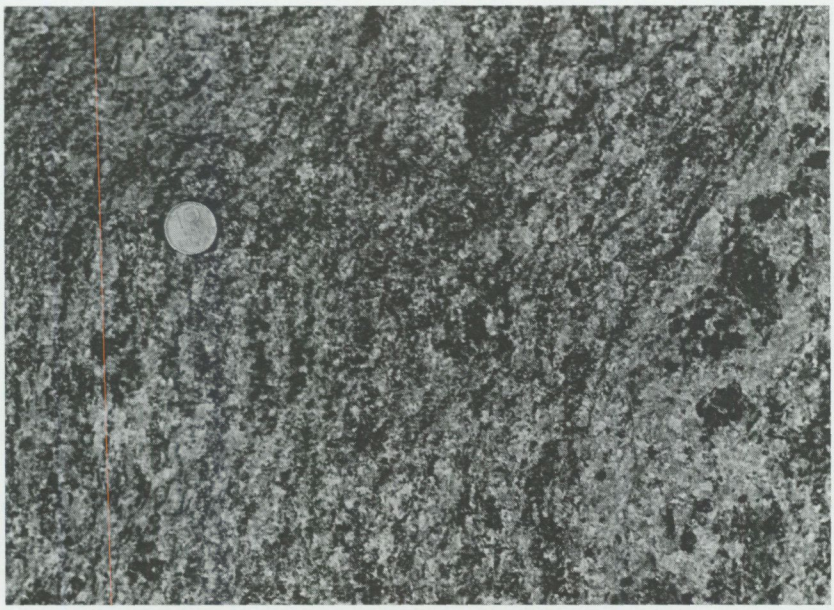


Fig. 47. Frisk yta av den glest porfyroblastiska gnejsgraniten. Denna bergart är typisk för stora delar av "norra västligaste Värmland". Lägg märke till hur mycket sämre blasterna syns på frisk yta än på vittrad (fig. 3, s. 25). Myntets diameter är 15 mm (RN 662485/128850).

Unweathered surface of the slightly blastic gneissic granite, typical for large parts of "Northern Westernmost Värmland". Note how much better the megacrysts can be seen on a weathered surface compared to an unweathered one (cf. Fig. 3, p. 25). Coin diameter 15 mm (662485/128850).

Åmålsgranitoiderna. I de flesta fall är det icke svårt att skilja mellan bergarterna. Lokalt kan dock vissa problem uppkomma, eftersom det även i Åmålsgranitoiderna kan förekomma viss ögonbildning.

Längs västkanten av denna tämligen homogena bergartskropp förekommer en intensivt migmatitiserad zon. Denna zon är mindre än en kilometer bred men är följbar i glesa blottningar längs större delen av kroppen. Kemiskt är denna migmatitiserade del förmodligen likartad med huvudmassan av bergarten i öster. Orsaken till den migmatitiska utbildningen av detta smala stråk är icke känd.

I den glesporfyroblastiska gnejsen har en ung basitkropp (RN 662280/128675) av samma typ som småmassiven nordväst om Grums kunnat lokaliseras. Den linsformade kroppen är ungefär 50 m lång och mellan 10 och 15 m bred. Den spetsar ut mot ändarna. Den omgivande foliationen skärs i liten vinkel vid "spetsarna". Liksom fallet är i fråga om basitkropparna i trakten av Grums finns även i detta fall en ung liten pegmatit som skär basiten. Den tolkas som en uppsmältningsprodukt som uppkommit vid basitintrusionen. Basiten består av dominerande plagioklas och hornblände. Vidare finns väsentliga mängder av klinopyroxen, epidot och granat i form av uppspruckna

korn. Klinopyroxenen är mer eller mindre starkt amfibolomvandlad. Det är sannolikt att det mesta av hornbländet är en omvandlingsprodukt av klinopyroxen. Epidot uppträder oftast dels i, dels omkring granat, eller i pyroxen och hornblände.

Sydväst om den glesporfyroblastiska fältspatgnejsen finns ett smalt stråk av en inhomogen, bandad och migmatitiserad, fin- till medelkornig gnejs. Dess ursprung är oklart. Det kan röra sig om någon form av kontaktpåverkan från de sura, röda graniterna i väster eller det kan vara en ursprunglig ytbergart, som givitvis har metamorfoserats mycket kraftigt. Ett av de mer spektakulära leden i denna bergartsvit är en grå, intermediär gnejs med oregelbundna, ojämt strödda större korn av fältspat. Grundmassan är tämligen glimrig (biotit). Detta led har hittats på flera ställen längs det på kartan utmärkta stråket. Det går dock icke att säga att det utgör en sammanhängande horisont. I så fall är denna smal. Blottningsgraden är låg, bl.a. beroende på att stråket av inhomogena gnejser till största delen finns i en sänka. Som ett kuriosum kan nämnas att de hittills äldsta zirkonerna från hela regionen separerats ur denna bergartssvit (Bent Hansen; pers.medd., rapport till Deutsche Forschungsgemeinschaft). Åldersbestämningen är dock icke särskilt säker och dess tolkning oklar.

Norr om förkastningen är terrängen mer bruten och skog dominerar över myrmarker. Blottningsgraden är något bättre än söder om förkastningen, dock utan att vara särskilt god. Huvudbergarten utgörs av en granitisk till granodioritisk fältspatrik gnejs liknande den söder om förkastningen. Glesa polykristallina fältspatblaster är typiska för bergarten. Denna är dock normalt mer ådrig – migmatitiserad – än vad motsvarande bergart är söder om förkastningen. Leukosommaterialet är oftast ej särskilt väl separerat från mesosomen utan övergången är ganska flytande. Lokalt förekommer mer tydligt separerade leukosomer med melanosomer. Hornblände förekommer ofta i leukosomen. Leukosomerna är svagt röda, varför hela bergarten ger ett rödlätt intryck. Migmatitiseringsgraden är måttlig och kan icke jämföras med den längs västkanten av den glesporfyroblastiska fältspatgnejsen söder om förkastningen. En annan skillnad mellan de norra och södra områdena är den större heterogeniteten i den fältspatrika gnejsen i norr jämfört med gnejsen i söder. Heterogeniteten tar sig främst uttryck i sliror och småpartier av mer mafiska, ofta hornbländeförande bergarter. Lokalt kan heterogeniteten bli mycket påtaglig. Detta kan till exempel studeras längs den skogsbilväg som från den södra delen av Skillingsfors går mot sydsydväst och slutar omedelbart norr om Djuptjärn (RN 66344/12854). Det kan inte med säkerhet sägas att det endast finns en fältspatrik gnejs. Det verkar som om Åmålsgranitoiderna är yngre än åtminstone en sådan. Gångar av Åmålsgranitoid har nämligen iakttagits i fältspatrik gnejs.

I nordöst förekommer områden med finkorniga bergarter vilka särmarkerats på kartan. Dessa misstänks för att ha vulkaniskt ursprung. De är dock genomgående så starkt tektoniserade och rekristalliserade att det är omöjligt att bevisa denna hypotes. De går heller icke att följa ut till bättre bevarade bergarter så som är fallet inom Åmålsregionen och bitvis inom Arvikaregionen. De består av finkorniga, sura gnejser som

växellagrar med rödlätta likaledes sura gnejser och grå mer intermediära, tämligen finkorniga gnejser. Ett ofta förekommande led utgörs av en metabasit, normalt medelkornig och starkt granatförande. Granat kan bilda stora nästen. De fåtaliga blottade kontakterna mellan dessa mer inhomogena och finkorniga bergarter och de dominerande ortognejserna av Åmålsgranitoidtyp är svårtolkade. En svårighet är att avgöra vilka basiska bergarter som hör till vilken grupp. Skarpa kontakter mellan granitoid och basit har iakttagits. Här tycks granitoiden penetrera basiten, och fragment av basiten återfinns i granitoiden. Trots att detta verkar kunna tolkas som en klar åldersrelation, där granitoiden då skulle vara yngre, finns även möjligheten att den kompetenta (mot deformation mer motståndskraftiga) bergarten vid tektoniseringen brutits upp och att kontakten är rent tektonisk och icke en tektoniserad magmatisk kontakt. Är kontakten tektonisk, säger den över huvud taget ingenting om de relativa åldersförhållandena. De kontakter som iakttagits mellan granitoid och övriga bergarter är annars normalt konforma. De ger då inga upplysningar om relativa åldersskillnader.

Bergarter liknande de förmodade vulkaniterna i nordöst förekommer även inne i det norra området av fältspatgnejsen. Den tydliga bergartsuppdelning som kunnat urskiljas i de något mer östliga områdena har dock icke kunnat iakttagas här. Det är i många fall nästan omöjligt att skilja mellan de finkornigare, förmodade vulkaniska bergarterna och finkorniga, sliriga och tektoniserade varianter av fältspatgnejsen. Detta gör att det förmodligen finns "vulkaniter" bland de glesporfyroblastiska fältspatgnejserna och/eller vice versa. Det finns blottningar, där kontakter mellan två olika men kemiskt likartade bergarter förekommer. Dessa kontakter är de enda egentliga indikationerna på att det är frågan om olika bergarter. Större sammanhängande massiv av de förmodade vulkaniterna finns endast i de nordligaste delarna.

Inom både det norra och det södra området med "glesporfyroblastisk fältspatgnejs" förekommer stråk av bergarter vilka karterats som Åmålsgranitoider. Det är svårt att skilja mellan bergartsleden. På två helt olika ställen väster om Björkelången (RN 663800/128515 och 663700/128780) kan man i vägskärningar iakttaga hur en granitoidbergart, vilken har karterats som Åmålsgranitoid, skär igenom fältspatgnejsen. På det första stället är gången uppgrenande, på det andra stället skär granitoiden entydigt fältspatgnejsen men ej säkert dess ådror. I bägge fallen rör det sig om en finkornig till fint medelkornig, sur, fältspatrik gnejs. På grund av den allmänna heterogeniteten i området är det icke möjligt att säga om detta är den "normala" fältspatgnejsen (den som ofta har glesa fältspatporfyroblaster) eller den bergart som karterats som finkornig, sannolikt vulkanisk gnejs. Om denna tolkning av skärningen är korrekt, innebär det att den så kallade fältspatgnejsen skulle vara äldre än Åmålsgranitoiderna. Fältförhållandena är dock så oklara att detta inte kan sägs med något större mått av säkerhet. Ett försök att datera gnejsen med Rb-Sr-metoden och dess zirkoner med U-Pb-metoden har gjorts. Rb-Sr-proverna togs i ett ganska stort område innefattande såväl området söder som norr om förkastningen. Spridningen av de analytiska resultaten gör dock att man icke kan erhålla någon ålder. Det finns ingen systematisk skillnad



Fig. 48. En av de få skärande (meta)diabasgångar som hittats i västra Värmland. Gången på bilden står brant och är ca en meter bred (RN 663700/128780).

One of the very few dykes of (meta)dolerite found in Western Värmland cutting the structures of the country rock. The width of the steeply dipping dyke in the photo is about one metre (663700/128780).

mellan prov från de båda områdena. Det prov vars zirkoner analyserats på sina U- och Pb-isotoper har från de övriga proverna starkt avvikande Rb- och Sr-isotopsammansättningar.

Inom stora delar av området förekommer spridda pegmatitgångar. Sådana är t.ex. mycket frekventa i den nordligaste delen av området. Gångarna förekommer betydligt rikligare än i de tidigare beskrivna östligare regionerna. Orsaken till detta är förmodligen närheten till yngre graniter både i den södra delen av västligaste Värmland och i angränsande delar av Norge. Inga pegmatitförekomster av en sådan storlek att de har ekonomisk betydelse har påträffats under rekognosceringsarbetena för länskartan.

I en väghäll (RN 663700/128780) mellan Holmserud och Skillingsfors skär en metadiabasgång av ungefär en meters mäktighet igenom den omgivande Åmålsgranitoiden (se fig. 48). Diabasen skär över foliationen i granitoiden och är klart yngre. Den utgör en av de få skärande (meta)diabasgångar som iakttagits i västra delen av länet (jfr även gångarna vid Busjön, s. 107). Märkligt är att gången endast finns på vägens östra sida, där den dessutom bara kan följas en knapp meter innan den försvinner under den vegetationstäckta moränen. På vägens västra sida finns inga spår av gången. Det är omöjligt att avgöra om gången kilar ut i vägbanan eller om vägen är byggd i en förkastning där gången sidoförkastats så mycket att den inte längre finns kvar inom det

blottade området. Diabasgången är belägen omedelbart väster om det stora sjösystem, som utgör en markerad bergartsgräns. Sjöarna är typiska spricksjöar och ingår in en av de större lineamentstrukturerna i länet (jfr Lindh 1980). I detta sammanhang kan även noteras att i närheten (RN 663170/128845) av denna diabasgång har en liten mineralisering av molybdenglans iakttagits. Molybdenglansen är anrikad på vissa ytor i ett komplex som består av migmatitiserad sannolik Åmålsgranitoid. I samma häll finns även en genomslående pegmatit, förmodligen av blomskogsålder. Sådana pegmatiter för ofta molybdenglans och utgör den sannolika molybdenkällan.

Ett par lamprofyrer av samma typ som finns längre i öster har kunnat lokaliseras. En lamprofyrgång har tidigare rapporterats av Törnebohm (1878) från området intill Järnskogs kyrka (RN 662450/129405). En gång har påträffats i samband med ett vägbygge omedelbart norr om kyrkan. Den är ungefär åttio centimeter bred och kan skönjas som en liten svacka som fortsätter österut i åkern. Efter vägbyggets slutförande har blottningen åter täckts. Ungefär 500 m mot öster (i strykningens riktning) finns en ca åttio centimeter bred spricka. I denna finns ett lamprofyrblock. Det är icke osannolikt att sprickan utgör fortsättningen av gången. Ytterligare två lamprofyrgångar har hittats i omgivningen. Den första av dessa finns i en tvärbrant häll ungefär en och en halv kilometer sydsydöst om Järnskogs kyrka (RN 662345/ 129480). Gången har påträffats i en två meter bred och upp till tio meter djup spricka och är med avbrott följbar åtminstone hundra meter åt sydöst. Den andra gången finns sjuttio meter längre söderut. Denna gång är helt tät, tre till fyra decimeter bred, med ljusa fläckar som sannolikt beror på en sekundär omvandling.

Tektonik

Foliationens strykningar och stupningar gör vid ett ytligt betraktande ett ganska förvirrande intryck. Figur 49 visar dock att en regelbundenhet finns i fördelningen. Det finns två maxima. Inget av dessa är dock särskilt utpräglat. Den primära ansamlingen av poler motsvarar foliationer nästan rakt i nord–syd med ungefär 25° östlig stupning. Den sekundära ansamlingen indikerar foliationer i ungefär N20°V med en stupning av ungefär 50° mot väster. Det finns ingen regional fördelning av dessa foliationer. Den stora spridning som finns hänför sig framför allt till nordvästliga till västnordvästliga foliationer med företrädesvis nordöstliga stupningar i gränsområdena mot Arvikaregionen. Dessa slutsatser är grundade på 760 mätningar.

Småveck förekommer ungefär lika regelbundet som inom övriga delar av västra Värmland. Det har icke varit möjligt att knyta dessa småveck till någon bestämd deformationsfas.

Ett tektoniskt mycket viktigt drag utgör sena spröda förkastningar. Morfologiskt genomdras området av markerade nästan raka dalar. I botten av många av dessa dalar finns kvartsläkta breccior av ungefär samma typ som i södra delen av Arvikaregionen (se fig. 50). I den sistnämnda regionen står många av dessa förkastningar nästan

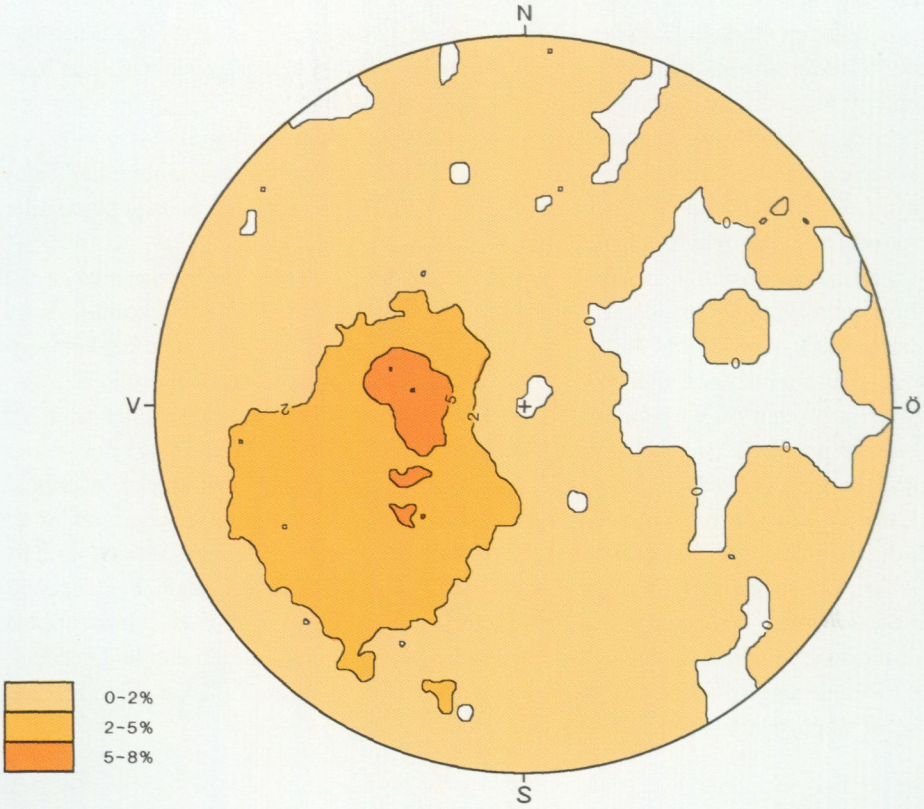


Fig. 49. π-diagram avseende uppmätta poler till foliationsplan från den norra delen av västligaste Värmland (760 mätningar). Polerna sprider kraftigt med ett svagt maximum vid N10Ö, 25Ö. Egenvärdena är 0,66, 0,21 och 0,13. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of measured foliation planes from the northern part of Westernmost Värmland (760 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are scattered with a weak maximum at N10E, 25E. The eigenvalues (see Fig. 26, p. 68) are 0.66, 0.21 and 0.13.

vinkelrätt mot en "stratigrafi" uppbyggd av lätt igenkännbara bergartsled (ögongnejs, Segmogranit). Dessa "ledhorisonter" finns inte längst i väster. Med den dåliga blottningsgraden i området är det därför helt omöjligt att avgöra rörelseriktningar och därmed även att uppskatta rörelsebelopp. Av kartan framgår att det finns en "huvudzon" som kan följas från Stora Le i söder genom ett sjösystem inom den södra delen av västligaste Värmland mot Östervallskog (RN 66197/12776), genom Skårsjön (RN 662900/128610) vidare fram till det stora lineamentet från Högsäter (RN 66475/12860) till Skillingsfors (RN 66392/12872) och därifrån mot Årjäng och Dalsland. Från denna zon har fem smärre zoner, som bildar stor vinkel mot huvud-

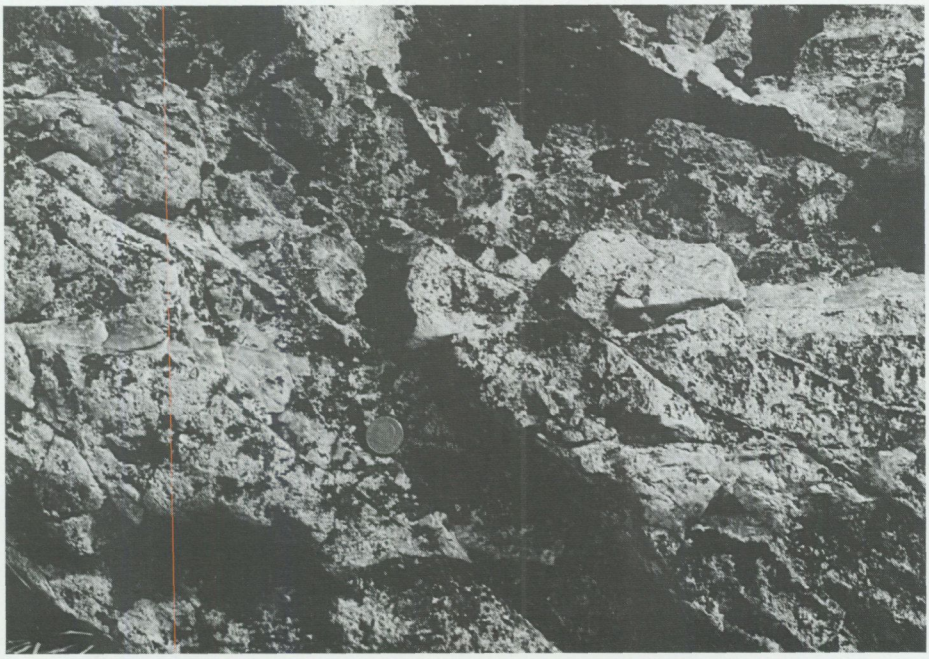


Fig. 50. Kvartsläkt breccia i en av förkastningszonerna i västligaste Värmland. Myntet är 24 mm i diameter (RN 663465/128540).

Quartz-cemented breccia in one of the fault zones in Westernmost Värmland. Coin diameter 24 mm (663465/128540).

zonen, särmarkerats. Inga breccior har hittills kunnat lokaliseras i den stora lineamentstrukturen. Berggrunden är markant plastiskt deformerad i denna struktur, men inte märkbart mycket mer än i de närmaste omgivningarna. Brecciezonernas ålder är obekant. Sannolikt är de nära samtida med zonerna i Arvikaregionen och med säkerhet är de unga. Att de bildats som en följd av de absolut yngsta rörelserna i berggrunden framgår av att de är antingen helt ometamorfa eller möjligen mycket svagt metamorfa. Detta innebär att berggrunden då var förhållandevis sval och att brecciezonerna har bildats efter det att den huvudsakliga höjningen av berggrunden skett.

Lineationerna är dominerande östnordöstliga med flacka stupningar – ungefär 15°. Spridningen är dock ganska stor, men mycket få västliga lineationer kan noteras. Detta är en klar skillnad gentemot förhållandena i Arvikaregionen med dess klara dominans av västliga riktningar.

Västligaste Värmland – södra delen

Inledande översikt

Den södra delen av västligaste Värmland kännetecknas av små höjdskillnader men utgör ett landskap genomdraget av smala sprickdalar. Dessa dalar är ofta mycket branta och i många fall intagna av sjöar. Större delen av området ligger under högsta kustlinjen och är förhållandevis välblottat. De flesta blottningarna är tämligen små. Mossa och lavar förekommer givetvis på hällarna. Området är till största delen skogsklätt men jordbruk förekommer i dalgångarna.

Den södra delen av västligaste Värmland skiljer sig radikalt från övriga delar av västra Värmland. Detta framgår framför allt av bergartsfördelningen, där förhållandevis unga bergarter intar en dominerande plats. Den sannolikt äldsta berggrunden i västra delen av länet finns också här. Den utgörs av sedimentbergarterna i Stora Le–Marstrandsgruppen längst i sydväst. Dessa metasediment kan följas genom Dalsland in i norra och mellersta Bohuslän, där de slutligen försvinner ut under Kattegatt vid Marstrand. Dessutom finns företrädesvis sura, fältspatrika, finkorniga till fint medelkorniga gnejser av ett ej närmare definierbart ursprung. Dessa är markerade med gul bottenfärg och svarta prickar på kartan. Åmålsgranitoider finns i hela området och utgör ett dominerande bergartsled. Yngre genomslående graniter bygger upp en nästan lika stor del av berggrunden. Mängden av dessa yngre graniter utgör tillsammans med Stora Le–Marstrandssedimenten de bergartsled som skiljer den södra delen av västligaste Värmland från alla andra västvärmländska regioner. Två generationer av unga graniter finns. Den äldre av dessa utgörs av graniter som förmodas tillhöra gruppen omkring 1250 miljoner år. De uppträder som långsträckta massiv i östra delen av regionen. En datering medelst U-Pb-metoden på Sandsjögraniten har givit en ålder av 1210+16/-14) (1σ) miljoner år (Welin m.fl. 1981). Denna granit fortsätter norrut in i Norge under namnet Rømskogsgranit och har medelst Rb-Sr-metoden daterats till 1277±20 miljoner år (Skjernaa & Pedersen 1982). Graniterna är associerade med pegmatiter, som dock i många fall är mycket svåra att skilja från de yngsta pegmatiterna. Den yngsta generationen av graniter utgörs av Blomskogsgraniterna. Dessa är till skillnad från alla andra bergarter i västra Värmland – med undantag av lamprofyrerna – odeformerade. De bildar ett flertal rundade massiv. Ytterligare massiv finns på den norska sidan av gränsen. De är associerade med stora mängder av pegmatiter, vilka också ibland kan bilda massiv.

Ett unikt drag i det sydvästligaste området är även övergången från en – med undantag av Stora Le–Marstrandsgruppen – praktiskt taget omigmatitiserad berggrund i söder till en berggrund som är kraftigt migmatitiserad i områdets norra delar. Denna regionala skillnad överpräglas av den kontaktmigmatitisering som tidigare redovisats kring de ungefär 1250 miljoner år gamla graniterna. Den regionala skillnaden tas som ett mycket starkt indicium för att en migmatitisering påverkat Stora Le–Marstrandsgruppens sediment före intrusionen av Åmålsgranitoiderna. Vi förutsätter

då att alla Åmålsgranitoider tillhör samma generation. Det finns skäl att betvivla detta som man annars kan tycka tämligen självklara påstående. Skälen är två. Hansen m.fl. (1989) har påvisat att fyra olika Åmålsgranitoidprov från södra delen av västligaste Värmland enligt normala tolkningsrutiner borde ha intrusionsåldrar som är ungefär 100–150 miljoner år lägre än normalt för Åmålsgranitoider. De visade emellertid även att erhållna data kunde tolkas på ett annat sätt. Detta betyder att man förutsätter en något mer komplex utveckling än vad standardtolkningen innebär. Tolkningen går ut på att intrusionen skedde för ungefär 1650 miljoner år sedan, men att isotopsystemet därefter öppnades för ungefär 1400 miljoner år sedan för att slutligen utsättas för ytterligare en påverkan i mycket sen tid. Med hjälp av Sm-Nd-isotoper kan man påvisa en ungefärlig genomsnittlig tidpunkt för separation av krustalt material från jordmanteln. Åmålsgranitoiderna i väster har enligt Lindh & Persson (1991) bildats ur material som separerats från jordmanteln vid ett senare tillfälle än det material ur vilket de östliga Åmålsgranitoiderna bildats. Frågan om Åmålsgranitoidernas åldersställning kan ännu inte sägas ha fått sin slutliga lösning.

Stora Le – Marstrandsgruppen

Stora Le–Marstrandsgruppen utgör ett viktigt led i sydvästra Sveriges berggrund. Den har sin största geografiska utbredning i Bohuslän och Dalsland. Dess fortsättning i Norge kallas för Østfoldgnejserna. Endast en ringa del av Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter återfinns i Värmland och där endast i den allra sydvästligaste delen av landskapet. Dessa bergarter utgör de enda odiskutabla klastiska sedimenten i hela västra delen av länet. Huruvida bergarter av samma typ förekommer som led i de migmatitiska bandade gnejserna närmast Mylonitzonen och om de tidigare beskrivna inhomogena gnejsbergarterna mellan Gunnarskog och Charlottenberg har något gemensamt med Stora Le–Marstrandsgruppen är som tidigare framhållits oklart. Förr likställdes Stora Le–Marstrandgruppen i åldershänseende med de svekofenniska bottniska sedimenten. En åldersdatering med Sm-Nd-metodiken på ett antal amfiboliter i sedimentsekvensen har givit en ålder av 1758±78 miljoner år (Åhäll & Daly 1989). Om denna med ett relativt stort fel behäftade datering är riktigt tolkad, innebär detta att de äldsta kända bergarterna i sydvästra Sverige är yngre än de yngsta svekofenniska bergarterna. Vi undantar då de dominerande röda gnejsgraniterna i mellersta Värmland, som mycket väl kan ha åldrar av samma storleksordning som graniterna i det Transskandinaviska magmatiska bältet.

Stora Le–Marstrandsgnejserna utgörs av metasediment med inlagrade amfiboliter. Inga kvantitativa metamorfa data har publicerats. Pågående undersökningar (O. Sigurdsson, Lund, muntligt meddelande) tyder på att bergarterna uppnått amfibolitfacies. I Värmland består gruppen av ganska monotona grå, glimriga metasediment. Såväl biotit som muskovit förekommer. Sedimenten är normalt fin- till fint medelkorniga och oftast gnejsigt segregerade i tunna band med omväxlande glimmer- och

kvartsdominerad sammansättning. Migmatitiseringsgraden är normalt inte särskilt stark. Den har en tendens att tillta mot väster, där ådrade bergarter uppträder, medan berggrunden i den östra delen normalt endast är metamorft finbandad (band av några millimeters upp till någon centimeters bredd). Sammansättningsskillnaderna mellan dessa band är inte särskilt stora. Ådrorna består av kvarts och fältspat. En viss småveckning förekommer nästan alltid. Granat uppträder mycket sparsamt. Däremot har granat iakttagits i större mängd intill riksgränsen på den norska sidan.

Ut mot kontakterna är ofta deformationen stark. Detta medför att metasedimenten tillsammans med den yngre och genomslående Åmålsgranitoiden i många fall är så starkt deformerade att bergartsgrupperna blir svåra att åtskilja. Osäkerheten är dock icke så stor att den märkbart påverkar kartbilden i skala 1:250 000. Förutom av Åmålsgranitoid genomslås bergarten entydigt av Blomskogsgranit och med denna sammanhörande pegmatiter.

ÅMÅLSGRANITOIDER

Liksom i större delen av västra Värmland utgör bergarter tolkade som Åmålsgranitoider huvudmassan av den nu behandlade berggrunden. Undantag utgörs egentligen endast av området närmast Mylonitzonen. Som framhållits ovan är Åmålsgranitoiderna normalt icke migmatitiserade i den sydvästligaste delen av landskapet. De är givetvis metamorfoserade och folierade eller stängliga, men deras allmänna utseende är trots detta plutoniskt. De är medelkorniga, och normalt förekommer icke någon gnejsig segregation i bergarten. Ovanligt massformiga varianter finns längst i sydväst. Mot öster, mellan Blomsjöarna och Västra Silen, är de starkt deformerade, främst beroende på en flack, nästan nord–sydlig stänglighet. Denna deformation sammanhänger sannolikt med en överskjutning från söder mot norr. Längst i öster, mellan Järnsjön och Västra Silen, finns överskjutningsplanen bevarade i form av myloniter. På myloniterna ligger vulkaniska, sedimentära och granitiska bergarter som icke har någon direkt motsvarighet någon annanstans i regionen. Sediment som kan tillhöra Dalgruppen finns bevarade på sannolikt samma överskjutningsplan närmast väster om Västra Silen omedelbart norr om Dalslandsgränsen. Det är vidare troligt att de starkt deformerade graniterna väster om Västra Silen ligger omedelbart under nu borterroderade myloniter i en fortsättning av samma överskjutningsplan. Det är tyvärr omöjligt att studera övergången från den starkt deformerade berggrunden i söder till den mindre starkt deformerade i norr. I övergångszonen finns de stora sydliga Blomskogsgranitmassiven. Dessa är icke påverkade av överskjutningarna och är således yngre än denna tektoniska händelse. Detta ger en yngsta ålder på överskjutningen av ungefär 900 miljoner år. Längre i väster har denna mycket starkt deformerade berggrund ej återfunnits.

I det av vägen mellan Årjäng och Fölsbyn (RN 659195/ 12846) och väg E18 nordväst om Årjäng begränsade området ses en begynnande migmatitisering. Övergångs-

zonen finns i ungefär samma område som där enligt gamla kartor gränsen mellan "gotiska" graniter i söder och "pregotiska" gnejser i norr går. Migmatitiseringen yttrar sig i södra delen av övergångsområdet som småområden med spridda, normalt tunna ådror omväxlande med områden helt fria från ådror. Mot norr tilltar åderfrekvensen. Detta sker dock oregelbundet. I norr, vid väg E18 och norr därom, är granitoiden mycket starkt migmatitiserad. Det finns iakttagelser som tyder på att de suraste (kiselsyrarikaste) granitoiderna migmatitiseras senare än de mer basiska. Antalet observationer i detta område är dock för litet för att tillåta några säkra slutsatser. Det kan vara två olika faktorer som samverkat vid denna migmatitisering. Den viktigaste faktorn är att det finns en regional fördelning av migmatitiserat och omigmatitiserat berg. I söder, i Dalsland, är Åmålsgranitoiderna avsevärt mindre metamorfa och icke alls migmatitiserade. Längre mot norr i västra Värmland är samma bergarter genomgående migmatitiserade. Södra delen av västligaste Värmland ligger i detta gränsområde. En annan faktor som kan ha betydelse är att runt Sandsjön–Segmograniterna finns genomgående en aureol av migmatitisering. Det nu beskrivna området gränsar mot det område i Värmland som är starkast intruderat av sådana graniter.

Åmålsgranitoiderna slår entydigt genom Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter. De är också entydigt genomslagna av Blomskogsgraniten. Kontaktförhållandena mot de graniter, som anses vara ungefär 1250 miljoner år gamla, är däremot inte särskilt entydiga. Orsaken är den intensiva migmatitisering, som drabbat Åmålsgranitoiderna i de kontaktnära områdena och de genom deformation parallelliserade kontakterna. Migmatitbildningen är i sig en klar indikation på den relativa åldersskillnaden. En annan indikation är en blottning där en röd bergart, som förmodas tillhöra 1250 miljoner årsgenerationen, verkar gångformigt slå igenom Åmålsmigmatiten. Då de röda graniterna intruderade Åmålsgranitoiden för ungefär 1250 miljoner år sedan skedde detta sannolikt på stort djup, där temperaturen var hög, vilket är orsaken till att en migmatitaureol bildats kring dessa graniter. En motsvarande migmatitaureol saknas runt de betydligt senare men grunt intruderade Blomskogsgraniterna. Av detta följer att en väsentlig upplyftning av området ägt rum mellan intrusionerna av de båda sista granitgenerationerna.

Finkorniga gnejser norr om Töcksfors

Öster om den stora skjuvzon, som i liten vinkel löper mot norska gränsen (se även s. 147), sträcker sig ett stråk av inhomogena, tämligen finkorniga bergarter. I norr passerar detta stråk den norska gränsen norr om sjön Övre Hurr (RN 6614/1269) och övergår där i vad som på norsk sida har kallats äldsta gnejser (Skjernaa & Pedersen 1982). Några radiometriska dateringar av dessa föreligger inte. Med tanke på att de är starkt deformerade och metamorfoserade är möjligheterna att göra goda åldersbestämningar mycket begränsade. Inga egentliga iakttagelser av de relativa åldersrelationerna till andra bergarter har gjorts på den svenska sidan av riksgränsen. Gnejserna kom-

mer aldrig i kontakt med de entydiga sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen. Att de på kartan betraktas som äldre än Åmålsgranitoiderna beror i första hand på deras deformerade utseende och deras likheter med andra bergarter, där möjligheterna till relativa åldersbestämningar varit större.

Huvuddelen av bergarterna är finkorniga eller fint medelkorniga. De uppvisar ofta en svag skiktning. Sammansättningsskillnaden mellan skikten är normalt ringa. Sammansättningen varierar från sura felsiska typer till mer intermediära bergarter. Även basiska led förekommer. Den bandning som finns kan variera från ett par decimeters till flera tiotal meters bredd. Bergarten är normalt ljust grå till gråbeige eller brunaktigt grå, men även svagt rödlätta led förekommer. Det finns tendenser till att bergarterna blir mer utpräglat sura i väster och mer inhomogena i öster. På grund av blottningsgraden och svårigheterna att i fält avgöra små skillnader i sammansättning av finkorniga och metamorfoserade bergarter kan ej denna iakttagelse betraktas som helt säkerställd. Någon systematisk variation av bandens bredd har icke kunnat påvisas. Detta kan bero på att bandningen antingen är helt osystematisk eller på ett för glest observationsnät. Observationsnätets täthet är betingat dels av blottningsgraden, vilken är måttlig, dels av kartläggningens typ; småskalig länskarta. Den påvisade litologin är typisk för Åmålsvulkaniterna och även för de sura, sannolika Åmålsvulkaniter som finns på östsidan av Glafsfjorden. Ställvis förekommer grå, glimmerhaltiga, finkorniga bergarter. Dessa kan utgöra sediment. Dessa har hittats framför allt i områdets södra del. Förutom de finkorniga bergarterna finns även medelkorniga plutoniska bergarter sannolikt tillhörande Åmålsgranitoidgruppen. Veckningen av bergarterna är intensiv och veckaxelplanen följer normalt den regionala foliationen.

Området med de finkorniga bergarterna ligger norr och väster om den tidigare beskrivna "migmatitfronten". Detta innebär att berggrunden genomgående är mer eller mindre starkt migmatitiserad. Migmatitiseringen har drabbat alla bergarter i området utom Blomskogsgraniten och dess pegmatiter samt de ca 1250 miljoner år gamla granitoiderna längre mot öster. Däremot finns kring de senare bergarterna en intensifierad migmatitisering, vilken har uppfattats som ett kontaktfenomen.

I området med finkorniga gnejser förekommer som nämnts även bergarter som ganska säkert har djupbergartsursprung. Deformationen och metamorfosen är dock mycket stark och det är oftast mycket svårt att säkert avgöra en enskild bergarts ursprung. Migmatitådror som har deformerats genom att både mekaniskt pressas sönder och få en förminskad kornstorlek kan bli mycket svåra att skilja från likaledes sönderbrutna, mer primära band. I vissa av dessa förmodade granitoider finns även deformerade ögon av en ljus fältspat.

De finkorniga gnejserna och även Åmålsgranitoiderna är mycket rikligt genomsatta av pegmatiter. De flesta av dessa har sannolikt Blomskogsgranitens ålder, men förmodligen finns även äldre pegmatit. Många av pegmatiterna är odeformerade men även starkt deformerad pegmatit finns. En del av de starkt deformerade pegmatiterna är med största sannolikhet Blomskogspegmatiter – de är granatförande. Detta kan

endast tolkas som att det finns en kraftig deformationsfas som är mycket sen. Denna deformation är lokaliserad till en zon, men det kan dock inte uteslutas att tunna parallellzoner finns. På kartan har en stor pegmatitkropp markerats. Denna består icke av homogen pegmatit utan av gångar som utgör mellan 70 och 90 % av berggrunden. Inom stora delar av det finkorniga gnejsområdet, framför allt i dess södra delar, utgör pegmatiter hälften av berggrunden.

SUNDSTAGRANIT

Väster och sydväst om Sandsjön förekommer ett litet massiv (ungefär 4 km^2) av Sundstagranit (RN 6612/1282). Ett likartat men mindre massiv (RN 6619/1272) förekommer vid Sätersjön intill norska gränsen. Dessa består av en blekt röd, ställvis gråaktig gnejsgranit. Normalt är bergarten medel- till fint medelkornig (se fig. 51). Den domineras av kvarts och fältspat. De sparsamma mörka mineralen utgörs av biotit, hornblände och magnetit. En svag åderbildning förekommer i bergarten. Denna bergart betraktas som en parallell till Göstagraniten på Värmlandsnäs. Åldersmässigt är bergarterna identiska. Sundstagranitens ålder har dock endast bestämts medelst Rb-Sr-metoden (Persson & Hansen 1982). Kemiskt är den rent granitisk och visar mycket

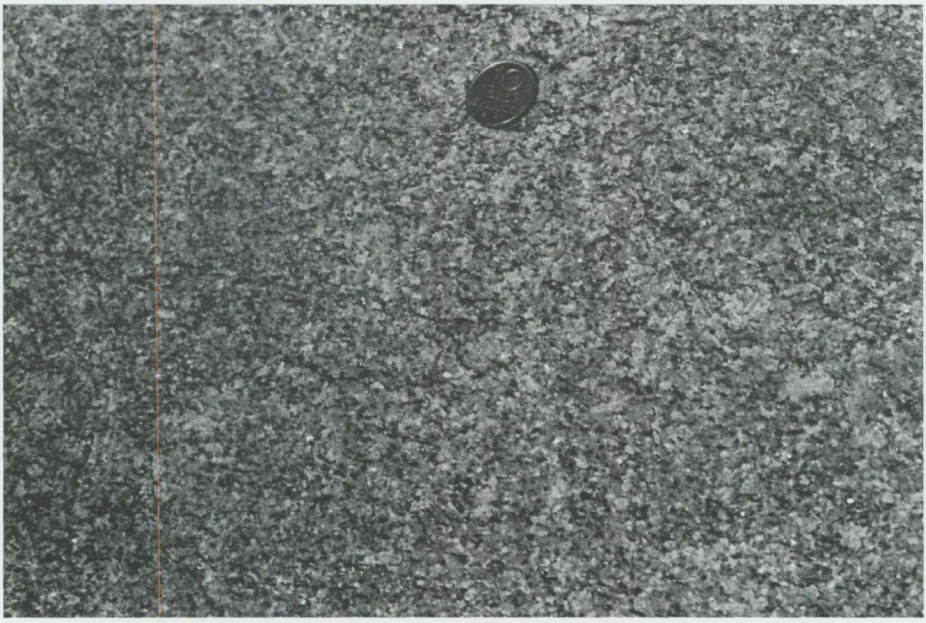


Fig. 51. Närbild av Sundstagranit. Lägg märke till att bergarten är finkornigare än Sandsjögraniten (jfr fig. 52, s. 138) och att den är svagt folierad. Myntets diameter är 15 mm (RN 661185/128270).

Close-up of the Sundsta granite. Note that the rock is more fine-grained than the Sandsjö granite (cf. Fig. 52, p. 138) and that it is weakly foliated. Coin diameter 15 mm (661185/128270).

liten variation. Analyser har publicerats av Persson & Hansen (1982) och har diskuterats i samband med behandlingen av Göstagranitens kemiska sammansättning (Lindh & Johansson 1995).

Cirka 1250 miljoner år gamla röda granitoider

Ett typiskt och väsentligt litologiskt inslag i södra delen av västligaste Värmland är förekomsten av stora massiv av medelkorniga röda gnejsgraniter utsträckta i den allmänna strykningsriktningen (jfr kartan och fig. 20, s. 53). Dessa massiv fortsätter på den norska sidan av gränsen i form av oregelbundet formade massiv av Rømskogsgranit. Rømskogsgraniten har med Rb-Sr-metoden daterats till 1277±20 miljoner år (Skjernaa & Pedersen 1982). Gränsen mellan de södra och norra delarna av västligaste Värmland har dragits så att alla de röda gnejsgraniterna ligger i den södra delen. Dessa bergarter är genomgående metamorfoserade och deformerade (jfr fig. 52). I undantagsfall förekommer till och med migmatitådror – dock endast mycket sparsamt. Bergarten är normalt starkt röd till färgen och har distinkta svarta fläckar i form av såväl biotit som hornblände. Lokalt kan bergarten bli lite gråare och finkornigare och

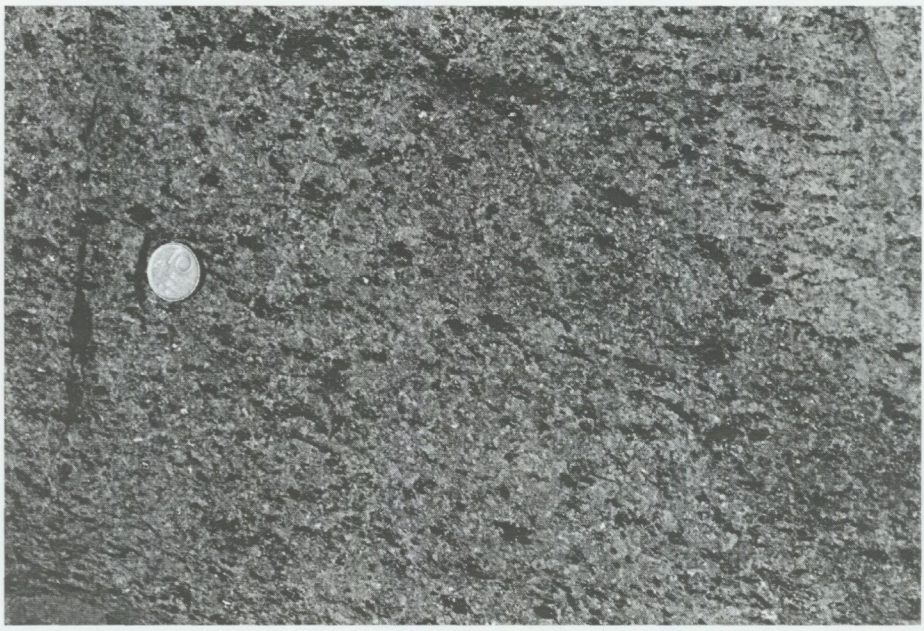


Fig. 52. Närbild av Sandsjögranit. Lägg märke till att andelen mörka mineral är högre och att kornstorleken är större än i Sundstagraniten (jfr fig. 51). Myntets diameter är 15 mm (RN 662255/128225).
Close-up of the Sandsjö granite. Note the higher contents of mafic minerals and the coarser texture compared to the Sundsta granite (cf. Fig. 51). Coin diameter 15 mm (662255/128225).

liknar då den äldre generationen med intrusionsåldrar kring 1560 miljoner år.

På den svenska sidan av riksgränsen finns en åldersdatering av Sandsjögraniten. Den erhållna åldern är en övre U-Pb-interceptålder på zirkoner: 1210+16/-14 – (1σ) miljoner år (provtagningslokal RN 661855/128415). Någon möjlighet att erhålla ålder med Rb-Sr-metodik fanns icke, enär man från de erhållna resultaten icke kunde definiera någon isokron (Welin m.fl. 1981). Inget av de andra massiven är daterade. De har endast på grund av litologiska likheter samlats till en granitgeneration.

Det har i samband med beskrivningen av bergarten framhållits att bland de ca 1250 miljoner år gamla graniterna finns två distinkt olika grupper (se s. 57). Detta har diskuterats av framför allt Holme (1988) och Lindh & Holme (1989). En av de graniter som Holme (1988) diskuterade särskilt ingående var Sandsjögraniten (fig. 20, s. 53). Denna granit skiljer sig från andra geokemiskt undersökta massiv därigenom att den innehåller, till synes inom samma intrusion, exempel på båda grupperna, såväl den typ som är anrikad på och den som är utarmad på högfältsjoner, dvs. högt laddade joner som ofta också är tämligen små. De båda granittyperna förekommer i geografiskt åtskilda delar av massivet (jfr fig. 53). Det har dock icke ens med facit i hand varit möjligt att påvisa någon generell förändring av bergarternas utseende. Ingen kontakt mellan två åldersmässigt olika graniter har kunnat påvisas. Detta kan bero på att övergångarna antingen inte är helt skarpa eller också på att blottningsgraden är låg och hällarna nästan genomgående är täckta med lavar.

De nu behandlade graniterna har markant påverkat sidoberget, vilket yttrar sig framför allt i en kraftig migmatitisering. Den migmatitiserade aureolen har utåt ingen skarp gräns utan sträcker sig upp till en kilometer från kontakten. Den mycket starka migmatitiseringen av denna region beror bl.a. på den stora ansamlingen av graniter av ungefär 1250 miljoner års ålder. Förutom migmatitådror förekommer även röda fältspatporfyroblaster i sidoberget, som normalt utgörs av Åmålsgranitoid. Denna påverkan kan vara så stark att det i dåligt blottade områden ibland kan vara svårt att definiera kontakten. Så är det till exempel svårt att säkert definiera en nordlig kontakt för det massiv som finns omedelbart norr om Högsjön (RN 6608/1286).

Den allra starkaste påverkan på sidoberget finner man inte oväntat i den enklav öster och nordöst om Årjäng, som är helt omsluten av den yngre graniten. Denna bergart har på kartan markerats som starkt migmatitiserade och inhomogena, finkorniga till fint medelkorniga gnejser. Inhomogeniteten består främst i en ganska riklig förekomst av amfibolitgångar. Detta i kombination med veckade kvarts-fältspatsliror ger bergarten ett nästan kaotiskt intryck. Ursprunget till denna bergartssekvens är inte känt – det kan vara metasediment men även en mycket starkt påverkad Åmålsgranitoid. Inne i denna kaotiska bergart finns en mycket starkt deformerad, ögonförande, grå till rödgrå gnejsgranit. Deformationen yttrar sig framför allt genom en för området typisk, mycket kraftig stänglighet. Frekvensen och storleken på ögonen växlar. Deformationen och en sannolik kontaktpåverkan gör att denna bergart är mycket svår att korrelera med någon av områdets övriga gnejsgraniter.

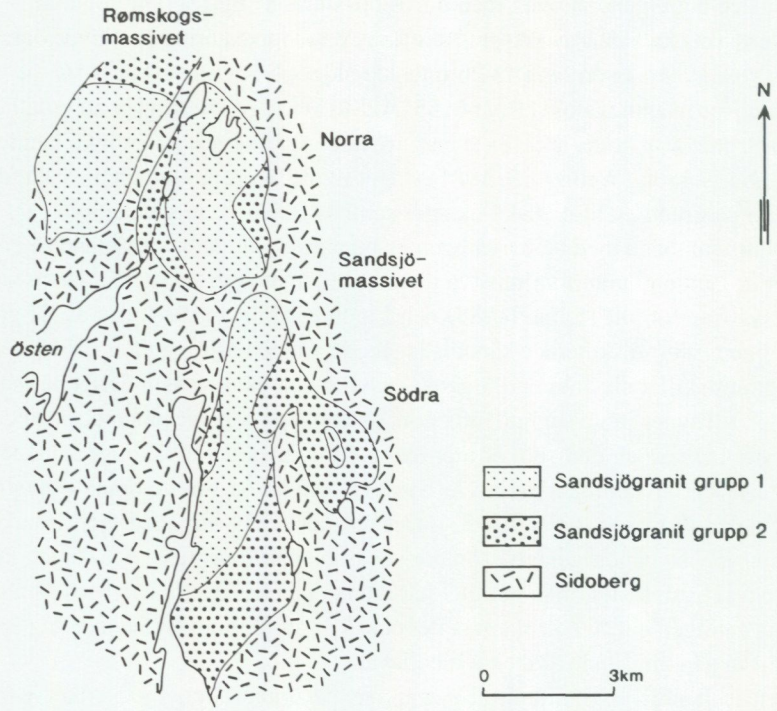


Fig. 53. Skiss över Sandsjögranitmassivet (samt delar av Rømskogsgranitmassivet.) Skissen visar uppdelningen av Sandsjögraniten i en central zon, som är differentierad och anrikad på högfältsjonelement (HFSE), och en yttre zon, som är rent granitisk och ej anrikad på HFSE (jfr Holme 1988).

Sketch map of the Sandsjön granite including parts of the Rømskog granite. The map shows the splitting of the Sandsjön granite into a central zone, which is a differentiated rock enriched in High Field Strength Elements (HFSE), and an outer zone which is strictly granitic and not enriched in HFSE (cf. Holme 1988).

Som framgår av kartan förekommer en mängd olika massiv av de röda graniterna. Dessa har fått egna namn: Juskogsgranit, Gryttomgranit, Högsgranit (se fig. 20, s. 53). Strax väster om det markerade massivet av Gryttomgranit finns ett åtta kilometer långt band av samma granit med en bredd växlande mellan något tiotal och något hundratal meter.

Amfibolitgångar är vanliga, dock icke lika vanliga som i de bandade gnejserna i öster. Amfibolitgångar förekommer även i stort antal i de ungefär 1250 miljoner år gamla granitoiderna. Det förtjänar att påpekas att i beskrivningen av områdena längst i öster framhölls att i dessa områden sannolikt finns en amfibolitgeneration som är äldre än Åmålsgranitoiderna. I de västligaste områdena finns det således en generation av amfibolitgångar mellan granitintrusionerna vid 1250 och 900 miljoner år. Dessa gångar är isoklinalt veckade. Detta kan ses i den stora vägskärningen vid väg E18

omedelbart norr om Järnsjön (RN 658900/129770). Amfiboliterna är oftast fint medelkorniga med plagioklas och hornblände som huvudmineral. Inga speciella undersökningar har gjorts av amfibolitgångarna, men det är sannolikt att i området som helhet finns mer än en generation av amfiboliter.

Endast en lamprofyrgång har lokaliserats i den sydvästligaste delen av Värmland. Denna har hittats några kilometer söder om V. Mörtnäs (RN 660930/129925). Det är en ungefär tre meter bred gång som står vertikalt och som stryker N70°V. Den innehåller tämligen rikligt med röda granitiska brottstycken som växlar i storlek från ungefär en till ungefär fem centimeter i diameter. Kontakterna är något finkornigare än resten av gången. Detta är en avkylningseffekt.

Blomskogsgranit

I den sydvästligaste delen av Värmlands län förekommer ett flertal massiv av Blomskogsgranit. Detta är en helt odeformerad granit med skarpa, överskärande kontakter. Bergarten är svagt rödgrå till färgen och i genomsnitt fint medelkornig (se fig. 54). Kornstorleksvariationer förekommer men är små. Graniten är osedvanligt homogen. Den förekommer i flera från varandra klart avgränsade massiv. I motsats till de äldre, ungefär 1250 miljoner år gamla gnejsgraniterna visar den ingen nämnvärd kontaktpåverkan av sitt sidoberg. Däremot bryter den upp detta, och kontakterna kännetecknas av stora mängder av brottstycken av sidoberget. Dessa brottstycken har förflyttats och roterats i magman, men de har sannolikt icke flyttats särskilt långt. Massiven av granit och pegmatit längst i väster ligger nära och delvis över kontakten mellan Åmålsgranitoiderna i öster och Stora Le–Marstrandsgruppens bergarter i väster. I det stora pegmatitmassivet norr om Lennartsfors (RN 6585/1278) finns längst i väster sedimentgnejsinneslutningar och i öster endast granitoidinneslutningar. Utanför de egentliga granitmassiven förekommer mycket stora mängder av granit- och pegmatitgångar. Pegmatitgångar finns även i själva graniten. Gångarna visar ofta övergångar från granit mot granitisk pegmatit och ren pegmatit (jfr fig. 55).

Kemiskt är bergarten en typisk granit. Någon egentlig variation i huvudelementsammansättningen har icke påvisats (Lindh 1977). Endast fåtaliga spårelementdata föreligger från denna granit. Den brukar jämställas med den betydligt större Bohusgraniten i Bohuslän samt Iddefjords- och Ørjegraniterna på den norska sidan. Bergarten är sannolikt relativt grunt intruderad. Detta framgår av att i graniten på sina ställen finns små hålrum, där tämligen välformade bergkristaller vuxit. Sådana har påträffats även i pegmatiterna, där hålrummen varit större. Bland de mer uppseendeväckande mineral som uppträder i Blomskogsgraniten och dess pegmatiter är molybdenglans och granat. Båda mineralen finns företrädesvis i pegmatiten. Ofta är granaterna ganska små, men ibland blir de upp till flera millimeter i diameter. Det är inte frågan om xenokrister, som har plockats upp av magman, eftersom granaternas kemiska sammansättning är helt annorlunda än alla andra kända västvärmländska gra-



Fig. 54. Småkornig Blomskogsgranit. Myntets diameter är 15 mm (RN 658990/128895).
Fine medium-grained Blomskog granite. Coin diameter 15 mm (658990/128895).

naters (Wedding 1989). I pegmatiterna finns även uranförande mineral. En Blomskogspegmatit vid Nilsby öster om Mellanfryken (s. 61 och Lundegårdh 1995, s. 121) har t.o.m. daterats medelst U-Pb-metoden tillämpad på uranmineral (Welin & Blomqvist 1964), vilket är en nu icke längre använd dateringsmetod.

Pegmatiter uppträder i en vid aureol runt graniterna men även i form av gångar som skär graniterna. Antalet pegmatitgångar i granitmassivens kärnor är dock ganska obetydligt. Det vatten som funnits i magman koncentrerades mot slutet av kristallisationen. Då urskiljdes det som en fluid fas. Den fluida fasen är nödvändig för pegmatiternas bildning och koncentreras normalt till massivens ytterområden. Den är mobil och har nått ut till stora avstånd från själva Blomskogsgraniten. Pegmatit förekommer i alla riktningar och gångarna skär ofta varandra.

Det har visat sig vara problematiskt att bestämma till vilken åldersgrupp de påträffade pegmatiterna hör. De flesta är dock sannolikt förknippade med Blomskogsgraniterna, men en mindre och okänd andel hör samman med de äldre, ca 1250 miljoner år gamla, förgnejsade graniterna. Den grovkorniga pegmatiten har inte deformerats lika lätt som de finkornigare bergarterna i omgivningen. Ibland kan man se en tydlig deformation av pegmatiter, som icke ligger i direkt anslutning till någon av de stora deformationszonerna. Dessa pegmatiter tillhör med stor sannolikhet den äldre generationen. Studier av kontakterna mellan pegmatit och sidoberg ger en möjlighet

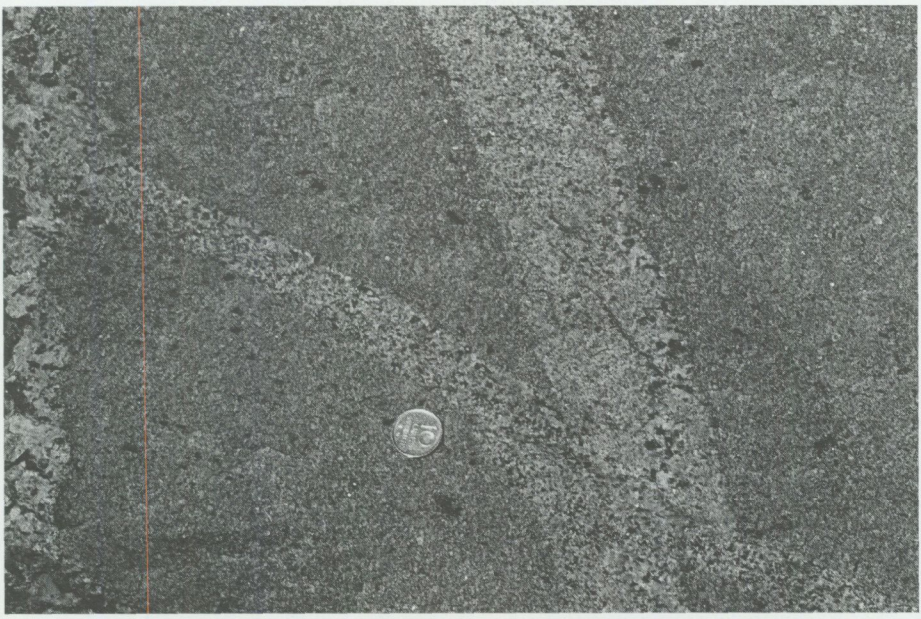


Fig. 55. Närbild av små pegmatitgångar som skär varandra och den porfyriska hybridbergarten vid Ögården sydöst om Töcksfors. Myntets diameter är 15 mm (RN 660165/127775).

Close-up of small dykes of pegmatite cutting each other and the porphyritic hybrid rock found at Ögården, southeast of Töcksfors. Coin diameter 15 mm (660165/127775).

att bestämma till vilken grupp pegmatiten hör. Blomskogspegmatiterna skär alltid rakt över alla strukturer, medan sidobergets foliation smiter runt mindre oregelbundenheter i kontakterna mot de äldre pegmatiterna. Det kan t.ex. vara frågan om kristaller som sticker ut från pegmatiten. Vid noggranna iakttagelser är det då också ofta möjligt att se att pegmatitmineralen har en mycket svag men dock skönjbar tillplattning och parallellorientering. Gångar av Blomskogspegmatiter går mycket ofta graduellt över i skriftgraniter och i typiska Blomskogsgraniter i gångens längsriktning. Det förekommer ofta även i smågångar att pegmatitisk och granitisk facies omväxlar tämligen oregelbundet.

Det är mycket osäkert till vilken generation en del av de större pegmatitmassiven hör. Den stora pegmatitkroppen (RN 6585/1278) norr om Lennartsfors tillhör sannolikt Blomskogsepoken, medan den mindre kroppen vid Källtegen (RN 658005/128805) sannolikt tillhör den äldre generationen.

I pegmatiter som tillhör Blomskogsperioden har granat iakttagits relativt ofta. Däremot har granater aldrig iakttagits i pegmatiter, som tillhör den äldre generationen. Detsamma gäller muskovit, även om muskovit lättare kan uppträda som sekundärt mineral vid en lokal hydrotermal omvandling. Molybdenglans är ett mineral som uppträder i Blomskogspegmatiter men så vitt är känt icke i de äldre pegmatiterna. Dessa

iakttagelser är väsentliga vid försök till gruppering av de pegmatiter, som har dragits in i den mycket sena deformationen i "Dalsland Boundary Fault," en skjuvzon som kan följas från Lillehammer i Norge mot Sverige och passerar riksgränsen några kilometer norr om riksväg E18. Denna zon kan studeras i några stora skärningar vid E18 (RN 66035/12715). Pegmatiter är indragna i denna skjuvzon. Vissa av dem är markant granatförande och kan således på goda grunder misstänkas för att vara Blomskogspegmatiter. Om detta är riktigt innebär det att en stor del av rörelserna i "Dalsland Boundary Fault" skedde mycket sent under den geologiska utvecklingen.

Övriga bergarter

I sydvästligaste Värmland förekommer några "udda" bergarter. I en vägskärning vid E18 strax öster om Töcksfors (RN 660415/127775) finns en smal gång av en porfyrisk bergart. "Gången" – om det är en gång – försvinner redan efter någon meter under moräntäcket. Dess fortsättning har inte kunnat lokaliseras. Bergarten är grå till färgen och har millimeterstora, något deformerade fenokrister av plagioklas. Med fenokrist menar man ett mineral som har kristalliserat långsammare än grundmassans mineral, t.ex. beroende på att de har kristalliserat i en magmakammare, medan grundmassan kristalliserat snabbare i en kallare omgivning. Denna porfyr har säkert icke kristalliserat vid jordytan. Grundmassan är finkornig och består huvudsakligen av plagioklas, kvarts och biotit samt små mängder av mikroklin. Biotithalten i grundmassan är tämligen hög och ger bergarten en tämligen mörkt grå färg. Till skillnad från sin omgivning verkar den inte vara deformerad. Fenokristplagioklaserna är omvandlade, framför allt i sina centrala delar. Bergartens ålder är icke känd. Den bör dock ha kommit till tämligen sent under den geologiska utvecklingen.

Vid Ögården i Töcksmarks församling (RN 660165/127775) förekommer strax norr om ett massiv av Blomskogsgranit en märklig häll. Huvudberggrunden består av normal, något folierad Åmålsgranitoid. Yngre än denna är en ganska finkornig, något fenokristförande, svagt violettgrå bergart. Denna kan vara någon form av hybridbergart. Under karteringsarbetet har den icke påträffats någon annanstans i länet. Yngsta intrusionerna är typisk Blomskogsgranit och Blomskogspegmatit. Pegmatiten ser märkligt nog ut att vara veckad på ett ställe i hällen (se fig. 56).

En annan typ av porfyrisk bergart finns omedelbart norr om Källtegen i Blomskogs församling (RN 658120/128795). Den är blekt rödlätt till färgen och liknar närmast en mycket finkornig och något ojämnkornig Blomskogsgranit. Den för sparsamt biotit som enda mörka mineral. Denna bergart bildar inneslutningar i kontaktzonen av en Blomskogsgranit. Den har rundade, nästan sfäriska små fenokrister bestående av kvarts samt därtill fenokrister av plagioklas. En del av de senare har tenderat att utbilda euhedrala former. Plagioklasfenokristerna är markant sericitomvandlade. T.o.m. små flak av muskovit finns. Detta är icke ovanligt i Blomskogsgraniten. Grundmassan är icke extremt finkornig utan de enskilda mineralkornen är till stor del urskiljbara för

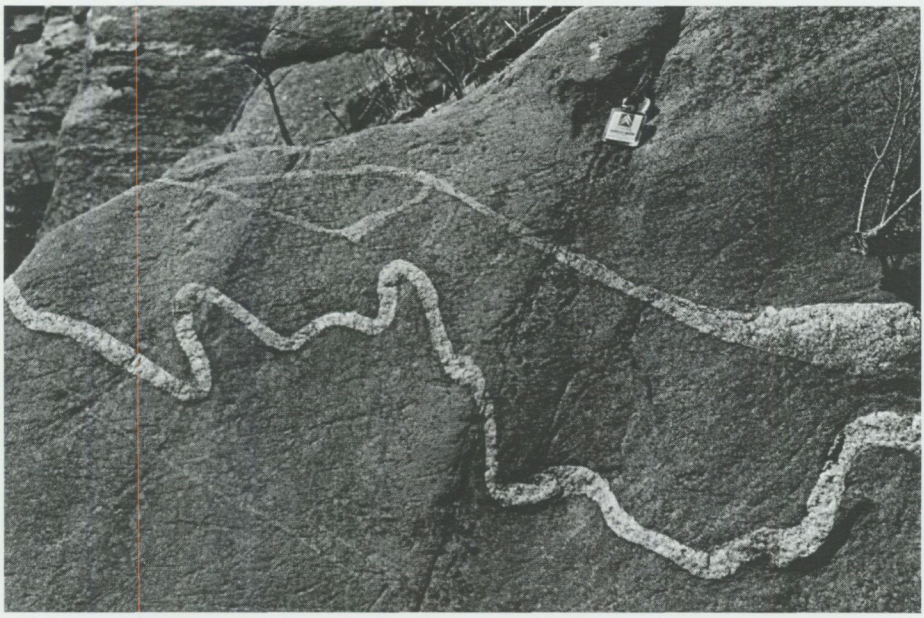


Fig. 56. Veckade pegmatitgångar, tolkade som Blomskogspegmatiter. Detta är det enda kända exemplet där sådana gångar skulle ha veckats. Nyckelbrickans kant är 39 mm lång. (RN 660165/127775).

Folded pegmatite dykes assumed to belong to the Blomskog granite generation. This is the only known locality where such pegmatites should have been folded. Edge of key badge 39 mm (660165/127775).

blotta ögat. Denna bergart är genetiskt sannolikt mycket nära knuten till Blomskogsgraniten och utgör förmodligen en tidig, ytligt bildad form av graniten. Det är vidare sannolikt att de andra mer eller mindre porfyriska bergarterna även de har ett genetiskt samband med Blomskogsgraniterna. De förekommer genomgående antingen i utkanten av eller strax utanför granitmassiven. Det är också sannolikt att vid en tätare kartering och vid en högre blottningsgrad betydligt fler likartade bergarter skulle ha kunnat lokaliseras.

Vid Dalslandsgränsen finns vid väg 172 (Uddevalla–Bengtsfors–Årjäng–Arvika) en överskjuten liten rest av en arkosisk bergart som sannolikt tillhör Dalgruppens sediment. Dessa ligger åldersmässigt mellan de ungefär 1250 miljoner år gamla graniterna och Blomskogsgraniterna.

Mellan Västra Silen och Järnsjön samt söder om Järnsjön och vidare mot östnordöst finns två tunna mylonitzoner, som utgör de nordliga begränsningarna av två bergartspaket som skjutits ut över Värmlands berggrund från söder. Mellan mylonitzonerna överväger suprakrustala bergarter. Dessa består av metasediment och röda till gråröda förmodade metavulkaniter. Metasedimenten består framför allt av glimmerkvartsiter. På grund av den mycket starka deformationen inom området är proportionerna

mellan metavulkanit och metasediment oklara. En ledhorisont utgörs av ett kalkigt lager. Detta kan närmast betraktas som en märgelsten. Förekomsten av märgel utgör ett entydigt bevis för att metasediment förekommer i detta starkt deformerade bergartspaket. Mäktigheten av märgeln varierar men är liten. Skiktet av märgelsten ligger tämligen flackt. På Korpeberget (RN 65823/12942) råkar detta sammanfalla med dagens erosionsyta, vilket medför att man får en skenbar utvidgning av märgelstenens omfång. En likartad märgelsten har även hittats i vattenbrynet på Gårdsnäshalvön (RN 657675/128910) vid Västra Silens västra strand. Uppåt följs märgelstenen av en finkornig till tät, brunröd arkosisk bergart. Dessa suprakrustalbergarter förs på grund av litologiska likheter till Åmålgruppen. Följaktligen kan det ifrågasättas om det sediment, som påträffats där väg 172 passerar länsgränsen, verkligen tillhör Dalgruppen och inte den äldre Åmålgruppen. Vi vet inte riktigt hur många överskjutningsplan som finns och hur dessa är relaterade till varandra. En orsak till detta är den dåliga blottningsgraden och en annan karteringens översiktliga karaktär.

Söder om den södra av de i föregående stycke nämnda mylonitzonerna och således tektonostratigrafiskt över metasuprakrustalbergarterna ligger en ögonförande, starkt stänglig granit. Bergartens fältspatögon har pressats ut till stänglar. Dess ålder är okänd. I och med att kontakten är klart tektonisk och hela bergartspaketet uppskjutet på den suprakrustala berggrunden finns icke ens en teoretisk möjlighet att inom länets gränser avgöra åldersskillnaderna. Det är heller icke möjligt att genom någon form av litologisk likhet korrelera den med andra i Värmland kända bergarter. Sannolikt finns det möjligheter att i Dalsland följa ut berggrunden till mindre deformerade områden. På länskartan har bergarten lagts med en beteckning, som antyder att den åldersmässigt skulle kunna motsvara de ca 1560 miljoner år gamla Gösta- och Sundstagraniterna. Det faktiska underlaget för en sådan korrelation saknas dock. Det är bättre att betrakta ögongraniten som ett främmande element i berggrunden. Denna ögongranit är genomsatt av en ungefär i nord–syd förlöpande dextral förkastning med ett förskjutningsbelopp uppgående till en knapp kilometer. Vidare förekommer inom granitmassivet även något av en förmodad metavulkanit. Området är dock dåligt blottat, varför inga kontakter har kunnat iakttagas. Det är därför omöjligt att bedöma relationerna mellan denna vulkanit och graniten – "vulkaniten" kan t.o.m. vara blott en feltolkning och finkornigheten i så fall helt betingad av deformationen.

Öster om denna ögonförande granit kommer en likaledes gråröd till rödgrå gnejsgranit. Även denna är starkt deformerad men till skillnad från den västligare typen mer jämnkornig. Också i detta fall finns inga egentliga hållpunkter, då det gäller att försöka korrelera bergarten med andra i Värmland kända graniter.

Förflyttar vi oss ytterligare mot öster finner vi en grå till rödgrå gnejsgranit. Bergarten är fint medelkornig till medelkornig. Fältspaten är kraftigt omkristalliserad till små linser eller ådror. Den slås igenom av gångar av en röd till gråröd gnejsgranit. Den grå gnejsgraniten förekommer även som fragment i gångbergarten. Ögonförande varianter av den rödgrå gnejsgraniten förekommer. Denna finns även som inneslutningar

i en då uppenbarligen yngre röd ögongranit, som i sin tur är genomslagen av finkorniga röda gångar. Dessa kan höra samman med en större kropp av en finkornig till fint medelkornig, röd till gråröd bergart som finns öster om Vassjön (RN 6576/12977). Sambandet mellan dessa bergarter och de "normala" bergarterna i Värmland är inte klarlagt. De tillhör samma stortektoniska enheter men är annorlunda utbildade. De har dessutom blivit starkt deformerade på grund av den mot norr riktade överskjutningen. När denna överskjutning har ägt rum är oklart. På kartan har den gråare varianten markerats som om den vore en normal Åmålsgranitoid. Detta har gjorts eftersom vi inte känner till några andra grå gnejsgraniter inom området. Även detta måste dock betraktas som en osäker korrelation.

Tektonik

Det mest framträdande tektoniska draget i den sydvästligaste delen av Värmlands län är den markanta skjuvzon, som löper intill och nästan parallellt med den i ungefär nord–syd löpande delen av riksgränsen. Mot norr försvinner zonen in i Norge omedelbart väster om sjön Övre Hurr (RN 66134/12680) och mot söder går den i Foxen ut i Vängsviken (RN 65958/12737). Därefter är fortsättningen mer osäker. Antingen fortsätter den i Foxen och Stora Le eller också återfinner man dess fortsättning i en mindre störningszon som är blottad vid kanalen i Lennartsfors (RN 65840/12778). Dess vidare förlopp mot söder skulle i så fall återfinnas i Lelången och vidare i den markerade spricka, som går ut vid gården Rönningen (RN 657700/127750). Topografiskt utgör zonen en spricka som dock icke sammanfaller med zonen utan löper omedelbart öster om denna. I denna spricka finner vi bl.a. Hurrsjöarna. Trots att zonen som sådan ur geologisk synpunkt är avsevärt mindre väsentlig än Mylonitzonen, framträder den tydligare än denna på t.ex. Landsatbilder (jfr Lindh 1980).

Zonens ålder sammanfaller förmodligen i tiden nära med intrusionen av Blomskogsgraniterna. De fälttolkningar som har gjorts tyder på att det finns Blomskogspegmatiter som har dragits in i deformationen (se s. 143), men att det även finns sådana pegmatiter som är yngre än åtminstone den lokala utbildningen av skjuvzonen. Det finns inga uppgifter om under hur lång tid skjuvzonen var aktiv eller hur länge den magmatiska verksamhet varade, som är knuten till Blomskogsgraniterna.

Zonen kännetecknas av en plastisk mylonitisk deformation som har pressat ut framför allt kvartskorn till plattor och medfört en allmän kornstorleksförminskning. Fältspat och hornblände har mekaniskt brutits sönder och rekristalliserat. I samband med de tektoniska processerna har även en viss hydrering av berggrunden skett, vilket har lett till nybildning av framför allt ljus glimmer (muskovit, eventuellt med förhöjda Mg-halter: celadonitkomponent – detta har dock icke specifikt undersökts för denna zon). Zonen kan studeras i färska (1992) vägsprängningar längs E18s nya sträckning från Töcksfors till norska gränsen.

Det finns ingen anledning till förmodan att berggrunden på ena sidan av zonen

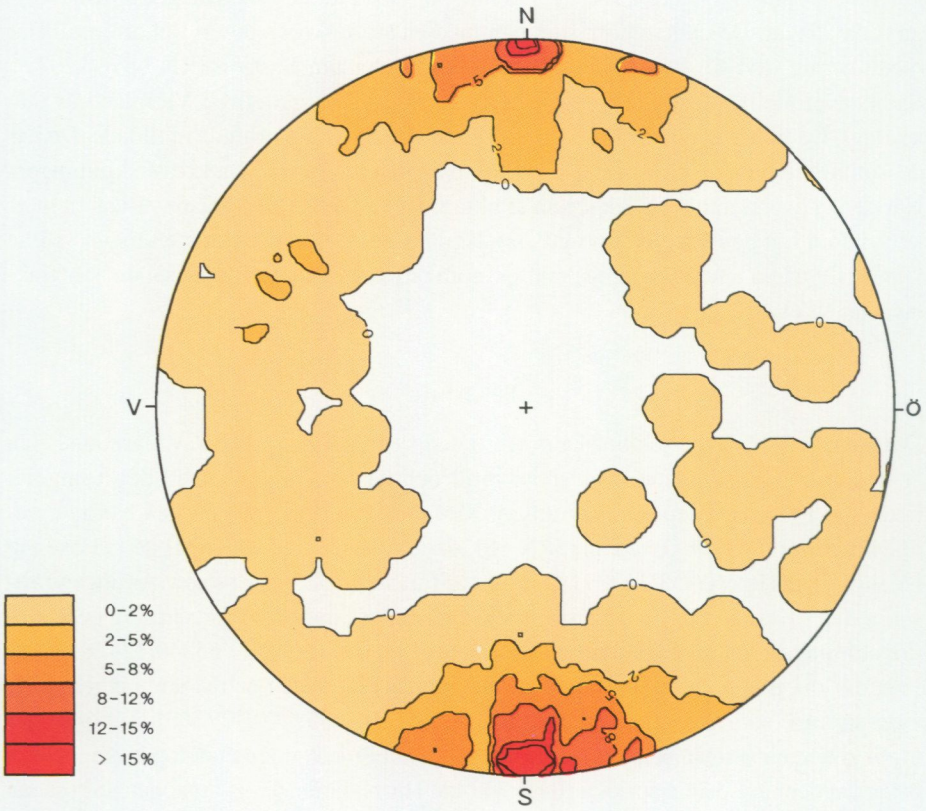


Fig. 57. Linjära strukturer från den södra delen av västligaste Värmland plottade på den nedre hemisfären (399 mätningar). Lineationerna är nästan genomgående flacka och har en utpräglad dominerande nord–sydlig riktning. Bland de icke nord–sydliga riktningarna överväger västliga riktningar över östliga.

Linear structures from the southern part of Westernmost Värmland plotted on the lower hemisphere (399 measurements). The linear structures are almost invariably flat and strongly dominated by north–south directions. Among the few other lineations, directions plunging towards the west dominate over those plunging towards the east.

skulle ha ett annat ursprung än berggrunden på andra sidan. Förekomsten av sediment tillhörande Stora Le–Marstrandsgruppen tillsammans med granitoider tolkade som Åmålsgranitoider på bägge sidor om zonen talar mot ett sådant förmodande. Sannolikt är det frågan om en mer lokalt och sent utbildad skjuvzon som mycket eventuellt kan ha ett genetiskt samband med den magmatiska verksamhet, vilken givit upphov till Blomskogsgraniterna.

Topografiskt kännetecknas området av smala sprickdalar. Många av dessa är fyllda med sjöar (Stora Le–Foxen, Lelången, Töck–Östensystemet, Blomsjöarna, Västra Silen etc.). Dessa sprickdalar har inte påverkat berggrunden nämnvärt och det är oklart

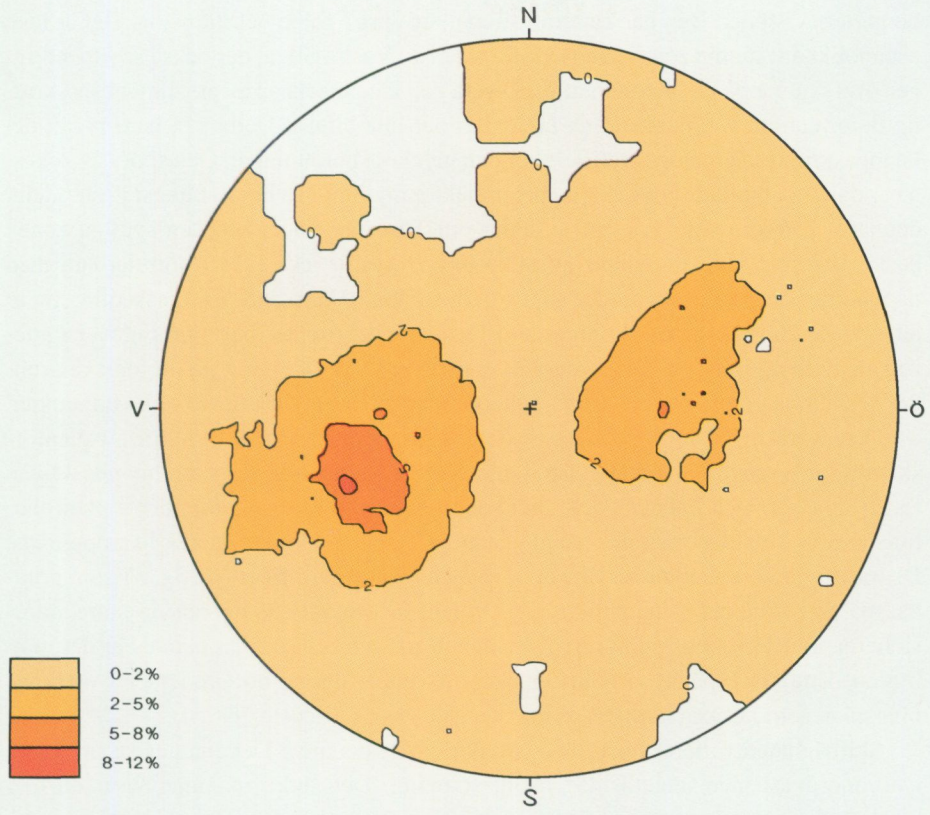


Fig. 58. π-diagram avseende uppmätta poler till foliationsplan från den södra delen av västligaste Värmland (967 mätningar). Polerna sprider kraftigt kring en gördelfördelning med två svaga maxima – N20V, 45Ö, och N-S, 30V. Egenvärdena är 0,55, 0,35 och 0,10. Plottat på nedre hemisfären. Egenvärden förklaras i texten till fig. 26, s. 68.

π-diagram for poles of measured foliation planes from the southern part of Westernmost Värmland (967 measurements plotted on the lower hemisphere). The poles are scattered around a girdle with two weak maxima, N20W, 45E, and N-S, 30W, respectively. The eigenvalues (see Fig. 26, p. 68) are 0.55, 0.35 and 0.10.

när de har bildats. De är med säkerhet mycket sena företeelser. (Jfr fig. 45 i Lundegårdh 1995, s. 167.) Under karteringen har icke iakttagits den typ av breccieringar som finns dokumenterad på flera ställen i norra delen av västligaste Värmland. Däremot har vid förkastningen öster om Harnäsgruvan (fig. 45 i Lundegårdh 1995) avtäckts en kvartsläkt breccia (färgbild 30, sid. 391).

I områdets sydöstra del finns, som redan tidigare har antytts, en markant överskjutningszon. Denna överskjutning har skett från söder mot norr. Överskjutningsbeloppet är icke känt. Karteringen har givit vid handen att detta paket består av två huvudzoner.

Den norra av dessa utgör gräns mellan Gryttomgraniten i norr och de suprakrustala bergarterna i söder. Den har karterats ut mellan Västra Silen och Järnsjön. Det är icke osannolikt att samma zon finns på västra sidan av Västra Silen, där också sediment ligger överskjutna på en likartad granit. Denna zon kännetecknas av en allmänt sett kraftig deformation. Några egentliga myloniter har inte hittats. Detta kan bero på att det knappast finns någon topografisk relief och mycket få blottningar. Den södra av zonerna är däremot blottad som en flera meter mäktig mylonit i en brant. Längst i öster delar denna(?) zon upp sig i två grenar söder om Järnsjön. Söder om den sydliga zonen består berggrunden av graniter av olika typ. Dessa är icke säkert korrelerbara med någon eller några av de graniter som i övrigt finns i Värmland. En orsak till detta är att egentligen inga undersökningar av ifrågavarande graniter har gjorts utöver karteringen av deras omfång. Det är dessutom mycket svårt att endast på litologiska grunder bestämma graniter eftersom helt likartade graniter kan uppstå vid olika tidpunkter.

Den östra delen av sydvästligaste Värmland kännetecknas förutom av planförskiffring även av en utpräglad stänglighet. I norr stupar stängligheten huvudsakligen flackt mot norr och i söder flackt mot söder. I den västra delen dominerar planfoliationer, och förhållandevis få stängligheter och andra linjärstrukturer har uppmätts. Dessa är mindre regelbundna till sin riktning än vad de är i öster (jfr fig. 57 som grundas på 399 uppmätta linjärstrukturer). Vidare är området söder om de stora intrusionerna av Blomskogsgranit utpräglat stängligt. Som tidigare har nämnts är det möjligt att detta beror på att vi befinner oss strax under det nu borteroderade överskjutningsplan som lätt kan karteras fram öster om Västra Silen.

Skiffrigheten varierar men visar två utpräglade maxima. Det ena ger en strykning i nordnordväst med ungefär 45° östlig stupning. Det andra maximet visar en mer nord–sydlig strykning med en svag övervikt mot öster (fig. 58). Dessa foliationer stupar normalt mot väster och är något flackare än de förut nämnda. Storstrukturen skulle kunna uppfattas som en synklinalstruktur med synklinalaxeln i det lineament som skapas av bl.a. Blomsjöarna och sjön Töck. Det är dock icke klarlagt om dessa foliationer verkligen har denna association till varandra. Om så vore fallet, skulle man kunna uppfatta de starkt inhomogena och migmatitiserade, fin- till medelkorniga gnejserna i den östra skänkeln som en direkt motsvarighet till den västra skänkelns odiskutabla Stora Le–Marstrandssediment.

En zon mellan Rømskogsgraniten i norr och Juskogsgraniten i söder är mycket starkt deformerad. Deformationen som den framgår av foliationerna avviker från den för området normala. Den är nordöstlig med varierande stupningar. Stupningarna är i många fall svårmätta och därför har endast ett fåtal mätningar rapporterats. En del av dessa är ganska branta. I fig. 58 utgörs det tredje mindre utpräglade och mycket dåligt definierade maximet bl.a. av mätningar från detta område. Orsaken till att berggrunden blivit mycket starkt deformerad i detta område är inte klarlagd. En sannolik förklaring kan vara att de båda yngre fältspatrika graniterna utgjort motståndskraftiga (kompetenta) block och att deformationen har koncentrerats i det mer lättdeformerade

området mellan dem.

Även om foliationer och lineationer inom området är förhållandevis regelbundna finns oregelbundenheter i delområden. Sådana områden förekommer inom den av Blomskogsgranit dominerade regionen. Orsaken till detta är icke klarlagd eftersom Blomskogsgraniterna har intruderat efter foliationens bildning och tydligt skär över denna. Det är givetvis möjligt att en viss senare påprägling av de äldre strukturerna skedde i samband med intrusionen av dessa unga graniter. Det skall dock påpekas att de xenoliter av sidoberg som finns i Blomskogsgraniterna inte visar någon orienteringseffekt. Längst i sydväst finns också en viss oregelbundenhet i form av veckbildningar i Stora Le–Marstrandsgruppens sediment. Lägg också märke till "brottet" i kontaktlinjen då man försöker följa denna sedimentgrupp från den östra mot den västra stranden av Stora Le. Det är icke osannolikt att en förkastning med ett sidoförskjutningsbelopp uppgående till någon kilometer finns i Stora Le. Avsaknaden av blottningar gör att denna hypotes icke kan testas nu.

Mylonitzonen

Mylonitzonen utgör en egen bergartsprovins förutom att den samtidigt bildar en gräns mellan västra och mellersta Värmlands berggrund. Med mylonit menas en bergart, som är mycket starkt plastiskt deformerad. Det är alltså inte fråga om en bergart som mekaniskt malts till mjöl. Kännetecknande för myloniter är att de är mycket finkorniga och utpräglat folierade. Foliationen betingas av glimmer- och kloritflak som ligger strikt inordnade i en planstruktur men också av att framför allt kvartskornen är utdragna till plattor. Under deformationsförloppet deformeras den kristallina strukturen i mineralen – det bildas dislokationer i stort antal. En dislokation är ett brott i mineralets atomära struktur. Dessa dislokationer samlas till "dislokationsväggar". Detta i sin tur medför att kornen kommer att delas upp i sins emellan något olika orienterade subkorn. Allt eftersom dessa på grund av deformationen kommer att rotera mer eller mindre oberoende av varandra övergår subkornen till att bli helt självständiga korn. På detta sätt minskas kornstorleken radikalt. Fältspatkorn kan icke deformeras plastiskt på samma sätt som kvartskorn. De kommer därför att bli kvar som större korn, så kallade porfyroklaster. Dock kommer de att deformeras och sönderdelas samt kristallisera på nytt. Detta innebär att förutom de större porfyroklasterna kommer det att finnas en mängd nybildade små fältspatkorn. Förutom deformation brukar i en mylonitisk deformationsfas också en volatil fas medverka. Den viktigaste komponenten i denna fas är vatten. Vattnet har dock hög temperatur och är överkritiskt. Dess egenskaper skiljer sig då radikalt från rumstempererat vatten. Bland annat är lösligheten av många joner och jonkomplex förhållandevis hög i denna fluida fas. Detta medför att hydrerade mineral, framför allt ljus glimmer och klorit, nykristalliserar, men även att sammansättningen av bergarten kan ändras radikalt. Det finns exempel från den värmländska Mylonitzonen, där till slut endast ljus glimmer och

kvarts återstår av bergarten. Alla övriga mineral har försvunnit. Ett typiskt drag hos många myloniter är att de är bandade. Banden består av basiter, kvartsränder, glimmerskölar etc. De senare är upp till två millimeter breda, kvartsränderna något bredare och basiterna i extremfall ett par centimeter i bredd. Dessutom förekommer band av mer "normala" bergarter uppgående till kanske någon decimeter. Det mesta av denna bandning är ett resultat av hydrotermal omvandling och omflyttning av kemiska komponenter samt deformation av mineralkorn med olika deformationsegenskaper.

Hela Mylonitzonen består inte av myloniter. Den starkast deformerade delen finner man längs den sydvästra kanten. En annan starkt deformerad zon finns längs nordöstra kanten. Mylonitzonen är i Sverige bredast vid den norska gränsen. Den smalnar successivt mot sydöst. Detta innebär att det mindre starkt deformerade området smalnar för att till slut nästan helt försvinna. Vid Norsälvens utlopp ur Nedre Fryken försvinner den kontinuerliga Mylonitzonen. Det är icke omöjligt att den finns dåligt blottad i ett område längre mot öster. Därefter dyker den åter upp men nu som en mycket smal zon som åtminstone ställvis endast är starkt hydrotermalt omvandlad och svagare plastiskt deformerad. Typiskt för denna del av zonen är också en mekanisk sönderbrytning – en mikrobrecciering. På Värmlandsnäs återkommer därefter Mylonitzonen med en karaktär mer lik den i de norra delarna. Mylonitzonens östkant är icke blottad på Värmlandsnäs utan ligger dold i Vänern. I den fortsatta beskrivningen av Mylonitzonen kommer först den södra – söder om Nedre Frykens sydspets – och därefter den norra delen att behandlas.

Södra delen av Mylonitzonen

Från Staviken (RN 6564/1349) och söderut intas Värmlandsnäs öststrand av Mylonitzonen. Norr därom finner man Mylonitzonen på ett par uddar som sticker ut i Vänern: Mässviksnäset (RN 6569/1348), Getgarsudde (RN 6575/1349) och Risnäsudde (RN 6577/1349). I övrigt döljs den helt av vatten. I norr (trakten av Staviks fyr) verkar den mylonitiska deformationen börja mycket abrupt. På ett avstånd av ungefär en kilometer väster om Mylonitzonen (som den är angiven kartan) finns ingen möjlighet att makroskopiskt spåra en förhöjning av berggrundens deformationsgrad. Vid ett avstånd av ca 500 m från mylonitzonsgränsen börjar en viss korngranulering att uppträda. Därefter sker övergången till mycket starkt deformerad mylonit snabbt (se fig. 59). Själva övergången har aldrig iakttagits utan antingen är myloniten fullt utbildad eller också kan endast en viss korngranulering iakttagas.

Söder om Ölserud (RN 6547/1346) grenar Mylonitzonen upp sig. Huvudzonen fortsätter i liten vinkel mot Värmlandsnäs öststrand. Från denna zon går två separata grenar ut. En av dessa går i sydsydvästlig riktning och når Värmlandsnäs väststrand vid den markerade viken (RN 65375/13455) norr om Flåvik. Den andra grenen återfinns vid Millesviks kyrka (RN 654180/134545). På grund av frånvaron av blottningar i och kring Degelmossen (RN 6544/1349) är det oklart hur dessa mer västliga gre-



Fig. 59. Amfibolitbandad mylonit på Värmlandsnäs (RN 655700/135105). Foliationen faller medelbrant mot väster och vindlar något. Små sidoförkastningar finns, bl.a. syns en omedelbart ovanför objektivlocket. Objektivlockets diameter är 52 mm.

Amphibolite-banded mylonite on the Värmlandsnäs peninsula (655700/135105). The foliation varies somewhat but dips invariably towards the west. Small thrusts can be seen – there is one just above the objective cap. Diameter of cap 52 mm.

nar förhåller sig till huvudzonen. Båda de västliga zonerna är smala. Deras utgående bredd understiger en kilometer. Huvudzonen blir mot söder successivt bredare. I det sydligaste området finns i de centrala delarna bergarter, som är avsevärt mindre deformerade än vad kantområdena av zonen är. Detta är annars typiskt för den norra delen av Mylonitzonen (se s. 163). Typiskt är också att den zon av granulerad berggrund som i norr (trakterna av Staviks fyr) är smal – endast några hundra meter bred – i området söder om Ölserud ökar i omfattning och blir som mest ett par kilometer bred. Längs Mylonitzonen löper ett tunt band av ögongnejs. Bredden av detta uppgår oftast till mindre än 400 m. I norr vidgar det sig något, vilket kan bero på en veckomböjning. Detta band är icke helt parallellt med zonen utan har i söder blivit indraget i mylonitiseringsprocesserna. Ögonen som i norr är rundade eller elliptiska har därvid blivit starkt utdragna. I Mylonitzonens östra del finns en annan ögongnejs. Ögonen är här avsevärt mindre än i den västra delen. Ursprunget till denna ögongnejs är oklart. Det kan dock vara frestande att jämställa den med de mylonitiserade ögonförande graniter, som förekommer i stor mängd i Mylonitzonens nordliga delar (s. 166). Denna bergart skulle i så fall tillhöra mellersta Värmlands berggrund. Detta går dock inte att bevisa, eftersom Vänern omöjliggör alla vidare observationer längre österut. Den

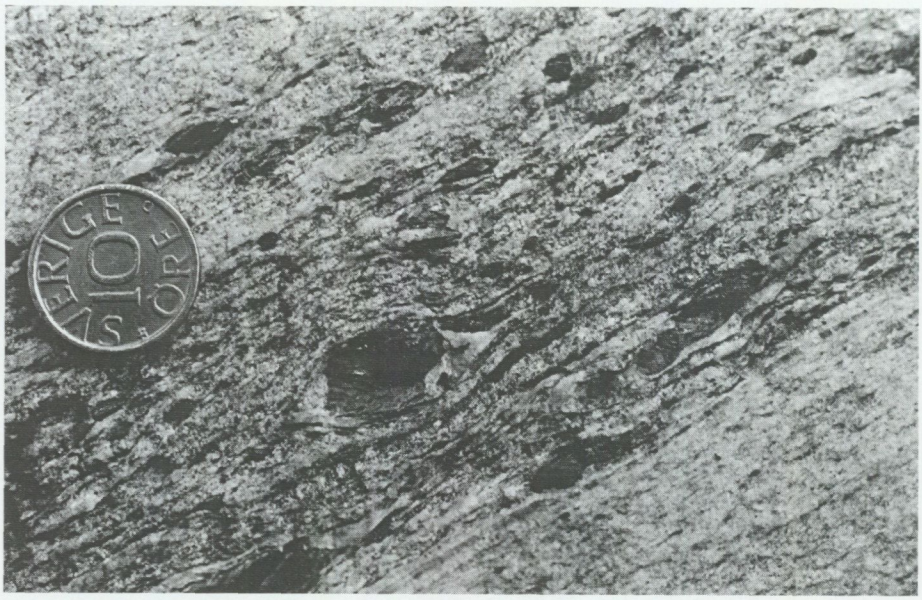


Fig. 60. Blaster av muskovit i mylonit (RN 653750/134815). Vissa av dessa blaster har kärnor av kyanit. Lägg märke till tryckskuggorna som visar att blasterna var kompetenta vid utbildningen av foliationen (sinistral rörelse). Muskovitiseringen av kyaniten är uppenbarligen en ganska sen process. Myntets diameter är 15 mm.

Porphyroblasts of muscovite in a mylonite (653750/134815). Some of these blasts have cores of kyanite. Note the pressure shadows (suggesting a sinistral movement), which prove that the blasts were competent when the foliation was formed. The formation of muscovite from kyanite is obviously a late process. Coin diameter 15 mm.

omfattande skärgård som finns söder och sydväst om Värmlandsnäs erbjuder däremot goda blottningar. Iakttagelser, som skulle påverka lösandet av denna fråga, har dock icke hunnits med i dessa regioner.

Förutom deformation har bergarten även utsatts för en hydrotermal påverkan. Detta yttrar sig bl.a. i en markant bildning av ljus glimmer. Sådan glimmerbildning förekommer lokalt även strax väster om zonen. Vid en lokal (RN 653750/134815) har en märklig tillväxt av ljus glimmer skett. Glimmerkornen är tumnagelstora. Vid närmare undersökningar visar det sig att i kärnorna i många av dessa korn finns kyanit. Kyanit är ett mycket aluminiumrikt mineral (Al_2SiO_5) och aluminiumrika mineral är normalt mycket sällsynta i västra Värmland. Den bergart, som kyaniten förekommer i, har tolkats som en Åmålsgranitoid, en bergart som normalt kännetecknas av en förhållandevis låg aluminiumhalt. Enligt den tolkning som gjorts av kyanitbildningen, har denna skett genom urlakning, där aluminium, som är ett mycket immobilt element, har blivit kvar. Som framgår av figur 60 finns tryckskuggor vid ändarna av glimmerblasterna. Sådana tryckskuggor uppkommer då ett mineral som är hårdare och mer svårdeformerat än sin omgivning utsätts för en kraftig deformation. Detta bevisar att

kyanit, som är högtrycksmodifikationen av aluminiumsilikat, bildades som första fas. Den mjuka lättdeformerade ljusa glimmern är förhållandevis sen och har bildats efter huvudfasen av mylonitiseringen.

Den mylonitiska foliationen stryker nära nord–syd på Värmlandsnäs. I väster står den tämligen brant till medelbrant mot väster. Stupningarna uppgår till mellan 80° och 60° mot väster, ibland något mindre. Stängligheter som anger rörelseriktningar stryker även de i ungefär nord–syd och är nära nog horisontella. Detta antyder att Mylonitzonens utveckling i första hand beror på en *"strike-slip"* rörelse, dvs. en rörelse som skett parallellt med zonens riktning och inte vinkelrätt mot denna. Mycket få iakttagelser av rörelseriktningarna har gjorts under den översiktliga karteringen. De kinematiska indikatorer som har iakttagits antyder att rörelsen är sinistral, dvs. att det västra blocket rört sig söderut i förhållande till det östra. Med tanke på den mycket stora skillnaden i bergartskaraktär på ömse sidor om Mylonitzonen är rörelsebeloppet förmodligen stort. Hur stort finns ingen möjlighet att uttala sig om. Slutsatser grundade på litologiskillnader härrör sig från iakttagelser gjorda vid den norra delen av Mylonitzonen. Vi vet icke vilken berggrund som anstår i Vänerns botten.

Näshuvud (RN 6534/1354) utgör en liten och isolerad del av sydöstligaste Värmlandsnäs. Topografiskt avskiljs den från resten av Värmlandsnäs genom två vikar – en i norr och en i söder – samt av en sänka däremellan. Extrapolerar man denna sänka mot nordöst kommer man till en markant topografisk brant i Vänerns botten, där djupet snabbt och plötsligt ökar mot sydöst (Håkansson 1977, jfr även fig. 61). Denna brant kan lättast förklaras som en förkastning. Berggrunden på Näshuvud består av en tegelröd protomylonitisk bergart som delvis är utbildad som en microbreccia. Med en microbreccia menas en bergart som mekaniskt har brutits sönder och därför icke har någon egentlig foliation. Denna bergart kontrasterar starkt mot de normala myloniterna. I området mot väster övergår denna bergart i en mer normalt bandad mylonit, ställvis med ögonutbildning. Ögonen är dock kraftigt deformerade. Som vanligt är övergångarna dolda av kvartära avlagringar. En bergart liknande den på Näshuvud finner man öster om Grums, i de nordligaste delarna av den södra delen av Mylonitzonen.

Området i Vänern mellan Värmlandsnäs och Kållandsö i Västergötland utgörs av en tröskel som skiljer Värmlandssjön i öster från Dalbosjön i väster. Denna tröskel sammanfaller med Mylonitzonen. Mylonitzonen utgör tvärt emot vad man skulle förvänta sig icke någon topografisk sänka utan är en vittringsresistent del. Detta beror på att myloniterna är kvartsrika och att kvartsen "armerar" bergarten genom att bilda långa ribbor. Ett annat mycket frapperande drag utgör en markant djupränna strax utanför Värmlandsnäs (se fig. 61). Det finns ett avbrott – eller egentligen en tröskel – i denna struktur. Denna tröskel ligger nära det ställe där Mylonitzonen vid Stavik lämnar fasta landet och försvinner ut under Vänern. Om det verkligen finns ett samband här eller inte är svårt att säga. Mot ett samband talar det faktum att Mylonitzonen på uddarna norr om Stavik faktiskt ligger på västra sidan av den mycket smala ränna som går norrut mot Grums. Det är också svårt att tro att Mylonitzonen skulle vara signifi-

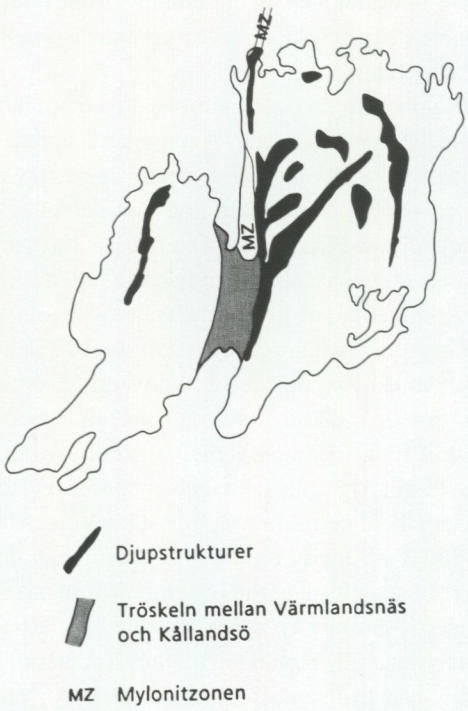


Fig. 61. Skiss över bottentopografin i Vänern (Håkansson 1977). Lägg märke till tröskeln som utgör Mylonitzonens fortsättning och djupstrukturen längs Mylonitzonens östkant. Lägg även märke till de smala djupzonerna. Dessa antyder förkastningar i bottnen.

Sketch map of the bottom topography of Lake Vänern (Håkansson 1977). Note the threshold that constitutes the continuation of the Mylonite Zone and the deep structure along the eastern edge of the Mylonite Zone. Note also the narrow deep zones suggesting faults in the bottom.

Fig. 62. *Övre bilden:* Mylonitzonen kan följas i kullen i fonden. Denna sluttar ner mot Norsälven, som just här rinner i öst–västlig riktning. Söder om älven kan zonen inte längre återfinnas. Mylonitzonen finns även i höjdsträckningen i bildens högra sida. Fotoriktning norrut från en punkt med koordinaterna RN 660330/135660.
Nedre bilden: Längre mot nordväst utmärks Mylonitzonens sydvästkant av en tydlig brant. Vid den bortre kurvan går vägen parallellt med Mylonitzonens sydvästbegränsning. Hela höjden utgörs av starkt deformerad, isoklinalt veckad mylonit. Mot söder vidtar därefter ett område utan hällblottningar följt av ej mylonitiserad berggrund. Fotoriktning nordväst (RN 665445/130905).

Upper picture: The Mylonite Zone can be followed in the small hill in the background. The hill slopes downwards towards the river Norsälven, running east-west. To the south of the Norsälven, the Zone cannot be found. The Zone also crops out in the forest in the extreme right of the picture. Photo direction is north from a point with the coordinates 660330/135660.
Lower picture: In the northwest, the southwestern boundary of the Mylonite Zone is characterized by steep slopes. At the road curve in the background, the road becomes parallel with the Mylonite Zone. All of the hill is made up of strongly deformed, isoclinally folded mylonite. Southwest of the road, there is an unexposed stripe succeeded by totally unmylonitized rocks. Photo direction northwest from a point with the coordinates 665445/130905.





kant sidoförkastad i detta område. Den eventuella förkastningen är parallell med förkastningen vid Näshuvud. Om det funnes en förkastning nära vinkelrätt mot Mylonitzonen, måste dess belopp vara litet, eftersom Mylonitzonens västkant verkar vara helt oberörd av eventuella förkastningar. Förkastningsbelopp uppgående till ett par hundra meter är dock med den låga blottningsgraden i kombination med Vänerns vikar omöjliga att belägga. Även fortsättningen på land av Mylonitzonen längre i norr verkar i stort sett stämma med en direkt extrapolering från Värmlandsnäs.

Sannolikt utgörs större delen av Mylonitzonen på Värmlandsnäs av deformerade bergarter från det västra blocket. Ett sannolikt undantag är den östra ögongnejsen och

de bergarter som finns ännu längre mot öster. Vidare utgör sannolikt även Näshuvud ett undantag. Där Mylonitzonen dyker upp ur Vänern vid dess nordstrand är berggrunden helt annorlunda. Bergarten utgörs ställvis av en microbreccia, där små bitar av en fältspatklastisk mylonitbergart har spräckts upp och läkts samman med kvarts och epidot. Klasterna i bitarna är cirka en millimeter i diameter. Klorit är ett dominerande mineral. På sina ställen finns även mer normala breccior med microbreccian som den breccierade bergarten. Bergarten rödvittrar starkt, men friska ytor är gråröda till rödgrå. Sannolikt har bergarten ursprungligen varit en av de röda gnejsgraniter, som anstår mot öster. Mot norr, mellan de båda förmodade förkastningar som styr Norsälvens båda kraftiga kurvor, blir bergarten något mer lik de "normala" myloniterna, medan de östliga delarna fortfarande utgörs av microbreccior. Så långt de begränsade blottningarna tillåter allmängiltiga slutsatser, verkar övergången mot icke mylonitiserat berg i väster ske snabbt. Mot öster finns över huvud taget inga blottningar. Detta innebär att Mylonitzonens östgräns norr om den södra förmodade förkastningen är en ren gissning.

Norr om den norra tvärförkastningen kommer ett mycket kontroversiellt berggrundsavsnitt. Berggrunden täcks av mäktiga sandlager. Vid Trossnäs, i botten av ett stort grustag har en bergtäkt öppnats (Lundegårdh 1995, s. 132). I denna bryts en mylonitiskt deformerad bergart. Längst i väster finns en finkornig, grå gnejs med lokaliserade små rörelsezoner, där nybildad ljus glimmer växer i de mylonitiska foliationsplanen. Mot öster blir berggrunden protomylonitisk med måttligt utdragna mineralkorn och nybildning av ljus glimmer och i basiska led epidot. Sura, röda led har blivit totalt mylonitiserade. Stora delar av det som i övrigt på kartan betecknats som "mylonitzonens huvudzon" – den östra – består av deformerade bergarter, som har blivit starkt hydrotermalt påverkade. Myloniter såsom de utbildats på Värmlandsnäs och i Mylonitzonens norra del förekommer i liten utsträckning. Alla iakttagelser försvåras av de mäktiga kvartära avlagringarna och den begränsade topografiska reliefen. Detta gör att blottningarna är få, små och starkt lavtäckta. Det verkar som om protomylonitiserade bergarter omväxlar med mer välbevarade led. En säker slutsats är att jämfört med framför allt de norra delarna av Mylonitzonen är detta område ovanligt svagt deformerat. De nordligaste tre kilometrarna fram till Nedre Frykens sydspets saknar helt hällblottningar. De hällar som finns längs stranden från sydspetsen av Nedre Fryken fram till Norsälvens utlopp består icke av mylonitiserad berggrund. Om en fortsättning av Mylonitzonen finns i detta område, är den antingen dold under Nedre Fryken eller under de mäktiga lerlagren väster om Stora Kils kyrka (RN 660350/135915). På kartan är Mylonitzonen markerad som om den fortsatte i det av kvartära leror täckta området. Något belägg för detta finns dock icke! Figur 62, övre bilden, visar ett foto av höjdryggen där den norra delen av Mylonitzonen sluttar ner mot Norsälven i söder.

Norra delen av Mylonitzonen

Den geografiska begränsningen av norra delen av Mylonitzonen kan ifrågasättas. I denna framställning följs de av Magnusson (1937) föreslagna begränsningarna. Vissa invändningar kan riktas mot dessa, vilket kommer att framgå av den fortsatta texten. De av Magnusson föreslagna gränserna utmärks av att berggrunden är mycket starkt deformerad i Mylonitzonens ytterkanter. Detta gäller framför allt den sydvästra begränsningen. Grå färg på kartan symboliserar att deformationen är så stark att det icke längre finns någon möjlighet att avgöra ursprungsbergartens karaktär. Det framgår även av kartan att ju längre mot sydöst man kommer desto smalare blir den bättre bevarade, centrala delen av Mylonitzonen. Denna försvinner så småningom helt och hela zonen övergår längs västranden av Fryken till en enda starkt deformerad mylonitzon. Enstaka bättre bevarade partier finns i denna zon, men de är alltför obetydliga för att kunna återges på den småskaliga länskartan.

Söder om Södra Såneby (RN 66310/13491) strax söder om Rottneros utgörs Mylonitzonens blottade östgräns av Mellan- och Nedre Fryken. Någon möjlighet att säkert bestämma östgränsen finns således icke, eftersom denna ligger i vattnet. Västgränsen kännetecknas av en mot väster sluttande brant. Detta innebär att Mylonitzonen topografiskt ligger några tiotal meter högre än landet i väster. Av denna anledning sluttar terrängen brant mot den topografiska spricka, som intas av Frykensjöarna. Branten längs västkanten kan följas till Nolbymossen (RN 6617/1352) i Frykerud. Norr därom utbreder sig en stor uppodlad slätt utan några egentliga blottningar. I den blottade delen av västgränsen består berggrunden av bandade protomylonitiska och mylonitiska bergarter. Dessa har ofta en förhöjd halt av klorit, ljus glimmer och biotit. Området närmast väster om Mylonitzonen består av Fryksdalshöjdsgnejs, som, då man närmar sig zonen, blir klart mer korngranulerad och får en "hårdare" foliation. Övergången till mylonit är dock förmodligen icke kontinuerlig. Själva övergången är aldrig blottad, men avståndet tvärs över deformationsstrukturen mellan granulerad men fullt igenkännbar Fryksdalshöjdsgnejs och mylonit av helt oidentifierbart ursprung understiger hundra meter. Samma typ av mylonitiska bergarter fortsätter därefter mot Fryken. Bergarterna utgörs av bandade basiska och sura led. Tunna band dominerade av kvarts och ännu tunnare band dominerade av ljus glimmer förekommer (fig. 63). Vissa band är granatspäckade. Nästan alla led har fältspatklaster med diametrar kring en millimeter. Frekvensen av dessa växlar. Oftast är klasterna ljust grå till vita. På vissa håll förekommer rödaktiga klaster. Det har visat sig möjligt att följa stråk kännetecknade av färgen på fältspatklasterna kilometervis längs zonen. Om färgen har någon som helst genetisk betydelse är icke känt. I hela området längs Frykensjöarna är det omöjligt att avgöra mylonitens ursprung. Från östra sidan av Mylonitzonen är inga så inhomogena bergarter kända. De bergarter som finns där är dessutom genomgående surare. Å andra sidan verkar det även osannolikt att Fryksdalshöjdsgnejsen skulle kunna omvandlas till en så inhomogen bergartssekvens. Givetvis har ursprungs-

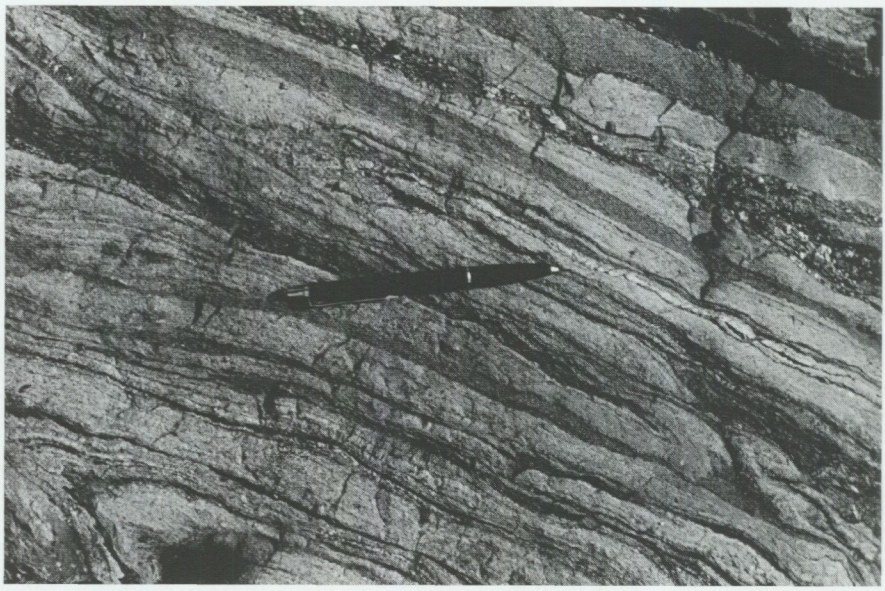


Fig. 63. Bandad, isoklinalt veckad mylonit. Bilden är tagen tio meter söder om typiska rödgnejsmyloniter. Pennan är 134 mm lång (RN 663395/134330).

Banded, isoclinally folded mylonite. The photo is taken ten meters south of typical red-gneiss mylonites. Length of pen 134 mm (663395/134330).

bergarten varit avsevärt mer homogen än vad mylonitens nuvarande utseende låter antyda. Orsaken är den extrema deformationen, som gör att vi får en mycket stark förkortning tvärs över foliationen. Det finns små möjligheter att beräkna utdragningen, eftersom inga strukturer med säkerställd utgångsform har iakttagits. Därför har heller inga egentliga försök till detta gjorts. I mindre starkt deformerade områden nära norska gränsen har inhomogeniteter i berggrunden med längd/breddförhållanden på uppemot 100 observerats. Dessa inhomogeniteter förmodas att ursprungligen ha varit mer eller mindre rundade xenoliter. Detta innebär att den relativa förkortningen i denna starkt deformerade mylonit kan uppgår till flera hundra, kanske tusen gånger. Detta skulle innebära att en variation i bergartstyper som man kan iakttaga i ett tiometersintervall ursprungligen har motsvarat inhomogeniteten i kilometerintervall. Vidare måste man komma ihåg att på grund av de tektoniska krafternas inverkan på mekaniskt olika mineral samt på grund av hydrotermala omvandlingar har uppkommit en sekundär bandning, som inte har någon motsvarighet i ursprungsbergarten. Hit hör den finbandade kvartsljusa glimmerstruktur, som har nämnts ett flertal gånger.

Mer speciellt är ett tämligen inhomogent massiv av basiska bergarter vid Hemmesberg (RN 6616/1354). Detta är delvis bättre bevarat än de omgivande sura bergarterna. Hemmesbergsmassivet består av en metabasit i huvudsak uppbyggd av plagioklas och hornblände. Bergarten är medelkornig. Den visar övergångar mot en



Fig. 64. Något bandad mylonit (RN 660750/135870) skuren av en granitisk gång (övre delen av bilden). Gången är också starkt deformerad. Förekomsten av gången tas som bevis för att graniter intruderat mellan två mylonitiseringsfaser. Myntets diameter är 15 mm.

Slightly banded mylonite cut by a strongly deformed granitic dyke (upper part of photo). The appearance of this dyke indicates that granitic magma should have intruded between two phases of mylonitization. Coin diameter 15 mm (660750/135870).

mer kiselrik bergart, som bildar ett tunt stråk mot Tolita (RN 66099/13560), varefter det snabbt kilar ut. Det har aldrig blivit klarlagt om bergarterna hör genetiskt samman eller om de mer slumpmässigt förekommer intill varandra i berggrunden. Den surare varianten skulle kunna vara en Åmålsgranitoid, om området tillhör det västra området, eller en bergart lik Zachrisdalsgranitoid, om det hör till det östra. I Hemmesbergsmassivet finns också stråk av en gråröd, ganska finkornig gnejsgranit. Det är omöjligt att avgöra vilken gnejsgranit det är fråga om. På grund av deformationen framgår icke heller bergarternas primära relationer. Sannolikt är dock gnejsgraniten yngre än Hemmesbergsmassivet. Stråken utgör då deformerade yngre gångar.

Det finns få indikationer på åldern av den mylonitiska deformationen. I den södra delen av Mylonitzonen är det klarlagt att den mylonitiska deformationen är äldre än intrusionen av lamprofyrgångarna ifall alla lamprofyrgångar förutsätts vara likåldriga, vilket är ett välgrundat antagande. Det finns två iakttagelser av granitgångar som skär en mylonitiskt deformerad bergart men som sedan själva blivit utsatta för en likartad men mindre långt gående deformation. Det är dock oklart om den "första" deformationen är en deformationsfas eller en serie av multipla deformationer. Den första av dessa iakttagelser gjordes i samband med anläggandet av en trädgård (RN 660805/

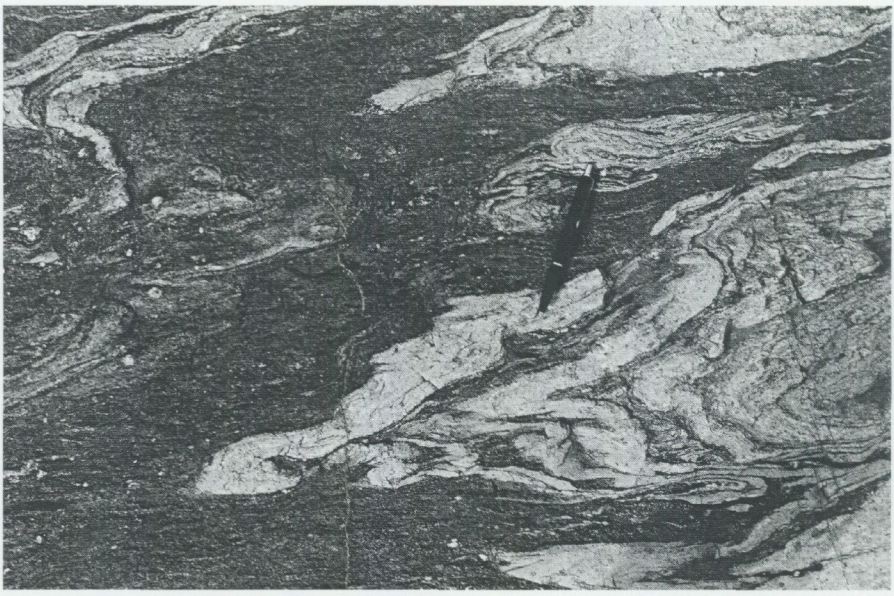


Fig. 65. Sönderbrutna, kompetenta bergartsbitar som är isoklinalt veckade och omveckade. Glimmerrika partier av bergarten "flyter". Detta är typiska strukturer i delar av de bandade myloniterna. Pennan är 134 mm lång (RN 663395/134330).

Broken, competent rafts of rock isoclinally folded and refolded. Mica-rich parts have a tendency to flow. These structures are typical of parts of the banded mylonites. Length of the pen 134 mm (663395/134330).

135895). Hällen är nu totalt övervuxen och icke längre tillgänglig för observationer. Huvudbergarten är en protomylonitiserad till mylonitiserad kvartsdioritsk till tonalitisk bergart. Denna är i stor vinkel skuren av en nu starkt folierad röd granit. En likartad iakttagelse (fig. 64) gjordes senare icke långt därifrån i samband med ett vägbygge (RN 660727/135861). Inom samma område förekommer även pegmatiter som verkar skära foliationen i liten vinkel. Betydligt längre mot norr (RN 662182/135330) har en mäktigare pegmatit iakttagits. Denna är ej särskilt hårt deformerad. Deformationen inskränker sig i huvudsak till de mest kontaktnära delarna. Pegmatitgången verkar skära den mylonitiska foliationen. Detta är dock svårt att helt säkert avgöra på grund av de dåliga blottningsförhållandena. En orsak till att pegmatiten verkar vara mindre starkt deformerad kan även vara att den är grovkornig. Å andra sidan finns det otaliga exempel på pegmatiter som har blivit totalt mylonitiserade. Små pegmatiter är mycket vanliga i hela området.

Foliationerna i Mylonitzonens västkant är strikt parallella med kanten och även parallella med foliationerna i området närmast zonen. Foliationerna stupar genomgående ca 70° mot öster, även om smärre lokala avvikelser förekommer. Foliationerna är tämligen konstanta även längre mot öster. En skillnad är dock att stupningarna blir

mer varierande, dock genomgående mot öster. Variationen är från ungefär 30° till i det närmaste lodrätt. Detta beror sannolikt på en storskalig isoklinal veckning av foliationerna, vilket går att se på några få ställen eftersom smala omböjningszoner med foliationsriktningar ungefär 90° från veckbenens har iakttagits. Uppmätta axlar stupar svagt (ca 20°) mot nordnordväst. Oregelbundenheter i foliationen förekommer egentligen endast i samband med basiter, vilkas mäktighet överskrider några decimeter. Intill dessa mer svårdeformerade bergarter har nästan alltid veck bildats med amplituder i meterskala (fig. 65). Detta innebär att mylonitzonsfoliationen från att ha varit parallell med Mellan-Fryken successivt kommer att få allt större vinkel mot Nedre Frykens utsträckning. I detta sammanhang skall också påpekas att udden vid Stora Kils kyrka (RN 660350/135915) icke består av mylonitiska bergarter utan av ganska finkorniga, röda gnejser, där kvartskornen icke är utdragna till plattor. Detta gör att sambandet mellan den norra och den södra delen av Mylonitzonen är mycket oklart. Man kan icke direkt extrapolera riktningen av norra delen för att erhålla fortsättningen i den södra.

Den del av Mylonitzonen som sträcker sig mellan Mellan-Fryken och Rottnen utgör en övergångszon från den smala, helt mylonitiserade zonen i söder till en zon kännetecknad av starkt mylonitiserade kanter och en mindre starkt påverkad central del. Övergången sammanfaller även med den mest markerade krökningen av zonen. Denna del av zonen är mycket sparsamt blottad eftersom stora mängder sand har ackumulerats längs dess östkant. Några iakttagelser är av betydelse. Vid sjön Aplungens sydöststrand (RN 662525/135850) finns sålunda en tydligt identifierbar och obetydligt mylonitiserad Åmålsgranitoid tillsammans med stråk av mer oidentifierbara men starkt mylonitiserade bergarter. Detta betyder inte att mylonitiseringen skulle ha skett före Åmålsgranitoidens intrusion utan endast att mylonitiseringen även nära sydgränsen kan ha skett stråkvis och lämnat kvar mer välbevarade bergarter. I ett litet, för länge sedan övergivet stenbrott (RN 662410/134935, se Lundegårdh 1995, s. 131), finns en bandad mylonitisk bergart med de allestädes närvarande mafiska leden. Vissa band har vita till skära, upp till centimeterstora, tämligen odeformerade och oorienterade porfyroblaster av mikroklin. Detta är ett av de få bevisen som finns för att en mineralbildning och mineraltillväxt skett i slutskedet av de tektoniska rörelser som lett till uppkomsten av Mylonitzonen. En sannolik tolkning är att porfyroblasterna bildades då huvuddelen av rörelserna upphört men att vissa rörelser ännu skedde i ett eller flera av de band, som nu finns intill de porfyroblastförande. För bildningen av dessa porfyroblaster fordrades att volatila faser med lösta mineralkomponenter kunde röra sig i berggrunden. Detta kunde lättast ske i samband med tektoniska rörelser. I denna övergångsregion börjar det bli möjligt att urskilja en mylonit med en oidentifierbar ursprungsbergart i söder och en mylonit bestående av starkt deformerade röda gnejsgraniter i norr.

I fortsättningen kan man följa den sydvästra kanten av Mylonitzonen som ett pärlband av små långsträckta sjöar och nordöst om sjöarna som en höjdrygg. Mycket

påfallande är att omedelbart söder om den linje, vilken betraktas som Mylonitzonens sydvästgräns, finns en topografisk sänka utan några blottningar. Foliationerna följer hela tiden strikt Mylonitzonens kant. Stupningarna är brant nordöstlig, oftast omkring 80°. Lokalt kan stupningar mellan 80°och 60° uppträda. Dessa stupningar finner vi längs hela Mylonitzonens västkant från Värmlandsnäs sydspets (genomgående västliga) till norska gränsen (genomgående östliga). De talar emot hypotesen att Mylonitzonen skulle ha uppkommit genom överskjutning och för hypotesen att den är ett resultat av en mycket stor sidoförskjutning. Genomgående är deformationen i sydkanten av zonen så stark att det är omöjligt att bestämma ursprungsbergarterna. På några få ställen allra närmast kanten tycker man sig kunna identifiera Åmålsgranitoider. Detta är dock inte säkert. På ett avstånd av två till fem kilometer från sydkanten finns en gränslinje mot röd, mer eller mindre starkt mylonitiserad berggrund, som med största sannolikhet har sin direkta fortsättning på nordöstsidan om Mylonitzonen. Zonen med starkt deformerat och oidentifierbart berg verkar smalna mot nordväst. Om detta är en lokal företeelse i Sverige eller om samma tendens fortsätter till dess att zonen bryts av de mycket yngre bergarterna i Oslofältet är icke klarlagt. Vid tolkningen av zonen kan man därför icke nu fästa någon egentlig vikt vid iakttagelsen av ett avsmalnande sydligt gränsbälte.

Av kartan framgår att Mylonitzonen på ett flertal ställen är tvärförkastad. Blottningsgraden i sydkanten är som tidigare framhållits mycket låg – denna kant utgör en topografisk sänka. Det är därför omöjligt att i fält avgöra om tvärförkastningarna så som de dragits på kartan är riktiga eller om zonens förlopp i stället skall ha mjukare kurvor. Orsaken till kartbilden är att de föreslagna förkastningslinjerna sammanfaller med markanta sprickdalar tvärs över Mylonitzonens längsaxel. I några av dessa tvärdalar har kunnat lokaliseras blottningar med kvartsläkta breccior som har fragment av mylonit. Detta är iakttagelser av samma typ som tvärförkastningarna i Arvikaområdet och i lineamentstrukturerna i den norra delen av västligaste Värmland. Någon möjlighet att karteringsmässigt följa dessa förkastningar mot nordöst finns inte, då den mylonitiserade röda gnejsgraniten är alltför ensartad i stort och alltför olikartad i detalj. Förkastningar har i stort sett dragits ut så långt som det finns topografisk kontroll av deras läge.

Även om det framhållits att strykningsriktningarna är parallella med zonens sydkant förekommer en del veckstrukturer. Dessa är isoklinala och uppträder framför allt i samband med amfibolitband (fig. 66). Här veckas den mylonitiska foliationen, men det verkar även finnas en foliation som går rakt igenom vecken. Granater förekommer. De flesta är starkt deformerade och söndertrasade, men det finns även granater som verkar växa över deformationstexturerna och således skulle vara yngre än åtminstone deras huvudfas.

Gränsen mellan den röda gnejsgranitmyloniten i nordöst och den grå oidentifierbara myloniten i sydväst är icke nödvändigtvis identisk med blockgränsen mellan västra och mellersta Värmland. Sannolikt ligger denna blockgräns dock mycket nära

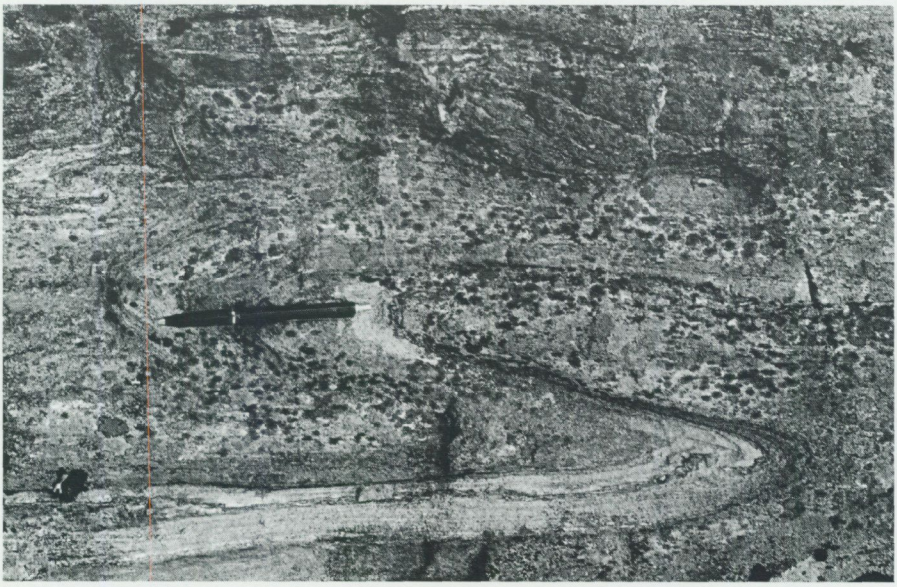


Fig. 66. Typiskt veck i bandad mylonit (RN 663890/133520). Pennan är 134 mm lång.
Typical fold in banded mylonite (663890/133520). Length of the pen 134 mm.

skiljelinjen. Övergången från den ena typen till den andra sker mycket abrupt. Den kan bäst studeras vid TV-masten på Blåbärskullen (RN 6638850/1335220). TV-masten är med stor sannolikhet förankrad i båda blocken och den blockskiljande gränsen går sannolikt inom 20 m från masten.

I den södra delen av det röda gnejsgranitmylonitområdet finns en tunn zon som är tätt intruderad av tunna amfiboliter. Zonen är endast något tiotal meter bred och har iakttagits på ett par ställen längs Mylonitzonen. Amfiboliterna är nu endast några centimeter mäktiga. Då zonen är mycket smal kan den givetvis inte lokaliseras ens semikontinuerligt. Det kan endast förmodas att zonen som sådan är kontinuerlig. På grund av zonens ringa bredd går den givetvis inte att märka ut på kartan.

De centrala och nordöstra delarna av Mylonitzonen byggs upp av i huvudsak tre bergartstyper. Den dominerande bergarten är en klart röd gnejsgranit med växlande grad av förskiffring. Den för ibland något större korn av klarröd kalifältspat. De mörka mineralen utgörs av biotit, klorit och hornblände. Genom stark deformation har den ibland blivit mycket finkornig. Deformationsgraden växlar såväl längs med som tvärs över Mylonitzonens längsaxel. Förutom denna huvudform förekommer även en finkornig gnejs. Dessa båda bergarter går att skilja åt, eftersom de förekommer tillsammans. I övrigt är det normalt omöjligt att veta om bergarten är "primärt" finkornig eller är finkornig endast på grund av deformation. De iakttagelser som finns tyder på att den finkorniga bergarten är yngre. På grund av deformationen är denna slutsats dock osä-

ker. De båda röda gnejsgraniterna kan med största säkerhet korreleras med de röda gnejsgraniter som dominerar berggrunden öster och norr om Mylonitzonen.

I den centrala delen av zonen bygger en fältspatporfyroblastisk gråröd till rödgrå gnejsgranit upp stora delar av berggrunden. Denna är ofta mer eller mindre hydrotermalt omvandlad. Detta yttrar sig i växlande halter av framför allt ljus glimmer, klorit och epidot. Bergartens röda färginslag kommer från porfyroblasterna. Xenoliter av mer basiskt material är relativt vanligt förekommande. Dessa är mycket ofta starkt deformerade och omvandlade. Omvandlingen har skett samtidigt med deformationen och inga tryckskuggeeffekter har uppkommit. Sannolikt motsvaras denna bergart av en tämligen rikligt förekommande porfyroblastisk rödgrå gnejsgranit i området öster om Mylonitzonen. Båda har förmodats vara ekvivalenter till Filipstadsgraniten i östra Värmland (transskandinaviska magmatiska bältet). I den nordvästra delen av Mylonitzonen har denna bergart blivit synnerligen starkt hydrotermalt överpräglad. Vid omvandlingen har framför allt fältspat försvunnit och ersatts med ljus glimmer. Även biotit och eventuellt närvarande hornblände har brutits ner. Den ljusa glimmern innehåller en hel del magnesium (phengit), medan järn delvis oxiderats och återfinns i epidot men sannolikt även delvis transporterats bort. Även granater har uppkommit under processen. Där processen gått långt har all fältspat brutits ner och endast ljus glimmer, kvarts, epidot och något klorit blivit kvar. Den ljusa glimmern har ofta blivit ganska grovflakig och intensivt småveckad. Det finns t.o.m. extrema exempel där epidot och klorit helt försvunnit. Denna hydrotermala process har även medfört en viss mineralisering. I den starkt omvandlade berggrunden finns flera små koppar-järnmineraliseringar. Dessa ligger ofta i malmkvartsitiska bergarter främst bestående av kvarts samt en del ganska finflakig ljus glimmer. De har beskrivits av Lundegårdh (1995, s. 135–145).

Den tredje huvudbergarten är amfiboliter. Dessa förekommer delvis som små, oftast grönaktiga lager i berggrunden. De är starkt omvandlade och kloritiserade. En motsvarighet finns i de ymnigt förekommande små amfibolitgångarna i mellersta Värmlands gnejsberggrund. Större massiv som ursprungligen varit grovkornigare och förmodas vara "hyperiter" finns även. Denna tolkning måste betraktas som osäker. Det är omöjligt att vara konsekvent i bedömningen av vad som skall anses vara en starkt deformerad hyperit och vad som kan vara en starkt deformerad annan basisk bergart. På grund av den starka hydrotermala omvandlingen går det icke att få några upplysningar om bergartstyperna från den kemiska sammansättningen.

Förutom dessa identifierbara bergarter finns även kraftigt omvandlade och bandade mylonitbergarter. Dessa utgör dock icke något dominerande inslag i berggrunden. De verkar framför allt ha uppkommit i samband med att berggrunden blivit inhomogen genom att två bergarter med olika deformationsegenskaper kommit i kontakt med varandra. Exempel på sådana bergarter finns t.ex. sydöst om Borrsjön (RN 6646/1333) och vid Tiskaretjärn (RN 66477/13295). Bland mer udda bergarter märks en finkornig deformerad bergart vid norska gränsen (RN 6661/1312) Denna har försöksvis korre-

lerats med de porfyrer som bryts strax öster om Kongsvinger i Norge. Bergarten finns i ett synnerligen dåligt blottat område och har endast iakttagits i ett par små lavklädda hällar. Den är dessutom starkt deformerad. Omedelbart väster om Storeken (RN 665580/131720) finns en mindre anortositkropp. Denna kan följas flera hundra meter i de små blottningar (RN 6657/1318) som finns på höjdryggen öster om sjön.

Ser man till foliationerna är det två omständigheter som är påfallande. Den ena av dessa är en veckstruktur. Denna framgår tydligt av kartbilden och mindre tydligt av foliationernas fördelning i rummet. Problemet med foliationerna är att antalet blottningar är mycket litet i veckomböjningen, vilket försvårar mätningarna. Den andra mycket intressanta iakttagelsen är att i de inre delarna av Mylonitzonen är stupningarna markant mycket flackare än i sydkanten och dessutom avsevärt mer varierande. Det förekommer ibland att två olika mylonitiska foliationer finns i samma häll. Den relativa åldersskillnaden mellan dessa har dock icke kunnat bestämmas. Stora delar av en glimmeromvandlad porfyroblastisk gnejsgranit ligger extremt flackt – i stora områden är stupningarna mindre än 10°. I den inre delen av Mylonitzonen avviker foliationens strykningsriktning med ett par tiotal grader från zonens längsriktning. Strykningen är mer nordlig. Detta antyder att hela zonen utgör en skjuvzon, som uppkommit genom en sinistral förskjutning längs zonens längsaxel. Med en sinistral förskjutning menar man att om man står på den ena sidan av skjuvzonen har den andra sidan förskjutits mot vänster. Detta innebär således att västra Värmlands berggrund har förskjutits mot sydöst i förhållande till mellersta Värmlands berggrund. Någon möjlighet att bestämma förskjutningens absoluta belopp finns ej.

Den nordöstra kanten av Mylonitzonen kännetecknas åter av mycket stark deformation. I en del av övergångszonen förekommer en ganska smal horisont av den normala protomylonitiserade röda gnejsgraniten, som här dock innehåller iögonfallande vita fältspatporfyroblaster. Dessa är mycket sena och växer normalt över den mylonitiska foliationen. Det kan hända att foliationen böjer svagt runt omkring dem, vilket tyder på att de har bildats mycket sent under deformationsfasen. Även denna kant av Mylonitzonen löper längs en brant och dalen nedanför intas av sjöar och vattendrag. Dessutom har en isälv medfört att sand sedimenterat längs en del av branten. Antalet blottningar är därför mycket litet. Genomgående är dock deformationsgraden hög. Vi finner därför att Mylonitzonen här består av mycket hårt deformerade ytterkanter där foliationen är brant och parallell med zonens längsaxel. Den inre delen av Mylonitzonen är avsevärt mindre – men ojämnt – deformerad och foliationsriktningarna antyder en sinistral (se ovan) rörelsekomponent. I den inre delen av Mylonitzonen förekommer mer lokalt mycket starkt deformerade zoner. Deformationen i dessa kan utan tvekan jämföras med den i Mylonitzonens ytterkanter.

Magnusson (1937) gav en begränsning av Mylonitzonen som sammanfaller med den som har tillämpats här. Enligt Magnussons uppfattning följer Mylonitzonen sjön Rottnen till strax söder om dess nordspets och går sedan i den markerade dalen mot Kymmen in under denna sjö och längs den markerade dalgången mot nordväst till

Mitandersfors i Bogen vid norska gränsen. Lindh (1980) har diskuterat lineamentstrukturer i västra Värmland. Han har därvid visat att två stora lineamentstrukturer från norr kröks in mot och förenas med Mylonitzonens nordöstkant. Den ena av dessa följer Övre Fryken men kan spåras även nordväst om sjöns nordände. Det andra lineamentet utgörs bl.a. av den markerade dalgång i vilken Granån flyter. Söder och väster om dessa båda lineamentstrukturer finner man inom stora områden bergarter som är deformerade på samma sätt som i de centrala delarna av Mylonitzonen. Deformationen avtar mot nordöst. Den är ofta mest utpräglad i dalgångarna och mindre utpräglad på bergsryggarna. Uppenbarligen har i detta fall de starkast deformerade zonerna utgjort de mest erosionsbenägna delarna av berggrunden.

Sammanfattning av de tektoniska huvuddragen

Västra Värmlands berggrund domineras av två tektoniska huvudstrukturer – Mylonitzonen och Glaskogskollan. Glaskogskollan utgör ett imbrikerat bergartspaket som skjutits mer eller mindre rakt från väster mot öster ut över den östligare berggrunden. Det är icke känt hur stort förskjutningsbeloppet är. Litologiskt påminner Glaskogskollans bergarter om de bergarter, som finns väster därom. Det är därför sannolikt att förskjutningen varit måttlig. Denna överskjutning inträffade sannolikt i sent svekonorvegisk tid – för ungefär 900 miljoner år sedan.

Den viktigaste tektoniska strukturen utgörs av Mylonitzonen. Som framgått av den tidigare beskrivningen har denna med största sannolikhet orsakats av en sinistral (s. 167) förskjutning av berggrunden. Den består av bergarter från det östra blocket (mellersta Värmlands berggrund) och av bergarter från det västra blocket (västra Värmlands berggrund). Den helt väsensskilda karaktären av dessa båda bergartsblock gör det mycket sannolikt att förskjutningsbeloppet är högst betydande. Ett sådant antagande stöds också av den stora mäktigheten av myloniten och av bergarternas mycket kraftiga deformation. Det sannolikt stora förskjutningsbeloppet innebär i sin tur att mycket stora bergartsvolymer måste ha påverkats av de deformativa rörelserna. Två bergartsblock kan icke passivt glida förbi varandra. Även de bergarter som "passerats" på vägen måste därvid ha blivit deformerade och delvis inlemmats i Mylonitzonen. Vi måste således räkna med att förutom de bergartsblock, som nu omger Mylonitzonen, även andra bergarter, om vilkas härkomst och nuvarande belägenhet vi icke vet något alls, ingår bland mylonitzonsbergarterna. På grund av den intensiva deformationen är våra möjligheter att objektivt testa en sådan hypotes i det närmaste obefintliga.

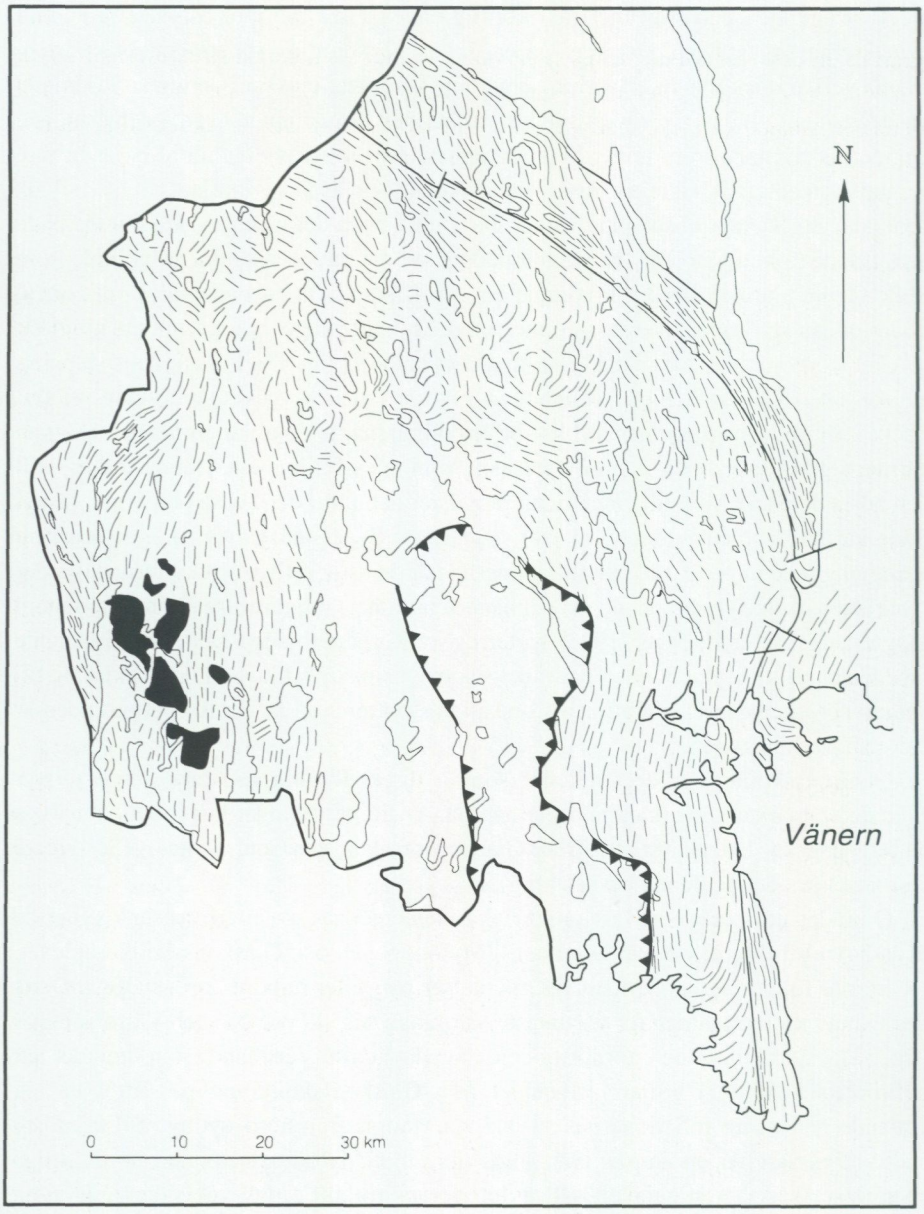
Tektoniken framgår till viss del av kartan. Emellertid verkar inte bergartsgränser och foliationer överensstämma fullständigt. Det är ofta en liten men signifikant vinkel mellan foliation och bergartsgräns. Detta framgår mycket tydligt av t.ex. förhållandena i Segmograniten. Denna granit består enligt kartan av ett flertal upp till två kilometer breda, sönderstyckade block. Foliationens strykning inne i dessa smala granit-

block är antingen betydligt mer rakt nordlig eller i vissa fall mer öst–västlig än vad kontakterna anger. Detta kan bero på en öppen veckning av foliationen i bergarten. Denna verkar dock inte ha påverkat bergartens kontakter mot omgivningen. Likartade men eventuellt endast skenbart mindre variationer förekommer även i den bandade migmatitiska gnejs, som omger Segmograniten. Om foliationerna alltid böjer in mot bergartskontakternas riktning intill själva kontakten är icke klarlagt. I de fall då kontakter har kunnat observeras verkar detta dock vara det normala. Påfallande både beträffande foliationer och bergartskontakter är det mycket starka inflytande som Mylonitzonen utövat. Detta inflytande har varit lika starkt på båda sidor om zonen. Foliationens strykning överensstämmer med Mylonitzonens begränsningar inom ett mycket stort område, dock med vissa små undantag (jfr fig. 67). Foliationens stupning avviker mer. Generellt ligger foliationen i större delen av västra Värmland relativt flackt – jfr de π-diagram som åtföljer beskrivningarna av de olika områdena. Då man närmar sig Mylonitzonen sker en successiv resning av foliationen. Denna stupar intill den norra delen av Mylonitzonen brant mot öster och intill den södra brant mot väster. Både kartbild och foliationer (fig. 67) visar att på Segerstadshalvön sker en markant svängning med ungefär 120° av foliationerna när de öst–västliga strukturerna kommer i närheten av Mylonitzonen. En liknande bild har tidigare framkommit genom Magnussons & Sandegrens (1933) kartering av Karlstadsbladet. Detta är förvånande med tanke på att Mylonitzonen har tolkats som en sinistral skjuvzon. En förklaring till denna motsägelse kan vara att den storskaliga struktur som nu finns i berggrunden är äldre än Mylonitzonen.

Glaskogsskollan och de strukturer som är direkt förknippade med denna utövar även de en markant inverkan på foliationerna. Av fig. 67 framgår hur foliationen även på ett ganska långt avstånd från Glaskogsskollan går runt denna. (Se vidare Gorbatschevs del av denna beskrivning).

Området norr och nordväst om Arvika kännetecknas av interferenser mellan de båda huvudstrukturer, som är bundna till Mylonitzonen och Glaskogsskollkomplexet. I övrigt är foliationerna med smärre avvikelser mer eller mindre nord–sydliga. Detta framgår av π-diagrammen för västligaste Värmland (fig. 49 och 58) och Värmlandsnäs (fig. 32). I nordligaste och nordöstra delen av västligaste Värmland (som området har definierats i fig. 25) börjar inflytandet från Glaskogsskollkomplexet att göra sig gällande genom att foliationernas strykningar ändras från nord–sydliga till nordöst–sydvästliga varefter en ganska tvär omböjning mot Mylonitzonens mer nordvästliga riktningar sker. Ytterligare en sådan interferensstruktur finns vid sjöarna Bysjön, Fjällsjön, Gunnern (Eda och Gunnarskog församlingar, Eda och Arvika kommuner). Här framgår denna struktur även av bergartsvariationerna, eftersom en tämligen finkornig, mycket inhomogen bergartssekvens veckats i ett komplicerat mönster.

Påfallande för berggrunden är att foliationerna i stort sett varierar mellan nord–syd och nordväst–sydöst. Ett mycket markant undantag från denna regel utgör bergarterna på Segerstadshalvön och Hammarön samt längs Vänerstranden och på öarna söder om


N
Vänern
0
10
20
30 km

denna. Foliationen stryker här i nära öst–väst. Man kan också i Vänerns bottentopografi se en öst–väststruktur längs sjöns norra strand. De nämnda strukturerna försvinner söderut och finns heller icke företrädda i berggrunden längre mot norr. Orsaken till detta förhållande kan icke klarläggas nu. En starkt bidragande orsak härtill är att norr om Hammarön täcks berggrunden av mycket mäktiga kvartära deltaavlagringar och att i söder vattnet mycket effektivt hindrar alla observationer.

Stora delar av berggrunden i västra Värmland är mycket starkt deformerad. Orsakerna härtill förstår vi ännu icke till fullo. Särskilt markant framträder omvandlingen på nordligaste Värmlandsnäs och i södra delen av det område, som här har kallats "Området närmast väster om Mylonitzonen" (jfr fig. 25). Den yttrar sig i en kraftigt utbildad foliation och en omvandling av berggrunden till bandgnejs. Denna "bandgnejs" är till stor del av tektoniskt ursprung och har bildats genom att berggrunden förkortats tvärs för strykningsriktningen och samtidigt kristalliserat om. Den uppkomna bergarten kan i vissa avseenden jämföras med de bandade myloniterna i Mylonitzonen. Den väsentligaste skillnaden är att deformationens intensitet är avsevärt lägre än i Mylonitzonen och deformationshastigheten med stor sannolikhet mycket lägre. Det är sannolikt inte en slump att denna mycket starkt deformerade del av det västra blocket ligger intill den del av Mylonitzonen som är "sämst" utbildad och t.o.m. skulle kunna saknas (jfr Lindh & Malmström 1980). Ett annat område som är mycket starkt deformerat på ett likartat sätt, utgör ett mindre område söder om sjön Östen (RN 6622/1279) i Östervallskog.

Ett tredje mycket starkt deformerat område utgör de sydvästligaste delarna av länet. Orsaken till den starka deformationen i denna del utgör med säkerhet den skolltransport från söder mot norr som klart kan påvisas mellan sjöarna Västra Silen och Järnsjön. Sannolikt har dessa skollor täckt betydligt större områden längre mot väster. De är nu borteroderade. Då Blomskogsgraniten icke har påverkats av denna deformation, är det sannolikt – om tolkningen är riktig, helt säkert – att deformationsfasen inträffat före intrusionen av Blomskogsgraniten.

Även i övrigt är västra Värmland mycket starkt deformerat om man jämför med t.ex. den svekofenniska berggrunden i mellersta och norra Sverige eller med graniter-

Fig. 67. Generaliserad bild av strykningsriktningarna i västra Värmland. Lägg märke till att alla riktningar blir konforma intill Mylonitzonen, medan mönstret närmast söder därom är tämligen komplext. Det finns en tydlig tendens för foliationen att svepa runt Glaskogsskollans djupstrukturer. En mycket viktig iakttagelse är att foliationerna i Mylonitzonen antyder en sinistral rörelse. De skuggade områdena utgörs av ofolierad Blomskogsgranit.

Generalized strike directions of the foliations in Western Värmland. Note that close to the Mylonite Zone all foliations are conformable to the Zone, whereas the pattern immediately to the south is complex. There is a clear tendency for the foliations to sweep around the deep structures under the Glaskogen Nappe Complex. A very important observation is that foliation directions of the Mylonite Zone suggest a sinistral strike-slip movement. The shaded areas consist of unfoliated Blomskog granites.

na och vulkaniterna i det transskandinaviska bältet. Orsaken till detta är öppen för spekulationer. Den framtida forskningen kan förmodligen åtminstone delvis klarlägga dessa dunkla men intressanta delar av vår berggrunds historia.

Ett sent men intressant inslag i berggrunden utgör de spröda förkastningarna. Dessa finns framför allt belagda i Arvikaområdet och i norra delen av västligaste Värmland. Ingenting är känt om deras ålder utom att de utgör det sista inslaget i en lång och komplex utveckling. Det finns inga ovedersägliga bevis för att de skulle vara yngre än Blomskogsgraniten och lamprofyrgångarna. Åtminstone vissa av Blomskogsgraniternas pegmatiter är ovedersäglingen äldre än de sista stora rörelserna i den västligaste skjuvzonen (*"Dalsland Boundary Fault"*). Denna skjuvrörelse har medfört en plastisk deformation av berggrunden, vilket innebär att rörelsen ägt rum vid en förhållandevis hög temperatur. De spröda breccieringarna har skett i en betydligt kallare berggrund. Detta innebär att antingen har erosionen gripit betydligt djupare ner i berggrunden i det av Blomskogsgraniter intruderade området än i de områden som kännetecknas av de breccieläkta förkastningarna, eller också är de senare signifikant mycket yngre. Den relativa åldersskillnaden mellan lamprofyrerna och Blomskogsgraniterna är icke känd. Sannolikt är åldersskillnaden dock liten. Tidigare i denna beskrivning har det föreslagits att rörelserna i de öst–västliga till nordöst–sydvästliga förkastningarna i Arvikaregionen inneburit en upplyftning av områdena i norr. Någon likartad förklaring till rörelserna i nordväst har icke kunnat lämnas. En av de viktigaste orsakerna härtill är att berggrunden icke har tillåtit någon uppskattning av vare sig rörelsebelopp eller rörelseriktningar.

Sammanfattning av den geologiska utvecklingen

Den geologiska utvecklingen i större delen av västra Värmland som presenteras är resultatet av en tolkningsprocess, där förutom den år 1984 utgivna kartan även data från geokemiska och isotopgeokemiska undersökningar spelar stor roll. Inga tektoniska specialundersökningar har dock gjorts i samband med karteringsarbetena och inga sådana har heller publicerats av fristående forskare. Vi kan därför räkna med att vår bild av den geologiska utvecklingen i såväl detalj som även i stora drag kan komma att förändras i framtiden. Vi skall vara medvetna om, att när karteringsarbetena påbörjades 1968 var våra föreställningar om den geologiska utvecklingen helt annorlunda än idag. Bokstavligt talat har icke en tanke överlevt dessa tjugofem år. Man skall icke räkna med att de närmaste decennierna kommer att så radikalt förändra vår bild av utvecklingen, men man måste vara medveten om att framställningen här bygger på en tolkning som med nödvändighet kommer att förändras allt eftersom fler pusselbitar tillkommer. Geologiska processer verkar över stora områden. Detta innebär att vår uppfattning om Värmlands berggrund och dess utveckling hänger intimt samman med

föreställningar om resten av Västsverige och stora delar av Norges prekambriska utveckling. De plattektoniska processerna innebär att också uppfattningar om hur berggrunden utvecklats i Kanada och USA och kanske även andra delar av världen har ett avgörande inflytande på vår bild av Värmlands utveckling.

Den äldsta utvecklingen är mycket oklar. Från Göteborgsområdet verkar det vara klarlagt att det finns två generationer av grå, plagioklasdominanta granitoider (Samuelsson & Åhäll 1985). Enligt gamla föreställningar finns det en direkt kontinuitet mellan berggrunden i Göteborgsområdet och Värmland. Denna kontinuitet bryts delvis av dominansen för yngre bergarter i Dalsland, vilka ligger på den äldre berggrunden. Den senare är annars allmänt sett bättre bevarad än vad den är i Göteborgsområdet och i Värmland. Skillnaden är särskilt stor gentemot den östra delen av västra Värmlands berggrund – berggrunden närmast Mylonitzonen. Ännu har dock inget framkommit, som motsäger föreställningen om kontinuitet mellan Göteborgsområdet och Värmland väster om Mylonitzonen. Däremot finns det mycket som talar mot en parallell geologisk utveckling av berggrunden mellan Mylonit- och Protoginzonerna i Värmland och motsvarande berggrund i Småland–Halland.

De äldsta bevarade bergartselementen i västra Värmland utgörs sannolikt av sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen och vissa led i den migmatitiserade och delvis bandade berggrund vi finner framför allt i den mylonitzonsnära regionen, på Värmlandsnäs och i östra och norra delen av Arvikaregionen. En datering av amfiboliter med Sm-Nd-metoden i Stora Le–Marstrandsgruppen har givit en ålder av 1758±78 miljoner år. Denna datering är behäftad med ett relativt stort fel (se sid. 15 Åhäll et al. 1998). Den är tolkad som en bildningsålder, men kan eventuellt även vara en metamorfosålder eller sakna geologisk mening. Dateringen blir geologiskt otolkbar ifall man har utnyttjat amfiboliter från olika generationer vid analysen. Detta är en eventualitet man måste räkna med. Av beskrivningen av de analyserade bergarterna framgår även att de är olika väl bevarade. Gruppens sediment har avlagrats på någon idag okänd jordskorpa. Det har påpekats att det på ytterligare några ställen finns bergarter som sannolikt är sedimentära och som eventuellt kan tillhöra Stora Le–Marstrandsgruppen. Sådana led kan ingå i den migmatitiska gnejsen längs Mylonitzonen. Enligt iakttagelser från den berggrund i Dalsland som är bättre bevarad än Värmlands berggrund utgör vulkaniterna och i dessa inlagrade sediment i Åmålgruppen också element i den äldsta bevarade berggrunden. En datering som utförts av Lundqvist & Skiöld (1992) ger 1614±7 miljoner år som en preliminär ålder för en Åmålvulkanit. Detta är en U-Pb-ålder på zirkoner. Bestämningen är tekniskt mycket god och säkerligen mycket nära den riktiga åldern. Bergarten som är daterad kommer från Tösse i Dalsland, några mil söder om Värmland. Åmålgruppen domineras av sura vulkaniter. En kontinental jordskorpa fordras för att sådana bergarter skall kunna utvecklas. En äldre jordskorpa av detta slag kan antydas av de konglomeratxenoliter som påträffats vid Stora Busjön (s. 107; Wahlgren 1981).

Åldersrelationerna mellan Åmålvulkaniterna och sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen är icke kända. Allmänt har dessa antagits vara om icke likåldriga så åtminstone av jämförbara åldrar. De här citerade åldersbestämningarna tyder dock på en åldersskillnad i storleksordningen 100 miljoner år eller mer. Enligt de senaste bestämningarna är åldern på dessa båda bergartsgrupper nästan densamma. En möjlighet är att underlaget till västra Värmlands berggrund skulle utgöras av bergarter som nu återfinns längre mot öster, dvs. av bergarterna i det transskandinaviska bältet och i svekofennium. Om detta är riktigt och om hela utvecklingen i väster har skett "på plats" är avsaknaden av påverkan på berggrunden i öster förvånande. Vi vet ej heller hur relationerna – om det över huvud taget fanns några sådana – var mellan de bergarter som nu återfinns mellan Mylonit- och Protoginzonerna å ena sidan i Värmland och å andra sidan i Småland och Halland. Vi är därför tvungna att lämna frågan om den allra tidigaste utvecklingen öppen. Vidare kan man idag icke avgöra om den värmländska berggrunden befann sig i kontakt med den äldre svekofenniska berggrunden vid denna tid eller om utvecklingen i väster har skett på en helt annan plats. I det senare fallet skulle denna bergartsprovins ha blivit sönderstyckad och slutligen en del av den vid en ännu icke närmare bestämd tidpunkt placerats på sin nuvarande plats.

Vi har all anledning att förmoda att den migmatitiska berggrunden närmast Mylonitzonen till sin allra största del består av gamla djupbergarter. Det är vidare sannolikt att dessa är äldre än Åmålsgranitoiderna. Därigenom finns en klar parallell med de förhållanden som har beskrivits från Göteborgsregionen. Åldern av den äldre av dessa båda sviter är okänd. Enligt beskrivningarna från Värmlandsnäs skulle den ha varit migmatitiserad innan Åmålsgranitoiderna intruderade. Vidare är det klart att sedimenten i Stora Le–Marstrandsgruppen var migmatitomvandlade vid den tidpunkten. Vad som är mindre klart är när intrusionen av Åmålsgranitoiderna skedde. Det finns en serie åldersbestämningar av dessa. En del är Rb-Sr-isokronbestämningar på hela bergarter. Resultaten från dessa varierar en del. En ålder av ungefär 1650 miljoner år har brukat anses vara nära den riktiga. Emellertid är U-Pb-åldrar på zirkoner lägre än dessa bestämningar. De håller sig mellan ungefär 1600 och 1620 miljoner år och har en generellt sett mindre spridning. Man har tidigare förmodat att dessa åldrar skulle vara regenererade och inte längre återspegla intrusionsåldrarna utan vara någon sorts geologiskt meningslösa blandåldrar. Tekniskt är det inga fel på dateringarna. Antalet zirkonbestämningar har ökat. De resultat man får är tämligen samstämmiga. Det är därför sannolikt att zirkonerna ger den verkliga åldern och att de tidigare som tillförlitliga betraktade Rb-Sr-bestämningarna icke återger intrusionsåldrarna utan att isokronerna har blivit roterade och ger en högre, felaktig och meningslös ålder. En sådan "isokronrotation" kan uppkomma om äldre berggrund absorberas. Den erhållna "åldern" kan bli högre än båda bergarternas verkliga åldrar. Det har även i litteraturen förts fram förmodanden om att alla åldrar på Åmålsgranitoiderna skulle vara felaktiga och för låga. Den sanna åldern skulle ligga på ungefär 1830 miljoner år. Detta skulle motsvara den yngre generationen av de svekofenniska granitoiderna och ge dessa en

ur plattektonisk synpunkt mer acceptabel tolkning. Emellertid motsägs en sådan hypotes av de Sm-Nd-bestämningar som gjorts. Hypotesen bör följaktligen avskrivas som mycket osannolik. En sannolik hypotes blir då att Åmålsgranitoiderna intruderade för mellan 1600 och 1620 miljoner år sedan. Felet är sannolikt kanske ±20 miljoner år. Åmålsgranitoiderna utgör en mycket stor del av den idag exponerade jordskorpan i västra Värmland. Även om icke alla intrusionerna inträffade samtidigt utan var utspridda över en ganska lång tidsepok, måste de ha medfört en stark uppvärmning av berggrunden och ha påverkat omgivningen på ganska stora avstånd. I den östra delen av den skandinaviska skölden verkar ingenting förutom intrusionerna av en del av rapakivibergarterna ha skett vid denna tidpunkt. Rapakivibergarterna har en helt annan geokemisk karaktär än Åmålsgranitoiderna. Därmed är det inte sagt att det skulle vara omöjligt att ett orsakssamband finns mellan bildandet av de båda graniternas magmor. Rapakivibergarterna är emellertid geografiskt lokaliserade till små områden, och de har bildats under lång tid. De enskilda massiven är olikåldriga och den magmatiskt aktiva zonen har förflyttat sig med tiden. Detta överensstämmer icke särskilt väl med vad man skulle förvänta sig om magmabildningen orsakats av att en massiv intrusionsverksamhet ägt rum i ett närbeläget område. Det är därför icke osannolikt att de processer som skapade Åmålsgranitoiderna ägde rum på ett helt annat, okänt ställe på jordytan än där dagens svekofenniska berggrund då befann sig. Det finns idag ingen kunskap om var detta skulle ha skett. Den metod, som är bäst lämpad att ge sådana upplysningar, är latitudbestämningar med paleomagnetiska metoder. På grund av senare upphettningar har berggrunden dock förlorat sitt magnetiska minne. Detta gör att de latitudbestämningar man utför i stort sett endast ger latituden för ungefär 900 till 1000 miljoner år sedan.

Åmålsgranitoiderna har bildats genom intrusioner av bergartssmältor. Dessa bergartssmältor har i sin tur bildats ur förmodligen amfibolitiska bergarter. Sammansättningen av dessa amfibolitiska bergarter motsvarar ungefär den sammansättning som den moderna jordskorpan på havsbotten har. Vidare är den kemiska sammansättningen av Åmålsgranitoiderna mycket lik den sammansättning moderna granitoider bildade i subduktionszoner har. Om de plattektoniska processerna för 1600 miljoner år sedan fungerade på ett med dagens processer helt analogt sätt är dock icke klarlagt. Men omöjligt är det icke att Åmålsgranitoiderna bildats i en miljö ej olik den utanför Amerikas västkust.

Efter det att Åmålsgranitoiderna bildats följde en period av lugn. Denna period avslutades för ungefär 1560 miljoner år sedan. Då intruderade Sundsta- och Göstagraniternas magmor. Förmodligen bildades även flera andra små granitmassiv. De två nämnda massiven är daterade. De båda dateringarna stämmer nära överens trots att den ena är en Rb-Sr-totalbergartsdatering och den andra en U-Pb-datering av zirkoner. Övriga granitmassiv har förts till denna grupp främst på grund av litologiska likheter. Ytterligare några dateringar har utförts. Dessa gjordes på Gösjögraniten och Gunnarstangraniten (se fig. 18). Bägge dateringarna är zirkondateringar men båda har

tolkats som minimiåldrar. De erhållna minimiåldrarna är 1499±36 (Gösjögraniten) och 1552+38/ -36 miljoner (Gunnarstangraniten) år. Orsaken till att denna intrusionsperiod inträffat ungefär 50 miljoner år (eller 90 miljoner år om man föredrar Rb-Sr-dateringarna) efter intrusionen av Åmålsgranitoiderna har icke kunnat klarläggas. Dessa graniter är kemiskt totalt skilda från Åmålsgranitoiderna. De visar nästan ingen kemisk variation och verkar utgöra minimismältor av krustala bergarter dominerade av kalifältspat, albitrik plagioklas och kvarts. Magmabildningen har heller icke inträffat på något större djup. De är likåldriga med de yngre rapakivigraniterna. Ursprungsbergarten kan inte vara de normala Åmålsgranitoiderna. Varken isotopkemin eller spårelementkemin är förenlig med en sådan hypotes. Det skall dock medges att antalet isotopbestämningar på den yngre granitgruppen och antalet spårelementbestämningar på den äldre mer kemiskt varierade gruppen är för litet för att tillåta helt säkra slutsatser. Sannolikt är ursprunget äldre och kalirikare än Åmålsgranitoiderna. Huruvida någon veckfas och/eller metamorfosfas inträffat mellan intrusionerna av dessa båda bergartsgrupper har inte heller kunnat klarläggas.

Efter intrusionen av de äldsta mikroklingraniterna för ungefär 1560 miljoner år sedan följde en metamorfosperiod. Om en avklingande magmatisk verksamhet fortsatte efter denna period eller om de zirkonåldrar, som antyder en sådan fortsättning, är att betrakta som orsakade av öppnade isotopsystem och därmed som geologiskt meningslösa, kan för närvarande inte avgöras. Det finns indikationer på en metamorfosperiod för ungefär 1400 miljoner år sedan. Dessa indikationer är tämligen vaga och framför allt är tidsbestämningen synnerligen osäker. Det finns heller ingen känd storskalig geologisk händelse att förknippa den med.

Nästa säkert belagda stora händelse är intrusionen av den andra generationen av mikroklingraniter för ungefär 1250 miljoner år sedan. Detta verkar att ha varit en utdragen process. Den datering, som givit upphov till den högsta åldern, är Rømskogsgraniten med 1277±20 miljoner år (Rb-Sr) och den, som givit den lägsta Sandsjögraniten med 1210+16/-14) miljoner år (U-Pb på zirkoner). Den stora åldersskillnaden kan bero på olika dateringsmetoder, jfr Åmålsgranitoider sid. 192. Förutom massiven i Värmland finns även ett antal massiv i Dalsland och västra Västergötland. Denna granitgeneration verkar ha en komplex uppkomsthistoria. Graniten synes vara sammansatt av två grupper, varav den ena har en måttlig kemisk variation och den andra varierar från kvartsmonzonit till granit. Denna kemiska variation är typisk för graniter som bildats under anorogena förhållanden med en magmabildningsfas i den undre delen av en förtjockad jordskorpa. Detta är en klar skillnad gentemot den äldre mikroklingranitgenerationen, som sannolikt har bildats på mindre djup. Det kan också förtjänas att påpeka att för knappt 1000 miljoner år sedan inträffade en metamorfosperiod i området mellan Protogin- och Mylonitzonerna i Småland och Halland. Denna metamorfos kännetecknades av höga tryck. De tryck som har uppmätts motsvarar ungefär vad som orsakas av tyngden av en normal kontinental jordskorpa. Detta innebär att vid denna tidpunkt var jordskorpan starkt förtjockad i det

som skulle bli södra delen av sydvästra Sverige. Det är mycket osäkert vilket samband som vid denna tid fanns mellan området mellan de båda zonerna i sydligaste Sverige och området väster om Mylonitzonen i Värmland. Men vi får ändå en antydan om att det även på andra ställen i Västsverige finns indikationer på en förtjockad jordskorpa. Det har spekulerats om att för ungefär 1250 miljoner år sedan skulle den Baltiska skölden ha avskilts från den Laurentiska skölden (nuvarande Nordamerika) och drivit mot öster under samtidig rotation. Möjligheten har framförts att detta är orsaken till bildningen av de nu nämnda graniterna. De har som tidigare framhållits icke karaktären av orogena subduktionszonsassocierade graniter utan av anorogena graniter bildade i en förtjockad jordskorpa. Dessa graniter genomslås av amfibolitgångar som ursprungligen var diabaser. De senare måste ha samband med en tänjning i jordskorpan. Antalet gångar är inte särskilt stort i Värmland, medan avsevärt fler gångar förekommer på andra håll. Det bör här framhållas att vi icke känner till antalet diabasgenerationer och att det också existerar många gångar som är äldre än de 1250 miljoner år gamla graniterna. Det är heller icke klart varför dessa graniter visar en sådan kraftig koncentration till de västra områdena. En sak förtjänar att särskilt framhållas: fram till och med intrusionen av dessa graniter finns det ingenting, som tyder på att man kan dra några paralleller mellan de geologiska skeendena i områdena öster och väster om Mylonitzonen. Sannolikt befann sig dessa båda områden, som nu ligger intill varandra, då på stort avstånd från varandra.

Vi vet inte när Mylonitzonen började bildas. Hyperiterna som finns på östra sidan av zonen kom sannolikt till för ungefär 1500 miljoner år sedan. De har dragits med i rörelserna. Huvuddelen av Mylonitzonens rörelser bör således ha inträffat efter dessa intrusioner. Några andra säkra hållpunkter finns inte. Av vad som framgått av det tidigare sagda har sannolikt större delen av rörelserna inträffat efter intrusionen av de 1250 miljoner år gamla graniterna. Pegmatiter som finns i Mylonitzonen och som endast är obetydligt deformerade kan vara Blomskogspegmatiter, och de granitgångar som har iakttagits kan vara med dessa pegmatiter samhöriga bergarter. Dateringsförsök av granitgångarna pågår, men resultat föreligger ännu icke.

Efter intrusionen av diabaserna i Segmon- och Sandsjögranitgruppens bergarter har en genomgripande metamorf fas inträffat. Denna verkar att ha varit av högtryckskaraktär eftersom granaterna är Ca-rika även i bergarter, där plagioklasen utgörs av oligoklas eller andesin. Några kvantitativa bestämningar av tryck och temperatur har icke gjorts. Det höga trycket innebär att dagens berggrundsyta låg på avsevärt större djup och att sannolikt ungefär 25 km överliggande jordskorpa har eroderats bort. Den exakta tidpunkten för denna metamorfos är icke känd. Den var avslutad för ungefär 900 miljoner år sedan, då Blomskogsgranitens magma intruderade. Denna fas var så kraftig att K-Ar-åldrarna ställdes om. För västra Värmland ligger dessa för biotiter vid 950–1470 (de flesta mellan 1000 och 1100) och för hornbländen vid 1040–1060 miljoner år. Mellersta Värmlands gnejsgraniter uppvisar genomgående något lägre K-Ar-åldrar, för biotiter mellan 900–975 och för hornbländen kring 915 miljoner år (Jarl

1992). Dessa åldrar har naturligtvis ingenting med bergarternas bildning att göra utan anger tidpunkten då bergarterna sista gången svalnade. Dessa data visar även att mellersta Värmland svalnade något senare och förmodligen därmed också lyftes upp senare än västra Värmland. Detta innebär att berggrunden fortfarande var uppvärmd vid tiden för Blomskogsgraniternas bildning ca 900 miljoner år tillbaka, även om de tektoniska rörelserna då hade upphört. Blomskogspegmatiterna och/eller lamprofyrgångarna är de sista bergarter som har nybildats i västra Värmland. Sannolikt har en mindre tänjning av jordskorpan skett efter det att Blomskogsgraniterna intruderat och de då bildade sprickorna berett plats för lamprofyrerna. Lamprofyrgångarna är icke sins emellan parallella. Vad som förvånar är att lamprofyrmagma bildats över ett så stort område. Det är nämligen osannolikt att dessa enstaka, smala och spridda gångar skulle ha bildats antingen ur en jättemagma eller skulle ha transporterats som smältor många tiotals kilometer genom förhållandevis kallt berg. Gångarna bildar inte någon utpräglad svärm utan är förhållandevis få, även om icke mer än gissningsvis 5 % av dem har kunnat lokaliseras.

Efter intrusionen av Blomskogsgraniter och associerade pegmatiter har rörelser skett i smalare zoner. Detta bevisas av att den stora skjuvzonen intill den norska gränsen då fortfarande var aktiv. Mylonitzonen var däremot sannolikt antingen färdigbildad eller i slutfasen av sin aktiva period. Detta framgår av att Blomskogspegmatit finns på östra sidan om zonen – den pegmatit som daterats strax norr om Nilsby. Detta innebär att den Baltiska skölden i stort hade sitt nuvarande utseende frånsett att den kaledonska bergskedjan ännu icke fanns. Blockrörelser som längs sprickor flyttade stora bergartsblock i förhållande till varandra pågick fortfarande. Hit hör de breccie-zoner, som går genom Mylonitzonen och sannolikt även de förkastningar som är särskilt vanliga i Arvikaregionen och i nordvästligaste delen av västra Värmland. Vi kan förmoda att vid början av den kambriska tiden (för ungefär 570 miljoner år sedan) var upplyftningen liksom stora delar av erosionen avslutade. ”Sandstensgångarna” på Onsön, öster om Segerstadshalvön, har visats utgöra underkambriska sprickfyllnader. Även om sådana sprickor kan vara många tiotal meter djupa är detta dock mycket litet jämfört med de totalt 25 km berg som försvunnit under de ca 500 miljoner år som förflutit från tiden 1100 till 600 miljoner år före vår tidräknings början.

Summary: The Precambrian of Western Värmland

This text was written in 1990– early 1993. Results obtained after this time have not been considered. Datings are performed and interpreted in the normal way during the eighties. In this review, the Precambrian of western Värmland has been divided into smaller areas (Fig. 25, p. 65). Generally, the division does not follow fixed geological boundaries. However, each area has its own characteristics.

The main structural element of Värmland, the Mylonite Zone, forms the boundary between Central and Western Värmland. Central Värmland is mainly made up of gneissic granitoids, amphibolites and so-called hyperites described by P.H. Lundegårdh (1995). The geological history of the central part differs entirely from that of the western, the latter being dominated by several, probably five, generations of granitoids of different character. These have been intruded during a time span of some 750 million years. Supracrustal rocks and rocks believed to have a supracrustal origin occur more sparsely. The review begins in the bedrock immediately to the east of the Mylonite Zone, in westernmost Central Värmland. Then the different westward regions are described starting in the southeast and turning from there towards the north and west. It finally ends with a description of the Mylonite Zone itself.

The area between the Mylonite Zone in the west and the River Klarälven in the east

Fine-grained, red gneisses dominate on the Segerstad peninsula in the southernmost part of the area between the Mylonite Zone and the River Klarälven. They have been interpreted as metavolcanic rocks though this interpretation is uncertain. No primary volcanic textures or structures are preserved – the rock is totally recrystallized. Northwards, these rocks are succeeded by more medium-grained hornblende- and biotite-bearing gneisses of a type frequently met with in Central Värmland. In addition to these rocks interpreted as gneissic granites, grey, fairly inhomogeneous rocks occur. They are rather fine-grained and in part feldspar porphyroblastic. Sometimes, they carry hornblende and are locally rich in this mineral. Among the accessories sphene, apatite, zircon, allanite, muscovite, fluorite and opaque minerals may be mentioned. The rocks have sometimes been weakly migmatized. Generally, migmatized rocks are not typical for areas to the east of the Mylonite Zone. The described rocks are suggested to be metasediments. No convincing evidence in favour of this suggestion exists, however. On the other hand, nothing suggests a plutonic origin. In a narrow zone striking NE–SW, similar rocks form bands in the dominating red, fine-grained gneiss. Towards the northeast, grey rocks also assumed to be metasediments have been observed. The age relations between the metasediments and the other rocks are unknown. There are observations suggesting that rocks interpreted as metavolcanics are older than the gneissic granites.

Three small (diameter less than 200 m) stocks of a finely medium-grained non-foliated granite have been found. They clearly cut the older rocks. An Rb-Sr errorchron suggests an age of 1104±100 Ma with an extremely low $^{87}Sr/^{86}Sr$-initial ratio (0.7027). The upper intercept age obtained from zircons is 1140+54/-52 Ma. It is uncertain whether inherited zircons (cores?) occur in the rock. A biotite-whole rock two-point Rb-Sr isochron has given a minimum age of 863 Ma.

Younger than the rest of the bedrock are two joints filled with sandstone found on the island Onsön (coordinates in "Rikets nät" 657895/135965).

Fold-axes in general plunge gently approximately towards the west though showing higher plunges close to the Mylonite Zone. In the south, the foliations are approximately east–west but northwards they turn sharply and become northeast–southwest. The foliation directions are shown in a π-diagram (Fig. 26, p. 68).

North of the Segerstad peninsula and west of the city of Karlstad, outcrops are sparse. The normal, medium-grained, red, gneissic granite predominates. The volcanic(?) rock occurring on the Segerstad peninsula has also been found along the shores of Lake Vänern. Small lens-shaped massifs of a megacrystic greyish red to reddish grey granitoid occur. This rock is tentatively identified as a foliated and metamorphosed equivalent of the wide-spread Filipstad granite occurring in the Transscandinavian Igneous Belt (Lundegårdh 1995).

In addition to sparse "hyperites" amphibolites occur frequently. These probably belong to at least two generations.

Conspicuous is a foliated, fairly mafic granitoid occurring in the northern part of the city of Karlstad and at Skutberget immediately to the west of Karlstad. It is known as the Zachrisdal granitoid. Similar though less mafic variants of this rock are found further north, to the east of the Fryken lakes. In outcrops, it looks like the Åmål granitoids found to the west of the Mylonite Zone. However, the rock is not calc-alkaline but alkali-calcic and significantly older than the Åmål granitoids. All the same, it appears to be younger than the red, silica-rich gneissic granites. The chemical composition of Zachrisdal granitoid is reported in Table 6.

Frequent dykes of pegmatite are the youngest rock of the region. To the east of the Fryken lakes, a pegmatite dyke is dated and found to be coeval with the late Sveconorwegian Blomskog granites and pegmatites in the southwesternmost part of Värmland. The appearance of such pegmatites in the bedrock on both sides of the Mylonite Zone suggests that these two terranes were attached to each other at the end of the Sveconorwegian orogeny.

Northwards along the Fryken lakes, the rocks are similar to those normally found in the area between the Mylonite and Protogine Zones, i.e. red, medium-grained gneissic granites, amphibolites and hyperites (Lundegårdh 1995). Locally some migmatites occur. Along the eastern shore of Lake Nedre Fryken, a fine-grained, mostly red gneiss occurs. The foliations grade from NE–SW to approximately N–S and NNW–SSE. This is evident from the π-diagrams in Figs. 27–30 (pp. 72–77). A few

additional chemical analyses of rocks from the area to the east of the Mylonite Zone are found in Table 11.

The Värmlandsnäs peninsula

The easternmost part of southern Värmlandsnäs peninsula forms part of the Mylonite Zone. A description of the Zone is found as the last part of this summary. The presumably oldest rocks on the rest of Värmlandsnäs are granitic and granodioritic, often banded and migmatized gneisses of various origins. Most of these migmatites are supposed to have a plutonic origin. It is questionable whether any sedimentary rocks at all occur on the peninsula. The migmatites are reddish grey. The red colour comes from the normally folded leucosome material. Sometimes, leucosomes make up 50% of the rock, but normally less than 30% consist of leucosome material. Chemical compositions of this rock group, including rocks sampled in the area close to the Mylonite Zone (see p. 182), are reported in Table 2.

A narrow band of augen gneiss runs along the western margin of the Mylonite Zone. This rock is spectacular with augen up to one decimetre in diameter. Similar augen gneisses are also found further to the north – especially in the Arvika region. The band is folded and split into two bands in the north. In the south, it has been affected by the mylonitization processes. This proves that the Mylonite Zone cuts rock boundaries. Small patches of similar augen gneisses are occasionally found within the migmatites.

The dominating rock-type in western Värmland is Åmål granitoids (colour photo 9, p. 381). Chemically, quartz diorites and granodiorites dominate this calc-alkaline suite. Granites are sparse. Chemical compositions are found in Table 4. The chemical and mineralogical compositions are similar to the presumably somewhat older migmatites, even if garnets are much more frequent in the migmatites. When the Åmål granitoids are migmatized, these two rock suites are difficult to distinguish from each other. Many misidentifications might thus have occurred. No contacts between the two suites are found. The contacts are always covered by Quaternary drifts.

On the Värmlandsnäs peninsula, the Åmål granitoids are second in importance. They form a fairly large massif in the southwestern part of the peninsula. Bands of Åmål granitoids in the migmatites are also found. The rock is foliated but not migmatized. The Åmål granitoids have a more mafic composition than normal. The chemically most primitive Åmål granitoids found and analyzed come from the islands off southern Värmlandsnäs. On Värmlandsnäs, the most easily recognized dissimilarity between the Åmål granitoids and the older(?) migmatites is their different degree of migmatization. Northwards, in the Arvika region and in the areas immediately to the west of the Mylonite Zone, this difference gradually disappears – mostly the Åmål granitoids are also migmatized.

A rock deserving attention on the Värmlandsnäs peninsula is the Gösta granite.

This rock forms the largest massif of the approximately 1.5 Ga old granites. It is greyish red and fine- to medium-grained. Further, it is characterized by a small chemical variation. It displays a suite to be described as made up of both granites and adamellites. The trace element contents suggest that the rock was formed as a result of a fairly extensive melting of a siliceous, crustal rock. The zircon age is 1563 +32/ -21 Ma. Chemical compositions are reported in Table 7.

The Gösta granite is surrounded by the Ström gneiss, which is an augen-bearing granodioritic rock. Most augen have been more or less elongated to cigar-formed rods (colour photo 13, p. 383). They are composed of polycrystalline microcline spotted by small crystals of hornblende. It is probably a variant of the Åmål granitoid constrained to the neighbourhood of the thrust planes of the Glaskogen Nappe Complex. These nappes have been pushed out over the Ström gneiss. The upper intercept U-Pb age on zircons from the Ström gneiss is 1603±31 Ma. The chemical composition of the Ström gneiss is reported in Table 5.

The 1.25 Ga old Segmon granite belongs to an alkalic granite generation younger than the Gösta granite. The Segmon granite is a typical rock of the Arvika region. However, its southernmost tip extends into the Värmlandsnäs peninsula (as defined in this paper). The rock is described on p. 186.

Tectonically the Mylonite Zone controls the foliation directions in the eastern part of the Värmlandsnäs peninsula. In the western part, a large-scale fold with an axis approximately striking north–south is the most prominent tectonic feature. Figure 32 (p. 83) displays a π-plot of the foliation directions on the Värmlandsnäs peninsula. The directions of the linear structures are scattered. Normally they plunge towards the west.

The area immediately to the west of the Mylonite Zone

The area immediately to the west of the Mylonite Zone is dominated by the same granitic to granodioritic migmatites found on the northern part of the Värmlandsnäs peninsula. On the northernmost part of the peninsula, the rocks are banded. This banding is due to the occurrence of numerous mafic bands, probably tectonized dykes, and red bands rich in microcline. The latter are presumably tectonized dykes of microcline granites, either of the Segmon or of the Gösta type. The amount of mafic bands reaches a maximum near the community centre of Grums. The reason for this is not known. Simultaneously, the rocks have become increasingly deformed. Leucosomes folded in the south have been strongly deformed, elongated and included in the banding. This increasing degree of deformation appears close to the sector of the Mylonite Zone where it becomes narrow, ill-defined and possibly even disappears.

Rocks interpreted as Åmål granitoids occur as high-aspect bodies. When continuing towards the north from the Värmlandsnäs peninsula, the degree of migmatization of the Åmål granitoids increases. Simultaneously, it becomes more and more difficult

to distinguish them from the presumably older migmatites. Probably, there are many misidentifications in the areas along the Mylonite Zone.

Continuing farther north the degree of deformation again decreases. Amphibolites are still frequent, but they are not so dominating as they are near Grums. The red bands disappear and the leucosomes look like normal leucosomes again. The folded leucosomes on the peninsula Värmlandsnäs have, however, been replaced by stromatic ones. The colour of the leucosomes changes from dominant pinkish red to greyish white. This change of colour is not accompanied by any mineralogical changes. Garnets are rare on Värmlandsnäs but increase in importance towards the north and reach a maximum near Grums. Further north, garnets are normally found in the migmatites, but in many cases they are merely accessories. The Åmål granitoids, which around Grums normally carry garnets, lack this mineral in the northern areas.

North of the large fault at the southern tip of the Fryken lakes, the Fryksdalshöjden gneiss occurs. This is a greyish red to reddish grey gneissic granodiorite. It has been strongly migmatized. Normally there are two discernible generations of veins. At a few places even three generations might be seen. Characteristic of this rock are coarse leucosomes with stictoliths of hornblende. The rock has a relic ophtamalitic character. Sphene might occur as large crystals discernible by the naked eye. In the same area occurs a similar rock, the Storheden gneiss. Chemically it is indistinguishable from the Fryksdalshöjden gneiss (Fig. 11, p. 38; Table 3). Normally, it has no leucosomes and the ophtamalitic character is more pronounced than in the Fryksdalshöjden gneiss.

In the northernmost part of the area, the grain size of the "normal" migmatites becomes more heterogeneous. There are no other indications suggesting that elements of supracrustal rocks might become more frequent. The amount of mafic rocks, especially amphibolites, decreases drastically.

Among other rocks occurring in the area next to the Mylonite Zone, small massifs of gabbro and of red microcline granite may be mentioned. The preferred interpretation suggests the microcline granite to belong to the same generation as the Gösta granite. This assumption is mainly based on lithological similarities among the rocks. Neither is it known, whether the gabbro spatially associated with much of the granite is also genetically connected to this rock. It has never been suggested that the gabbro and the granite should be comagmatic. It is possible that the gabbroic magma was formed by partial melting in the mantle. The heat brought up by this magma might have been sufficient to cause partial melting of crustal rocks eventually forming the granite. Two age determinations have been performed on the latter. One granite, the Gösjön granite, gives an upper intercept age (U-Pb system applied on zircons) of 1499±36 Ma, another, the Gunnarstan granite of 1552 +38/-36 Ma. Both ages are interpreted as minimum ages.

Close to the Norwegian border, a fine-grained, garnet-bearing, siliceous rock occurs in a poorly exposed area. According to the preferred interpretation it might be a volcanic rock. Its chemical composition is reported in Table 10. Volcanic rocks are

known from the Norwegian side of the border, viz. the Kongsvinger volcanics.

Two dykes of lamprophyre have been discovered within the region. The largest of all lamprophyre dykes found so far occurs close to Segmons gård, to the west of Grums (cf. Fig. 36, p. 95). Another dyke occurs in the forest NNE of Lake Värmeln. With the exception of the sandstone "dykes" described from the shores of Lake Vänern, these dykes are probably the youngest rocks of western Värmland. According to an uncertain K-Ar determination they are approximately 0.9 Ga old. They are beyond doubt Proterozoic and have nothing to do with the Permian volcanism in the Oslo area. Lamprophyres are found also in other parts of western Värmland. Altogether about ten dykes have been discovered. However, the bedrock of the area is poorly exposed. Furthermore, the mapping has been a small-scale one, and the lamprophyres are easily weathered thus showing a strong tendency to occupy topographic depressions. Therefore, it must be assumed that the real number of such dykes is much higher than those actually discovered.

Tectonically, the Mylonite Zone has had a strong influence on the rocks found in its vicinity. The dip of the foliation becomes steeper when approaching the Zone. This can be seen over a couple of kilometres. The foliations are influenced by the curvature of the Zone and vary from strict N–S in the south to NW– SE in the north. The foliations are plotted as π-diagrams in Figs. 32–35 (pp. 83–89).

The Arvika region

The Arvika region is a complex part of western Värmland. In the south, migmatites continue from the Värmlandsnäs peninsula. The banded character of the rocks found in the northern part of the peninsula is intensified. This implies that it becomes increasingly difficult to interpret the original character of the rock. The various bands are made up of grey gneisses of somewhat different compositions, amphibolites and red granitic rocks. The contents of felsic and mafic minerals of the gneisses vary. In addition to the intensified banding the rocks have also been migmatized to an increasing degree. Migmatization strengthens the visual impression of banding but, of course, the formation of bands is genetically different from that of leucosomes. The Gösta granite disappears in the southwesternmost part of the Arvika region. It is suggested to occupy the core of an antiform structure that plunges towards the north. The Ström gneiss can be followed for another 50 to 60 km before it disappears under a lake. South of the place where the Ström gneiss finally disappears it is overthrust by the Glaskogen Nappe Complex but reappears after approximately ten kilometres.

Augen gneiss is a conspicuous rock type found on the Värmlandsnäs peninsula. Increasing amounts of this gneiss can be followed northwards in the Arvika region. In the west, it has in part been strongly deformed carrying ellipsoid augens. The contacts towards the migmatites are in many cases not well-defined. The rock gradually looses its augens and changes into a normal migmatitic gneiss. Proceeding farther across the

strike the augens may reappear. These observations suggest that augens may be formed in the normal gneiss. The matrix of the augen gneiss is similar to the matrix of the normal migmatitic gneisses but may be somewhat more coarse-grained.

Continuing farther northwards the amount of rocks interpreted as Åmål granitoids increases. These rocks are normally strongly migmatized, and it is in many cases impossible to distinguish them from the presumably older migmatite gneisses. Both the Åmål and the older migmatites are of the stromatic type. Hornblende often occurs in the leucosomes. Near the town of Arvika, Åmål migmatites dominate totally. Locally this granitoid becomes feldspar porphyroblastic. The blasts seldom reach two centimetres in diameter. Compared to the Åmål granitoid of the Värmlandsnäs peninsula most Åmål granitoid migmatites at Arvika are more siliceous. This is the normal composition of the Åmål granitoids – on Värmlandsnäs they are on the whole more mafic than normal. At one locality, large xenoliths of a conglomerate have been discovered in an Åmål granitoid. Among the boulders in this conglomerate older granites are found. This proves that continental rocks existed in this region prior to the intrusion of the Åmål granitoids.

In the northwestern part of the Arvika region, fine-grained siliceous gneisses are frequent. Normally they form bands that measure a few kilometres in width. No primary structures have been preserved. Based on their grain size, siliceous character and lithological similarities with rocks found within the Glaskogen Nappe Complex, they have been identified as metavolcanics. In the Nappe Complex, similar rocks may be followed along the strike direction into better preserved types. In the Åmål region, south of the boundary of Värmland, fairly well preserved volcanic rocks occur. The area occupied by volcanics tapers towards the northwest and reappears as patchy remains in the northern part of westernmost Värmland (see p. 187).

Among rocks supposed to have a supracrustal origin, strongly migmatized, inhomogeneous, fine- to finely medium-grained gneisses occurring to the northwest of the town of Arvika should be mentioned. It is, however, difficult to settle whether the rocks have a supracrustal or a plutonic origin. Typically, finely medium-grained rocks have been successively transformed into fine-grained or clearly medium-grained gneisses. Banded rocks with widths of bands measuring from centimetres to hundreds of metres are typical. Within this area rocks occur, which according to all normal criteria should be classified as plutonic rocks. These massifs are too small to be marked separately on the map. Dominating minerals are quartz, microcline, plagioclase and biotite. Garnet occurs as an accessory, but locally the amount of garnet increases and it should be included among the major minerals. Muscovite may occur in small quantities. Amphibolites are frequent either as thin horizons or as narrow bands in the normal sequence of rocks. The amphibolites are always garnet-bearing; sometimes they are strongly enriched in garnet. At one locality a small body of a quartzitic character has been identified. The degree of migmatization varies.

Several massifs of greyish red, foliated granites assumed to be equivalents of the

Gösta granite belong to the younger rocks in the Arvika region. The rocks are finely medium-grained and poor in biotite or hornblende. No age determinations have been made. The interpretations are merely based on lithological similarities. These rocks increase in importance towards the northwest, where they constitute a dominating element of the bedrock. Questions have arisen, whether some of these rocks should be regarded as volcanics or granites. It is at present not known why these rocks have an irregular distribution within western Värmland. Large areas are practically devoid of rocks of this type, whereas in other areas several massifs occur close together.

The Segmon granite is a characteristic rock of the Arvika region. It is red and medium-grained, sometimes coarsely medium-grained. Major minerals are quartz, microcline and albite-rich plagioclase together with hornblende and biotite. The rock has been metamorphosed and is strongly foliated. Garnet occurs very sporadically. The Segmon granite forms one of the major massifs of granitic rocks belonging to the approximately 1250 Ma old alkali-calcic group. Two age determinations of the Segmon granite resulted in 1249+10/-7 Ma (U-Pb upper intercept age on zircons) and 1250±62 Ma (whole rock Rb-Sr isochron age). The rock is differentiated from syenitic to granitic compositions. It contains fairly high amounts of HFSE (High Field Strength Elements, such as Zr, Th, U etc.). According to the interpretations preferred, the magma of the Segmon granite formed at deep levels of the crust. At that time, the crust was probably much thicker than today. The rock was metamorphosed during the Sveconorwegian orogeny – even a weak migmatization can locally be found. Normally, the country rock has been migmatized at all contacts with the 1.25 Ga old granitoids. If this is the case also around the Segmon granite is not clear, since the regional migmatization in this part of western Värmland is very strong. A marked growth of secondary potash feldspar occurs in the country rock along the contacts towards the Segmon granite. At some localities, this might even lead to difficulties in separating the banded migmatites from the Segmon granite.

A few small anorthositic bodies occur in the Arvika region. They are associated with metagabbroic rocks occupying areas which in most cases are too small to be mapped. The gabbros contain hornblenditic rocks and may be rich in garnet. There are no indications as to the age of the gabbroic rocks.

Two small high-dipping lamprophyric dykes have been found in the Arvika region. One of them occurs close to the lowermost thrust-plane of the Glaskogen Nappe Complex. This dyke probably cuts the thrust plane although no proofs are accessible.

A change in strike of the regional structures from an approximate N–S to an E–W direction following the Glaskogen Nappe Structures characterizes the Arvika region. In the northern part of the Arvika region, these structures become conformable with the Mylonite Zone and turn into a NW direction. The regional foliation pattern is evident from Fig. 67 (p. 170). The foliation directions in the Arvika region are displayed as π-diagrams in Figs. 44–46 (pp. 114–118). The most obvious tectonical features of the Arvika region are the large faults, which in the south have an E–W direction but

northwards successively turn to NE–SW. These faults have been easy to recognize in the Arvika region, since they cut the Segmon granite and the bands of augen gneiss at a large angle. Characteristic of the faults are quartz-healed breccias. From the map it is evident that one single band of augen gneiss might split into two at a fault, and that the width of the Segmon granite bands changes drastically at some faults. Obviously, the faults have a vertical component indicating upheaval of the northern blocks. This component may be of the order of 400–500 m at each fault. Much of the northwards increasing degree of migmatization might be explained by this upheaval. Going northwards in the Arvika region implies traversing deeper levels of the Earth's crust.

In the west, close to the Glaskogen Nappe Structures, the rocks are strongly lineated. This structure is interpreted as a transport lineation. The K-Ar age of biotite in this lineated structure is 962±19 Ma, which might be the age of the Glaskogen Nappe thrusting.

Westernmost Värmland, northern part

Westernmost Värmland is in this description split into a northern and a southern part. Rocks in these two regions are very different. The boundary between them is drawn to incorporate all younger, approximately 1.25 Ga old, granite massifs in the southern part.

The northern part of Westernmost Värmland is mainly a continuation of the Arvika region. A few rock-types that are not found in the Arvika region are, however, important in the northern part of Westernmost Värmland. Of certain interest is a strongly deformed, sparsely porphyroblastic gneissic granitoid (mapped as granitic gneiss, age unknown, with added symbols for small feldspar augen). The chemical composition is reported in Table 1 (p. 205) and shown in the diagrams of Figs. 4–6 (pp. 27–29). The rock suite is dominated by granodiorites and adamellites. Polycrystalline augens in the rocks are made up of greyish pink to pink microcline. The contact relations to other rocks are unclear. A large fault zone splits the massif into two parts. The part of the massif found to the south of the thrust is more homogeneous than the part to the north. In the north, patchy remains of rocks supposed to be metamorphosed volcanics are found. There are unclear transitions between these assumed volcanic rocks and the porphyroblastic granitoid. The porphyroblasts are less well-developed in the northern compared with the southern part. Migmatization of the granitoid is observed, but this is not a typical feature of the rock. There are field observations suggesting that the rock is older than the Åmål granitoids. In the north, Åmål granitoids are found to penetrate the massif. The massif tapers towards the north.

The assumed volcanic rocks found in the westernmost part of the county have no preserved original volcanic features. They are fine- to medium-grained gneisses of restricted distribution. Nowhere is it possible to follow these rocks into better preserved and easily identified volcanic rocks. The identification of the volcanics should

thus be considered tentative.

Predominant in whole Westernmost Värmland are the Åmål granitoids. In the northern part, they are normally more or less migmatized even if the degree of migmatization is low in many parts of the area. They are always foliated, but the degree of foliation varies from almost unfoliated varieties to schistose, strongly sheared rocks. Locally, porphyroblastic varieties occur. Normally the granitoids appear as a grey plagioclase-dominated rock with varying amounts of biotite and hornblende. Garnets are observed in the northern part of the area. Locally they might be large. Two thin lenses of augen gneiss have been found in the granitoids.

A conspicuous feature is a band of microcline granite massifs of the Gösta type. This band can be followed from the Arvika region. The colour of the granite is normally greyish red. Leucocratic varieties occur locally. No age determinations have been made. Consequently, the assumption that these massifs belong to the Gösta generation rests entirely on lithological similarities. Many of the massifs are spatially associated with metagabbroic, normally fairly fine-grained rocks. No investigations have been made to clarify whether there is any genetic connection between the felsic and mafic rocks. Certainly they are not comagmatic.

Typical for the northern part of Westernmost Värmland are the large areas covered by gabbroic rocks. Some of these are, as already mentioned, spatially associated with granites, others not. Some of the gabbros are garnet-bearing. A large massif of a related mafic rock is found on Valfjället. This rock is dioritic in character (see Table 9). Its contacts are normally strongly sheared. It is possible that the rock has been emplaced by thrusting over the Åmål granitoids. This has, however, not been proved. On the map, no thrusting is shown. Another very conspicuous basic rock is an elongated massif, length 5 km, of anorthosite with sparse gabbro. The plagioclase is very rich in the anorthite component. Bytownite dominates though anorthite has also been found. The rock contains corundum normally as almost euhedral, prismatic crystals. They are normally greenish grey. Occasionally bluish and reddish crystals occur. A few analyses of this rock are seen in Table 9. The age of the anorthosite is unknown.

Among rare basic rocks, garnet-hornblende-dominated (± biotite) ultramafic rocks have been identified both in outcrops and as large boulders. The age and tectonic position of these rocks are unknown. They are, however, older than the metamorphic overprinting.

The youngest rocks are lamprophyres. A few dykes have been localized. They show the normal characteristics of lamprophyric dykes in western Värmland.

Of considerable tectonic significance in whole westernmost Värmland is a series of quartz-healed breccias (colour photo 30 on p. 391) marked as fault zones on the map. These zones occupy topographical depressions. Rarely, the breccias are exposed. It has not been possible to estimate the direction and extension of movement in these outcrops. The breccias have not been dated. However, as they affect cold rocks they

must be of late origin. Probably they have the same age and origin as similar faults in the Arvika region.

The foliation pattern might appear confusing. From Fig. 49 (p. 130) it is evident that there is some regularity with two maxima corresponding to N–S, 25E and N20°W, 50°W. There is no regional distribution of these two directions. Lineations mostly plunge weakly towards ENE.

Westernmost Värmland, southern part

Geologically, the southern part of Westernmost Värmland differs from the rest of the county. Predominant are the Åmål granitoids though younger granites play an important role. The Stora Le–Marstrand Group occurring in this part of the county contains the only indisputable metasediments in western Värmland. Another prominent feature is the transition from almost non-migmatized (except the Stora–Le Marstrand Group) rocks in the south to strongly migmatized rocks in the north.

The Stora Le–Marstrand Group can be followed from the West coast north of Göteborg through the province of Dalsland to Värmland, from where it continues into Norway. Some of the rocks earlier described as possible metasediments in the Arvika region could – if they *are* metasediments – be equivalents. It is also uncertain whether any meta-sedimentary rocks occur among the banded migmatites in the east. The rocks are made up of meta-argillites and metagreywackes intercalated with amphibolites. No quantitative data on the metamorphic conditions are available. The mineral parageneses point to amphibolite facies conditions. Garnets are rare. A whole-rock Sm-Nd determination of some of these metabasites has given an age of 1758±78 Ma. This determination comes from the Göteborg region. If the interpretation of the isotope data is correct, this is the oldest rock dated so far in the whole of western Sweden. Åhäll et al. (1998) have shown that the maximum age of the Stora Le–Marstrand sediments is 1.60 Ga; i.e. considerably younger than the dating from 1989. However, it is much younger than the Svecofennian rocks in the central part of the Baltic Shield. The red granitic gneisses in Central Värmland might be of about the same age as the Stora Le–Marstrand Group.

Some feldspar-rich, fine-grained gneisses found to the north of the outcrops of the Stora Le–Marstrand Group might be interpreted as metavolcanics. Due to deformation and metamorphism this interpretation cannot, however, be considered conclusive. Sparse, grey rocks which might be metasediments occur together with these "metavolcanics".

Dykes of Åmål granitoids are found in the metasediments. The Åmål granitoids in the south are foliated and/or lineated but not migmatized. Where migmatization is seen, it starts with sparse, widely spaced veins. Successively, but irregularly, these become more densely spaced, and the rock grades into a migmatite. The non-migmatized Åmål granitoids have preserved much of their magmatic textures, even if they

have been strongly recrystallized. Age determinations have shown that close to the young Blomskog granite massifs the Rb-Sr whole-rock system can be completely reset. Even the U-Pb system in zircons seems to have been strongly affected by later metamorphic events. Four Åmål granitoids have given upper intercept ages around 1500 Ma. These data can be fitted to a model suggesting intrusion well before 1600 Ma, metamorphism at 1400 and a recent opening of the isotope system.

Younger than the Åmål granitoids are a few massifs of greyish red granite belonging to the Gösta group. One of these massifs has been dated with the Rb-Sr method on whole rocks. The result, 1566±39 Ma, is indistinguishable from that of the normal Gösta granite. These rocks are much less frequent in the southern part of Westernmost Värmland than in the northern.

Typical for the southern part of Westernmost Värmland are large massifs of red, fairly alkalic, foliated granites. The massifs are oriented in the direction of the regional foliation. The length/width ratio of the massifs is high. The granites belong to the same generation as the Segmon granite in the Arvika region. One of the massifs, the Sandsjön granite (cf. Fig. 20, p. 53), is chemically split into one part characterized by differentiation and increased amounts of HFSE (cf. Fig. 53, p. 140) and another with lower contents of HFSE and more true granitic compositions. These red granites are strongly foliated and have microcline, acid plagioclase, quartz, biotite and hornblende as major minerals. They are normally medium-grained and red or greyish red. The age of the Sandsjön granite has been determined by the U-Pb method on zircons. This determination resulted in an age of 1210+16/-14 (1σ) Ma. The Rømskog granite has been dated with the Rb-Sr whole rock method. These samples were taken on the Norwegian side of the border. The result was 1277±20 Ma. Along the contacts towards the 1.25 Ga granites, the country rock has been strongly migmatized. The strongest affected area is the enclave of older rocks totally enclosed by 1250 Ma granites in the area north of the community centre of Årjäng. The rocks making up this enclave are so strongly affected that it has not been possible to decide whether they are of supracrustal or plutonic origin. The contact migmatization is more evident in the westernmost part of the county than around the Segmon granite. The difference is due to the fact that the whole region around the Segmon granite has been very strongly migmatized. It is thus not possible to discern a local increased degree of migmatization.

The Blomskog granite is restricted to the southern part of Westernmost Värmland. Some pegmatites are found outside this area. Pegmatites have even been found on the eastern side of Lake Mellan Fryken (Lundegårdh 1995, p. 127). The Blomskog granite forms a series of rounded massifs of evolved, greyish red, medium- to finely medium-grained rocks. Contrary to all other rocks except the lamprophyres, the Blomskog granite is undeformed. Locally a very faint lineation may be discerned in contact regions. The rock clearly cuts all other rocks and all structures. Contacts are sharp. Contact regions are characterized by rotated large xenoliths of the local country rock.

These xenoliths might be more than 100 m in diameter. Outwards from the massifs, large numbers of dykes of granite and pegmatite are found. Pegmatites may also form large massifs. Some U-rich minerals have been identified from the pegmatites but otherwise they seem to be totally barren. Mn-rich and extremely Mg-poor garnets are often found together with muscovite. Sometimes, it is difficult to distinguish the Blomskog pegmatites from pegmatites associated with the 1.25 Ga granites. No contact migmatites are found around the Blomskog granites. It has been assumed that the 1.25 Ga granitoids intruded at deep levels where temperatures were high. The Blomskog granites have miarolitic druses which bear witness of shallow intrusions and consequently lower temperatures of the country rock.

Amphibolites occur as dykes in all type of rocks except the Blomskog granites. Probably, there is more than one generation of amphibolites. One dyke of lamprophyre has been found close to the Arvika region. A small remnant of an arkosic sediment is identified. It is tentatively assumed to belong to the Dal Group, aged between the 1.25 Ga granites and the Blomskog granites.

A very prominent tectonic feature is the two thin, ENE–WSW striking mylonite zones in the southern part of the area. They have been formed as a result of thrusting towards the north of mostly granitic rocks but also some rocks of metasupracrustal origin. Among these, a thin originally marly horizon can be followed. At one place it is widened due to a local coincidence of this horizon and the present erosion surface. The granites cannot be correlated with other granites in Värmland. The colour signatures on the map are thus tentative.

The Dalsland Boundary Fault is a shear zone crossing the Norwegian border north of the Highway E18 and disappearing under the Lake Stora Le. It is not clear how the Dalsland Boundary Fault continues from Lake Stora Le. Either it continues southwards under this lake or under the almost parallel Lake Lelången. The rocks are markedly deformed on the small neck between the two lakes. The degree of deformation is, however, much lower than north of the point where the zone disappears into the Lake Stora Le. The shear zone has been active late in the geologic history. It strongly affects some Blomskog pegmatites, whereas other pegmatites have escaped most of the shearing.

Foliations vary in direction. According to Fig. 58 (p. 149) there are two maxima, N20°W, 45°E and N–S, 30°W. It is possible to interpret this pattern as a synform. If this interpretation is correct, the migmatized and heterogeneous rocks found in the east should correspond to the metasediments in the Stora Le–Marstrand Group. Between two of the large massifs of 1.25 Ga old granites, the country rock is strongly deformed. This might be due to a concentration of strain between these two rigid blocks.

The Mylonite Zone

The geographical boundaries of the Mylonite Zone were defined by Magnusson (1937). The Zone consists of strongly deformed boundary zones and a less deformed central zone. The deformation of especially the southwestern and western boundary zone is extreme. This zone is strictly conformable to the foliations found in the western block. The Mylonite Zone is separated into a northern, fairly broad, and a southern, more narrow segment. In between, at the southern tip of Lake Nedre Fryken, the continuously exposed Mylonite Zone disappears. On the map, the Zone is assumed to have been displaced at a sinistral strike-slip fault. There is, however, no proof for this assumption. It has even been suggested that there is a break in the Zone. On the map the Zone is shown as a band separating Western and Central Värmland. In the region immediately south of the Fryken lakes, there are very few outcrops proving the existence of a continuous zone. On the map, the Zone has partly been drawn to avoid known outcrops. South of this poorly exposed segment, the Mylonite Zone is narrow and hydrothermally overprinted but much less deformed than usual. Immediately to the west, the country rock is strongly banded and the general degree of deformation is much higher than normal for western Värmland. The rocks have, however, never been mylonitized.

There is a serious error in proof-reading of the map. At the southern tip of the Lake Nedre Fryken, the pink triangle north of the village of Kil should have another colour. This area belongs to the "granitic and granodioritic, often banded and migmatized gneisses".

The southwestern boundary of the northern segment of the Zone shows high dips towards the east and northeast, whereas the western boundary of the southern segment dips towards the west. In the south, the eastern boundary is not exposed. It is covered by Lake Vänern. The Mylonite Zone becomes narrower towards the southeast. This causes the less deformed central zone to taper. Eventually it disappears. The mylonitic foliation in the central zone is more irregular than in the boundary zones. The map and Fig. 67 (p. 170) show folded foliations but also suggest that the Mylonite Zone should be described as a sinistral strike-slip zone. Only few observations of shear sense indicators have been made. A majority of the few observed indications are consistent with the interpretation obtained from the analysis of the foliation directions.

Southern segment

On the Värmlandsnäs peninsula, the Mylonite Zone can be followed as a northwards tapering zone until it eventually disappears into Lake Vänern. Further north it reappears. On the Peninsula, the Zone has its normal appearance. When it reappears from Lake Vänern, it has been microbrecciated and lacks the typical mylonitic foliation (fluxion). The onset of mylonitization is fairly abrupt. The available exposures do not allow any transitions from unmylonitized to mylonitized rocks to be studied. There is

a faint granulation starting about 400 to 500 m to the west of the mapped Mylonite Zone. Typical of the Mylonite Zone on the Värmlandsnäs peninsula is the occurrence of a band of augen gneiss immediately to the west of the Zone. Southwards, this band gradually becomes involved in the mylonitization. It can be followed as a mylonitized band on the small islands to the south of the peninsula. This proves that the Mylonite Zone cuts the lithostratigraphy. Otherwise, there are small if any possibilities to identify any protoliths of the mylonite. Migmatitic rocks are involved in the mylonitization, but there exists no possibility to identify these.

The Mylonite Zone branches in the south and two narrow zones can be found running in a more SSW direction. The major zone has been cut by at least one fault in the extreme south of Värmlandsnäs.

Besides grain-size reduction, hydrothermal alteration is a prominent feature of the Zone. This involves the formation of white mica and chlorite. At one locality it is proved that hydrothermal leaching occurred at high pressures leading to the formation of kyanite. The formation of kyanite was followed by retrogradation and the formation of muscovite (cf. Fig. 60, p. 154).

Northern segment

As soon as the Mylonite Zone has left the Lakes Fryken and Rottnen, both boundary zones of the Mylonite Zone are recognized. They are, however, characterized by topographic depressions partly occupied by lakes and swamps. The northern boundary zone becomes less well-defined on approaching the Norwegian border. The reason for this is the strong deformation of the red gneissic granites also to the north of the Mylonite Zone as it is defined here. This higher degree of deformation occurs to the west of a lineament structure that enters from the north to join the northern boundary of the Mylonite Zone.

Along the western and southern boundary, the rocks have been strongly deformed. It is impossible to recognize the protolith. The mylonite is characterized by a pronounced banding on a centimetre to decimetre scale. Hydrothermal alteration has caused the formation of white micas, epidote and chlorite. The white micas are phengitic. Millimetre-thin zones of white mica alternate with somewhat wider zones of quartz showing a mosaic texture of newly formed grains and subgrains. Amphibolitic horizons are frequent. No indications of the magnitude of strain have been observed in the zones most strongly deformed. In less deformed areas, inclusions which might be assumed to have been approximately rounded have length:width ratios amounting to 100:1. In the most strongly deformed areas, the relative thinning might be of the order of 1000:1.

In the central zone, the rocks have been much less deformed. These rocks are identifiable and belong to the granitic gneisses of central Värmland. Amphibolites are frequent. Some of these are probably altered hyperites.

Among the rocks in the central zone, strongly hydrothermally overprinted gneissic granites occur. These have been extremely enriched in white micas. It is possible to follow the decomposition of feldspars and the formation of clinozoisite, some chlorite and white mica. Eventually the clinozoisite and the chlorite disappear, resulting in a rock entirely composed of quartz and white mica.

There are few indications of the age of the Mylonite Zone. In the southern segment of the Zone, a lamprophyre dyke cuts the mylonitic foliation. Obviously the lamprophyres (age c. 904 Ma, Wahlgren & Kähr 1977) are younger than the mylonitic deformation. If the interpretation suggesting that hyperites (age c. 1500 Ma, Lundegårdh 1995) are involved in the mylonitization is correct, these are older than the mylonitization. There are a few observations of granitic dykes cutting the mylonitic foliation, but these dykes have in turn been deformed though the deformation is less extreme.

According to the interpretation today considered most probable, the Mylonite Zone is a gigantic, sinistral strike-slip zone. This means that in relation to its central part, the western part of the Baltic Shield has been moved towards the southeast. In the Mylonite Zone, we should thus find remnants of rocks not only from today's western block, but also from rocks situated between the previous and the present positions of this block. These rocks have been heavily deformed and metasomatized. Consequently, it will probably be an impossible task to identify their protoliths.

Concluding remarks

The western and central zones of Värmland belong to different parts of the Earth's crust. As far as it is known today, no rocks occurring in both terranes are older than 2000 Ma. A probable interpretation is that Central Värmland might be a deformed counterpart of the Transscandinavian Igneous Belt, whereas Western Värmland has nothing to do with the evolution in the eastern and central parts of the Baltic Shield. It is here assumed that the western part was accreted late in the geological history. Before, it had its own history that possibly was shared with that of the Laurentian Shield.

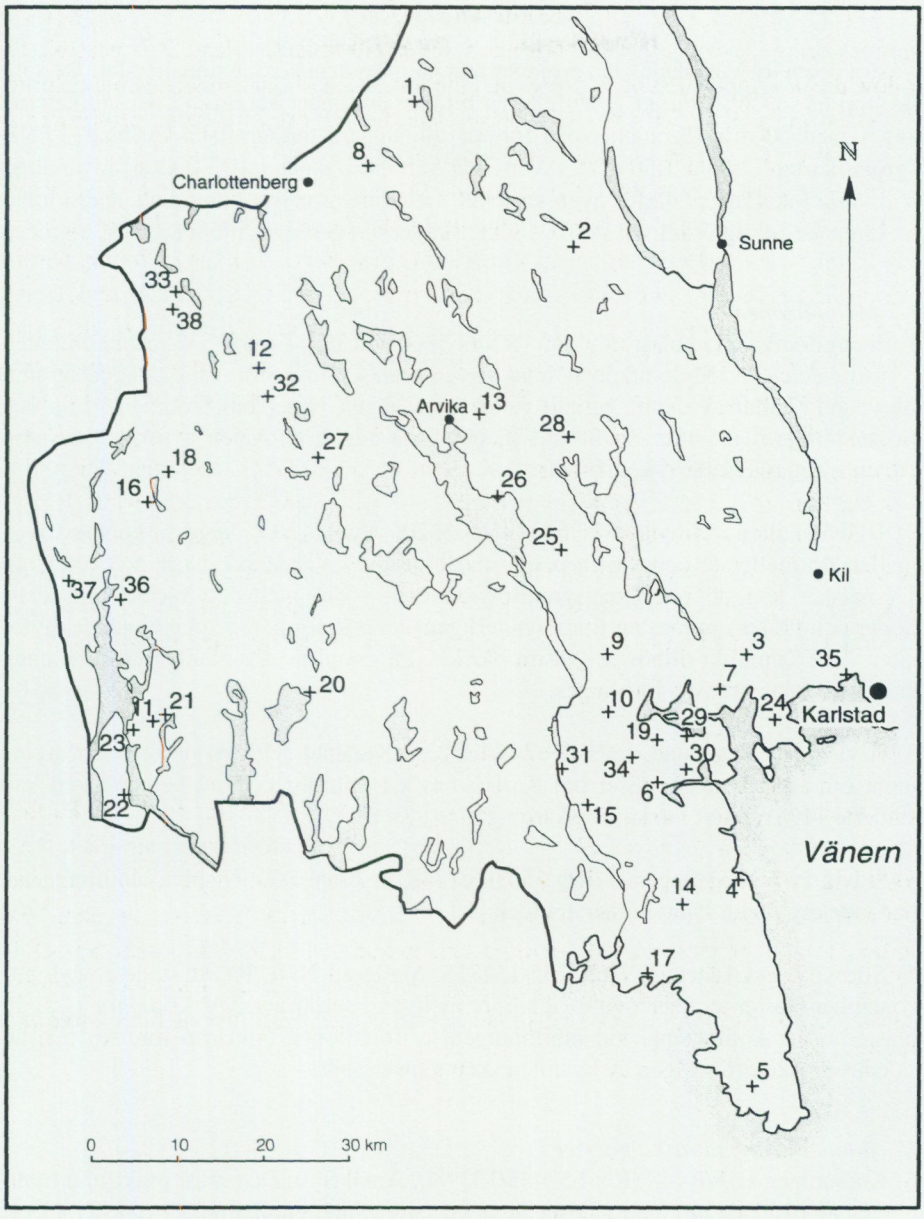


Fig. 68. Exkursionslokaler.
Excursion localities.

Exkursionslokaler

Västra delen av Värmlands län erbjuder många intressanta exkursionslokaler. De som tas upp här är avsedda att ge en allmän bild av områdets berggrund. Koordinaterna anges med 50 m noggrannhet och fordrar tillgång till topografiska kartblad – helst "gröna kartan", skala 1:50 000. Även "blå kartan" i skala 1:100 000 är användbar. Vid varje lokal anges därför även kartblad. Det finns givetvis hundratals andra lokaler lämpade för den som vill skaffa sig kunskaper om geologin inom ett visst område.

I Mylonitzonen

1) Phengitomvandlad blastomylonit (RN 665860/131565, Torsby SV). Stora områden i västra delen av Mylonitzonen intas av en starkt glimmeromvandlad gnejsgranit. Betydande hällar av denna bergart finns längs vägen väster om Storeken i Eda och Bogen. Bergarten vittrar emellertid snabbt. Den angivna lokalen avser en skärning vid en nyanlagd (1989) skogsbilväg.

2) Blåbärskullen i Sunne (RN 663885/133520, Arvika NO) ligger i kontaktzonen mellan de mellersta och västra berggrundsblocken i Värmland. Norr och öster om TV-masten kan de röda gnejsgranitmyloniterna i det mellersta blocket studeras. Söder och väster om masten finns synnerligen starkt deformerade och bandade myloniter vilka sannolikt tillhör det västra blocket. På grund av den starka deformationen kan den exakta gränsen inte anges.

3) Älvängen i Segerstad. (RN 658740/135230, Karlstad NV). Mylonitzonen utgörs inom området närmast väster om Karlstad av en mikrobreccierad bergart, som kan studeras i två relativt färska vägskärningar.

4) Stavik fyr i Ny-Huggenäs (RN 656395/134870, Åmål SO). Utsökta blottningar av bandade myloniter längs Vänerstranden.

5) Sörbyn i Eskilsäter (RN 653755/134815, Mellerud NO). På ett ställe i Mylonitzonen har blaster av muskovit med kärnor av kyanit påträffats. Tryckskuggor visar att blasterna var kompetenta vid utbildningen av foliationen (sinistral rörelse) och att således muskovitiseringen av kyaniten skett ganska sent.

II Bandade migmatitiska gnejser

6) Korsningen E18/Rv45 (RN 657445/133980, Åmål SO). Den mest praktfulla blottningen av bandade migmatitgnejser finns i de stora sprängningarna där riksväg 45 går ut mot söder från väg E18 (Lundegårdh 1995, färgbild 4, s. 18). Högst upp på den nordvästra delen av skärningen kan man även studera den brecciezon som utgör en av de stora, unga öst–västförkastningarna. Skärningen är omsprängd efter det att beskrivningen ursprungligen skrevs. Om brecciezonen finns kvar måste det i så fall vara på toppen av hällens västra del. Figuren i Lundegårdh (1995) visar hällen efter omsprängning.

7) Utfarten mot öster från Grums (RN 658475/134750, Åmål NO). I denna stora vägskärning kan migmatitgnejser med olika grad av åderfrekvens studeras. Lägg märke till de rödlätta ådrorna i kontrast till det grå ådermaterialet längre mot norr.

8) Häljeboda i Eda (RN 665080/130810, Torsby SV). Typisk utbildning av migmatitgnejs i norr med relativt mycket finkornigt material, inget eller obetydligt amfibolitmaterial och grå ådror.

9) Norr om Rösberget i Gillberga (RN 659160/133350, Åmål NO). Ögongnejs med delvis kontinuerliga övergångar till den normala migmatitgnejsen.

10) Lilltjärn i Gillberga (RN 658375/133420, Åmål NO). Ögongnejs med både rundade och av kristallytor begränsade (euhedrala) mikroklinkristaller.

III Åmålsgranitoid
Åmålsgranitoider förekommer allmänt i hela västra länsdelen. De här upptagna förslagen på lokaler kan mångfaldigas.

11) Snestjärn nordöst om Lennartsfors (RN 658610/128090, Årjäng NO/NV). Vägskärning bestående av en grå, ganska svagt folierad Åmålsgranitoid, som är genomslagen av flera smala gångar av pegmatit samhöriga med Blomskogsgraniten.

12) Norra utfarten från Koppom (RN 662820/129570, Koppom NO). Vägsprängning genom Åmålsgranitoid, som är avsevärt starkare deformerad än vid Snestjärn ovan och dessutom visar tecken på en begynnande migmatitisering.

13) Östra utfarten, väg 61, från Arvika (RN 662005/132060, Arvika SV), vägsprängning. Mycket kraftigt migmatitiserad grå, medelkornig, sur till intermediär bergart som förts till Åmålsgranitoidtypen. Åtskilliga exempel på likartade bergarter kan studeras i skärningarna mellan Arvika och Furtan (vidare riktning österut längs väg 61). Dessa skärningar ger även tydliga exempel på hur migmatitiseringens utseende kan växla inom ganska små områden.

14) Bredeneåsen (RN 656050/134160, Åmål SO). Flera små hällar längs vägen mellan Huggenäs och S. Ny kyrkor i Säffle kommun. Dessa visar en kraftig bandning mellan Åmåls- och Göstagraniter.

IV Strömsgnejs
Strömsgnejsen är blottad på ett flertal ställen.

15) Vid Knöstad i Kila (RN 657350/133030, Åmål SO) och österut finns flera sprängningar längs E18 i karakteristisk Strömsgnejs.

V Yngre röda graniter

16) Vid Sandsjöns i Karlanda västra strand (RN 661275/128240, Koppom SV/SO) ligger typlokalen för Sundstagraniten.

17) Flera strandhällar (RN 654830/134090, Mellerud NO) väster om Sandviken i Botilsäter visar typisk Göstagranit. Mer lättåtkomliga hällar av Göstagranit finns i stort antal längs vägen Säffle–Ölserud (från RN 655400/133830, Åmål SO, till RN 654765/134590, Mellerud NO).

18) Sandsjögraniten kan studeras i flera vägskärningar mellan Mörteleken (öster om Stora Flat) och Aftonsmyren i Östervallskog. Längst i öster längs denna sträcka uppträder en starkt kontaktmigmatitiserad Åmålsgranit. Koordinater för de båda yttersta Sandsjögranitlokalerna är (RN 661895/128375, Koppom SV/SO) och (RN 661815/128465, Koppom SV/SO).

19) Segmograniten finns i många vägskärningar mellan Segmon och Borgvik. Ett exempel utgörs av koordinatpunkten (RN 658050/133985, Åmål NO).

20) Gryttomgraniten kan studeras väster om Sandaholm i Sillerud (RN 658780/129890, Årjäng NV/NO), där även två isoklinalt veckade metabasitgångar skär genom bergarten.

21) Blomskogsgraniter finns i ett stort antal vägskärningar. De bästa skärningarna finns längs vägen mellan Lennartsfors och Årjäng från Ängebäck (RN 658940/128320, Årjäng NV/NO) i norr till Kureviken (RN 658645/128150) i söder. Rikligt med blottningar förekommer inom nästa alla massiv av Blomskogsgranit.

22) Vid Skenhall i Trankil (RN 657730/127735, Årjäng NV/NO) finns en häll som visar hur Blomskogsgraniten vid en kontakt gångformigt penetrerar den äldre Åmålsgranitoiden. Dessutom förekommer rikligt av delvis granat- och molybdenglansförande Blomskogspegmatit. På grund av sprängningens ålder börjar den nu, 1995, att bli starkt lavbevuxen.

23) Vid Lennartsfors (RN 65850/12782, Årjäng NV/NO) finns en av de stora yttäckande pegmatiterna, i vilken rikliga xenoliter av sidoberget kan studeras.

24) Segerstadshalvön (RN 658020/135330 och 658035/135355, Karlstad NV). Segerstadsgraniten bildar två små rundade massiv i en grå, ganska finkornig gnejs.

VI Övriga bergarter

25) En förmodad vulkanit kan studeras i några mindre instruktiva hällar väster om Brandsbol i Stavnäs (RN 660360/133030, Arvika SO). Bergarten här är en gråröd till rödgrå, ganska finkornig gnejs.

26) Bättre blottningar av en något rödare, finkornig gnejs finns vid stranden vid Västra Hungvik i Högerud (RN 660985/132320, Arvika SV).

27) En av de märkligaste bergarterna i västra Värmland utgörs av en korundförande anortosit. Denna är blottad på många ställen inom sitt utbredningsområde. De flesta blottningarna är dock ganska små. Relativt rikliga blottningar finns väster om Ulverud i Bonnekåsen, Järnskog nära gränsen till Älgå (RN 661570/130145, Arvika SV).

28) En annan mer "normal" men mycket liten anortosit finns strax norr om Edane (RN 661695/133150, Arvika SO).

29) Fårhallen i Ed (RN 658125/134390, Åmål NO). En förmodligen ung ultrabasit genomslagen av en sannolikt comagmatisk ultrabasisk gång. Bergarten är intressant och ovanlig. På grund av den ovanliga kemiska sammansättningen är floran på hällen säregen.

30) Mycket ovanliga bergarter är lamprofyrer. Den största lamprofyrgången finns under en kraftledning intill Segmons gård i Ed (RN 657645/134335, Åmål NO).

31) Strax söder om Nysäter i Gillberga finns vid vägen mot Knöstad en skärning genom en lamprofyrgång (RN 657675/132820, Åmål NO).

32) De kanske mest intressanta lamprofyrgångarna har påträffats i några djupa sprickor sydöst om Järnskogs kyrka (RN 662345/129480, Koppom SV/SO).

33) Mycket få gångbergarter skär strukturerna i den äldre berggrunden. Blomskogspegmatiterna, som är spridda i näst intill varje häll inom Blomskogsgranitens utbredningsområde, utgör förutom lamprofyrgångarna det viktigaste undantaget. Dessutom förekommer ett fåtal metamorfoserade men fortfarande klart genomskärande diabasgångar. Den lättast tillgängliga av dessa finns norr om Holmserud i Skillingmark (RN 663700/128780, Koppom NO).

34) Två gångar, som dock kan vara svårare att hitta, finns i ett par skogshällar söder om Stora Busjön i Borgvik (RN 657990/133775, Åmål NO). I samma område finns konglomeratxenoliter i en Åmålsgranitoid. Dessa kan på grund av kraftig lavbeklädnad dock vara mycket svåra att hitta.

35) I västra delarna av Karlstad förekommer den så kallade Zachrisdalsgranitoiden, bäst blottad vid Skutbergets badplats (RN 658600/136305, Karlstad NV).

Denna liknar till utseendet mycket Åmålsgranitoiden men är äldre än denna och har en annan kemisk karaktär.

36) Vid Ögården i Holmedal (RN 660165/127775, Koppom SV/SO) förekommer en

komplex häll med en porfyrisk bergart (hybrid?), som slår genom en Åmålsgranitoid men i sin tur är genomslagen av granit och pegmatit som hör till intrusionerna av Blomskogsbergarter.

Förkastnings- och brecciezoner

37) *Dalsland Boundary Fault,* den stora skjuvzonen i väster, kan bäst studeras i de nya vägskärningar som kom till när nya Europaväg 18 1992/93 byggdes väster om Töcksfors (RN 660360/127165, Koppom SV/SO).

6) Korsningen E18/rv45 (RN 657445/133980, Åmål SO). Brecciezonen kan studeras på toppen av den nordvästra delen av vägsprängningen. (Jfr ovan.)

38) I den norra delen av västligaste Värmland finns flera unga brecciezoner. Den bäst blottade ligger längst ut på en udde i Djupetjärn i Skillingmark (RN 663440/128545, Koppom NO). Vid högvatten kan den dock vara svår att se.

Vidare finns ett flertal stenbrott och små malmskärpningar, som kan vara värda ett besök. Dessa beskrivs i Lundegårdh 1995, s. 116–172.

LITTERATUR

Debon, F. & Le Fort, P., 1982: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 73*, 135–149.

Gorbatschev, R. & Welin, E., 1975: The Rb-Sr age of the Ursand granite on the boundary between the Åmål and "Pregothian" mega-units of south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 97*, 379–381.

Hansen, B.T., Persson, P.O., Söllner, F. & Lindh, A., 1989: The influence of recent lead loss on the interpretation of disturbed U-Pb systems in zircons from metamorphic rocks in southwest Sweden. *Lithos 23*, 123–136.

Holme, K., 1986: The geochemistry of the Proterozoic Segmon Granite, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 108,* 159–166.

Holme, K., 1988: A geochemical study of the Proterozoic Sandsjön granite, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 110,* 121–130.

Holme, K. & Lindh, A. 1991: The chemical composition of the Ursand granite, SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113,* 131–137.

Håkansson, L., 1977: *Vänern. Djupkarta med 10 m ekvidistans.* Liber kartor, Stockholm.

Jarl, L.-G., 1992: New isotope data from the Protogine Zone and southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 349–350.

Johansson, L., Lindh, A. & Möller, C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenvillian) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of Metamorphic Geology 9*, 283–292.

Lindh, A., 1974: The Mylonite Zone in south-western Sweden (Värmland). A reinterpretation. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96,* 183–197.

Lindh, A., 1977: The Blomskog granite – a possible diapiric structure. *Precambrian Research 5,* 261–282.

Lindh, A., 1980: Correlation of Landsat lineaments in the south-western margin of the Baltic Shield. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 1–12.

Lindh, A., 1981a: The Fryksdalshöjden gneiss – a possibly early plutonic rock in the western Pregothian mega-unit. *I* Lindh, A. (Ed.): *Contributions to the Proterozoic geology of southern Värmland, south-western Sweden,* 4–14. *Sveriges Geologiska Undersökning C 781.*

Lindh, A., 1981b: A late gabbro intrusion in the western Pregothian mega-unit. *I* Lindh, A. (Ed.): *Contributions to the Proterozoic geology of southern Värmland, south-western Sweden*, 15–123. *Sveriges Geologiska Undersökning C 781.*

Lindh, A., 1984: Major element composition of the Åmål granitoids and possible constraints on the growth of the Baltic Shield. *Geologische Rundschau 73,* 753– 772.

Lindh, A., 1991: Trace-element variation in a suite of Proterozoic calc-alkaline granitoids. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113,* 145–158.

Lindh, A. & Holme, K., 1989: Formation of granitic magmas during repeated orogenic events: an example from the Baltic Shield. *Precambrian Research 45,* 97– 109.

Lindh, A. & Johansson, I., 1995: Granitic rocks as source of granite, the Gösta and Sundsta granites, Southwest Sweden. *Geologische Rundschau 83*, 164–174.

Lindh, A. & Kähr, A.-M., 1977: K-Ar dating in the Mylonite Zone, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 99*, 289–291.

Lindh, A. & Malmström, L., 1980: A possible break in the Mylonite Zone in Värmland, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 95–103.

Lindh, A. & Persson, P.-O., 1991: Proterozoic granitoid rocks of the Baltic Shield – trends of development. *I* Gower, C.F., Rivers, T. and Ryan, B. (Eds.): *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*, 15–123. *Geological Association of Canada, Special Paper 38.*

Lindh, A. & Schöberg, H., 1987: U-Pb age of a granitoid in the banded sequence at Grums, SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109,* 165–169.

Lindh, A. & Schöberg, H., 1993: The U-Pb age of the Ström Gneiss in the SW Scandinavian Gneiss Complex. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115*, 335–338.

Lundegårdh, P.H., 1995: Östra och mellersta Värmlands berggrund. Fyndigheter av nyttosten och malm i Värmlands län. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba 45:1*, 1–180.

Lundegårdh, P.H., 1996: *Mineral och bergarter*, 135–287. *I* Lundegårdh, P.H. och Brood, K.: *Stenar och fossil, Norstedts.*

Lundqvist, I. & Skiöld, T., 1992: Preliminary age of the Åmål Formation, SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 461–462.

Magnusson, N.H., 1929: Gillbergaskålens byggnad. *Sveriges Geologiska Undersökning C 360*, 1–84.

Magnusson, N.H., 1937: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 59*, 205–228.

Magnusson, N.H. & Sandegren, R., 1933: Beskrivning till kartbladet Karlstad. *Sveriges Geologiska Undersökning Aa 174.*

Persson, P.-O. 1986a: *A geochronological study of Proterozoic granitoids in the Gneiss Complex of south-western Sweden.* FD-avhandling, Lunds universitet, 105 sidor.

Persson, P.-O. 1986b: Rb-Sr dating of the Segmon and Gösta granites, southern Värmland, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 108*, 375–379.

Persson, P.-O. & Hansen, B.T., 1982: The Rb-Sr age of the Sundsta granite in the Western Pre-

gothian tectonic mega-unit, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 104*, 17–21.

Persson, P.-O., Lindh, A., Schöberg, H., Hansen, B.T. & Lagerblad, B., 1995: A comparison of the geochronology and geochemistry of plagioclase-dominated granitoids across a major terrane boundary in the SW Baltic Shield. *Precambrian Research 74*, 57–72.

Persson, P.-O., Malmström, L. & Hansen, B.T., 1987: Isotope datings of reddish granitoids in southern Värmland, south-western Sweden. *Geologische Rundschau 76*, 389–406.

Persson, P.-O., Wahlgren, C.-H. & Hansen, B.T., 1983: U-Pb ages of Proterozoic metaplutonics in the gneiss complex of southern Värmland, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105*, 1–8.

Samuelsson, L., 1975: Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, south-western Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C 711,* 3–43.

Samuelsson, L. & Åhäll, K.I., 1985: Proterozoic development of Bohuslän, south-western Sweden. *I* Toby, A.C. and Touret, J.L.R. (Eds.): *The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces*, 345–357. D. Reidel Publ. Co.

Skiöld, T., 1976: The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages of late Precambrian rocks in south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 3–29.

Skjernaa, L. & Pedersen, S., 1982: The effects of penetrative Sveconorwegian deformations on Rb-Sr isotope systems in the Rømskog-Aurskog-Høland area, SE Norway. *Precambrian Research 17*, 215–243.

Törnebohm, A.E., 1877: Om Sveriges vigtigare diabas- och gabbro-arter. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar 14,* 1–53.

Törnebohm, A.E., 1878: *Geologisk öfversigtskarta öfver Vermlands län*. Utgiven på bekostnad av länets landsting.

Wahlgren, C.-H., 1979: A cratonic ultrabasite in south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 125–129.

Wahlgren, C.-H., 1981: The stora Busjön conglomerate, an indication of granitoid basement in the gneiss complex of south-western Sweden. *I* Lindh, A. (red.): *Contributions to the Proterozoic geology of southern Värmland, south-western Sweden*, 31–37. *Sveriges Geologiska Undersökning C 781.*

Wahlgren, C.-H., 1984. Discussion of vein genesis in a gneiss complex: an example from south-western Sweden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 150*, 153–183.

Wahlgren, C.-H. & Kähr, A.-M., 1977: Mica-lamprophyres in western Värmland, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 99*, 291–295.

Wahlgren, C.-H., Persson, P.-O. & Hansen, B.T., 1981: The age of thrusting of the Glaskogen nappe in the Gillberga synform. *I* Lindh, A. (Ed.): *Contributions to the Proterozoic Geology of southern Värmland*, 38–43. *Sveriges Geologiska Undersökning C 781.*

Wang, X.D. & Lindh, A., 1996: Temperature – pressure investigation of the southern part of the southwest Swedish Granulite Region. *European Journal of Mineralogy 8*, 51–67.

Wedding, B., 1989: Magmatic garnets in the Blomskog pegmatite, southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 111*, 149–153.

Welin, E., 1980: Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960–1979 for rocks and minerals in Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 309–320.

Welin, E. & Blomqvist, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 86*, 33–50.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1976a: A Rb-Sr geochronological study of the older granitoids in the Åmål tectonic mega-unit, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stock-*

holm Förhandlingar 98, 374–377.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1976b: Rb-Sr ages of granitoid gneisses in the "Pregothian" area of south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 378–381.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1976c: The Rb-Sr age of the Hästefjorden granite and its bearing on the Precambrian evolution of south-western Sweden. *Precambrian Research 3*, 187–195.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1978a: Rb-Sr isotopic relations of a tonalitic intrusion on Tjörn Island, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100*, 228–230.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1978b: An Rb-Sr age of the Åmål granite at Åmål, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100*, 401–403.

Welin, E. & Kähr, A.-M., 1980: The Rb-Sr and U-Pb ages of Proterozoic gneissic granitoids in central Värmland, western Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C 777*, 24–28.

Welin, E., Lindh, A. & Kähr, A.-M., 1981: The radiometric age of the Sandsjön granite at Sandsjön, western Värmland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 514–518.

Welin, E., Gorbatschev, R. & Kähr, A.-M., 1982: Zircon dating of poly-metamorphic rocks in south-western Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C 797*, 1–34.

Åhäll, K.I. & Daly, J.S., 1989: Age, tectonic setting and provenance of Östfold–Marstrand belt supracrustals: Westward crustal growth of the Baltic Shield at 1760 Ma. *Precambrian Research 45,* 45–61.

Åhäll, K.I., Cornell, D.H. & Armstrong, R., 1998: Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerack: new constraints for early Mesoproterozoic growth of the Baltic Shield. *Precambrian Research 87,* 117–134.

Tabell 1. Kemisk och normativ sammansättning av "porfyriska graniter av okänd ålder". Wo inom parentes anger normativ wollastonit – inräknad i klinopyroxen.

	AL 6023	AL5492	AL5573	AL6174	AL6202	AL6058
SiO_2	64,9	65,2	69,4	69,0	70,0	67,7
TiO_2	0,54	0,48	0,55	0,54	0,63	0,75
Al_2O_3	15,8	16,5	15,0	14,9	14,4	14,9
Fe_2O_3	1,6	1,5	1,6	1,7	1,7	2,0
FeO	2,9	2,2	2,1	1,6	2,1	2,6
MnO	0,12	0,08	0,08	0,05	0,06	0,10
MgO	1,87	1,41	1,00	1,41	1,13	1,31
CaO	4,0	3,5	2,7	1,7	1,7	2,9
Na_2O	4,0	4,0	3,4	3,3	3,2	3,6
K_2O	2,7	2,9	4,2	4,8	4,4	3,8
P_2O_5	0,16	0,19	0,16	0,12	0,16	0,2
H_2O	0,9	0,8	0,4	1,9	1,1	0,7
Mg/Mg+Fe	0,251	0,236	0,180	0,259	0,195	0,188
K/K+Na	0,430	0,448	0,580	0,619	0,606	0,542
Na/Na+Ca	0,509	0,543	0,567	0,668	0,662	0,563
normativa mineral						
qz	19,22	20,78	25,91	25,69	28,98	23,67
or	15,96	17,14	24,82	28,37	26,01	22,46
ab	33,85	33,85	28,77	27,92	27,08	30,46
an	17,18	16,12	12,35	7,65	7,39	13,08
di	0,81	-	-	-	-	-
hed	-	0,51	-	-	-	-
en	-	4,28	3,51	2,49	3,51	2,81
fs	-	3,06	2,16	1,77	0,73	1,52
mt	2,32	2,17	2,32	2,46	2,46	2,90
ilm	1,02	0,91	1,04	1,02	1,19	1,42
ap	0,37	0,44	0,37	0,28	0,37	0,46
(wo)	0,67	-	-	-	-	-
co	-	0,87	0,33	1,47	1,67	0,07
koordinater	662760/ 128710	661985/ 128970	662335/ 128565	662810/ 128455	663085/ 128650	663360/ 128305

Tab. 1, forts.

	AL6454	AL6051	AL5535
SiO_2	63,6	66,0	69,3
TiO_2	0,79	0,75	0,61
Al_2O_3	17,1	15,1	15,2
Fe_2O_3	1,5	3,3	1,4
FeO	2,7	1,7	2,3
MnO	0,10	0,08	0,07
MgO	1,15	1,92	1,27
CaO	3,5	2,3	2,4
Na_2O	4,4	4,0	3,6
K_2O	4,1	3,5	3,5
P_2O_5	0,24	0,22	0,18
H_2O	0,7	0,9	0,9
Mg/Mg+Fe	0,181	0,242	0,217
K/K+Na	0,511	0,495	0,521
Na/Na+Ca	0,566	0,644	0,609
normativa mineral			
qz	12,81	22,17	27,44
or	24,23	20,69	20,69
ab	37,23	33,85	30,46
an	14,80	9,97	10,73
di	0,46	-	-
hed	-	0,36	-
en	3,26	2,65	4,78
fs	2,07	2,41	-
mt	2,17	3,57	2,03
hem	-	0,84	-
ilm	1,50	1,42	1,15
ap	0,56	0,51	0,42
(wo)	0,42	-	-
co	-	1,08	1,56
koordinater	663675/ 128275	662868/ 128495	661955/ 128915

Tabell 2. Kemisk och normativ sammansättning av granitiska och granodioritiska, ofta bandade och migmatitiserade, gnejser av varierande ursprung. De analyser som är utmärkta med en asterisk har icke gjorts för länskarteringen och har bekostats med andra medel. Fe^{2+} - Fe^{3+} är icke bestämt för dessa bergarter. Vid den normativa beräkningen har 75% av järnet satts som Fe^{2+}.

	LM1018	LM1198	LM1221	LM1240	AL4281	AL87118*
SiO_2	62,2	76,5	74,7	61,7	66,5	68,08
TiO_2	0,53	0,35	0,19	0,63	0,57	0,46
Al_2O_3	17,9	12,2	13,7	16,7	15,6	15,25
Fe_2O_3	1,3	0,9	0,8	1,5	1,4	3,56
FeO	3,4	1,0	1,0	3,7	2,9	-
MnO	0,09	0,04	0,03	0,09	0,1	0,11
MgO	2,1	0,41	0,18	2,9	2,1	1,17
CaO	5,7	0,8	1,3	5,4	2,7	3,31
Na_2O	4,6	2,7	4,2	4,1	3,2	3,64
K_2O	1,4	5,6	3,9	2,0	4,0	3,30
P_2O_5	0,15	0,05	0,05	0,16	0,14	0,10
H_2O	0,06	0,2	0,5	0,7	1,0	0,59
Mg/Mg+Fe	0,263	0,149	0,075	0,308	0,281	0,221
K/K+Na	0,254	0,699	0,510	0,353	0,583	0,504
Na/Na+Ca	0,456	0,778	0,770	0,441	0,552	0,533
Normativa mineral						
qz	13,83	36,91	32,01	13,59	22,5	24,13
or	8,27	33,10	23,05	11,82	23,64	19,50
ab	38,93	22,85	35,54	34,69	27,08	30,80
an	24,06	3,64	6,12	21,26	12,48	15,53
di	1,53	-	-	2,34	-	0,10
hed	1,14	-	-	1,32	-	0,10
en	4,52	1,02	0,45	6,14	5,23	2,87
fs	3,86	0,59	0,92	3,98	3,41	3,56
mt	1,88	1,30	1,16	2,17	2,03	1,29
ilm	1,00	0,66	0,36	1,19	1,08	0,87
ap	0,35	0,12	0,12	0,37	0,32	0,23
(wo)	1,35	-	-	1,87	-	0,10
co	-	0,36	0,33	-	1,43	-
koordinater	661475/ 134380	660905/ 134430	662370/ 134000	661990/ 133990	662995/ 133955	664335/ 131910

Tab. 2, forts.

	AL335	AL176	AL1553	CHW2029	CHW1999B	CHW1831A
SiO_2	70,9	68,3	69,9	67,6	63,1	64,5
TiO_2	0,21	0,4	0,35	0,45	0,58	0,67
Al_2O_3	15,0	16,7	15,7	15,5	16,3	18,1
Fe_2O_3	0,3	0,8	0,7	0,1	2,6	2,3
FeO	1,0	2,3	1,6	3,0	2,2	1,8
MnO	0,04	0,11	0,06	0,07	0,08	0,11
MgO	0,45	1,13	0,76	1,61	2,7	1,35
CaO	2,0	3,6	3,2	3,3	4,8	4,0
Na_2O	3,4	4,4	4,0	4,0	4,3	5,3
K_2O	5,5	2,5	3,2	3,1	2,6	1,9
P_2O_5	0,04	0,08	0,08	0,11	0,14	0,16
H_2O	0,5	0,7	0,6	0,7	0,4	1,2
Mg/Mg+Fe	0,216	0,225	0,209	0,288	0,316	0,213
K/K+Na	0,622	0,389	0,472	0,464	0,404	0,286
Na/Na+Ca	0,638	0,559	0,565	0,557	0,482	0,579
Normativa mineral						
qz	26,54	22,55	25,76	21,21	14,89	16,04
or	29,55	14,78	18,91	18,32	15,37	11,23
ab	28,77	37,23	33,85	33,85	36,39	44,85
an	9,66	17,34	15,35	15,18	17,50	18,80
di	-	-	-	0,19	3,75	-
hed	-	-	-	0,20	0,53	-
en	1,12	2,81	1,89	3,92	4,99	3,36
fs	1,32	3,11	1,89	4,71	0,80	0,50
mt	0,43	1,16	1,01	0,14	3,77	3,33
ilm	0,40	0,76	0,66	0,85	1,10	1,27
ap	0,09	0,19	0,19	0,25	0,32	0,37
(wo)	-	-	-	0,20	2,26	-
co	0,45	0,4	0,03	-	-	0,43
koordinater	663385/ 133765	663935/ 133095	664335/ 131905	659470/ 133960	659685/ 133790	659155/ 133460

Tab. 2, forts.

	CHW1999C	CHW1813B	CHW1999A	AL328	LM679	LM997
SiO_2	61,3	67,0	62,9	68,6	65,0	65,0
TiO_2	0,70	0,41	0,66	0,50	0,76	0,88
Al_2O_3	16,2	16,6	16,8	15,2	16,8	14,9
Fe_2O_3	1,6	1,4	1,2	1,5	1,9	1,9
FeO	3,9	2,4	3,3	1,7	2,7	3,6
MnO	0,1	0,09	0,07	0,1	0,14	0,12
MgO	3,5	1,51	2,6	1,27	1,21	1,76
CaO	5,7	4,3	5,0	1,5	3,5	3,7
Na_2O	4,0	4,3	4,3	2,8	4,7	3,0
K_2O	2,6	1,6	2,8	5,9	2,1	3,7
P_2O_5	0,18	0,09	0,21	0,16	0,27	0,29
H_2O	0,7	0,5	0,7	0,2	1,0	0,6
Mg/Mg+Fe	0,337	0,243	0,315	0,244	0,176	0,205
K/K+Na	0,421	0,294	0,422	0,702	0,333	0,580
Na/Na+Ca	0,421	0,509	0,472	0,660	0,582	0,457
Normativa mineral						
qz	10,78	23,40	12,42	24,51	19,99	21,96
or	15,37	9,46	16,55	34,87	12,41	21,87
ab	33,85	36,39	36,39	23,69	39,77	25,39
an	18,57	20,75	18,27	6,40	15,60	16,26
di	4,66	-	2,71	-	-	0,09
hed	2,27	-	1,50	-	-	0,07
en	6,56	3,76	5,22	3,16	3,01	4,34
fs	3,66	2,74	3,31	1,24	2,39	3,77
mt	2,32	2,03	1,74	2,17	2,75	2,75
ilm	1,33	0,78	1,25	0,95	1,44	1,67
ap	0,42	0,21	0,49	0,37	0,63	0,67
(wo)	3,56	-	2,16	-	-	0,08
co	-	0,19	-	1,86	1,08	-
koordinater	659685/ 133790	659155/ 133460	659685/ 133790	663450/ 133745	660360/ 134895	661925/ 133780

Tab. 2, forts.

	CHW2174	CHW2088	AL583	AL5725	AL1538	AL5789
SiO_2	61,5	68,5	67,0	69,7	64,3	70,9
TiO_2	0,60	0,52	0,71	0,42	0,98	0,47
Al_2O_3	16,6	14,1	14,8	15,0	14,9	14,9
Fe_2O_3	1,7	1,1	1,3	1,0	4,2	1,0
FeO	3,5	3,4	3,2	1,8	2,0	1,9
MnO	0,1	0,09	0,1	0,08	0,13	0,08
MgO	2,5	0,65	1,58	0,92	1,97	0,99
CaO	5,0	2,3	3,0	2,8	3,9	2,6
Na_2O	3,6	3,1	3,3	4,5	3,1	3,2
K_2O	2,5	4,6	4,0	4,5	4,0	4,2
P_2O_5	0,18	0,14	0,24	0,09	0,33	0,14
H_2O	0,7	0,2	1,0	0,5	0,9	0,7
Mg/Mg+Fe	0,278	0,103	0,219	0,209	0,209	0,215
K/K+Na	0,437	0,624	0,576	0,528	0,591	0,595
Na/Na+Ca	0,428	0,583	0,533	0,625	0,452	0,561
Normativa mineral						
qz	15,54	25,24	22,65	19,57	21,08	28,63
or	14,78	27,19	23,64	26,60	23,64	24,82
ab	30,46	26,23	27,92	38,08	26,23	27,08
an	21,75	10,50	13,32	7,44	14,93	11,99
di	0,96	-	-	2,78	1,76	-
hed	0,57	-	-	2,05	-	-
en	5,78	1,62	3,93	1,00	4,09	2,47
fs	3,91	4,64	3,82	0,85	-	2,04
mt	2,46	1,59	1,88	1,45	4,03	1,45
hem	-	-	-	-	1,42	-
ilm	1,14	0,98	1,34	0,80	1,86	0,89
ap	0,42	0,32	0,56	0,21	0,76	0,32
(wo)	0,78	-	-	2,45	0,95	-
co	-	0,17	0,16	-	-	0,70
koordinater	658920/ 133630	659700/ 134035	663135/ 133450	665490/ 130830	664390/ 131755	665085/ 130815

Tab. 2, forts.

	AL2187	AL6776	AL6820	AL8796*	AL8797*	AL8799*
SiO_2	58,2	66,2	62,3	66,47	69,96	64,99
TiO_2	0,91	0,57	0,71	0,54	0,50	0,55
Al_2O_3	17,7	16,3	16,0	15,82	14,37	15,64
Fe_2O_3	2,7	2,2	1,8	4,04	3,64	5,15
FeO	4,0	2,2	3,7	-	-	-
MnO	0,18	0,06	0,11	0,08	0,13	0,14
MgO	2,6	1,36	1,83	1,16	0,92	2,04
CaO	5,6	3,8	4,3	4,21	3,43	3,5
Na_2O	4,7	4,0	3,7	3,48	3,01	3,85
K_2O	1,9	2,2	3,1	2,9	2,91	3
P_2O_5	0,25	0,21	0,19	0,14	0,1	0,14
H_2O	1,4	0,4	0,8	0,69	0,57	0,57
Mg/Mg+Fe	0,239	0,202	0,211	0,198	0,179	0,255
K/K+Na	0,311	0,381	0,484	0,483	0,520	0,466
Na/Na+Ca	0,466	0,522	0,472	0,462	0,477	0,533
Normativa mineral						
qz	7,60	24,30	16,00	23,17	31,20	18,52
or	11,23	13,00	18,32	17,14	17,20	17,73
ab	39,77	33,85	31,31	29,45	25,47	32,58
an	21,59	17,48	17,89	18,98	16,36	16,45
di	2,43	-	0,99	0,38	-	-
hed	1,29	-	0,82	0,45	-	-
en	5,35	3,39	4,10	2,71	2,29	5,08
fs	3,26	1,39	3,90	3,75	3,68	5,38
mt	3,91	3,19	2,61	1,46	1,32	1,87
ilm	1,72	1,08	1,34	1,02	0,95	1,04
ap	0,58	0,49	0,44	0,32	0,23	0,32
(wo)	1,90	-	0,92	0,41	-	-
co	-	0,93	-	-	0,27	0,03
koordinater	664850/ 131400	663510/ 131315	663505/ 131245	655975/ 134470	658405/ 134760	659060/ 134105

Tab. 2, forts.

	AL87100*	AL87101*	AL87102*	AL87103*	AL87104*	AL87105*
SiO_2	70,60	62,66	69,49	71,29	60,85	64,83
TiO_2	0,54	0,81	0,52	0,46	0,77	0,91
Al_2O_3	13,86	15,76	14,50	13,61	15,41	15,24
Fe_2O_3	3,36	6,32	3,27	3,25	7,09	6,56
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,08	0,14	0,07	0,08	0,13	0,11
MgO	0,77	2,17	0,84	0,62	2,92	2,32
CaO	1,91	4,31	2,49	1,91	5,44	2,14
Na_2O	3,34	3,70	3,64	2,91	3,20	3,14
K_2O	4,46	2,95	4,28	4,92	2,20	3,40
P_2O_5	0,13	0,17	0,12	0,12	0,23	0,14
H_2O	0,51	0,52	0,31	0,33	1,31	0,73
Mg/Mg+Fe	0,165	0,228	0,181	0,141	0,262	0,234
K/K+Na	0,599	0,472	0,568	0,654	0,435	0,548
Na/Na+Ca	0,645	0,471	0,603	0,613	0,379	0,604
Normativa mineral						
qz	27,77	15,54	24,49	29,40	16,07	23,00
or	26,36	17,44	25,30	29,08	13,00	20,10
ab	28,26	31,31	30,80	24,62	27,08	26,57
an	8,63	17,68	10,59	8,69	21,19	9,70
di	-	1,07	0,36	-	1,90	-
hed	-	1,09	0,47	-	1,66	-
en	1,92	4,91	1,92	1,54	6,39	5,78
fs	3,19	5,74	2,85	3,19	6,39	6,38
mt	1,22	2,29	1,19	1,18	2,57	2,38
ilm	1,02	1,53	0,98	0,87	1,46	1,72
ap	0,30	0,39	0,28	0,28	0,53	0,32
(wo)	-	1,08	0,41	-	1,80	-
co	0,38	-	-	0,31	-	2,84
koordinater	662020/ 134315	661685/ 134515	660530/ 134670	660610/ 134175	661230/ 134930	662145/ 134120

Tab. 2, forts.

	AL87106*	AL87111*	AL87112*	AL87113*	AL87114*	AL87115*
SiO_2	69,09	71,22	72,36	62,94	70,62	70,68
TiO_2	0,63	0,32	0,36	0,61	0,34	0,46
Al_2O_3	13,98	14,26	13,57	16,44	14,6	14,34
Fe_2O_3	3,94	2,76	2,63	5,43	2,47	3,37
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,10	0,10	0,06	0,13	0,07	0,07
MgO	1,05	0,74	0,84	1,88	0,66	1,04
CaO	2,37	2,22	2,77	5,17	2,42	2,17
Na_2O	3,13	3,10	2,85	3,37	3,29	3,06
K_2O	4,49	4,29	3,62	2,65	4,44	3,77
P_2O_5	0,16	0,09	0,08	0,14	0,06	0,06
H_2O	0,65	0,44	0,40	0,85	0,60	0,53
Mg/Mg+Fe	0,187	0,188	0,216	0,230	0,187	0,210
K/K+Na	0,616	0,608	0,587	0,468	0,602	0,580
Na/Na+Ca	0,578	0,592	0,516	0,404	0,585	0,594
Normativa mineral						
qz	25,79	29,85	33,78	17,77	27,37	30,91
or	26,54	25,36	21,40	15,66	26,24	22,28
ab	26,49	26,23	24,12	28,52	27,84	25,89
an	10,71	10,43	13,22	21,91	11,61	10,37
di	-	-	-	1,15	-	-
hed	-	-	-	1,20	-	-
en	2,61	1,84	2,09	4,15	1,64	2,59
fs	3,76	2,89	2,60	4,95	2,46	3,32
mt	1,43	1,00	0,95	1,97	0,90	1,22
ilm	1,19	0,61	0,68	1,15	0,64	0,87
ap	0,37	0,21	0,19	0,32	0,14	0,14
(wo)	-	-	-	1,18	-	-
co	0,04	0,70	0,12	-	0,13	1,42
koordinater	662515/ 134205	665045/ 130675	664550/ 130745	664390/ 131035	664725 131640	663530/ 132700

Tab. 2, forts.

	AL87116*	AL87117*
SiO_2	70,46	64,71
TiO_2	0,48	0,92
Al_2O_3	14,21	14,66
Fe_2O_3	3,06	5,83
FeO	-	-
MnO	0,09	0,13
MgO	0,66	1,67
CaO	2,43	3,12
Na_2O	3,03	3,04
K_2O	4,55	3,54
P_2O_5	0,08	0,29
H_2O	0,53	1,70
Mg/Mg+Fe	0,157	0,198
K/K+Na	0,627	0,566
Na/Na+Ca	0,564	0,503
Normativa mineral		
qz	28,11	22,59
or	26,89	20,92
ab	25,64	25,72
an	11,53	13,59
di	-	-
hed	-	-
en	1,64	4,16
fs	2,96	5,55
mt	1,11	2,11
ilm	0,91	1,74
ap	0,19	0,67
(wo)	-	-
co	0,07	0,85
koordinater	663470/ 133425	663135/ 133755

Tabell 3. Kemisk och normativ sammansättning av Fryksdalshöjdsgnejsen och Storhedsgnejsen.

	Storhedsgnejs		Fryksdalshöjdsgnejs			
	AL5127	AL5259	AL5134	AL3338	AL3945	AL3336
SiO_2	65,9	68,7	77,0	67,5	66,0	67,5
TiO_2	0,72	0,65	0,34	0,76	1,01	0,68
Al_2O_3	14,2	14,4	12,0	14,6	14,7	14,6
Fe_2O_3	1,2	1,3	0,3	1,6	1,8	1,4
FeO	3,1	2,4	1,2	2,6	3,4	2,6
MnO	0,11	0,10	0,03	0,09	0,12	0,10
MgO	2,9	1,03	0,50	1,24	1,64	1,20
CaO	2,9	2,8	1,1	3,2	3,5	3,1
Na_2O	3,4	3,3	2,6	3,5	3,0	3,4
K_2O	3,9	4,4	4,9	3,8	4,1	4,0
P_2O_5	0,23	0,20	0,06	0,20	0,29	0,16
H_20	1,1	0,3	0,2	0,7	1,2	0,5
Mg/Mg+Fe	0,350	0,183	0,209	0,192	0,202	0,194
K/K+Na	0,562	0,599	0,678	0,549	0,605	0,568
Na/Na+Ca	0,549	0,550	0,710	0,532	0,471	0,532
Normativa mineral						
qz	19,81	24,82	39,53	23,74	22,42	23,55
or	23,05	26,01	28,96	22,46	24,23	23,64
ab	28,77	27,92	22,00	29,62	25,39	28,77
an	11,97	11,48	5,07	12,9	14,54	12,76
di	0,51	0,50	-	0,82	0,45	0,73
hed	0,23	0,41	-	0,55	0,32	0,57
en	6,98	2,33	1,25	2,71	3,88	2,65
fs	3,59	2,23	1,45	2,07	3,14	2,38
mt	1,74	1,88	0,43	2,32	2,61	2,03
ilm	1,36	1,23	0,64	1,44	1,91	1,29
ap	0,53	0,46	0,14	0,46	0,67	0,37
(wo)	0,38	0,46	-	0,70	0,39	0,66
co	-	-	0,56	-	-	-
koordianter	664325/ 131760	664140/ 131895	664250/ 131845	662285/ 134765	662255/ 134705	662205/ 134500

Tabell 4 . Kemisk och normativ sammansättning av Åmålsgranitoider.

	AL2583	AL2670	AL2947	Al3001	AL3409	AL3757
SiO_2	65,5	69,4	64,1	65,1	53,1	65,1
TiO_2	0,52	0,34	0,46	0,51	1,07	0,53
Al_2O_3	15,9	15,9	16,2	16,4	17,7	16,6
Fe_2O_3	1,5	2,0	1,5	1,2	3,0	1,6
FeO	2,4	0,6	2,1	3,4	5,7	2,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,98	1,30	1,77	2,10	4,60	2,20
CaO	4,1	3,0	4,0	4,4	7,7	4,3
Na_2O	4,3	4,9	4,3	3,8	3,3	3,9
K_2O	2,8	2,3	2,8	2,5	2,3	2,8
P_2O_5	0,18	0,11	0,15	0,14	0,11	0,17
H_2O	0,5	0,4	0,7	1,4	1,1	0,7
Mg/Mg+Fe	0,291	0,296	0,285	0,267	0,298	0,292
K/K+Na	0,422	0,344	0,422	0,424	0,438	0,446
Na/Na+Ca	0,521	0,629	0,527	0,473	0,308	0,485
Normativa mineral						
qz	18,16	24,04	17,17	19,30	1,45	18,50
or	16,55	13,59	16,55	14,78	13,59	16,55
ab	36,39	41,46	36,39	32,16	27,92	33,00
an	15,81	14,17	16,63	20,31	26,69	19,52
di	1,90	-	1,30	0,28	5,88	0,39
hed	0,81	-	0,51	0,22	2,88	0,18
en	4,05	3,24	3,81	5,1	8,73	5,30
fs	1,99	-	1,70	4,48	4,91	2,83
mt	2,17	1,14	2,17	1,74	4,35	2,32
hem	-	1,21	-	-	-	-
ilm	0,98	0,64	0,87	0,97	2,03	1,00
ap	0,42	0,25	0,35	0,32	0,25	0,39
(wo)	1,40	-	0,93	0,25	4,51	0,29
co	-	0,16	-	-	-	-
koordinater	658410/ 127900	658610/ 128090	657850/ 128495	659125/ 128525	660125/ 128555	660530/ 127515

Tab. 4, forts.

	AL3758	AL4078	AL4099	AL4241	AL4243
SiO_2	67,7	62,7	69,2	62,3	62,7
TiO_2	0,45	0,57	0,37	0,61	0,71
Al_2O_3	16,3	15,5	15,3	16,7	15,9
Fe_2O_3	2,6	1,9	1,5	1,6	2,0
FeO	1,1	3,3	1,8	3,7	3,6
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,55	2,80	1,30	2,90	3,20
CaO	3,7	4,7	3,4	5,2	5,3
Na_2O	2,2	3,2	2,6	4,1	3,8
K_2O	2,2	3,5	3,7	1,9	2,4
P_2O_5	0,15	0,15	0,13	0,17	0,21
H_2O	0,5	0,8	0,8	0,4	0,7
Mg/Mg+Fe	0,259	0,303	0,243	0,305	0,315
K/K+Na	0,528	0,550	0,614	0,342	0,414
Na/Na+Ca	0,382	0,414	0,443	0,450	0,427
Normativa mineral					
qz	36,67	16,19	30,33	14,74	15,29
or	13,00	20,69	21,87	11,23	14,18
ab	18,62	27,08	22	34,69	32,16
an	17,38	17,59	16,02	21,55	19,24
di	-	2,62	-	1,64	3,21
hed	-	1,23	-	0,92	1,39
en	3,86	5,76	3,24	6,46	6,48
fs	-	3,08	1,60	4,18	3,23
mt	2,53	2,75	2,17	2,32	2,90
hem	0,85	-	-	-	-
ilm	0,85	1,08	0,70	1,15	1,34
ap	0,35	0,35	0,30	0,39	0,49
(wo)	-	1,98	-	1,31	2,37
co	3,93	-	1,15	-	-
koordinater	660555/ 127340	660435/ 135315	660565/ 135260	659790/ 128755	659830/ 128720

Tab. 4, forts.

	AL4494	AL4706	AL4979	AL5300	AL5427	AL5447
SiO_2	62,6	61,8	64,0	69,5	69,3	65,2
TiO_2	0,52	0,61	0,48	0,52	0,34	0,46
Al_2O_3	17,0	17,2	18,1	15,7	16,3	17,0
Fe_2O_3	2,1	2,1	1,4	1,1	1,1	1,5
FeO	2,4	3,1	2,5	2,2	1,3	2,5
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	2,30	2,90	1,83	1,09	0,99	1,97
CaO	5,2	4,6	4,3	2,7	3,0	3,7
Na_2O	4,2	3,8	5,2	3,8	4,6	4,1
K_2O	2,9	2,8	1,8	3,6	2,7	2,8
P_2O_5	0,18	0,14	0,14	0,14	0,13	0,10
H_2O	0,6	1,1	0,7	0,5	0,3	0,4
Mg/Mg+Fe	0,294	0,311	0,274	0,2106	0,251	0,284
K/K+Na	0,436	0,452	0,279	0,515	0,396	0,433
Na/Na+Ca	0,456	0,462	0,557	0,594	0,614	0,535
Normativa mineral						
qz	13,29	13,80	14,04	25,5	24,21	18,80
or	17,14	16,55	10,64	21,28	15,96	16,55
ab	35,54	32,16	44,00	32,16	38,93	34,69
an	18,97	21,61	20,42	12,48	14,03	17,70
di	3,46	0,18	-	-	-	-
hed	1,08	0,07	-	-	-	-
en	4,13	7,14	4,56	2,71	2,47	4,91
fs	1,48	3,16	2,81	2,42	1,01	2,74
mt	3,04	3,04	2,03	1,59	1,59	2,17
ilm	0,98	1,15	0,91	0,98	0,64	0,87
ap	0,42	0,32	0,32	0,32	0,30	0,23
(wo)	2,36	0,13	-	-	-	-
co	-	-	0,11	0,98	0,67	0,74
koordinater	662460/ 133380	660745/ 128670	661210/ 128770	663800/ 131605	657755/ 128085	661645/ 128730

Tab. 4, forts.

	AL5515	AL6052	AL6203	AL6207	AL6212	AL6264
SiO_2	66,1	60,8	67,7	64,3	74,3	63,6
TiO_2	0,49	0,73	0,59	0,64	0,17	0,74
Al_2O_3	17,2	17,0	16,0	16,4	13,9	17,2
Fe_2O_3	1,2	1,9	1,3	1,6	0,1	1,5
FeO	2,4	3,9	2,5	3,5	1,6	3,3
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	-	0,1
MgO	1,44	2,20	1,28	1,98	0,47	1,69
CaO	3,7	4,8	4,1	4,8	1,3	4,8
Na_2O	4,4	3,9	4,0	3,5	2,4	3,9
K_2O	2,9	2,7	1,5	2,7	4,7	2,9
P_2O_5	0,15	0,24	0,16	0,15	0,01	0,23
H_2O	0,6	0,7	0,6	0,8	0,1	0,6
Mg/Mg+Fe	0,243	0,233	0,213	0,237	0,185	0,220
K/K+Na	0,425	0,436	0,296	0,463	0,683	0,454
Na/Na+Ca	0,552	0,458	0,503	0,431	0,665	0,458
Normativa mineral						
qz	18,49	13,07	27,24	19,24	37,69	16,25
or	17,14	15,96	8,87	15,96	27,60	17,14
ab	37,23	33,00	33,85	29,62	20,56	33,00
an	17,38	20,91	19,30	21,07	6,27	20,86
di	-	0,63	-	0,83	-	0,67
hed	-	0,47	-	0,63	-	0,53
en	3,59	5,18	3,19	4,55	1,17	3,90
fs	2,77	4,38	2,65	3,92	2,61	3,51
mt	1,74	2,75	1,88	2,32	0,07	2,17
ilm	0,93	1,38	1,12	1,21	0,32	1,4
ap	0,35	0,56	0,37	0,35	0,01	0,53
(wo)	-	0,56	-	0,74	-	0,61
co	0,45	-	0,72	-	2,55	-
koordinater	661885/ 128970	663095/ 128575	663880/ 128785	663845/ 128930	663740/ 129485	663180/ 128575

Tab. 4, forts.

	AL6314	AL6463	AL6586	AL6602	AL7327	CHW980
SiO_2	65,8	58,2	64,2	62,8	58,3	58,1
TiO_2	0,79	0,90	0,60	0,63	0,64	1,26
Al_2O_3	15,5	18,3	17,3	16,8	19,3	17,1
Fe_2O_3	2,2	1,1	2,7	1,5	2,0	2,7
FeO	3,1	5,4	1,6	3,5	3,7	5,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	1,58	2,43	1,65	2,40	2,50	2,70
CaO	3,5	6,2	4,6	5,0	5,6	6,5
Na_2O	3,7	3,4	3,5	3,4	3,2	2,6
K_2O	3,2	2,4	3,9	3,5	2,4	2,1
P_2O_5	0,24	0,19	0,22	0,20	0,10	0,38
H_2O	1,2	1,1	0,7	0,7	0,2	1,2
Mg/Mg+Fe	0,194	0,227	0,241	0,277	0,261	0,205
K/K+Na	0,492	0,447	0,555	0,535	0,457	0,475
Na/Na+Ca	0,523	0,358	0,441	0,414	0,369	0,293
Normativa mineral						
qz	21,58	9,91	17,52	14,62	13,48	15,30
or	18,91	14,3	23,05	20,69	14,01	12,41
ab	31,31	28,35	29,62	28,77	26,66	22,00
an	15,80	27,75	19,98	20,24	27,13	28,79
di	-	0,76	1,10	1,63	-	0,44
hed	-	0,84	-	1,04	-	0,37
en	3,93	5,7	3,60	5,22	6,23	6,52
fs	2,79	7,28	-	3,80	4,36	6,31
mt	3,19	1,64	3,78	2,17	2,87	3,91
hem	-	-	0,10	-	-	-
ilm	1,50	1,70	1,14	1,19	1,21	2,39
ap	0,56	0,44	0,51	0,46	0,23	0,88
(wo)	-	0,80	0,59	1,36	-	0,41
co	0,16	-	-	-	1,61	-
koordinater	663190/ 128505	662815/ 129565	664230/ 130605	664655/ 130365	664225/ 129275	657820/ 134605

Tab. 4, forts.

	CHW1113	CHW1124	CHW1143	CHW1194	CHW1372	CHW1459
SiO_2	67,8	64,2	64,5	65,1	65,5	58,6
TiO_2	0,42	0,52	0,52	0,64	0,61	1,09
Al_2O_3	16,7	17,5	17,8	16,1	15,2	17,1
Fe_2O_3	1,0	1,3	1,1	1,6	1,6	3,4
FeO	2,6	3,0	3,1	3,3	3,1	4,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	1,35	1,66	1,65	1,92	1,74	2,70
CaO	3,9	5,2	5,2	4,6	3,8	6,2
Na_2O	4,5	4,8	4,9	3,4	3,1	3,2
K_2O	2,4	1,8	1,8	3,1	3,4	2,2
P_2O_5	0,16	0,22	0,22	0,18	0,16	0,27
H_2O	0,5	0,4	0,7	0,4	0,7	1,5
Mg/Mg+Fe	0,230	0,236	0,238	0,239	0,229	0,213
K/K+Na	0,374	0,296	0,291	0,505	0,551	0,435
Na/Na+Ca	0,545	0,489	0,495	0,434	0,459	0,349
Normativa mineral						
qz	20,93	15,42	14,91	19,93	22,61	13,71
or	14,18	10,64	10,64	18,32	20,10	1,30
ab	38,08	40,62	41,46	28,77	26,23	27,08
an	18,28	20,89	21,26	19,51	17,52	25,80
di	0,01	1,59	1,37	1,02	0,14	1,66
hed	0,01	1,27	1,20	0,73	0,10	0,94
en	3,36	3,40	3,47	4,31	4,27	5,95
fs	3,49	3,11	3,49	3,52	3,52	3,87
mt	1,45	1,88	1,59	2,32	2,32	4,93
ilm	0,80	0,98	0,98	1,21	1,15	2,06
ap	0,37	0,51	0,51	0,42	0,37	0,63
(wo)	0,01	1,45	1,30	0,89	0,12	1,34
co	-	-	-	-	-	-
koordinater	658640/ 134785	658900/ 134890	659135/ 134835	659530/ 134828	659100/ 134085	657895/ 133785

Tab. 4, forts.

	CHW1538	CHW1541	CHW1581B	CHW1654	CHW1887	CHW1909A
SiO_2	60,3	65,9	57,0	61,1	55,4	58,3
TiO_2	1,00	0,70	0,90	0,71	0,96	0,69
Al_2O_3	17,0	16,1	19,0	17,0	18,6	19,1
Fe_2O_3	3,0	2,5	3,0	2,7	2,9	2,5
FeO	4,3	2,6	4,0	3,4	4,6	3,8
MnO	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
MgO	2,30	1,67	2,50	2,30	2,20	2,40
CaO	5,8	4,1	7,2	5,9	7,8	7,3
Na_2O	3,5	3,4	3,8	3,4	3,6	3,6
K_2O	2,4	2,9	2,0	2,5	2,1	2,0
P_2O_5	0,15	0,26	0,20	0,17	0,62	0,21
H_2O	0,8	1,0	1,1	1,3	0,8	1,2
Mg/Mg+Fe	0,203	0,211	0,225	0,234	0,191	0,235
K/K+Na	0,434	0,488	0,371	0,451	0,395	0,383
Na/Na+Ca	0,385	0,463	0,354	0,374	0,324	0,339
Normativa mineral						
qz	14,37	23,66	8,17	15,70	7,37	10,28
or	14,18	17,14	11,82	14,78	12,41	11,82
ab	29,62	28,77	32,16	28,77	30,46	30,46
an	23,59	18,64	28,88	23,74	28,39	30,05
di	2,12	-	2,97	2,44	2,94	2,47
hed	1,32	-	1,53	1,15	2,22	1,45
en	4,74	4,16	4,85	4,6	4,12	4,83
fs	3,38	1,79	2,86	2,49	3,57	3,25
mt	4,35	3,62	4,35	3,91	4,20	3,62
ilm	1,89	1,33	1,70	1,34	1,82	1,31
ap	0,35	0,60	0,46	0,39	1,44	0,49
(wo)	1,76	-	2,31	1,85	2,61	2,00
co	-	0,54	-	-	-	-
koordinater	658105/ 133635	658020/ 133735	657660/ 133405	657975/ 133225	659435/ 133130	659850/ 132810

Tab. 4, forts.

	CHW1909B	CHW1915	CHW1918A	CHW1918B	CHW1918C	CHW2111
SiO_2	66,6	67,4	60,5	60,8	58,7	65,5
TiO_2	0,45	0,34	0,61	0,52	0,76	0,61
Al_2O_3	16,2	15,4	17,4	17,7	20,7	15,2
Fe_2O_3	1,5	1,1	2,0	2,1	1,7	1,6
FeO	2,3	1,7	3,4	3,6	3,1	3,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,48	0,86	2,50	1,77	1,60	1,74
CaO	3,8	2,2	5,6	5,9	7,1	3,8
Na_2O	3,4	3,7	3,6	3,7	4,0	3,1
K_2O	4,0	4,7	2,8	2,9	2,6	3,4
P_2O_5	0,17	0,12	0,19	0,20	0,27	0,16
H_2O	1,0	0,1	0,2	0,9	0,8	0,7
Mg/Mg+Fe	0,239	0,199	0,272	0,200	0,211	0,229
K/K+Na	0,568	0,587	0,465	0,467	0,421	0,551
Na/Na+Ca	0,482	0,636	0,400	0,394	0,369	0,459
Normativa mineral						
qz	20,68	21,40	12,68	12,56	7,74	22,61
or	23,64	27,78	16,55	17,14	15,37	20,10
ab	28,77	31,31	30,46	31,31	33,85	26,23
an	17,13	10,13	23,05	23,12	30,85	17,52
di	0,32	-	1,86	2,17	1,26	0,14
hed	0,18	-	0,99	1,83	0,89	0,10
en	3,54	2,14	5,36	3,40	3,40	4,27
fs	2,31	1,82	3,26	3,30	2,75	3,52
mt	2,17	1,59	2,90	3,04	2,46	2,32
ilm	0,85	0,64	1,15	0,98	1,44	1,15
ap	0,39	0,28	0,44	0,46	0,63	0,37
(wo)	0,26	-	1,46	2,02	1,09	0,12
co	-	0,51	-	-	-	-
koordinater	659850/ 132810	659790/ 132830	659855/ 132880	659855/ 132880	659855/ 132880	659555/ 134140

Tab. 4, forts.

	CHW2139	CHW2192	CHW2360A	CHW2360B	CHW2361	CHW2365
SiO_2	69,2	57,8	54,2	53,2	50,4	53,6
TiO_2	0,51	0,80	0,88	0,83	0,96	0,92
Al_2O_3	14,1	18,7	17,1	15,8	20,2	20,2
Fe_2O_3	2,2	2,3	3,0	3,4	3,1	2,4
FeO	3,1	3,6	5,7	7,0	5,9	5,3
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	0,83	2,30	4,00	6,10	4,50	3,60
CaO	2,3	5,8	7,2	8,7	9,5	8,4
Na_2O	3,1	4,0	3,0	2,2	3,2	3,6
K_2O	4,3	2,0	2,6	1,8	1,2	1,8
P_2O_5	0,12	0,25	0,45	0,29	0,32	0,29
H_2O	0,6	0,9	1,5	1,5	1,4	0,9
Mg/Mg+Fe	0,113	0,239	0,270	0,320	0,287	0,272
K/K+Na	0,608	0,359	0,492	0,478	0,296	0,359
Na/Na+Ca	0,583	0,417	0,302	0,208	0,259	0,308
Normativa mineral						
qz	27,43	10,07	5,12	5,36	-	1,58
or	25,41	11,82	15,37	10,64	7,09	10,64
ab	26,23	33,85	25,39	18,62	27,08	30,46
an	10,63	27,14	25,52	27,92	37,21	33,64
di	-	-	3,71	7,15	4,13	3,08
hed	-	-	2,23	3,71	2,25	1,95
en	2,07	5,73	8,24	11,88	8,23	7,54
fs	3,18	3,63	5,67	7,07	5,14	5,47
fo	-	-	-	-	0,74	-
fa	-	-	-	-	0,51	-
mt	3,19	3,33	4,35	4,93	4,49	3,48
ilm	0,97	1,51	1,67	1,57	1,82	1,74
ap	0,28	0,58	1,04	0,67	0,74	0,67
(wo)	-	-	3,03	5,57	3,27	2,56
co	0,45	0,01	-	-	-	-
koordinater	658935/ 133860	658470/ 133545	653580/ 134515	653580/ 134515	653770/ 134415	653820/ 134430

Tab. 4, forts.

	CHW2366	CHW2368	CHW2369	CHW2370	CHW2372	CHW2377
SiO_2	53,8	64,9	55,6	57,8	53,4	55,3
TiO_2	0,85	0,61	0,83	0,70	0,83	0,70
Al_2O_3	18,9	16,2	17,9	18,7	18,8	17,6
Fe_2O_3	2,4	2,0	3,1	2,7	3,1	2,4
FeO	5,4	3,0	4,7	4,1	5,2	5,9
MnO	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
MgO	3,70	2,40	4,20	3,40	4,50	4,40
CaO	7,6	4,9	7,4	7,1	8,5	7,4
Na_2O	3,6	3,5	3,4	3,8	3,6	3,6
K_2O	1,7	3,1	1,6	1,6	1,1	1,8
P_2O_5	0,27	0,18	0,29	0,29	0,30	0,22
H_2O	1,3	0,4	0,9	0,8	1,0	1,7
Mg/Mg+Fe	0,275	0,280	0,303	0,288	0,304	0,298
K/K+Na	0,346	0,498	0,345	0,320	0,255	0,359
Na/Na+Ca	0,330	0,426	0,323	0,357	0,305	0,336
Normativa mineral						
qz	3,38	18,54	7,42	8,99	3,28	3,90
or	10,05	18,32	9,46	9,46	6,5	10,64
ab	30,46	29,62	28,77	32,16	30,46	30,46
an	30,39	19,34	28,86	29,24	31,89	26,55
di	2,76	2,13	3,41	2,28	4,63	4,36
hed	1,79	0,94	1,41	1,03	2,12	2,79
en	7,94	4,99	8,88	7,41	9,06	8,94
fs	5,91	2,53	4,23	3,84	4,77	6,55
mt	3,48	2,9	4,49	3,91	4,49	3,48
ilm	1,61	1,15	1,57	1,33	1,57	1,33
ap	0,63	0,42	0,67	0,67	0,69	0,51
(wo)	2,32	1,59	2,49	1,71	3,47	3,64
co	-	-	-	-	-	-
koordinater	653850/ 134440	653940/ 134335	653985/ 134335	654030/ 134245	653975/ 134140	654240/ 133955

Tab. 4, forts.

	CHW2379	CHW2380	CHW2382	LM653	LM761	LM773
SiO_2	54,3	63,7	57,3	62,3	64,6	66,9
TiO_2	0,72	0,59	0,69	0,52	0,63	0,74
Al_2O_3	18,9	16,3	17,7	17,4	16,1	14,6
Fe_2O_3	3,1	1,7	2,7	1,6	1,5	1,7
FeO	4,8	3,3	4,4	3,4	3,5	3,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	4,20	2,60	3,80	2,10	2,00	1,46
CaO	8,2	4,8	7,0	5,1	4,6	3,2
Na_2O	3,5	3,3	3,4	4,1	3,3	3,0
K_2O	1,2	3,2	1,5	2,2	3,3	4,0
P_2O_5	0,27	0,19	0,25	0,27	0,19	0,24
H_2O	1,1	0,7	1,1	1,1	0,6	0,7
Mg/Mg+Fe	0,300	0,295	0,302	0,252	0,242	0,200
K/K+Na	0,277	0,520	0,331	0,375	0,528	0,599
Na/Na+Ca	0,307	0,416	0,335	0,455	0,427	0,491
Normativa mineral						
qz	5,28	17,38	10,54	15,00	18,96	24,30
or	7,09	18,91	8,87	13,00	19,50	23,64
ab	29,62	27,92	28,77	34,69	27,92	25,39
an	32,32	20,21	28,61	22,58	19,37	14,46
di	3,70	1,26	2,50	0,46	1,03	-
hed	1,64	0,66	1,14	0,33	0,79	-
en	8,74	5,89	8,30	5,02	4,50	3,64
fs	4,45	3,52	4,35	4,09	3,95	3,11
mt	4,49	2,46	3,91	2,32	2,17	2,46
ilm	1,36	1,12	1,31	0,98	1,19	1,40
ap	0,63	0,44	0,58	0,63	0,44	0,56
(wo)	2,76	0,99	1,87	0,4	0,92	-
co	-	-	-	-	-	0,04
koordinater	653940/ 133980	654040/ 133830	653880/ 133985	658950/ 135005	660005/ 134795	660200/ 134470

Tab. 4, forts.

	LM807	LM810	LM826	LM827	LM867	LM958
SiO_2	65,1	54,9	67,2	56,0	56,8	63,5
TiO_2	0,73	0,64	0,54	0,81	0,71	0,60
Al_2O_3	15,2	17,0	15,6	18,4	18,6	15,9
Fe_2O_3	2,1	3,0	1,6	4,0	2,2	1,3
FeO	2,9	5,7	2,3	4,6	5,0	3,3
MnO	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1
MgO	1,57	5,50	1,71	3,70	3,10	2,10
CaO	4,1	8,7	3,8	8,0	7,5	4,3
Na_2O	3,2	3,0	3,2	2,3	3,3	3,5
K_2O	3,5	1,5	3,8	1,9	1,8	2,8
P_2O_5	0,24	0,18	0,15	0,18	0,21	0,19
H_2O	0,8	1,1	0,5	1,6	0,6	1,0
Mg/Mg+Fe	0,203	0,337	0,262	0,259	0,256	0,267
K/K+Na	0,550	0,359	0,571	0,480	0,379	0,472
Na/Na+Ca	0,448	0,264	0,466	0,230	0,314	0,458
Normativa mineral						
	21,88	4,98	22,97	12,25	8,78	18,85
or	20,69	8,87	22,46	11,23	10,64	16,55
ab	27,08	25,39	27,08	19,46	27,92	29,62
an	16,77	28,49	16,98	34,27	30,62	19,41
di	1,03	7,48	0,50	2,47	2,47	0,33
hed	0,60	3,46	0,22	0,96	1,82	0,23
en	3,43	10,23	4,03	8,07	6,57	5,08
fs	2,29	5,43	2,08	3,59	5,54	4,08
mt	3,04	4,35	2,32	5,80	3,19	1,88
ilm	1,38	1,21	1,02	1,53	1,34	1,14
ap	0,56	0,42	0,35	0,42	0,49	0,44
(wo)	0,83	5,64	0,37	1,77	2,18	0,29
co	-	-	-	-	-	-
koordinater	660570/ 134570	660330/ 134225	660525/ 134020	660520/ 134005	660555/ 134205	661355/ 134090

Tab. 4, forts.

	LM1168	LM1257	LM1549A	LM1549B	LM1776A	LM1776B
SiO_2	76,9	69,2	68,5	61,3	71,4	69,9
TiO_2	0,17	0,35	0,49	0,69	0,62	0,57
Al_2O_3	12,8	15,3	14,7	16,5	14,3	14,1
Fe_2O_3	0,8	0,6	0,9	1,8	1,3	1,4
FeO	1,0	2,0	2,3	4,0	2,3	2,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	0,07	1,17	0,90	2,40	1,29	0,92
CaO	0,7	2,8	2,8	5,2	1,6	2,7
Na_2O	3,5	3,4	3,2	3,6	5,6	3,2
K_2O	4,8	3,6	4,4	2,3	1,6	4,3
P_2O_5	0,03	0,12	0,14	0,19	0,18	0,16
H_2O	0,4	0,4	0,4	1,0	0,5	0,4
Mg/Mg+Fe	0,031	0,263	0,183	0,249	0,224	0,180
K/K+Na	0,606	0,542	0,606	0,417	0,242	0,601
Na/Na+Ca	0,838	0,558	0,543	0,418	0,784	0,552
Normativa mineral						
qz	36,20	27,01	24,87	15,66	26,85	27,54
or	28,37	21,28	26,01	13,59	9,46	25,41
ab	29,62	28,77	27,08	30,46	47,39	27,08
an	3,28	13,11	12,75	22,07	6,76	11,41
di	-	-	0,09	1,19	-	0,47
hed	-	-	0,10	0,86	-	0,31
en	0,17	2,91	2,20	5,43	3,21	2,08
fs	0,99	2,69	2,75	4,49	2,22	1,56
mt	1,16	0,87	1,3	2,61	1,88	2,03
ilm	0,32	0,66	0,93	1,31	1,17	1,08
ap	0,07	0,28	0,32	0,44	0,42	0,37
(wo)	-	-	0,09	1,04	-	0,39
co	0,65	1,01	-	-	0,88	-
koordinater	661295/ 134755	661995/ 133365	661800/ 132565	661800/ 132565	661140/ 132265	661140/ 132265

Tab. 4, forts.

	LM1776C	POP949
SiO_2	69,9	63,2
TiO_2	0,61	0,59
Al_2O_3	14,3	16,5
Fe_2O_3	1,2	1,7
FeO	2,3	2,8
MnO	0,1	0,1
MgO	1,00	2,67
CaO	2,7	4,8
Na_2O	3,2	3,9
K_2O	4,4	2,6
P_2O_5	0,16	0,16
H_2O	0,4	0,7
Mg/Mg+Fe	0,187	0,323
K/K+Na	0,606	0,432
Na/Na+Ca	0,552	0,457
Normativa mineral		
qz	26,68	16,18
or	26,01	15,48
ab	27,08	32,66
an	11,66	19,96
di	0,31	1,54
hed	0,26	0,61
en	2,35	5,93
fs	2,25	2,67
mt	1,74	2,44
ilm	1,15	1,12
ap	0,37	0,37
(wo)	0,29	1,11
co	-	-
koordinater	661140/ 132265	661480/ 127550

Tabell 5. Kemisk och normativ sammansättning av Strömsgnejs.

	CHW1942	CHW583	CHW813
SiO_2	67,40	68,70	62,30
TiO_2	0,68	0,64	0,79
Al_2O_3	14,70	14,60	15,80
Fe_2O_3	2,40	1,70	3,20
FeO	2,30	2,40	4,00
MnO	0,11	0,11	0,18
MgO	1,38	1,25	2,20
CaO	2,40	3,10	5,60
Na_2O	3,20	3,50	3,10
K_2O	4,60	4,00	2,80
P_2O_5	0,18	0,16	0,16
Mg/Mg+Fe	0,194	0,198	0,199
K/K+Na	0,617	0,561	0,503
Na/Na+Ca	0,581	0,540	0,365
Normativa minneral			
qz	23,88	24,43	18,28
or	27,19	23,64	16,55
ab	27,08	29,62	26,23
an	10,73	12,31	20,93
di	-	1,03	2,98
hed	-	0,62	1,77
en	3,44	2,63	4,10
fs	1,32	1,82	2,79
mt	3,48	2,46	4,64
ilm	1,29	1,21	1,50
ap	0,42	0,37	0,37
(wo)	-	0,84	2,43
co	0,52	-	-
koordianter	659560/ 133410	655620/ 133760	657325/ 133210

Tabell 6. Kemisk och normativ sammansättning av granitoider i Zachrisdalsmassivet.

	LM215	LM361
SiO_2	57,40	55,90
TiO_2	0,72	0,81
Al_2O_3	18,40	18,40
Fe_2O_3	3,30	2,30
FeO	3,10	4,40
MnO	0,16	0,15
MgO	3,10	2,50
CaO	6,50	5,80
Na_2O	4,80	4,60
K_2O	2,10	2,10
P_2O_5	0,27	0,45
Mg/Mg+Fe	0,284	0,231
K/K+Na	0,329	0,338
Na/Na+Ca	0,434	0,452
Normativa minneral		
qz	4,44	4,42
or	12,41	12,41
ab	40,62	38,93
an	22,46	23,36
di	5,19	1,19
hed	1,22	0,85
en	5,32	5,68
fs	1,43	4,67
mt	4,78	3,33
ilm	1,36	1,53
ap	0,63	1,04
(wo)	3,35	1,04
co	-	-
koordianter	658565/ 136665	658590/ 136300

Tabell 7. Kemisk och normativ sammansättning av gnejsiga granitoider tillhörande generationen 1540-1570 miljoner år (Gösta-Sundstatypen). Analyser utmärkta med asterisk är utförda för en geokemisk undersökning utan direkt samband med länskarteringen.

	CHW1882 Gösta	CHW915 Gösta	CHW923 Gösta	AL7227 Lersjön	AL8774 Gösta*	AL8775 Gösta*
SiO_2	70,8	72,4	71,4	74,1	74,57	72,07
TiO_2	0,53	0,37	0,34	0,29	0,35	0,35
Al_2O_3	12,7	15,2	14,9	13,3	13,48	14,4
Fe_2O_3	1,2	1,2	0,8	0,64	0,94	0,43
FeO	3,6	1,0	1,2	2,15	0,88	1,46
MnO	0,1	0,08	0,09	0,06	0,04	0,08
MgO	0,32	0,58	0,57	0,08	0,4	0,5
CaO	1,9	2,6	2,4	0,8	1,01	2,28
Na_2O	3,2	3,9	3,6	3,11	3,78	3,04
K_2O	4,7	3,5	4,2	5,23	3,71	4,62
P_2O_5	0,09	0,07	0,1	0,01	0,05	0,06
H_2O	0,5	0,4	0,4	0,05	0,63	0,6
Mg/Mg+Fe	0,050	0,178	0,187	0,022	0,152	0,174
K/K+Na	0,622	0,501	0,566	0,653	0,523	0,630
Na/Na+Ca	0,753	0,731	0,731	0,876	0,871	0,707
Normativa mineral						
qz	28,18	29,90	28,15	32,79	35,61	30,38
or	27,78	20,69	24,82	30,91	21,93	27,31
ab	27,08	33,00	30,46	26,32	31,99	25,72
an	6,41	12,44	11,25	3,94	4,68	10,92
di	0,33	-	-	-	-	-
hed	1,79	-	-	-	-	-
en	0,64	1,44	1,42	0,19	1,00	1,25
fs	3,98	0,38	1,15	3,04	0,34	1,90
mt	1,74	1,74	1,16	0,93	1,36	0,62
ilm	1,00	0,70	0,64	0,55	0,66	0,66
ap	0,21	0,16	0,23	0,01	0,12	0,14
(wo)	1,01	-	-	-	-	-
co	-	0,44	0,31	1,08	1,53	0,40
koordinater	659390/ 133010	657600/ 132885	657765/ 133130	664370/ 129430	655045/ 134120	655230/ 134180

Tab. 7, forts.

	AL8776 Gösta*	AL8777 Gösta*	AL8778 Gösta*	AL8779 Gösta*	AL8780 Gösta*	AL8781 Gösta*
SiO_2	75,43	70,88	71,82	73,79	70,48	75,09
TiO_2	0,23	0,4	0,35	0,36	0,43	0,2
Al_2O_3	13,02	15,0	14,51	13,6	14,9	13,16
Fe_2O_3	0,28	0,51	0,72	0,45	1,07	0,49
FeO	0,74	1,71	1,26	1,28	1,29	0,87
MnO	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,04
MgO	0,23	0,65	0,57	0,47	0,64	0,33
CaO	0,82	2,45	2,16	1,58	2,51	1,02
Na_2O	2,86	3,46	3,44	3,22	3,56	3,19
K_2O	5,74	3,95	4,22	4,59	4,03	4,9
P_2O_5	0,01	0,08	0,06	0,06	0,09	0,02
H_2O	0,39	0,69	0,62	0,53	0,71	0,45
Mg/Mg+Fe	0,152	0,189	0,188	0,178	0,181	0,163
K/K+Na	0,692	0,561	0,579	0,615	0,559	0,632
Na/Na+Ca	0,863	0,719	0,742	0,787	0,720	0,850
Normativa mineral						
qz	34,36	28,64	29,77	32,88	27,85	34,73
or	33,93	23,35	24,94	27,13	23,82	28,96
ab	24,20	29,28	29,11	27,25	30,13	26,99
an	4,00	11,63	10,32	7,45	11,87	4,93
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	-	-	-	-
en	0,57	1,62	1,42	1,17	1,59	0,82
fs	0,86	2,19	1,27	1,51	0,92	0,94
mt	0,41	0,74	1,04	0,65	1,55	0,71
ilm	0,44	0,76	0,66	0,68	0,81	0,38
ap	0,02	0,19	0,14	0,14	0,21	0,05
(wo)	-	-	-	-	-	-
co	0,64	0,77	0,50	0,61	0,33	0,80
koordinater	655325/ 134140	655390/ 134095	655410/ 134025	655435/ 134700	655600/ 134025	656005/ 133800

Tab. 7, forts.

	AL8782 Gösta*	AL8783 Gösta*	AL8784 Gösta*	AL8785 Gösta*	AL8786 Gösta*	AL8787 Gösta*
SiO_2	71,55	76,23	71,59	72,15	74,04	73,23
TiO_2	0,37	0,21	0,36	0,35	0,19	0,27
Al_2O_3	14,71	12,59	14,56	14,35	14,09	13,95
Fe_2O_3	0,79	0,94	1,1	0,74	0,51	0,68
FeO	1,01	0,44	1,03	1,04	0,76	1,07
MnO	0,07	0,02	0,08	0,07	0,07	0,04
MgO	0,62	0,19	0,6	0,59	0,4	0,47
CaO	2,27	0,2	2,5	2,06	1,6	0,98
Na_2O	3,65	3,34	3,7	3,4	3,45	3,47
K_2O	3,87	5,4	3,8	4,27	4,26	5,06
P_2O_5	0,07	0,03	0,07	0,06	0,03	0,04
H_2O	0,78	0,43	0,45	0,75	0,57	0,53
Mg/Mg+Fe	0,218	0,103	0,187	0,212	0,203	0,178
K/K+Na	0,543	0,644	0,535	0,584	0,580	0,620
Na/Na+Ca	0,744	0,968	0,728	0,749	0,796	0,865
Normativa mineral						
qz	29,59	35,51	29,23	30,52	33,37	30,52
or	22,87	31,92	22,46	25,24	25,18	29,91
ab	30,89	28,26	31,31	28,77	29,19	29,36
an	10,80	0,80	11,90	9,83	7,74	4,60
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	0,01	-	-	-
en	1,54	0,47	1,48	1,47	1,00	1,17
fs	0,72	-	0,53	0,85	0,79	1,03
mt	1,15	0,87	1,59	1,07	0,74	0,99
hem	-	0,34	-	-	-	-
ilm	0,70	0,40	0,68	0,66	0,36	0,51
ap	0,16	0,07	0,16	0,14	0,07	0,09
(wo)	-	-	0,02	-	-	-
co	0,56	0,96	-	0,53	0,97	1,08
koordinater	656265/ 133825	655405/ 133800	656315/ 133810	656465/ 133780	656650/ 133605	656505/ 133530

Tab. 7, forts.

	AL8788 Gösta*	AL8789 Gösta*	AL8790 Gösta*	AL8791 Gösta*	AL8792 Gösta*	AL8793 Gösta*
SiO_2	71,52	70,46	78,72	72,96	71,62	73,08
TiO_2	0,39	0,49	0,16	0,32	0,36	0,33
Al_2O_3	14,64	15	11,29	14,04	14,67	13,84
Fe_2O_3	0,97	1,33	0,39	1,42	0,81	0,65
FeO	1,2	1,3	0,53	0,52	1,12	1,01
MnO	0,08	0,08	0,03	0,06	0,09	0,06
MgO	0,65	0,63	0,19	0,54	0,59	0,51
CaO	2,54	2,11	0,36	1,13	2,4	1,3
Na_2O	3,64	4,14	2,38	3,24	3,28	3,49
K_2O	3,52	3,56	5,53	5,14	4,25	4,87
P_2O_5	0,08	0,11	0,04	0,05	0,07	0,05
H_2O	0,61	0,56	0,35	0,58	0,61	0,59
Mg/Mg+Fe	0,196	0,164	0,143	0,189	0,198	0,199
K/K+Na	0,520	0,490	0,722	0,640	0,592	0,610
Na/Na+Ca	0,722	0,780	0,923	0,838	0,712	0,829
Normativa mineral						
qz	30,27	27,32	42,57	31,35	30,01	30,33
or	20,80	21,04	32,68	30,38	25,12	28,78
ab	30,80	35,03	20,14	27,42	27,76	29,53
an	12,08	9,75	1,52	5,28	11,45	6,12
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	-	-	-	-
en	1,62	1,57	0,47	1,34	1,47	1,27
fs	0,91	0,63	0,44	-	0,96	0,88
mt	1,41	1,93	0,57	0,94	1,17	0,94
hem	-	-	-	0,77	-	-
ilm	0,74	0,93	0,30	0,61	0,68	0,62
ap	0,19	0,25	0,09	0,12	0,16	0,12
(wo)	-	-	-	-	-	-
co	0,42	0,76	0,83	1,21	0,48	0,58
koordinater	656940/ 133420	657225/ 133595	657055/ 133605	656775/ 133245	657225/ 133195	657315/ 133385

Tab. 7, forts.

	AL8794 Gösta*	AL8795 Gösta*	AL8798 Gösta*	CHW1831 Rött band	CHW1813A Rött band	CHW1581A Rött band
SiO_2	72,17	76,21	70,39	71,30	75,70	75,00
TiO_2	0,34	0,26	0,43	0,40	0,14	0,31
Al_2O_3	14,41	12,55	14,07	14,60	13,30	13,50
Fe_2O_3	0,74	0,31	1,92	0,70	0,30	0,60
FeO	1,16	0,89	1,57	1,30	0,30	0,80
MnO	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08
MgO	0,55	0,27	0,88	0,60	0,28	0,40
CaO	2,23	0,9	1,92	1,90	0,90	1,20
Na_2O	3,32	3,02	3,38	3,00	3,10	3,50
K_2O	4,2	5,04	4,41	5,20	5,60	4,50
P_2O_5	0,06	0,03	0,09	0,08	0,04	0,04
H_2O	0,71	0,41	0,73	0,10	0,40	0,40
Mg/Mg+Fe	0,189	0,152	0,172	0,194	0,276	0,188
K/K+Na	0,586	0,651	0,594	0,660	0,669	0,590
Na/Na+Ca	0,729	0,859	0,761	0,741	0,862	0,841
Normativa mineral						
qz	30,86	36,61	28,34	28,62	33,93	34,08
or	24,82	29,79	26,06	30,73	33,10	26,60
ab	28,09	25,56	28,60	25,39	26,23	29,62
an	10,67	4,27	8,94	8,90	4,20	5,69
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	-	-	-	-
en	1,37	0,67	2,19	1,49	0,70	1,00
fs	1,09	1,08	0,74	1,28	0,16	0,61
mt	1,07	0,45	2,78	1,01	0,43	0,87
ilm	0,64	0,49	0,81	0,76	0,27	0,59
ap	0,14	0,07	0,21	0,19	0,09	0,09
(wo)	-	-	-	-	-	-
co	0,49	0,56	0,46	0,77	0,60	0,79
koordinater	65733/ 13321	655255/ 134170	657605/ 132880	659155/ 133465	658870/ 133490	657670/ 133435

Tab. 7, forts.

	LM978 Rött band	AL4364 Sättertjärn	AL6895 Ränken
SiO_2	70,60	71,8	65,0
TiO_2	0,49	0,27	0,83
Al_2O_3	12,9	14,4	14,9
Fe_2O_3	0,80	0,7	4,29
FeO	3,10	1,4	2,86
MnO	0,09	0,07	0,19
MgO	0,34	0,77	0,91
CaO	1,40	1,5	1,78
Na_2O	3,10	3,4	2,93
K_2O	5,10	4,7	5,14
P_2O_5	0,10	0,13	0,08
H_2O	0,70	0,4	0,27
Mg/Mg+Fe	0,065	0,227	0,095
K/K+Na	0,648	0,607	0,663
Na/Na+Ca	0,800	0,804	0,749
Normativa mineral			
qz	27,84	29,27	23,02
or	30,14	27,78	30,38
ab	26,23	28,77	24,79
an	6,22	6,59	8,31
di	0,01	-	-
hed	0,05	-	-
en	0,84	1,92	2,27
fs	4,36	1,68	0,69
mt	1,16	1,01	6,22
ilm	0,93	0,51	1,57
ap	0,23	0,30	0,19
(wo)	0,03	-	-
co	-	1,30	1,47
koordinater	661775/ 134210	662860/ 133795	663535/ 130090

Tabell 8. Kemisk och normativ sammansättning av granitiska bergarter tillhörande generationen 1250 miljoner år (Segmon-Sandsjöntypen). Analyser utmärkta med asterisk är utförda för en geokemisk undersökning utan direkt samband med länskarteringen.

Massiv	Segmon CHW2046	Segmon CHW2015	Segmon CHW2048	Segmon CHW2006	Segmon CHW1421	Segmon CHW1430
SiO_2	72,7	69,1	75,4	67,4	68,5	76,9
TiO_2	0,36	0,4	0,18	0,44	0,49	0,16
Al_2O_3	13,2	14,3	12,3	14,7	14,5	12,4
Fe_2O_3	0,7	1,1	0,2	1,3	1,2	0,4
FeO	2,3	3,6	1,7	3,5	3,2	1,3
MnO	0,06	0,12	0,04	0,13	0,15	0,05
MgO	0,27	0,12	0,11	0,23	0,21	0,14
CaO	1,1	1,6	0,7	1,7	1,8	0,8
Na_2O	3,6	4,2	3,4	4,1	2,6	3,4
K_2O	5,4	5,6	5,2	5,5	7,2	4,8
P_2O_5	0,05	0,04	0,04	0,07	0,06	0,04
H_2O	0,1	0,5	0,2	0,3	0,2	0,2
Mg/Mg+Fe	0,067	0,020	0,043	0,037	0,037	0,061
K/K+Na	0,627	0,599	0,631	0,600	0,756	0,612
Na/Na+Ca	0,773	0,732	0,834	0,715	0,600	0,815
Normativa mineral						
qz	27,30	18,22	32,98	17,04	20,25	36,08
or	31,92	33,10	30,73	32,51	42,55	28,37
ab	30,46	35,54	28,77	34,69	22,00	28,77
an	3,91	3,63	2,94	5,46	6,63	3,71
di	0,21	0,22	0,02	0,26	0,20	-
hed	0,85	3,36	0,21	1,94	1,47	-
en	0,58	0,20	0,26	0,45	0,43	0,35
fs	2,71	3,48	2,62	3,84	3,57	1,89
mt	1,01	1,59	0,29	1,88	1,74	0,58
ilm	0,68	0,76	0,34	0,83	0,93	0,30
ap	0,12	0,09	0,09	0,16	0,14	0,09
(wo)	0,51	1,69	0,11	1,05	0,80	-
co	-	-	-	-	-	0,25
koordinater	659465/ 133695	659555/ 133940	659445/ 133625	659735/ 133920	658050/ 133985	658175/ 133845

Tab. 8, forts.

Massiv	Segmon KH125*	Segmon KH126*	Segmon KH127*	Segmon KH128*	Segmon KH129*	Segmon KH130*
SiO_2	70,11	62,72	70,07	68,24	66,49	67,23
TiO_2	0,36	0,59	0,33	0,42	0,52	0,52
Al_2O_3	14,45	15,04	13,81	14,8	15,1	14,48
Fe_2O_3	0,7	2,35	0,98	1,79	2,33	1,18
FeO	2,44	5,21	3,07	2,26	2,64	3,55
MnO	0,07	0,23	0,1	0,08	0,09	0,12
MgO	0,28	0,1	0,07	0,25	0,39	0,25
CaO	1,45	2,36	1,41	1,11	1,4	1,6
Na_2O	3,66	4,43	4,4	3,79	3,96	2,41
K_2O	5,55	5,45	5,19	5,91	5,96	7,7
P_2O_5	0,09	0,06	0,02	0,06	0,08	0,09
H_2O	0,59	0,87	0,47	1,17	0,86	0,58
Mg/Mg+Fe	0,066	0,010	0,014	0,048	0,060	0,040
K/K+Na	0,629	0,579	0,569	0,636	0,627	0,781
Na/Na+Ca	0,724	0,661	0,764	0,780	0,746	0,610
Normativa mineral						
qz	22,74	9,18	20,43	20,02	16,40	18,26
or	32,80	32,21	30,67	34,93	35,23	45,51
ab	30,97	37,49	37,23	32,07	33,51	20,39
an	6,61	5,06	2,60	5,12	5,82	5,95
di	-	0,22	0,16	-	0,17	0,16
hed	-	5,34	3,61	-	0,34	1,07
en	0,70	0,15	0,10	0,62	0,89	0,55
fs	3,44	4,24	2,55	2,13	2,05	4,34
mt	1,01	3,41	1,42	2,60	3,38	1,71
ilm	0,68	1,12	0,62	0,80	0,98	0,98
ap	0,21	0,14	0,05	0,14	0,19	0,21
(wo)	-	2,61	1,78	-	0,25	0,58
co	-	-	-	0,29	-	-
koordinater	657007/ 134040	657450/ 134045	657566/ 134232	657612/ 134110	657902/ 134047	658048/ 133990

Tab. 8, forts.

Massiv	Segmon KH131*	Segmon KH132*	Segmon KH133*	Segmon KH134*	Segmon KH135*	Segmon KH136*
SiO_2	66,27	70,04	73,2	64,24	64,18	67,59
TiO_2	0,53	0,4	0,26	0,55	0,62	0,48
Al_2O_3	15,00	13,94	13,41	15,28	15,3	14,38
Fe_2O_3	1,21	0,97	0,4	1,2	1,37	1,31
FeO	4,11	2,78	1,94	3,98	4,92	3,55
MnO	0,15	0,08	0,05	0,14	0,16	0,12
MgO	0,21	0,2	0,21	0,41	0,25	0,2
CaO	1,86	1,42	1,04	2,4	2,33	1,68
Na_2O	3,45	3,66	3,46	3,16	3,81	3,72
K_2O	5,92	5,6	5,16	7,35	5,84	5,87
P_2O_5	0,08	0,06	0,05	0,09	0,1	0,07
H_2O	0,66	0,69	0,6	0,83	0,72	0,59
Mg/Mg+Fe	0,030	0,041	0,066	0,059	0,031	0,032
K/K+Na	0,658	0,631	0,625	0,722	0,632	0,638
Na/Na+Ca	0,658	0,728	0,775	0,577	0,629	0,697
Normativa mineral						
qz	16,92	22,76	29,60	10,84	12,07	18,14
or	34,99	33,10	30,50	43,44	34,52	34,69
ab	29,19	30,97	29,28	26,74	32,24	31,48
an	7,96	5,07	4,83	5,80	7,40	5,20
di	0,06	0,18	-	0,82	0,28	0,25
hed	0,60	1,20	-	3,98	2,81	2,10
en	0,50	0,41	0,52	0,64	0,49	0,38
fs	5,63	3,15	2,90	3,55	5,68	3,75
mt	1,75	1,41	0,58	1,74	1,99	1,90
ilm	1,00	0,76	0,49	1,04	1,17	0,91
ap	0,19	0,14	0,12	0,21	0,23	0,16
(wo)	0,31	0,66	-	2,30	1,46	1,12
co	-	-	0,36	-	-	-
koordinater	658048/ 133990	658110 133904	658175/ 133851	658446/ 133719	658520/ 133767	658819/ 133796

Tab. 8, forts.

Massiv	Segmon KH137*	Segmon KH138*	Segmon KH139*	Segmon KH140*	Segmon KH141*	Segmon KH142*
SiO_2	57,73	71,43	75,75	66,94	67,48	67,88
TiO_2	0,75	0,39	0,18	0,47	0,44	0,39
Al_2O_3	16,41	13,3	12,26	14,82	14,93	14,16
Fe_2O_3	2,15	1,39	0,51	1,15	0,87	1,27
FeO	6,57	2,12	1,33	3,68	3,27	3,47
MnO	0,29	0,07	0,03	0,12	0,11	0,12
MgO	0,37	0,36	0,09	0,18	0,29	0,12
CaO	3,13	0,94	0,7	1,82	1,65	1,56
Na_2O	3,56	3,09	3,15	3,85	3,56	4,15
K_2O	7,94	5,73	5,38	5,9	6,48	5,58
P_2O_5	0,12	0,07	0,02	0,07	0,06	0,02
H_2O	1,08	0,87	0,47	0,74	0,77	0,84
Mg/Mg+Fe	0,033	0,077	0,038	0,029	0,053	0,020
K/K+Na	0,714	0,675	0,657	0,632	0,671	0,601
Na/Na+Ca	0,541	0,773	0,824	0,687	0,691	0,734
Normativa mineral						
qz	-	28,15	34,45	16,21	16,47	17,57
or	46,93	33,87	31,80	34,87	38,30	32,98
ab	27,55	26,15	26,66	32,58	30,13	35,12
an	5,35	4,21	3,34	5,73	5,62	3,53
nef	1,40	-	-	-	-	-
di	0,82	-	-	0,22	0,28	0,24
hed	7,44	-	-	2,28	1,62	3,37
en	-	0,90	0,22	0,34	0,59	0,19
fs	-	2,23	1,78	4,04	3,90	3,11
mt	3,12	2,02	0,74	1,67	1,26	1,84
ilm	1,42	0,74	0,34	0,89	0,83	0,74
ap	0,28	0,16	0,05	0,16	0,14	0,05
(wo)	3,92	-	-	1,19	0,91	1,70
co	-	0,47	0,03	-	-	-
koordinater	658980/ 133783	659215/ 133669	659313/ 133600	659273/ 133879	659348/ 133885	659550 133941

Tab. 8, forts.

Massiv	Segmon KH143*	Sandsjön AL5425	Sandsjön AL5442	Sandsjön AL5118	Rømskog AL6087	Rømskog AL6086
SiO_2	68,84	71,0	71,6	70,7	71,7	72,2
TiO_2	0,42	0,45	0,54	0,41	0,43	0,44
Al_2O_3	14,21	14,1	13,7	12,5	13,0	13,4
Fe_2O_3	1,14	0,7	1,0	1,2	0,6	0,7
FeO	3,22	2,6	2,3	2,9	3,5	3,2
MnO	0,11	0,06	0,05	0,11	0,08	0,08
MgO	0,13	0,38	0,49	0,19	0,14	0,18
CaO	1,34	1,4	1,4	1,4	1,2	1,1
Na_2O	3,69	3,4	3,3	2,1	3,3	3,5
K_2O	6,02	5,7	5,6	7	5,7	5,7
P_2O_5	0,05	0,08	0,08	0,01	0,06	0,08
H_2O	0,56	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4
Mg/Mg+Fe	0,033	0,077	0,038	0,029	0,053	0,020
K/K+Na	0,714	0,675	0,657	0,632	0,671	0,601
Na/Na+Ca	0,541	0,773	0,824	0,687	0,691	0,734
Normativa mineral						
qz	19,78	24,45	26,37	27,30	26,01	25,67
or	35,58	33,69	33,10	41,37	33,69	33,69
ab	31,23	28,77	27,92	17,77	27,92	29,62
an	4,43	6,38	6,03	4,01	3,83	4,02
di	0,13	0,01	0,12	0,31	0,11	0,08
hed	1,54	0,03	0,22	2,21	1,43	0,73
en	0,26	0,94	1,17	0,33	0,30	0,41
fs	3,66	3,55	2,48	2,69	4,61	4,33
mt	1,65	1,01	1,45	1,74	0,87	1,01
ilm	0,80	0,85	1,02	0,78	0,81	0,83
ap	0,12	0,19	0,19	0,02	0,14	0,19
(wo)	0,79	0,02	0,16	1,20	0,73	0,38
co	-	-	-	-	-	-
koordinater	659725/ 133920	661560/ 128455	661775/ 128720	661815/ 128465	662315/ 127950	662425/ 128010

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH62*	Sandsjön KH63*	Sandsjön KH64*	Sandsjön KH66*	Sandsjön KH67*	Sandsjön KH68*
SiO_2	72,32	72,94	70,14	71,98	74,8	75,29
TiO_2	0,5	0,38	0,48	0,52	0,24	0,28
Al_2O_3	12,91	13,06	13,81	12,69	12,87	12,43
Fe_2O_3	1,36	0,65	0,95	0,84	0,75	0,49
FeO	1,87	1,91	2,65	2,38	1,26	1,69
MnO	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,05
MgO	0,45	0,32	0,42	0,53	0,31	0,18
CaO	1,02	1,13	1,62	1,31	1,03	0,77
Na_2O	2,49	3,11	3,41	2,47	3,32	3,68
K_2O	6,28	5,57	5,4	6,22	4,87	4,91
P_2O_5	0,07	0,05	0,09	0,1	0,03	0,03
H_2O	0,73	0,40	0,53	0,59	0,40	0,42
Mg/Mg+Fe	0,101	0,090	0,085	0,116	0,111	0,061
K/K+Na	0,738	0,667	0,639	0,738	0,621	0,599
Na/Na+Ca	0,717	0,741	0,686	0,662	0,770	0,832
Normativa mineral						
qz	30,42	29,68	24,46	29,31	33,64	32,35
or	37,12	32,92	31,92	36,76	28,78	29,02
ab	21,07	26,32	28,86	20,90	28,09	31,14
an	4,60	5,23	6,43	5,17	4,91	2,90
di	-	0,01	0,23	0,20	-	0,11
hed	-	0,03	0,65	0,38	-	0,52
en	1,12	0,79	0,94	1,23	0,77	0,40
fs	1,58	2,40	3,07	2,71	1,37	2,05
mt	1,97	0,94	1,38	1,22	1,09	0,71
ilm	0,95	0,72	0,91	0,98	0,45	0,53
ap	0,16	0,12	0,21	0,23	0,07	0,07
(wo)	-	0,02	0,43	0,28	-	0,30
co	0,33	-	-	-	0,34	-
koordinater	661252/ 128400	661310/ 128366	661364/ 128415	661554/ 128415	661555/ 128506	661742/ 128333

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH82*	Sandsjön KH83*	Sandsjön KH85*	Sandsjön KH89*	Sandsjön KH90*	Sandsjön KH91*
SiO_2	75,02	72,99	75,68	75,46	75,48	74,8
TiO_2	0,23	0,34	0,19	0,2	0,18	0,22
Al_2O_3	13,03	13,27	12,73	12,93	12,9	13,01
Fe_2O_3	0,49	0,63	0,29	0,7	0,77	0,6
FeO	1,04	1,92	1,1	1,05	0,87	1,21
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,17	0,3	0,35	0,23	0,16	0,26
CaO	0,86	1,11	0,86	0,9	0,73	0,93
Na_2O	3,6	3,05	3,1	3,38	3,27	3,45
K_2O	4,92	5,58	4,97	4,81	5,24	4,94
P_2O_5	0,03	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03
H_2O	0,37	0,5	0,5	0,39	0,42	0,35
Mg/Mg+Fe	0,082	0,086	0,166	0,096	0,074	0,103
K/K+Na	0,605	0,672	0,642	0,614	0,642	0,616
Na/Na+Ca	0,813	0,740	0,789	0,796	0,823	0,794
Normativa mineral						
qz	32,70	30,09	35,62	34,70	34,33	32,89
or	29,08	32,98	29,37	28,43	30,97	29,20
ab	30,46	25,81	26,23	28,60	27,67	29,19
an	4,07	5,12	4,14	4,27	3,49	4,42
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	-	-	-	-
en	0,42	0,75	0,87	0,57	0,40	0,65
fs	1,18	2,52	1,52	1,09	0,72	1,40
mt	0,71	0,91	0,42	1,01	1,12	0,87
ilm	0,44	0,64	0,36	0,38	0,34	0,42
ap	0,07	0,14	0,05	0,07	0,05	0,07
(wo)	-	-	-	-	-	-
co	0,29	0,34	0,74	0,60	0,57	0,37
koordinater	661385/ 128323	661430/ 128406	661489/ 128460	661724/ 128597	661784/ 128602	661815/ 128535

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH92*	Sandsjön KH95*	Rømskog KH101*	Rømskog KH102*	Rømskog KH103*	Sandsjön KH157*
SiO_2	71,8	73,68	71,18	74,94	76,35	70,61
TiO_2	0,51	0,35	0,47	0,21	0,15	0,46
Al_2O_3	13,26	12,86	13,66	13,36	12,55	13,61
Fe_2O_3	0,93	0,91	0,67	0,31	0,55	0,83
FeO	2,00	1,55	2,49	0,94	0,5	2,86
MnO	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,07
MgO	0,67	0,58	0,51	0,41	0,11	0,37
CaO	1,03	0,59	1,58	1,19	0,58	1,43
Na_2O	3,18	3,21	3,49	3,38	2,65	3,49
K_2O	5,44	5,39	4,92	4,58	6,15	5,16
P_2O_5	0,1	0,05	0,11	0,07	0,01	0,09
H_2O	1,01	0,74	0,55	0,51	0,27	0,61
Mg/Mg+Fe	0,155	0,160	0,113	0,207	0,079	0,074
K/K+Na	0,657	0,653	0,612	0,603	0,722	0,623
Na/Na+Ca	0,762	0,850	0,696	0,747	0,826	0,717
Normativa mineral						
qz	28,58	31,67	26,69	34,23	35,89	25,46
or	32,15	31,86	29,08	27,07	36,35	30,50
ab	26,91	27,16	29,53	28,60	22,42	29,53
an	4,46	2,60	7,08	5,45	2,81	6,23
di	-	-	0,01	-	-	0,05
hed	-	-	0,03	-	-	0,19
en	1,67	1,44	1,26	1,02	0,27	0,90
fs	2,16	1,57	3,34	1,22	0,29	3,84
mt	1,35	1,32	0,97	0,45	0,80	1,20
ilm	0,97	0,66	0,89	0,40	0,28	0,87
ap	0,23	0,12	0,25	0,16	0,02	0,21
(wo)	-	-	0,02	-	-	0,11
co	0,51	0,79	-	0,85	0,50	-
koordinater	661935/ 128500	662249/ 128182	662603/ 128027	662586/ 128150	662682/ 128195	661555/ 128436

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH165*	Sandsjön KH166*	Sandsjön KH167*	Sandsjön KH169*	Sandsjön KH170*	Sandsjön KH171*
SiO_2	75,99	71,64	75,28	71,11	72,48	72,41
TiO_2	0,17	0,5	0,22	0,45	0,41	0,63
Al_2O_3	12,48	13,37	12,98	13,32	13,35	12,43
Fe_2O_3	0,73	0,77	0,69	0,68	1,08	2,41
FeO	0,69	2,39	1,00	2,63	1,52	1,09
MnO	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05	0,06
MgO	0,27	0,46	0,21	0,42	0,51	0,92
CaO	0,73	1,24	0,42	1,39	0,81	0,76
Na_2O	3,19	3,17	3,58	3,46	3,27	3,59
K_2O	4,96	5,53	4,8	5,31	5,35	4,44
P_2O_5	0,02	0,1	0,04	0,08	0,07	0,17
H_2O	0,52	0,63	0,64	0,67	0,88	1,03
Mg/Mg+Fe	0,135	0,104	0,091	0,091	0,137	0,180
K/K+Na	0,635	0,661	0,600	0,632	0,647	0,581
Na/Na+Ca	0,819	0,726	0,898	0,721	0,807	0,831
Normativa mineral						
qz	36,34	27,60	34,55	25,89	30,08	32,01
or	29,32	32,68	28,37	31,38	31,62	26,24
ab	26,99	26,82	30,29	29,28	27,67	30,38
an	3,49	5,50	1,82	5,13	3,56	2,66
di	-	-	-	0,27	-	-
hed	-	-	-	0,80	-	-
en	0,67	1,15	0,52	0,92	1,27	2,29
fs	0,44	3,02	0,96	3,21	1,31	-
mt	1,06	1,12	1,00	0,99	1,57	1,88
hem	-	-	-	-	-	1,11
ilm	0,32	0,95	0,42	0,85	0,78	1,19
ap	0,05	0,23	0,09	0,19	0,16	0,39
(wo)	-	-	-	0,52	-	-
co	0,58	0,15	1,23	-	0,87	0,74
koordinater	661751/ 128710	661780/ 128708	661742/ 128553	661852/ 128425	662260/ 128174	662322/ 128350

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH173*	Sandsjön KH65*	Sandsjön KH70*	Sandsjön KH71*	Sandsjön KH72*	Sandsjön KH73*
SiO_2	76,55	71,52	70,17	72,66	73,63	70,7
TiO_2	0,16	0,35	0,40	0,35	0,27	0,44
Al_2O_3	11,72	13,43	13,23	12,48	12,89	12,81
Fe_2O_3	0,25	0,88	1,24	0,95	1,30	1,12
FeO	1,4	2,12	3,23	2,61	1,36	3,40
MnO	0,03	0,06	0,12	0,07	0,05	0,11
MgO	0,12	0,16	0,14	0,04	0,13	0,05
CaO	0,68	0,93	1,21	0,85	0,68	1,06
Na_2O	2,75	3,8	4,21	3,58	3,72	3,70
K_2O	5,66	5,76	5,14	5,35	5,12	5,58
P_2O_5	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03
H_2O	0,67	0,54	0,44	0,62	0,55	0,42
Mg/Mg+Fe	0,054	0,041	0,024	0,009	0,038	0,009
K/K+Na	0,697	0,629	0,577	0,626	0,606	0,628
Na/Na+Ca	0,808	0,809	0,783	0,814	0,850	0,784
Normativa mineral						
qz	36,40	24,39	22,07	28,31	30,31	24,06
or	33,45	34,04	30,38	31,62	30,26	32,98
ab	23,27	32,16	35,63	30,29	31,48	31,31
an	2,92	2,58	2,02	2,18	3,24	1,87
di	0,04	0,23	0,27	0,05	-	0,08
hed	0,24	1,38	3,06	1,69	-	2,76
en	0,28	0,29	0,22	0,07	0,32	0,09
fs	2,03	1,97	2,84	2,66	1,07	3,33
mt	0,36	1,28	1,80	1,38	1,88	1,62
ilm	0,30	0,66	0,76	0,66	0,51	0,83
ap	0,05	0,07	0,07	0,02	0,05	0,07
(wo)	0,14	0,77	1,58	0,82	-	1,34
co	-	-	-	-	0,04	-
koordinater	662438/ 128390	661615/ 128348	661824/ 128388	662000/ 128374	662140/ 128314	662250/ 128242

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH74*	Sandsjön KH75*	Sandsjön KH84*	Sandsjön KH86*	Sandsjön KH87*	Sandsjön KH88*
SiO_2	72,54	71,42	73,75	70,96	72,95	73,05
TiO_2	0,37	0,46	0,34	0,43	0,34	0,3
Al_2O_3	12,3	12,98	12,36	13,38	12,95	12,96
Fe_2O_3	0,99	2,99	1,22	1,23	2,7	0,85
FeO	2,59	1,50	1,66	2,96	1,00	2,08
MnO	0,08	0,05	0,04	0,08	0,03	0,07
MgO	0,05	0,24	0,24	0,06	0,14	0,05
CaO	0,64	0,43	0,82	0,60	0,29	0,69
Na_2O	2,65	3,39	2,56	3,93	4,08	3,59
K_2O	6,74	5,66	6,28	5,5	4,61	5,81
P_2O_5	0,02	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01
H_2O	0,55	0,59	0,56	0,68	0,74	0,39
Mg/Mg+Fe	0,011	0,043	0,063	0,011	0,031	0,013
K/K+Na	0,740	0,651	0,733	0,610	0,558	0,644
Na/Na+Ca	0,811	0,891	0,764	0,872	0,936	0,844
Normativa mineral						
qz	28,63	28,93	32,15	24,03	30,80	27,43
or	39,84	33,45	37,12	32,51	27,25	34,34
ab	22,42	28,69	21,66	33,26	34,53	30,38
an	1,76	1,74	3,69	2,62	1,31	2,09
di	0,04	-	0,01	0,01	-	0,06
hed	1,09	-	0,03	0,13	-	1,07
en	0,10	0,60	0,59	0,15	0,35	0,10
fs	2,89	-	1,54	3,79	-	2,18
mt	1,44	3,66	1,77	1,78	2,34	1,23
hem	-	0,46	-	-	1,09	-
ilm	0,70	0,87	0,64	0,81	0,64	0,57
ap	0,05	0,14	0,12	0,07	0,05	0,02
(wo)	0,54	-	0,02	0,07	-	0,53
co	-	0,64	-	-	0,77	-
koordinater	662288/ 128328	662425/ 128233	661460/ 128332	661665/ 128389	661755/ 128420	661813/ 128367

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH93*	Sandsjön KH94*	Rømskog KH96*	Rømskog KH97*	Rømskog KH98*	Rømskog KH99*
SiO_2	73,13	75,36	72,05	70,37	73,34	70,01
TiO_2	0,37	0,31	0,39	0,48	0,41	0,47
Al_2O_3	12,5	11,79	13,01	13,14	12,97	13,21
Fe_2O_3	0,84	0,73	1,03	1,68	2,73	1,31
FeO	2,36	1,99	2,94	3,06	0,85	3,01
MnO	0,07	0,05	0,08	0,10	0,05	0,10
MgO	0,21	0,13	0,07	0,15	0,2	0,14
CaO	1,13	0,74	0,96	1,01	0,62	1,32
Na_2O	2,68	3,45	3,81	3,42	3,73	2,63
K_2O	5,97	4,92	5,14	5,4	5,15	6,99
P_2O_5	0,05	0,03	0,03	0,04	0,07	0,06
H_2O	0,42	0,43	0,45	0,70	0,56	0,56
Mg/Mg+Fe	0,050	0,037	0,014	0,025	0,045	0,025
K/K+Na	0,714	0,615	0,602	0,639	0,607	0,748
Na/Na+Ca	0,711	0,829	0,805	0,779	0,862	0,674
Normativa mineral						
qz	30,84	33,85	26,58	25,92	30,50	23,89
or	35,28	29,08	30,38	31,92	30,44	41,31
ab	22,68	29,19	32,24	28,94	31,56	22,26
an	4,45	2,15	3,22	4,55	2,62	3,60
di	0,12	0,14	0,06	0,02	-	0,21
hed	0,61	1,01	1,14	0,15	-	2,04
en	0,47	0,26	0,15	0,37	0,50	0,25
fs	2,83	2,09	3,45	3,54	-	2,77
mt	1,22	1,06	1,49	2,44	1,71	1,90
hem	-	-	-	-	1,55	-
ilm	0,70	0,59	0,74	0,91	0,78	0,89
ap	0,12	0,07	0,07	0,09	0,16	0,14
(wo)	0,35	0,55	0,56	0,08	-	1,07
co	-	-	-	-	0,30	-
koordinater	662039/ 128430	662100/ 128379	662390/ 127950	662356/ 127916	662400/ 127995	662434/ 127954

Tab. 8, forts.

Massiv	Rømskog KH100*	Sandsjön KH156*	Sandsjön KH158*	Sandsjön KH159*	Sandsjön KH160*	Sandsjön KH161*
SiO_2	71,22	72,48	70,00	71,97	71,56	68,79
TiO_2	0,43	0,34	0,50	0,34	0,37	0,46
Al_2O_3	12,88	13,36	13,15	12,97	12,92	13,64
Fe_2O_3	0,94	2,05	0,75	0,74	0,66	0,78
FeO	2,98	0,98	3,37	2,81	3,27	3,40
MnO	0,08	0,04	0,1	0,08	0,09	0,07
MgO	0,18	0,24	0,19	0,05	0,04	0,2
CaO	1,16	0,54	0,86	0,79	0,96	1,82
Na_2O	3,7	4,06	1,76	3,96	3,88	2,61
K_2O	5,16	4,79	8,08	5,10	5,21	7,11
P_2O_5	0,06	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03
H_2O	0,85	0,73	0,73	0,63	0,54	0,59
Mg/Mg+Fe	0,035	0,062	0,035	0,011	0,008	0,036
K/K+Na	0,609	0,569	0,837	0,590	0,600	0,753
Na/Na+Ca	0,768	0,886	0,680	0,839	0,808	0,598
Normativa mineral						
qz	25,93	29,21	24,58	26,10	25,19	20,95
or	30,50	28,31	47,76	30,14	30,79	42,02
ab	31,31	34,36	14,89	33,51	32,83	22,09
an	3,30	2,22	4,01	2,55	2,45	4,50
di	0,20	-	-	0,03	0,04	0,39
hed	1,61	-	-	1,00	1,84	3,41
en	0,36	0,60	0,47	0,11	0,08	0,32
fs	3,28	-	4,93	3,60	4,04	3,16
mt	1,36	2,30	1,09	1,07	0,96	1,13
hem	-	0,46	-	-	-	-
ilm	0,81	0,64	0,95	0,64	0,70	0,87
ap	0,14	0,16	0,09	0,07	0,07	0,07
(wo)	0,86	-	-	0,49	0,88	1,81
co	-	0,68	0,04	-	-	-
koordinater	662456/ 128020	661430/ 128300	661552/ 128400	661561/ 128385	661570/ 128377	661583/ 128377

Tab. 8, forts.

Massiv	Sandsjön KH162*	Sandsjön KH163*	Sandsjön KH164*	Sandsjön KH168*	Sandsjön KH172*	Sandsjön KH174*
SiO_2	68,77	62,39	75,89	71,03	71,19	70,83
TiO_2	0,49	0,74	0,27	0,36	0,37	0,49
Al_2O_3	13,07	14,99	11,35	12,84	12,95	13,15
Fe_2O_3	1,10	1,68	0,66	0,75	0,38	0,77
FeO	4,08	6,03	1,85	2,69	3,34	3,42
MnO	0,12	0,16	0,04	0,07	0,08	0,09
MgO	0,10	0,25	0,05	0,12	0,07	0,24
CaO	1,55	2,79	0,53	1,11	0,98	1,12
Na_2O	3,71	4,56	2,81	2,28	3,58	3,23
K_2O	5,35	5,06	5,64	7,45	5,47	5,52
P_2O_5	0,06	0,15	0,02	0,03	0,03	0,09
H_2O	1,06	0,71	0,43	0,80	1,24	0,68
Mg/Mg+Fe	0,015	0,025	0,016	0,027	0,015	0,043
K/K+Na	0,617	0,554	0,692	0,785	0,631	0,657
Na/Na+Ca	0,713	0,629	0,846	0,681	0,791	0,750
Normativa mineral						
qz	21,56	8,17	35,85	25,57	25,21	26,13
or	31,62	29,91	33,33	44,03	32,33	32,62
ab	31,39	38,59	23,78	19,29	30,29	27,33
an	3,21	5,49	1,70	2,80	3,11	4,97
di	0,16	0,49	0,04	0,18	0,05	-
hed	3,46	6,01	0,67	2,03	1,33	-
en	0,17	0,40	0,11	0,22	0,15	0,60
fs	4,16	5,56	2,12	2,77	4,65	5,00
mt	1,59	2,44	0,96	1,09	0,55	1,12
ilm	0,93	1,40	0,51	0,68	0,70	0,93
ap	0,14	0,35	0,05	0,07	0,07	0,21
(wo)	1,71	3,08	0,33	1,05	0,65	-
co	-	-	-	-	-	0,04
koordinater	661596/ 128360	661607/ 128355	661700/ 128316	661800/ 128466	662365/ 128373	662536/ 128008

Tab. 8, forts.

Massiv	Rømskog KH175*	Djuskog KH79*	Djuskog KH81*	Hög AL5476	Hög AL4716	Hög KH104*
SiO_2	66,38	71,86	70,83	70,4	76,9	71,59
TiO_2	0,52	0,56	0,55	0,47	0,09	0,47
Al_2O_3	15,42	13,01	13,5	14,0	12,8	13,44
Fe_2O_3	2,63	1,44	1,14	1,6	0,3	1,19
FeO	2,03	1,78	2,19	2,1	0,7	2,06
MnO	0,09	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07
MgO	0,2	0,59	0,9	0,58	0,09	0,56
CaO	0,75	1,7	1,16	1,5	0,7	1,44
Na_2O	3,66	3,31	3,38	3,3	3,8	3,16
K_2O	6,94	4,65	4,9	4,9	4,6	4,82
P_2O_5	0,05	0,14	0,13	0,11	0,03	0,12
H_2O	0,9	0,64	1,00	0,8	0,4	0,86
Mg/Mg+Fe	0,034	0,130	0,178	0,113	0,067	0,122
K/K+Na	0,680	0,611	0,619	0,624	0,575	0,631
Na/Na+Ca	0,835	0,669	0,752	0,695	0,849	0,695
Normativa mineral						
qz	16,37	30,23	27,91	27,82	35,18	30,20
or	41,02	27,48	28,96	28,96	27,19	28,49
ab	30,97	28,01	28,60	27,92	32,16	26,74
an	3,39	6,91	4,91	6,72	3,28	6,36
di	-	0,29	-	-	-	-
hed	-	0,22	-	-	-	-
en	0,50	1,34	2,24	1,44	0,22	1,39
fs	0,86	1,17	2,28	1,89	1,00	2,15
mt	3,81	2,09	1,65	2,32	0,43	1,73
ilm	0,98	1,06	1,04	0,89	0,17	0,89
ap	0,12	0,32	0,30	0,25	0,07	0,28
(wo)	-	0,26	-	-	-	-
co	0,64	-	0,84	0,80	0,37	0,69
koordinater	662532/ 128096	661510/ 128070	661368/ 127941	660895/ 128615	660735/ 128815	660748/ 128811

Tab. 8, forts.

Massiv	Hög KH105*	Hög KH106*	Hög KH107*	Hög KH108*	Hög KH109*	Hög KH110*
SiO_2	76,86	76,83	75,81	71,40	70,30	71,73
TiO_2	0,06	0,14	0,16	0,48	0,51	0,45
Al_2O_3	12,53	12,29	12,76	13,45	13,71	13,38
Fe_2O_3	0,35	0,38	0,97	1,11	1,50	1,47
FeO	0,64	0,91	0,56	2,24	2,18	1,8
MnO	0,04	0,04	0,03	0,07	0,08	0,06
MgO	0,05	0,15	0,21	0,51	0,93	0,49
CaO	0,62	0,54	0,56	1,66	1,02	1,18
Na_2O	3,22	3,00	2,84	2,99	3,15	2,92
K_2O	5,22	5,25	5,51	5,04	5,15	5,39
P_2O_5	0,01	0,02	0,03	0,13	0,13	0,12
H_2O	0,32	0,53	0,64	0,75	1,22	0,85
Mg/Mg+Fe	0,039	0,085	0,102	0,109	0,170	0,109
K/K+Na	0,645	0,662	0,685	0,654	0,647	0,674
Na/Na+Ca	0,844	0,852	0,840	0,652	0,762	0,720
Normativa mineral						
qz	36,38	37,41	36,76	29,61	28,12	30,53
or	30,85	31,03	32,57	29,79	30,44	31,86
ab	27,25	25,39	24,03	25,30	26,66	24,71
an	3,01	2,55	2,58	7,39	4,21	5,07
di	-	-	-	-	-	-
hed	-	-	-	-	-	-
en	0,12	0,37	0,52	1,27	2,32	1,22
fs	0,86	1,20	0,02	2,53	2,07	1,46
mt	0,51	0,55	1,41	1,61	2,17	2,13
ilm	0,11	0,27	0,30	0,91	0,97	0,85
ap	0,02	0,05	0,07	0,30	0,30	0,28
(wo)	-	-	-	-	-	-
co	0,48	0,74	1,18	0,37	1,41	0,88
koordinater	660842/ 128757	660917/ 128736	660936/ 128662	660996/ 128760	660894/ 128615	660894/ 128554

Tab. 8, forts.

Massiv	Segmon CHW2054	Segmon CHW2050	V. Silen POP16	Segmon CHW2040	Segmon CHW1970	Algutsva. AL2660
SiO_2	65,50	72,90	72,90	73,30	69,40	76,8
TiO_2	0,44	0,20	0,14	0,31	0,56	0,11
Al_2O_3	16,10	13,20	14,10	14,00	14,50	11,9
Fe_2O_3	1,20	0,70	0,60	0,80	2,00	0,6
FeO	2,90	1,00	0,70	1,60	2,30	0,4
MnO	0,10	0,03	0,04	0,06	0,07	0,02
MgO	0,27	0,30	0,55	0,43	0,50	0,11
CaO	2,30	1,60	1,00	1,80	1,30	0,4
Na_2O	5,30	4,20	3,60	3,60	2,60	3,5
K_2O	4,50	3,40	5,10	4,40	6,20	5,0
P_2O_5	0,06	0,04	0,03	0,10	0,15	0,02
H_2O	0,07	0,30	0,04	0,10	0,70	0,4
Mg/Mg+Fe	0,050	0,125	0,256	0,126	0,086	0,083
K/K+Na	0,487	0,475	0,613	0,578	0,727	0,615
Na/Na+Ca	0,705	0,732	0,789	0,675	0,675	0,901
Normativa mineral						
qz	11,46	31,36	29,30	30,45	26,63	36,30
or	26,60	20,10	30,14	26,01	36,64	29,55
ab	44,85	35,54	30,46	30,46	22,00	29,62
an	6,85	7,12	4,70	8,28	5,47	1,85
di	0,61	0,21	-	-	-	-
hed	3,02	0,25	-	-	-	-
en	0,39	0,65	1,37	1,07	1,25	0,27
fs	2,19	0,85	0,63	1,88	1,78	0,09
mt	1,74	1,01	0,87	1,16	2,90	0,87
ilm	0,83	0,38	0,27	0,59	1,06	0,21
ap	0,14	0,09	0,09	0,23	0,35	0,05
(wo)	1,74	0,23	-	-	-	-
co	-	-	0,94	0,28	1,51	0,05
koordinater	659500/ 133705	659560/ 133730	657740/ 128715	659425/ 133715	659680/ 133695	658510/ 128755

Tab. 8, forts.

Massiv	Algutsva.* KH122	Algutsva.* KH123	Algutsva.* KH124	Algutsva. AL2661	CHW2020 Rött band	CHW1431 Rött band
SiO_2	74,75	73,03	77,28	74,4	77,9	77,7
TiO_2	0,14	0,34	0,11	0,26	0,13	0,14
Al_2O_3	13,39	12,58	12,19	13,7	12,9	12,4
Fe_2O_3	0,66	1,51	0,58	1,0	1,0	0,8
FeO	0,73	2,01	0,56	1,0	0,9	0,7
MnO	0,03	0,07	0,03	0,06	0,07	0,03
MgO	0,03	0,1	0,06	0,35	0,08	0,07
CaO	0,44	0,7	0,4	0,9	0,7	0,8
Na_2O	4,18	3,5	3,9	4,6	4,5	3,8
K_2O	5,34	5,36	4,56	3,9	3,4	4,1
P_2O_5	0,01	0,03	0,01	0,05	0,1	0,02
H_2O	0,33	0,59	0,27	0,2	0,13	0,14
Mg/Mg+Fe	0,017	0,023	0,041	0,125	0,033	0,037
K/K+Na	0,588	0,631	0,567	0,487	0,458	0,547
Na/Na+Ca	0,908	0,838	0,910	0,841	0,870	0,831
Normativa mineral						
qz	28,78	29,78	36,03	30,09	37,03	37,94
or	31,56	31,68	26,95	23,05	20,10	24,23
ab	35,37	29,62	33,00	38,93	38,08	32,16
an	2,00	2,79	1,92	4,14	2,82	3,84
di	0,01	0,05	-	-	-	-
hed	0,09	0,38	-	-	-	-
en	0,07	0,22	0,15	0,87	0,20	0,17
fs	0,57	1,81	0,42	0,69	0,74	0,45
mt	0,96	2,19	0,84	1,45	1,45	1,16
ilm	0,27	0,64	0,21	0,49	0,25	0,27
ap	0,02	0,07	0,02	0,12	0,23	0,05
(wo)	0,05	0,21	-	-	-	-
co	-	-	0,14	0,39	0,78	0,30
koordinater	658685/ 128717	658616/ 128760	658507/ 128748	658475/ 128740	659510/ 133790	658225/ 133810

Tab. 8, forts.

Massiv	CHW2106 Rött band
SiO_2	73,4
TiO_2	0,31
Al_2O_3	13,6
Fe_2O_3	0,7
FeO	0,7
MnO	0,07
MgO	0,32
CaO	1,1
Na_2O	3,2
K_2O	5,2
P_2O_5	0,05
H_2O	0,31
Mg/Mg+Fe	0,157
K/K+Na	0,645
Na/Na+Ca	0,751
Normativa mineral	
qz	32,04
or	30,73
ab	27,08
an	5,13
di	-
hed	-
en	0,80
fs	0,33
mt	1,01
ilm	0,59
ap	0,12
(wo)	-
co	0,83
koordinater	659325/ 134080

Tabell 9. Kemisk och normativ sammansättning av basiska bergarter. Analyser utmärkta med asterisk är utförda för en geokemisk undersökning utan direkt samband med länskarteringen.

Bergart	Gabbro AL1398	Kvartsdiorit AL6862	Kvartsdiorit AL6863	Anortosit CB1155	Anortosit CB900
SiO_2	44,60	60,20	57,60	47,90	49,60
TiO_2	0,14	0,53	0,69	0,04	0,06
Al_2O_3	17,50	14,90	17,40	31,90	30,90
Fe_2O_3	2,00	1,58	2,55	0,44	0,76
FeO	6,70	4,93	5,25	0,25	0,16
MnO	0,15	0,13	0,15	0,01	0,01
MgO	17,00	4,68	4,32	0,33	0,48
CaO	9,90	6,54	7,66	15,70	14,60
Na_2O	1,10	2,48	2,70	2,30	2,64
K_2O	0,30	2,65	1,72	0,06	0,39
P_2O_5	0,03	0,09	0,11	0,00	0,00
H_2O	1,60	0,45	0,05	0,92	0,66
Mg/Mg+Fe	0,608	0,364	0,308	0,284	0,306
K/K+Na	0,234	0,545	0,416	0,028	0,142
Na/Na+Ca	0,103	0,282	0,268	0,132	0,158
normativa mineral					
qz	-	13,85	11,24	0,42	0,99
or	1,77	15,66	10,17	0,35	2,31
ab	9,31	20,99	22,85	19,46	22,34
an	41,93	21,70	30,28	76,54	71,31
di	4,56	5,40	3,70	1,00	0,87
hed	1,01	2,87	2,01	0,05	-
en	4,41	9,15	9,04	0,36	0,79
fs	1,11	5,58	5,62	0,02	-
fo	25,10	-	-	-	-
fa	6,99	-	-	-	-
mt	2,90	2,29	3,70	0,64	0,39
hem	-	-	-	-	0,49
ilm	0,27	1,00	1,31	0,08	0,11
ap	0,07	0,21	0,25	0,00	-
(wo)	2,92	4,24	2,92	0,56	0,47
co	-	-	-	-	-
koordinater	662955/ 133780	663955/ 129980	663905/ 129970	661555/ 129980	661675/ 130255

Tab. 9, forts.

Bergart	Ultrabasit AL5308	Metabasit AL8477	Ultrabasit/basit AL7585	Hornbländit AL7064	Ultrabasit LM1027
SiO_2	44,20	51,60	45,10	50,30	42,60
TiO_2	0,11	2,20	0,86	0,37	0,08
Al_2O_3	14,40	13,70	15,40	8,88	23,50
Fe_2O_3	2,60	2,86	4,99	2,25	0,07
FeO	4,50	8,82	9,64	5,82	4,90
MnO	0,12	0,18	0,21	0,18	0,09
MgO	17,70	5,23	11,10	13,60	11,70
CaO	12,70	7,58	9,52	14,40	12,20
Na_2O	1,20	2,86	1,53	1,25	1,20
K_2O	0,40	1,35	0,68	0,58	0,30
P_2O_5	0,01	0,36	0,01	0,02	0,00
H_2O	1,50	1,50	1,43	1,52	2,30
Mg/Mg+Fe	0,667	0,263	0,379	0,574	0,646
K/K+Na	0,272	0,346	0,332	0,342	0,219
Na/Na+Ca	0,089	0,281	0,143	0,083	0,093
normativa mineral					
qz	-	5,15	-	-	-
or	2,36	7,98	4,02	3,43	1,77
ab	3,96	24,20	12,95	10,58	5,47
an	32,73	20,56	33,15	16,91	57,85
nef	3,36	-	-	-	2,54
di	21,28	7,08	8,13	35,50	1,69
hed	2,59	4,99	3,22	7,82	0,45
en	-	9,74	8,94	10,66	-
fs	-	7,88	4,06	2,69	-
fo	23,97	-	10,46	4,73	19,87
fa	3,69	-	5,23	1,32	6,75
mt	3,77	4,15	7,24	3,26	0,10
ilm	0,21	4,16	1,63	0,70	0,15
ap	0,01	0,83	0,01	0,05	-
(wo)	12,63	6,14	5,87	22,71	1,12
co	-	-	-	-	-
koordinater	663855/ 131330	661995/ 129990	664195/ 128395	663965/ 130540	661685/ 134405

Tab. 9, forts.

Bergart	Amfibolit AL1068	Kvartsdiorit AL3444	Lamprofyr LM1227	Ultrabasit * CHW1393A	Ultrabasitgång* CHW1393B
SiO_2	49,50	55,30	49,60	36,94	37,39
TiO_2	2,69	0,67	1,87	0,11	0,15
Al_2O_3	13,20	18,30	13,80	6,65	6,56
Fe_2O_3	4,80	2,40	3,50	4,83	4,14
FeO	12,30	5,00	5,00	6,28	7,39
MnO	0,25	0,14	0,15	0,15	0,16
MgO	4,54	4,80	6,90	29,14	29,32
CaO	7,89	7,30	7,50	2,51	2,66
Na_2O	2,49	3,50	2,90	0,44	0,43
K_2O	1,34	2,10	4,00	0,12	0,38
P_2O_5	0,36	0,20	1,60	0,01	0,01
H_2O	1,25	1,10	1,50	10,73	9,30
Mg/Mg+Fe	0,175	0,342	0,396	0,680	0,672
K/K+Na	0,376	0,402	0,607	0,234	0,497
Na/Na+Ca	0,247	0,332	0,286	0,154	0,144
normativa mineral					
qz	3,99	3,26	-	-	-
or	7,92	12,41	23,64	0,71	2,25
ab	21,07	29,62	24,54	3,72	3,64
an	20,88	28,02	12,82	12,39	13,13
di	6,24	3,82	9,40	-	-
hed	7,04	1,77	1,66	-	-
en	8,41	10,18	4,14	15,83	10,85
fs	10,90	5,41	0,84	1,67	1,52
fo	-	-	6,08	39,76	43,57
fa	-	-	1,36	4,61	6,71
mt	6,96	3,48	5,07	7,00	6,00
ilm	5,09	1,27	3,54	0,21	0,28
ap	0,83	0,46	3,70	0,02	0,02
(wo)	6,64	2,88	5,82	-	-
co	-	-	-	1,26	0,63
koordinater	662870/ 132630	660130/ 128475	662395/ 134070	658125/ 134390	658125/ 134390

Tabell 10. Kemisk och normativ sammansättning av vulkanit(?) invid norska gränsen.

	AL5751	AL5754
SiO_2	72,2	70,8
TiO_2	0,34	0,43
Al_2O_3	14,7	15,6
Fe_2O_3	0,6	0,9
FeO	1,6	1,8
MnO	0,07	0,08
MgO	0,6	0,74
CaO	2,3	2,9
Na_2O	3,1	3,3
K_2O	4,4	4,3
P_2O_5	0,08	0,1
LOI	0,2	0,4
Mg/Mg+Fe	0,179	0,180
K/K+Na	0,614	0,593
Na/Na+Ca	0,583	0,542
Normativa mineral		
qz	30,81	27,20
or	26,01	25,41
ab	26,23	27,92
an	10,89	13,73
di	-	-
hed	-	-
en	1,49	1,84
fs	2,01	2,00
mt	0,87	1,30
ilm	0,64	0,81
ap	0,19	0,23
(wo)	-	-
co	0,85	0,48
koordianter	665275/ 130445	665160/ 130595

Tabell 11. Kemisk och normativ sammansättning av övriga bergarter.

Mellan-värmland	Röd gnejs-granit LM645	Röd gnejs-granit LM727	Röd gnejs-granit LM1289	Röd gnejs-granit LM334	Röd gnejs-granit LM401	Röd gnejs-granit LM414
SiO_2	76,5	73,4	73,2	77,3	74,4	74,5
TiO_2	0,33	0,32	0,30	0,19	0,41	0,31
Al_2O_3	12,1	12,2	14,3	12,5	12,8	12,6
Fe_2O_3	0,6	0,9	0,7	0,6	0,7	0,6
FeO	0,9	2,3	0,9	0,5	1,4	1,7
MnO	0,05	0,07	0,07	0,04	0,03	0,03
MgO	0,56	0,13	0,39	0,12	0,54	0,18
CaO	1,0	0,9	1,1	0,4	0,9	1,0
Na_2O	3,2	3,4	4,2	3,6	0,54	4,0
K_2O	4,6	5,4	5,2	5,2	6,5	4,3
P_2O_5	0,08	0,04	0,07	0,02	0,05	0,01
LOI	0,4	0,3	0,1	0,1	0,2	0,3
Mg/Mg+Fe	0,232	0,031	0,165	0,082	0,171	0,059
K/K+Na	0,617	0,640	0,581	0,618	0,931	0,546
Na/Na+Ca	0,769	0,797	0,799	0,903	0,384	0,806
Normativa mineral						
qz	37,21	30,00	25,84	35,39	43,16	31,65
or	27,19	31,92	30,73	30,73	38,42	25,41
ab	27,08	28,77	35,54	30,46	4,57	33,85
an	4,44	2,08	4,81	1,85	4,14	3,73
di	-	0,20	0,10	-	-	0,20
hed	-	1,66	0,06	-	-	0,84
en	1,39	0,23	0,93	0,30	1,34	0,36
fs	0,71	2,20	0,68	0,18	1,37	1,72
mt	0,87	1,30	1,01	0,87	1,01	0,87
ilm	0,62	0,61	0,57	0,36	0,78	0,59
ap	0,19	0,09	0,16	0,05	0,12	0,01
(wo)	-	0,89	0,08	-	-	0,50
co	0,23	-	-	0,27	3,36	-
koordinater	659405/ 136080	659240/ 136215	6687/ 1365	658850/ 137010	658725/ 135940	658655/ 135605

Tab. 11, forts.

	Röd gnejs-granit	Röd gnejs-granit	Röd gnejs-granit	Röd gnjes-granit, mylo-nitiserad	Röd gnejs-granit, mylo-nitiserad	Porfyroblast-gnejsgranit
	LM485	LM448	LM514	AL1768	AL2145	LM399
SiO^2	71,5	68,9	72,2	76,6	62,9	73,8
TiO_2	0,25	0,52	0,33	0,30	0,50	0,24
Al_2O_3	13,3	15,0	14,0	12,3	18,2	13,8
Fe_2O_3	0,6	1,3	0,4	0,1	2,4	0,7
FeO	2,0	2,2	2,4	1,1	0,97	0,70
MnO	0,06	0,11	0,05	0,01	0,03	0,08
MgO	0,14	0,95	0,64	0,35	0,35	0,22
CaO	1,0	2,1	1,0	0,18	1,08	0,70
Na^2O	3,40	4,20	4,60	3,35	3,93	4,00
K^2O	6,00	4,80	4,00	4,56	9,22	5,50
P^2O^5	0,04	0,17	0,01	0,01	0,01	0,05
LOI	0,30	0,50	0,20	0,34	0,23	0,20
Mg/Mg+Fe	0,041	0,179	0,152	0,186	0,080	0,114
K/K+Na	0,664	0,561	0,493	0,604	0,724	0,606
Na/Na+Ca	0,779	0,675	0,827	0,951	0,791	0,856
Normativa mineral						
qz	25,51	19,91	25,41	38,10	2,04	27,58
or	35,46	28,37	23,64	26,95	54,49	32,51
ab	28,77	35,54	38,93	28,35	33,26	33,85
an	3,31	7,90	4,90	0,86	4,79	3,15
di	0,15	0,63	-	-	0,42	-
hed	1,07	0,54	-	-	-	-
en	0,28	2,07	1,59	0,87	0,68	0,55
fs	2,31	2,03	3,62	1,47	-	0,46
mt	0,87	1,88	0,58	0,14	1,77	1,01
hem	-	-	-	-	1,18	-
ilm	0,47	0,98	0,62	0,57	0,95	0,45
ap	0,09	0,39	0,02	0,01	0,01	0,12
(wo)	0,58	0,59	-	-	0,22	-
co	-	-	0,31	1,54	-	0,11
koordinater	658000/ 135575	658005/ 137435	657960/ 135370	666115/ 131800	665730/ 131350	658700/ 136275

Tab. 11, forts.

	Porfyroblast -gnejsgranit LM268	Porfyroblast -gnejsgranit LM462	Porfyroblast -gnejsgranit AL2211	Vulkanit LM86	Vulkanit LM335	Vulkanit LM170
SiO_2	72,0	64,4	65,1	76,7	78,1	72,4
TiO_2	0,35	0,81	0,51	0,18	0,14	0,36
Al_2O_3	14,0	16,0	16,2	12,5	12,4	12,9
Fe_2O_3	0,6	1,7	1,23	0,9	0,7	2,3
FeO	1,6	3,1	2,55	0,50	0,30	2,2
MnO	0,06	0,13	0,08	0,01	0,01	0,07
MgO	0,65	1,38	1,64	0,27	0,09	0,20
CaO	1,6	3,0	2,45	0,5	0,5	1,0
Na_2O	3,4	4,4	4,17	3,8	3,5	3,6
K_2O	5,0	4,0	3,75	4,9	4,9	4,8
P_2O_5	0,09	0,31	0,10	0,02	0,01	0,07
LOI	0,30	0,50	0,80	0,05	0,10	0,05
Mg/Mg+Fe	0,191	0,188	0,258	0,138	0,070	0,035
K/K+Na	0,622	0,504	0,502	0,591	0,610	0,599
Na/Na+Ca	0,688	0,604	0,639	0,887	0,879	0,789
Normativa mineral						
qz	28,04	14,60	17,73	34,42	37,81	30,08
or	29,55	23,64	22,16	28,96	28,96	28,37
ab	28,77	37,23	35,29	32,16	29,62	30,46
an	7,35	12,09	11,50	2,35	2,42	4,50
di	-	0,35	-	-	-	-
hed	-	0,28	-	-	-	-
en	1,62	3,27	4,08	0,67	0,22	0,50
fs	1,98	3,04	2,97	-	-	1,68
mt	0,87	2,46	1,78	1,11	0,58	3,33
hem	-	-	-	0,14	0,30	-
ilm	0,66	1,53	0,97	0,34	0,27	0,68
ap	0,21	0,72	0,23	0,05	0,02	0,16
(wo)	-	0,32	-	-	-	-
co	0,30	-	1,07	0,08	0,45	0,13
koordinater	659175/ 137435	658535/ 136760	666080/ 131420	657870/ 137020	658000/ 137025	658105/ 136740

Tab. 11, forts.

	Vulkanit	Hammarö-gnejs	Hammarö-gnejs	Hammarö-gnejs	Hammarö-gnejs	Sediment-gnejs
	LM178	LM83	LM437	LM444	LM318	LM416
SiO_2	76,9	60,3	75,7	72,7	69,0	77,6
TiO_2	0,13	0,84	0,24	0,34	0,36	0,10
Al_2O_3	12,2	16,2	13,2	12,9	16,3	11,8
Fe_2O_3	0,7	1,9	1,4	1,9	1,1	0,7
FeO	0,9	4,3	1,0	0,4	1,4	1,0
MnO	0,01	0,10	0,01	0,01	0,10	0,02
MgO	0,24	3,30	0,47	0,04	0,99	0,01
CaO	1,0	4,9	0,5	0,4	2,4	0,05
Na_2O	4,2	3,9	6,1	0,5	4,1	3,9
K_2O	3,6	3,1	1,8	10,7	3,9	4,8
P_2O_5	0,01	0,23	0,01	0,04	0,12	0,01
LOI	0,10	0,80	0,05	0,01	0,40	0,20
Mg/Mg+Fe	0,109	0,299	0,139	0,014	0,243	0,005
K/K+Na	0,490	0,471	0,248	0,960	0,516	0,579
Na/Na+Ca	0,813	0,452	0,927	0,565	0,639	0,988
Normativa mineral						
qz	36,05	9,78	31,44	28,11	23,37	35,93
or	21,28	18,32	10,64	63,24	23,05	28,37
ab	35,54	33,00	51,62	4,23	34,69	33,00
an	3,80	17,54	2,45	1,35	11,12	0,22
di	0,41	2,78	-	0,21	-	-
hed	0,53	1,51	-	-	-	-
en	0,41	6,93	1,17	-	2,47	0,01
fs	0,60	4,32	0,29	-	1,25	1,13
mt	1,01	2,75	2,03	0,34	1,59	1,01
hem	-	-	-	1,67	-	-
ilm	0,25	1,59	0,45	0,64	0,68	0,19
ap	0,01	0,53	0,01	0,09	0,28	0,01
(wo)	0,47	2,20	-	0,15	-	-
co	-	-	0,32	-	1,26	0,11
koordinater	658120/ 136620	657805/ 136985	657985/ 136615	657780/ 137395	659100/ 137120	658620/ 135500

Tab. 11, forts.

Västra Värmland	Sediment-gnejs CHW1938	Sediment-gnejs CHW1924	Sediment-gnejs AL4605	Sediment-gnejs AL4696	Blastiskt sediment? AL5474	Vulkanit LM1265
SiO_2	68,3	63,9	65,7	71,6	58,2	76,0
TiO_2	0,79	0,63	0,48	0,29	1,14	0,11
Al_2O_3	14,0	16,2	16,4	15,0	16,6	11,7
Fe_2O_3	3,5	4,1	0,8	0,8	2,8	0,54
FeO	1,7	1,3	2,9	1,4	5,1	0,45
MnO	0,08	0,11	0,07	0,07	0,12	0,04
MgO	1,55	1,88	1,95	0,81	3,00	0,10
CaO	2,8	4,7	4,4	2,3	4,3	0,58
Na_2O	2,4	3,4	3,9	3,6	3,2	3,16
K_2O	4,3	3,1	1,8	4,1	2,7	5,27
P_2O_5	0,15	0,13	0,15	0,14	0,25	0,00
LOI	0,6	1,0	1,4	0,4	1,2	0,33
Mg/Mg+Fe	0,199	0,226	0,295	0,229	0,234	0,077
K/K+Na	0,667	0,505	0,341	0,560	0,486	0,651
Na/Na+Ca	0,471	0,429	0,479	0,619	0,436	0,850
Normativa mineral						
qz	29,99	20,33	22,39	28,51	13,81	36,08
or	25,41	18,32	10,64	24,23	15,96	31,15
ab	20,31	28,77	33,00	30,46	27,08	26,74
an	12,91	19,79	20,85	10,50	19,70	2,18
di	-	2,09	-	-	-	0,30
hed	-	-	-	-	-	0,28
en	3,86	3,71	4,86	2,02	7,47	0,11
fs	-	-	4,00	1,56	5,39	0,12
mt	3,45	2,72	1,16	1,16	4,06	0,78
hem	1,12	2,22	-	-	-	-
ilm	1,50	1,19	0,91	0,55	2,16	0,21
ap	0,35	0,30	0,35	0,32	0,58	0,00
(wo)	-	1,12	-	-	-	0,29
co	0,67	-	0,40	0,79	1,19	-
koordinater	659570/ 133255	659875/ 132980	659605/ 128790	660625/ 128615	662045/ 128620	662070/ 133650

Tab. 11, forts.

	Oren kvartsit	"Porfyr"	Mylonit	Gnejs	Gnejs	Muskovit-omvandlad migmatit
	CHW917	AL3636	CHW1842B	LM1553	AL8166	AL371
SiO_2	78,0	61,5	76,5	63,3	65,3	68,1
TiO_2	0,11	1,29	0,13	0,62	0,54	0,50
Al_2O_3	12,1	15,0	13,5	15,3	15,1	15,6
Fe_2O_3	0,6	3,3	0,3	3,4	1,35	1,67
FeO	0,7	3,2	0,8	2,05	3,77	1,78
MnO	0,01	0,09	0,03	0,12	0,10	0,05
MgO	0,07	1,82	0,29	2,00	2,08	1,60
CaO	0,5	3,9	2,1	4,75	2,44	1,13
Na_2O	3,1	3,6	3,1	2,91	4,21	3,66
K_2O	5,5	3,9	3,8	2,96	2,82	4,08
P_2O_5	0,01	0,59	0,05	0,12	0,18	0,08
LOI	0,10	0,70	0,40	1,05	1,03	0,87
Mg/Mg+Fe	0,042	0,186	0,174	0,233	0,245	0,274
K/K+Na	0,665	0,548	0,578	0,532	0,428	0,555
Na/Na+Ca	0,866	0,489	0,605	0,389	0,642	0,771
Normativa mineral						
qz	37,47	16,17	38,65	22,77	19,88	26,09
or	32,51	23,05	22,46	17,49	16,67	24,11
ab	26,23	30,46	26,23	24,62	35,63	30,97
an	2,45	13,25	10,09	19,94	10,93	5,08
di	-	1,46	-	2,16	-	-
hed	-	0,33	-	0,06	-	-
en	0,17	3,86	0,72	3,98	5,18	3,98
fs	0,63	1,01	1,06	0,12	5,09	1,16
mt	0,87	4,78	0,43	4,93	1,96	2,42
ilm	0,21	2,44	0,25	1,17	1,02	0,95
ap	0,01	1,37	0,12	0,28	0,42	0,19
(wo)	-	0,94	-	1,18	-	-
co	0,15	-	0,59	-	1,12	3,30
koordinater	657775/ 132805	660415/ 127775	659070/ 133120	660055/ 132755	659915/ 136040	663700/ 133170

Tab. 11, forts.

	Migmatit AL5450	Ortognejs CB953	Ortognejs CB123	Ortognejs AL5222	Ortognejs CHW2029
SiO_2	64,6	76,0	68,8	61,6	67,6
TiO_2	0,77	0,17	0,63	0,75	0,45
Al_2O_3	15,5	13,0	13,6	16,5	15,5
Fe_2O_3	1,3	0,86	1,57	2,2	0,1
FeO	4,0	0,65	2,21	3,9	3,0
MnO	0,10	0,03	0,09	0,13	0,07
MgO	1,91	0,19	1,02	2,90	1,61
CaO	2,70	1,05	2,69	4,3	3,3
Na_2O	3,5	2,37	3,26	3,5	4,0
K_2O	3,1	5,82	4,85	3,1	3,1
P_2O_5	0,17	0,02	0,16	0,19	0,11
LOI	1,00	0,28	0,59	0,60	0,70
Mg/Mg+Fe	0,223	0,094	0,179	0,277	0,288
K/K+Na	0,498	0,733	0,625	0,498	0,464
Na/Na+Ca	0,574	0,701	0,557	0,458	0,557
Normativa mineral					
qz	21,86	37,34	24,48	14,39	21,21
or	18,32	34,40	28,66	18,32	18,32
ab	29,62	20,06	27,59	29,62	33,85
an	12,29	5,09	8,15	20,09	15,18
di	-	-	2,06	-	0,19
hed	-	-	1,34	-	0,20
en	4,76	0,47	1,58	7,22	3,92
fs	5,19	0,26	1,18	4,35	4,71
mt	1,88	1,25	2,28	3,19	0,14
ilm	1,46	0,32	1,19	1,42	0,85
ap	0,39	0,04	0,37	0,44	0,25
(wo)	-	-	1,73	-	0,20
co	1,88	0,94	-	0,02	-
koordinater	661555/ 128960	662540/ 130360	662215/ 131265	663805/ 131830	659470/ 133960

Gillbergaskålen, Glaskogens skollkomplex och några tektoniska huvuddrag i västra Värmland

Roland Gorbatschev

Innehåll

Gillbergaskålen, Glaskogens skollkomplex och några tektoniska huvuddrag i Västra Värmland ... 269
Inledning ... 271
Gillbergaskålens karaktär och betydelse ... 271
Bakgrund: den västvärmländska berggrunden ... 273
Karteringsarbetet, kartbeskrivningen och kartans innehåll ... 276
Gillbergaskålens byggnad ... 278
Den övre skåldelen: Glaskogens skollkomplex och dess strukturella huvuddrag ... 278
Glaskogsskollornas basala överskjutningsnivå ... 283
Den autoktona berggrunden i skålstrukturens lägre och mellersta delar ... 291
Berggundsbältet Gaterud – Lenungen – Högerud: den översta autoktona skålnivån ... 294
De mellersta och lägre autoktona skålnivåerna ... 296
Pegmatitansamlingar och förskjutningszoner i Gillbergaskålens autoktona berggrund ... 302
Gillbergaskålens bergarter ... 305
Åmålgruppens ytbergarter ... 306
Åmålstypens djupbergarter (Åmålsgraniter i vidare bemärkelse) ... 308
Röda mikroklingraniter ... 311
Basiska djupbergarter ... 313
Pegmatiter ... 314
Glaskogsskollorna ... 315
De övre Glaskogsskollorna ... 316
Lystjärnsskollan – den högsta alloktona skollan och underlagrande småskollor (Stömneflags- och Torpsskollorna) ... 316
Kolsjöskollan ... 320
Glasälvsskollan ... 322
Fors- och Björneflagsskollorna ... 323
Glavaskiffern ... 326
Summelnskollan ... 328
Harefjordsskollorna ... 332
De lägre Glaskogsskollorna ... 334
Lineament, förkastningar, svaghetszoner och sprickmönster ... 338
Översikt ... 338
Enskilda svaghetszoner och förkastningar ... 341
Sillerudszonen ... 341
Mylonitzonens västliga förland ... 341
Värmeln – Laxarbyzonen ... 342
Andra nordöstligt strykande förkastningszoner ... 343
Glaskogsskollornas överskjutningsytor ... 344
Övriga förkastningar och lineament ... 346
Gillbergaskålen och Västsveriges berggrund ... 347
Slutord ... 364
Summary: The Gillberga Synform, the Glaskogen Nappe Complex and some structural aspects of western Värmland ... 365
Litteratur ... 372

De till denna del av beskrivningen hörande bergartsbilderna återfinns på sidorna 377–392.

Inledning

Gillbergaskålens karaktär och betydelse

Denna del av länskartans beskrivning handlar framför allt om Gillbergaskålen, en stor skålformig, mot sin omgivning oskarpt avgränsad berggrundsstruktur som kännetecknar den västra länsdelens hela mellersta område. Inom Gillbergaskålen har de olika bergartsenheternas utgående i dagytan på ett påfallande sätt formen av breda bågar som klart framträder i länskartans kartbild. Bågarna representerar långsträckta, lätt konkava berggrundslager vilka från alla sidor faller in flackt till medelbrant mot en gemensam mittaxel med ungefär nord–sydlig riktning. På så sätt framhävs den västvärmländska berggrundsstrukturens ovalt skålartade form (fig. 1). Skålens norra ände ligger mellan Arvika och Åmotfors, dess sydkant under Vänern. Områdena omedelbart väster om Grums och kring Årjäng markerar de inåtstupande skålstrukturernas maximala utbredning i öst–västlig riktning.

I höjdled kan skålstrukturen indelas i flera olika nivåer (fig. 2). Längst ned finns huvudsakligen gnejsgraniter som till en del omvandlats till ådriga migmatitgnejser. Även dessa bergarters planstrukturer stupar nästan genomgående mot skålens mitt. Inslaget av ytbergarter och graniter med avvikande utseende är relativt lågt på denna stratigrafiska nivå, dock förekommer här ett antal stora kroppar av förhållandevis sent bildad röd mikroklingranit.

Högre upp i skålen blir berggrunden mera omväxlande. En bandning som beror på variationer av sammansättningen börjar uppträda. Migmatitådringen upphör och graden av metamorfos sjunker. Detta innebär att berggrundens omvandling måste ha skett vid tryck och temperaturer som gradvis avtagit uppåt. Samtidigt ökar andelen av ytbergarter. Dessa består i huvudsak av omkristalliserade vulkaniter med stora sedimentära inslag. Ytbergarterna dominerar inom skålstrukturens mellersta höjdnivå (fig. 2). Även där finns dock intrusioner av djupbergarter som oftast har formen av något utvalsade lager eller flackt liggande långsträckta linser, vilka i stort sett är parallella med skålens struktur. Denna markeras därför såväl av bergartskropparnas form som av skiktningens och gnejsighetens riktningar inom dessa kroppar. Skålens lägre och mellersta nivåer representerar tillsammans ett snitt genom den översta jordskorpan som är bortåt fem kilometer tjockt.

Högst uppe i skålstrukturen följer efter ett väl markerat tektoniskt avbrott en serie av berggrundsenheter som är väsentligt annorlunda till sin karaktär. Även dessa utgör flacka skivor, men gnejsigheten och bergartsgränserna inom skivorna stupar till största delen inte längre flackt mot skålstrukturens mitt utan står mer eller mindre brant. De översta berggrundsskivorna representerar dessutom vad man kallar en ”metamorf inversion”. Med detta menas att mellersta skålnivåns förhållandevis lågmetamorfa ytbergarter uppåt efterträds av en berggrund som ånyo är relativt högmetamorf. I sin huvuddel består denna dessutom av djupbergarter med granitisk till gabbroartad sammansättning. Bergarterna inom den översta höjdnivån i Gillberga-

skålen kan därför inte ha bildats i de lägen där de finns nu. De översta tektoniska enheterna måste ha förts in till sina nuvarande platser i form av s.k. överskjutningsskollor, dvs. skivformiga bildningar som härstammar från mer eller mindre avlägsna ursprungsområden. Det strukturella avbrottet i skollpaketets botten utgör således en överskjutningszon.

Viktigt att uppmärksamma i detta sammanhang är att inga av de bergarter som nu finns bevarade inom skollorna är helt främmande för berggrunden i skollornas underlag. De utgör varianter av denna berggrund och kan därför inte härstamma från områden långt utanför västra Värmlands gränser.

I det följande benämns hela skålstrukturen i mellersta västra Värmland "Gillbergaskålen" (jfr fig. 3). Skålens översta del, som består av mer eller mindre långtransporterade, relativt tunna överskjutningsskollor, upptas av "Glaskogens skollkomplex".

Beteckningen Gillbergaskålen som den används nu anknyter till men representerar en betydelsemässig utvidgning av en term som ursprungligen introducerats av N.H. Magnusson (1929 b). Enligt Magnusssons terminologi avsåg "Gillbergaskålen" enbart det som nu benämns "Glaskogens skollkomplex", dvs. endast nuvarande Gillbergaskålens övre tektonostratigrafiska nivå. Denna modell, som utvecklats under tjugotalet, räknade inte med att skålstrukturens bergarter utgjorde ett intransporterat paket av överskjutningsskollor. Magnusson ansåg istället att ytbergarterna i det som han uppfattade som Gillbergaskålen hade avlagrats på toppen av en nedbruten och vittrad yta av ett betydligt äldre gnejskomplex (se vidare s. 287–288).

Bilden av skolltektonik i västra Värmland introducerades genom Sören Mallings och Hubert Zecks innovativa arbetsinsats (Zeck & Malling 1974, 1976). Malling deltog som extrageolog i de inledande etapperna av nuvarande länskartering och Zeck var hans akademiska handledare vid Köpenhamns universitet.

De strukturella mönster som skålstrukturen i mellersta delen av västra Värmland representerar har väsentliga praktisk-geologiska konsekvenser. De innebär att stora delar av underlaget till den västra tredjedelen av länet genomdras av mycket vidsträckta, närmast horisontella zoner där berggrunden är svag och lätt genomsläpplig för vattenburna föroreningar. Dessa zoner ligger särskilt tätt inom de översta två till tre kilometrarna under Gillbergaskålens mitt. Sådan tektonik benämns skolltektonik. Den är vanlig och har sedan länge varit känd inom vår fjällkedja men har tidigare knappast uppmärksammats i landets prekambriska "urbergsdelar". Kunskapen om dess existens och karaktär har en given plats vid bedömningen av riskerna och miljökonsekvenserna med hänsyn bl.a. till spridning av föroreningar från djupförvar av olika slag och även med avseende på annan avfallshanterings- och bergbyggnadsverksamhet.

Bakgrund: den västvärmländska berggrunden

Den värmländska berggrunden tillhör landets mest komplexa delar. Dess bildning och omvandling skedde under flera på varandra följande utvecklingsetapper. Dessa kan i huvudsak hänföras till två plattektoniskt betingade bergskedjeveckningar eller orogeneser, den ena i skiftet mellan tidig- och mellanproterozoisk tid (för ca 1600 miljoner år sedan), den andra i slutet av mellanproterozoikum (ca 1250 till 900 miljoner år tillbaka i tiden).

Som inledning till de följande kapitlen räcker det att konstatera att det mesta av den berggrund som nu är blottad vid jordytan i västliga Värmland har bildats mellan ungefär 1650 och knappt 1580 miljoner år tillbaka i tiden. Den kom till under en av flera tillväxtetapper av den kontinentala jordskorpan i Norden. Denna etapp betecknas numera generellt som den "gotiska" (Gaál & Gorbatschev 1987, Gorbatschev & Gaál 1987, Gorbatschev & Bogdanova 1993).

Under denna tid avsattes den i huvudsak metasedimentära Stora Le–Marstrandgruppen i det västliga västvärmländska randområdet såväl som Åmålgruppens vulkaniska och sedimentära ytbergarter längre i öster. Det är de senare som utgör den viktiga suprakrustala (genom processer vid Jordens yta bildade) komponenten i Gillbergaskålens berggrund. Båda dessa bergartsgrupper intruderades under och nära efter sin bildning av magmatiska djupbergarter som är starkt differentierade med gabbro respektive granit som de två ändleden i variationsskalan. De dioritiska till granitiska "Åmålsgraniterna" (s. 308–311) utgör det mest utbredda ledet bland dessa.

Här bör noteras att namnet "Åmål" av tradition används för två helt olika kategorier av bergarter. Dels brukas det för de nyssnämnda differentierade djupbergarterna, dels för de blandat vulkaniska och sedimentära ytbergarterna inom Åmålgruppen (tidigare även benämnd "Åmålsformationen").

Efter sin uppkomst blev den gotiska jordskorpan utsatt för deformation och förtjockning under tiden mellan knappt 1600 och ca 1550 miljoner år tillbaka. Detta föranledde bildning av nya smältor i jordskorpan och intrusion av flera serier av granitiska djupbergarter. Bland dessa är Göstagraniterna de viktigaste i västra Värmland. I Lindhs del av denna beskrivning kallas de även "Gösta-Sundstagraniter" (s. 48–51). Längre mot söder, i Dalsland, motsvaras de av Lanegraniter.

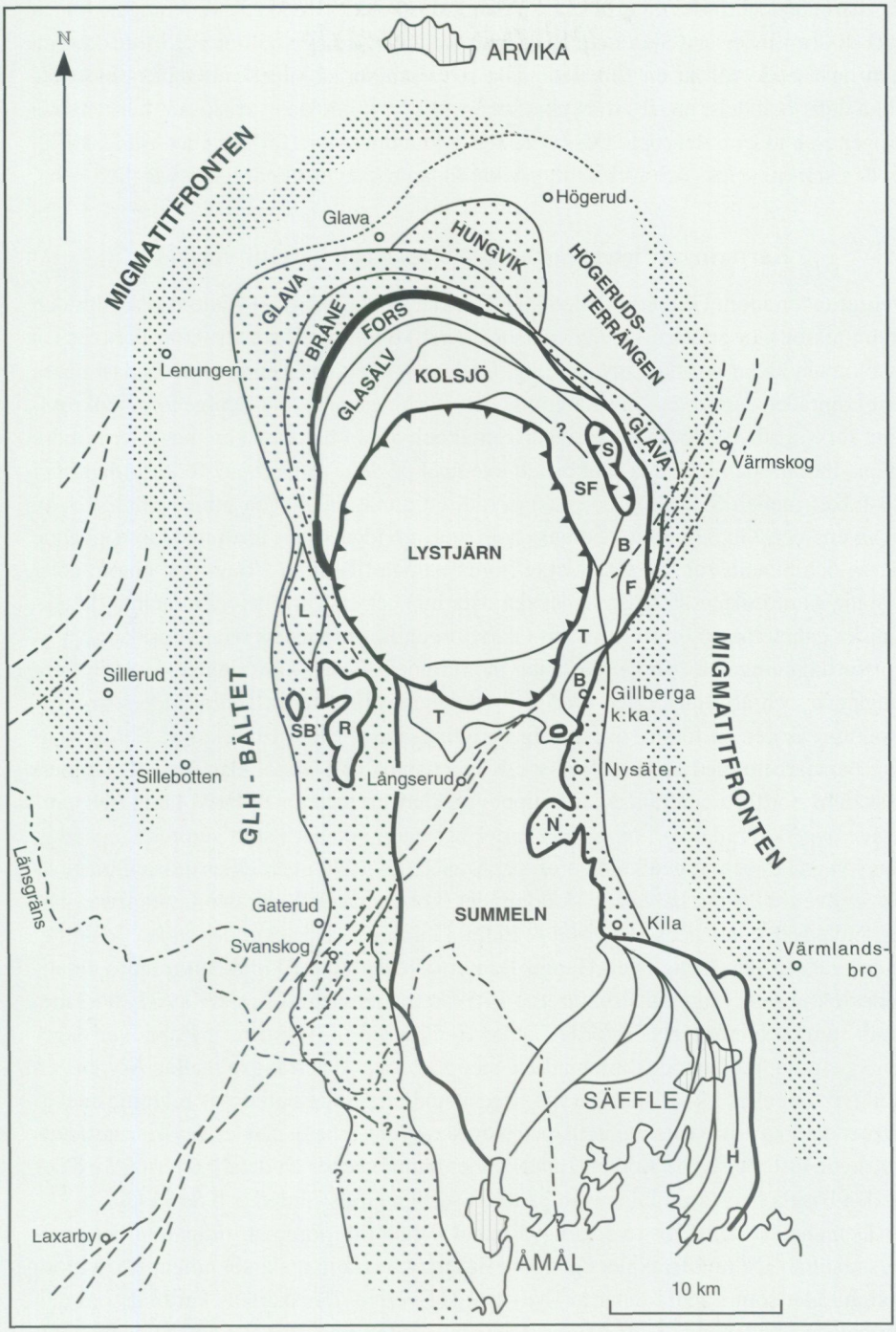
Perioden mellan ca 1500 och 1250 miljoner år kännetecknades av ett relativt lugn, men trots detta finns i Västsverige som helhet flera generationer av yt- och djupbergarter från denna tid. I Dalsland uppträder bl.a. de suprakrustala s.k. Ellenöbergarterna som består av vulkaniter och metasediment med ett stort inslag av grovklastiska, grusiga vittringsprodukter. Ellenöbergarterna genomsätts av en generation av röda graniter. Orsaken till bildningen av dessa bergarter var en serie av tektoniska rörelser som påverkade den vid denna tid i stort sett redan konsoliderade jordskorpan och förstärkte den topografiska reliefen.

Ett nytt maximum av berggrundsbildning och omarbetning av den då befintliga kontinentala jordskorpan följde mellan ca 1250 och 900 miljoner år tillbaka i tiden.

Orsaken var en invecklad kedja av plattektoniska processer och utvecklingsetapper som det i Norden i skrivande stund är vedertaget att sammanfatta under beteckningen "den svekonorvegiska orogenesen". Den svekonorvegiska följden av plattektoniska händelser omfattade såväl tillväxt av den kontinentala jordskorpan som kollision mellan dess olika enheter samt rotation av kontinentala plattor i förhållande till varandra. Bl.a. synes en del av nuvarande Sydamerika ha krockat med såväl Norden som Kanada vid slutet av detta utvecklingsstadium. Under en tidig svekonorvegisk fas bildades de ca 1250 miljoner år gamla, röda Segmograniterna i västliga Värmland (jfr s. 52–57). Under en mellanfas uppkom det kontinentala bäcken i vilket Dalgruppens sedimentära bergarter avsattes. Under slutfaserna skedde den sammanskjuvning som ledde till att Glaskogens skollkomplex sköts ut över de underlagrande delarna av den västvärmländska berggrunden.

Fig. 1. Gillbergaskålens viktigaste tektoniska enheter. Högst i tektonostratigrafin och centralt inom kartbilden finns de långtransporterade, alloktona övre Glaskogsskollorna. På kartan har dessa skollor inte utmärkts med överbeteckningar, men deras överskjutningsgräns mot den parautoktona (korttransporterade) och den autoktona (mer eller mindre orubbade) berggrunden har ritats som en tjock linje. Svarta ännu bredare band utmed denna gräns visar Glavaskifferns utgående utmed den alloktona skollberggrundens norra och västra gräns. Lystjärnsskollan, den översta bland de alloktona granitiska skollorna, avgränsas på kartan av en taggig linje. Övriga heldragna linjer markerar andra viktigare skoll- och delskollgränser. Bokstavssymbolerna i de alloktona skollornas område har följande betydelse: B = Björnöflagsskollan med sydlig fortsättning vid Gillberga kyrka, F = Forsskollans möjliga sydöstliga fortsättning, H = Harefjordsskollorna, R = Rullanutliggaren ("Rullanklippe"), S = skollutliggaren vid Skasås och Skårstad, SB = skollutliggaren vid Stora Bör, SF = Stömneflagsskollan med osäker avgränsning mot Kolsjöskollan och T = Torpsskollan. De parautoktona skollornas område är markerat med gles, grov punktering. Inom detta område är L = Lönnskogsterrängen och N = Nysätersskollan, den senare med osäker korrelation till de andra parautoktona skollorna. Till denna skollgrupp hör möjligen även den sydöstligaste bland Harefjordsskollorna. Vad avser det grovprickade området rakt väster om Åmål i Dalsland är det ovisst om det uppbyggs av parautokton eller autokton berggrund. Brutna linjer markerar de viktigaste NO-strykande förkastningszonerna, bland dessa Värmeln–Laxarbyzonen och fortsättningen av överskjutningsytorna mellan Västra Silen samt Järnsjön och Lenungen. För tydlighetens skull har de övriga större förkastningarna, bland dessa även de inom Sillerudszonen (s. 293 och 300), utelämnats ur kartbilden. Texten "GLH-bältet" betecknar Gaterud–Lenungen–Högerudsbältet, dvs. den översta autoktona skålberggrunden med Högerudsterrängen som dess nordliga, något ur sitt ursprungliga läge rubbade del (s. 294 ff.). Den med finprickning markerade migmatitfronten indelar den autoktona berggrunden i två olika delar, den ena ådergnejsig, den andra omigmatitiserad.

Fig. 1. Sketch map of the most important tectonic units in the core parts of the Gillberga Synform. The allochthonous, largely granitic nappes bear no graphic markings, the parautochthonous, essentially supracrustal nappes are coarsely stippled. The boundary between these groups of nappes, which is drawn as a thick line, is the most important tectonic break within the nappe complex. Thickened sections of that line mark the principal occurrence areas of the tectonic Glava schists. The alphabetic symbols are explained in the Swedish part of this text, where "skoll-" stands for nappe and "utliggare" for nappe outlier (klippe). Solid lines mark the most important thrust boundaries, broken lines some selected amongst the NE-trending faults and thrusts, including those of the Värmeln–Laxarby Zone traversing the map area diagonally. The GLH-Belt is the uppermost, essentially autochthonous terrain.


N
ARVIKA
MIGMATITFRONTEN
Glava
Högerud
HUNGVIK
HÖGERUDS-
TERRÄNGEN
GLAVA
BRÅNE
FORS
GLASÄLV
KOLSJÖ
Lenungen
GLAVA
Värmskog
S
SF
LYSTJÄRN
B
F
L
T
Sillerud
GLH - BÄLTET
SB
R
T
B
Gillberga
k:ka
MIGMATITFRONTEN
Sillebotten
Långserud
Nysäter
N
Länsgräns
Gaterud
SUMMELN
Kila
Svanskog
Värmlands-
bro
SÄFFLE
H
Laxarby
ÅMÅL
10 km

Värmland berördes inte direkt av den kaledoniska bergskedjeveckningen för ca 500–400 miljoner år sedan och de etapper av uppbrytning ("riftning") i jordskorpan som dels ledde till att en förkaledonisk, senprekambrisk superkontinent upplöstes i olika delar och dels, under ett mycket senare skede, följde den variskiska (hercyniska) orogenesen i Centraleuropa. Dessa händelser kan dock vara förklaringen till åtskilligt av den starka sprick- och förkastningstektonik som kännetecknar länets västliga delar.

Karteringsarbetet, kartbeskrivningen och kartans innehåll

Berggrunden inom Gillbergaskålen kännetecknas av talrika överskjutningsskollor och andra tektoniska gränser. Den är därför ytterst komplex till sin struktur. Frekvensen av blottade hällar är oftast mycket hög. Undantag i detta avseende utgör endast några få av områdets större tektoniska gräns- och störningszoner, där den genom nedkrossning försvagade berggrunden blivit eroderad och dold i bottnarna av mer eller mindre djupa, morän- och lerfyllda sänkor. Ett exempel på detta är några av förkastningarna i sjöstråket mellan Svanskog och Långserud, ett annat dalgången utmed mittaxeln av Byälvens och Glafsfjordens vattensystem som utvidgats och fördjupats av rinnande vatten och inlandsisar. De vidsträckta fjordarna och fjärdarna ("flagorna") inom detta område samt bristen på flygmagnetiska data innebär att korrelationen mellan de tektoniska enheterna på ömse sidor om Glafsfjorden fortfarande är relativt osäker.

Kartläggningen av Gillbergaskålen inom ramen för länskarteringen skedde i flera omgångar och åtföljdes efter 1985 av ytterligare arbete inom andra undersökningsprogram. Under en första, översiktlig karteringsetapp 1969–1973 kunde Sören Malling i samarbete med Hubert Zeck vid Köpenhamns universitet klarlägga att Gillbergaskålens nordliga centrala delar är uppbyggda av ett paket av relativt långt transporterade överskjutningsskollor. Denna karteringsetapp innebar i stort sett rekognosering längs vägnätet och utmed valda profiler. Åren 1973–1976 utsträcktes dessa undersökningar även till södra halvan av skålområdet (kbl. Åmål SO), där den första karteringen i huvudsak handhades av Per-Olov Ehlin. I karteringsarbetet under denna tid deltog under var sin fältsäsong även Harald Berner och Torbjörn Skiöld. En mindre detaljundersökning av migmatitstrukturerna i Arvikatrakten utfördes 1969 av H. Wieland. Inom samma område genomförde Lothar Henkes vid universitetet i Hannover något senare ett mer omfattande diplomarbete med kartering av terrängen mellan Arvika och Hungvik (Henkes 1974) samt en rad specialstudier av migmatiternas bildningsmekanismer knutna till experimentellt petrologiskt syntesarbete. Under revisionsarbetets slutskede utförde Agnes Rodhe (Lund) under några veckor en detaljkartering av delar av den basala överskjutningsnivån på näset mellan Glafsfjorden och Stora Gla.

Den snabba kunskapsutvecklingen under denna tid gjorde att tidigare arbetsetappers resultat fick revideras flera gånger i ljuset av fortsatta undersökningar såväl inom skålområdet som i andra delar av sydvästliga Sverige. Länskartans kartbild som den utarbetades under slutet av åttiotalet anger således inte flertalet av de lägre Gla-

skogsskollorna som separata tektoniska enheter och skiljer sig även med avseende på skollgränsernas dragning från de uppfattningar som finns i skrivande stund (1997/98). De största förändringarna i detta avseende gäller området öster om fjärdarna Sölje-, Stömne- och Björnöflagan.

Arbetet med att utveckla den strukturella modell av Gillbergaskålen och Glaskogens skollkomplex som redovisas nedan har krävt kartering med ett betydligt tätare nät av observationspunkter än vad som varit brukligt i samband med tidigare länskarteringar. Kartbeskrivningen bygger således på ca 7000 observationspunkter och inmätningar av tektoniska strukturer inom delar av de fyra topografiska Åmålsbladen och de två sydliga Arvikabladen kompletterade med undersökningar även i angränsande områden och rekognosering i Dalsland. De utförda observationerna sammanställdes till preliminära berggrundsgeologiska och tektoniska översiktskartor i skalorna 1:50 000 och 1:100 000, vilka trots avsaknaden av flygmagnetisk information väsentligen besvarade de grundläggande strukturgeologiska frågorna. Dessa kartor trycks inte tillsammans med länskartans beskrivning, men den relevanta informationen, särskilt den som rör skålområdets tektonik, har i görligaste mån beaktats i beskrivningens kartskisser. Ännu olösta tektonostratigrafiska och dynamiska problem berör i huvudsak den lägre skollberggrunden och diskuteras delvis på s. 335–338.

Länskartans skala, som till skillnad från tidigare länskartors är 1:250 000, inte 1:200 000, nödvändiggjorde en stark förenkling och schematisering av kartbilden. Detta avser särskilt de tektoniskt mest utvalsade delarna av berggrunden, där antalet omväxlande bergartsstråk på kartan är betydligt lägre och de enskilda stråkens mäktigheter större än i verkligheten. Smärre bergartskroppar och bergartslager med mäktigheter mindre än 300–400 m har inte kunnat utmärkas men omnämns i några särskilt viktiga fall i beskrivningens text. Genom den av läslighetsskäl nödvändiga förenklingen ter sig särskilt antalet kroppar av basiska bergarter och pegmatiter för lågt på kartan. Inom områden med flera generationer av mikroklingraniter har de olika typerna heller inte på ett helt tillfredsställande sätt kunnat särskiljas från varandra. Motsvarande schematisering gäller även och i ännu högre grad den tektoniska bilden. Här ligger tonvikten på en grafiskt adekvat återgivning av berggrundens uppbyggnad i länsskala. Däremot har endast ett fåtal av de konkreta strukturella observationerna kunnat utmärkas. Dessutom har även ur praktisk synpunkt mycket viktiga förkastnings-, förskiffrings- och andra svaghetszoner av läslighetsskäl tyvärr blivit omarkerade. Det senare kompenseras i görligaste mån av beskrivningens text och framför allt av de skissartade lineamentkartor som fogats till denna.

Kartbeskrivningens inledning karaktäriserar berggrundens och särskilt strukturernas huvuddrag. Den ger dessutom en kort berggrundsgenetisk och geokronologisk bakgrund. Efter detta följer en mer detaljerad överblick över Gillbergaskålens uppbyggnad och tektoniska indelning i ett kapitel som även behandlar överskjutningsnivån i skollpaketets bottnen och berggrunden under skollpaketet, vilken i stort sett finns kvar på sin ursprungliga bildningsplats.

De därefter följande två kapitlen redogör först i korthet för de särdrag som kännetecknar Gillbergaskålens bergarter och behandlar sedan i detalj de olika överskjutna skollgrupperna och de enskilda mer eller mindre långt transporterade skollorna. I det senare av dessa två kapitel diskuteras även de ännu kvarstående osäkerheterna i den tektoniska kartbilden.

Ett särskilt kapitel ägnas förkastnings- och spricktektoniken samt de svaghetszoner som kan ha framtida praktisk betydelse. Slutligen följer ett kort kapitel som anlägger ett vidare regionalt perspektiv på Gillbergaskålen, en engelsk sammanfattning och litteraturhänvisningar.

Kartbladsbeskrivningarna är inte rätta platsen för utförliga diskussioner av för stunden aktuella vetenskapliga hypoteser och tolkningar. Sådana har därför undvikits i görligaste mån. De enskilda kapitlen och textavdelningarna har så långt möjligt skrivits så att de kan läsas oberoende av varandra. I texten finns därför medvetet talrika upprepningar. Till detta bidrar även att samma slags företeelser behandlas ur olika aspekter i beskrivningens olika avsnitt. Beskrivningens inledning och den första delen av närmast nedan följande kapitel om Gillbergaskålens byggnad innebär dock en form av introduktion och begreppsförklaring för den följande texten.

Gillbergaskålens byggnad

Som redan nämnts i inledningen används termen "Gillbergaskålen" i denna del av kartbeskrivningen för att beteckna hela den skålformiga berggrundsstruktur som upptar mellersta området i den tredjedel av Värmlands län som ligger väster om den s.k. Mylonitzonen (för denna hänvisas till Lindhs del av föreliggande länsbeskrivning, s. 10–12).

En kartskiss som visar de olika tektoniska enheternas lägen och utbredning i Gillbergaskålens centrala delar återges i figur 1.

Figur 2 sammanfattar skålstrukturens stratigrafiska och tektonostratigrafiska indelning i form av ett schematiskt tvärsnitt genom skålens norra och mellersta delar.

Den övre skåldelen: Glaskogens skollkomplex och dess strukturella huvuddrag

Högst uppe i Gillbergaskålen, hela vägen mellan Glava i norr och Vänern i söder, ligger flera skiv- och linsformiga överskjutningsskollor. Dessa skollor bygger tillsammans upp Glaskogens skollkomplex (fig.1). Glaskogsskollorna kan indelas i två till sin sammansättning olika grupper. De övre skollorna är i huvudsak granitiska, de lägre skollorna, dvs. Glava-, Bråne- och Hungviksskollorna i figur 2, består företrädesvis av Åmålgruppens suprakrustala bergarter.

Bland granitskollorna finns två strukturellt sett olika typer. De översta granitskollorna kännetecknas i stor utsträckning av en medelbrant till brant stående gnejsighet

delvis betingad av veckning kring relativt flacka axlar som främst stryker i ONO-liga till nordöstliga riktningar. Dessa strukturer är äldre än de med överskjutningsrörelserna förbundna utvalsningsstrukturerna och har med all sannolikhet uppstått i skollornas ursprungsområden.

Metamorfosen i Lystjärnsskollan, den allra översta granitskollan, har inneburit migmatitbildning i form av att ljusare "ådror" av kvarts och fältspat genomsatt berggrunden. Ådrorna har uppkommit ur de ursprungligen någorlunda enhetliga utgångsbergarterna genom metamorf differentiation av dessa till sin kristallstruktur och specifika vikt minst täta mineral samt genom en begynnande uppsmältning. Migmatitisering saknas däremot i de likaså granitiska Kolsjö- och Summelnskollorna samt i småskollorna i trakten av Säffle. Dessa skollor ligger under Lystjärnskollan men kännetecknas i likhet med denna helt eller delvis av gamla interna strukturer som står relativt brant.

I de lägre delarna av Kolsjö- och Glasälvsskollorna samt nästan överallt inom Forsskollan ersätts dock den äldre gnejsigheten av en mycket kraftig, flack, penetrativ planförskiffring. Denna ligger parallellt med gränserna mellan de olika skollorna och är i stort sett parallell även med hela det granitdominerade skollpaketets basala överskjutningplan. Liknande utvalsningsstrukturer uppträder dessutom i botten av Summelnskollan och utmed skollgränserna i Säffleområdet men är där inte fullt lika väl utbildade som i det granitiska skollpaketets nordliga, nordöstliga och östliga lägre skollor.

En i allmänhet ytterst väl utbildad flack stänglighet är gemensam för de utvalsade lägre granitiska skollorna samt de huvudsakligen av ytbergarter bestående Glava-, Bråne- och Hungviksskollorna. Detta gäller även alla gränser och skjuvplan mellan skollorna. Denna flacka stänglighet kan tolkas som en transportstänglighet och går alltid i VSV–ONO-lig riktning. I skollgränserna ligger den gärna inom de utvalsnings- och överskjutningsplan som markeras av nybildad muskovit samt omkristalliserad kvarts och fältspat.

Paketet av övre Glaskogsskollor skils från Bråne- och Glavaskollorna av Glavaskifferns tektonostratigrafiska nivå. Glavaskiffern består till en del av de mera glimmerrika, intermediärt vulkaniska och sedimentära delarna av Bråneskollans suprakrustala berggrund som blivit starkt utvalsade och kvarts-muskovitomvandlade. I skiffern ingår dock även stora partier av genomgripande tektoniserade, granitartade bergarter med restpartier som liknar den granitiska berggrunden i de övre Glaskogsskollorna. I sin typiska utbildning påträffas skiffern på näset mellan Glafsfjorden och Stora Gla samt ställvis i den sydvästliga fortsättningen av detta stråk mellan sjöarna Stora Gla och Björnklammen. Likartade men mycket tunnare och sämre exponerade bildningar förekommer här och var även i närheten av Stavnäs. På motsvarande tektonostratigrafiska nivå inom andra delar av skollpaketet finns upp till flera meter mäktiga kvartsrika myloniter, ultramyloniter och blastomyloniter. Dessa uppträder regelmässigt där mylonitbildningen huvudsakligen skett på bekostnad av felsiska (ljusa) ytbergarter.

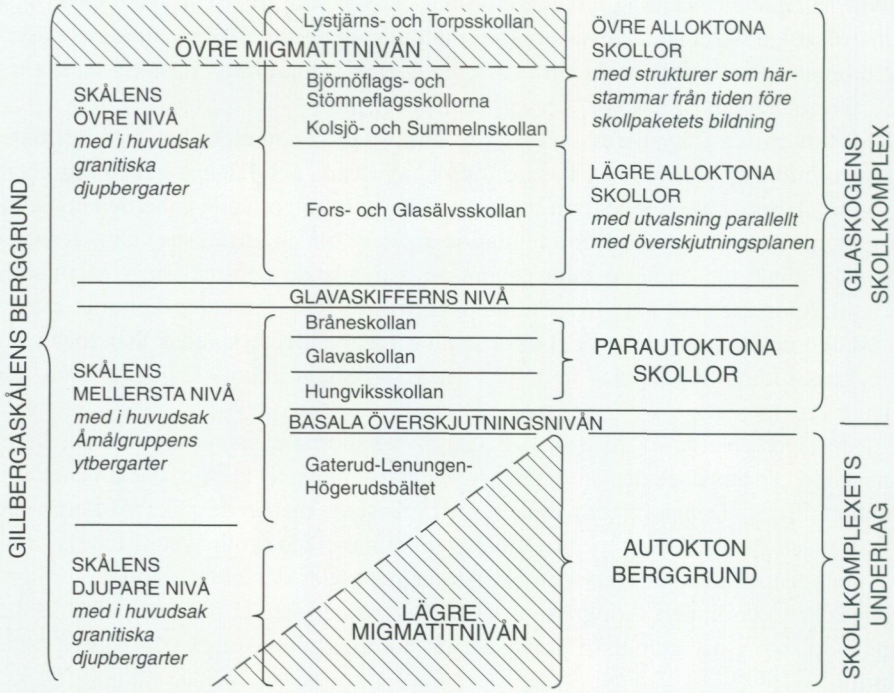


Fig. 2. Schematisk överblick över berggrundens tektonostratigrafiska indelning inom Gillbergaskålens norra del. Skissen visar att migmatiter uppträder såväl i skålens autoktona bottendelar som i de allra översta alloktona, granitoida skollorna, särskilt i Lystjärns- och Torpsskollorna.

Fig. 2. Review of the tectonostratigraphic subdivisions of the Gillberga Synform and the Glaskogen nappe pile. The parautochthonous nappes and the upper part of the autochthonous basement consist predominantly of supracrustal rocks which belong to the Åmål Group. The rest of the nappe pile and the lower autochthon consist mostly of granitoid plutonic rocks. Note that migmatites are present at two tectonostratigraphic levels, one in the lowermost reaches of the autochthonous basement, the other in the topmost, longest travelled allochthonous granitic nappes (the Lystjärn and Torp Nappes, mostly).

Ytterligare en överskjutningsnivå av grundläggande betydelse avdelar hela Glaskogens skollkomplex från dess underlag. Denna överskjutningszon benämns i fortsättningen "den basala överskjutningen". Under den basala överskjutningen ligger den del av Gillbergaskålens berggrund som i stort sett intar de lägen där den bildats för mer än 1500 miljoner år sedan.

Den basala överskjutningen i skålstrukturens västliga och nordliga delar ligger i bottnen av den tektonostratigrafiska nivå som innehåller Glava- och Hungviksskollorna. Hungviksskollan är belägen i Glafsfjordsområdet där den skjuter ut åt nordöst under Glavaskollans lägsta del (fig. 1). En eller flera skollor som till sin tektonostrati-

grafiska ställning möjligen motsvarar Hungviksskollan uppträder även i skollpaketets sydvästliga och västliga randområden där de växelvis med Glavaskollan utgör skollpaketets lägsta enheter.

Ytbergartsstråket på ömse sidor om Högerud och Ingersbyn i Gillbergaskålens nordöstliga del intar en liknande ställning. Även detta stråk, i fortsättningen kallat "Högerudsterrängen", är en helt eller delvis ur sitt ursprungliga läge rubbad tektonisk enhet, men överskjutningssträckan har här synbarligen varit ringa (jfr. s. 288–289). I det nu nämnda området är den basala överskjutningsnivån ett begrepp som inte är helt entydigt. Skjuvytor med förhållandevis små förskjutningsbelopp uppträder även i den berggrund som väsentligen ligger kvar där den ursprungligen bildats.

Mot sydöst, i Säffletrakten, har den basala överskjutningen skett i huvudsak utmed gränsen mellan de granitiska övre Glaskogsskollorna och den av Strömsgnejs och Göstagranit uppbyggda berggrund som här anstår mer eller mindre direkt under dessa skollor. I detta område sammanfaller den basala överskjutningen således nära med fortsättningen av Glavaskiffrarnas tektonostratigrafiska nivå. De lägre Glaskogsskollorna, som består av Åmålgruppens ytbergarter, verkar saknas i sydöst utom möjligen i form av starkt utvalsade tunna rester.

Som redan utretts ovan (s. 271–272), kan de övre Glaskogsskollornas granitrika och högmetamorfa berggrund inte ha uppkommit i de lägen där den finns nu. De övre Glaskogsskollorna är således "alloktona" (främmande för och förflyttade till sin nuvarande omgivning), om än inte med avseende på berggrundens allmänna typ så dock beträffande de olika bergarternas inbördes proportioner samt deras högre metamorfosgrad och i allmänhet brantare stående planstrukturer.

Glava-, Bråne- och Hungviksskollorna, dvs. de skollor som befinner sig mellan Glavaskiffrarnas höjdnivå och den basala överskjutningen, utgör däremot en fortsättning av den västvärmländska gotiska berggrundens normala stratigrafi. De representerar denna berggrunds högsta och yngsta vid dagens jordyta bevarade enheter. Den basala överskjutningens genomgående förskiffringsplan avskiljer trots detta de nämnda skollorna från den underlagrande "autoktona" (på sin ursprungliga bildningsplats kvarliggande) berggrunden. Man kan således säga att dessa skollor och motsvarande skollor i skollpaketets östliga ytterdelar är "parautoktona", dvs. nästan autoktona till sin karaktär.

Hela paketet av Glaskogsskollor verkar vara något förskjutet åt öster i förhållande till den autoktona skåldelens nord–sydliga mittaxel. Detsamma gäller även de alloktona skollornas lägen i förhållande till de parautoktona skollorna som utgör deras underlag. Hungviksskollan och dess kontakt med Strömsgnejsen försvinner således in under de högre belägna parautoktona skollorna i skollpaketets nordöstliga randområde söder om Klässbol. Något längre mot söder, mellan Stavnäs och Björnö, kilar även dessa skollor ut. Den alloktona granitiska berggrunden i detta område ligger därför direkt på den delvis migmatitiserade autoktona berggrunden. Liknande förhållanden syns råda även ytterst i sydöst, utmed Glaskogsskollornas överskjutningsfront mellan

Säffle och Vänern sydväst om Råglanda (jfr följande textavdelning som behandlar den basala överskjutningsnivån).

Anmärkningsvärt är att det på flera ställen i skålstrukturen uppträder partier av skollberggrund som genom erosion isolerats från huvudmassan av de skollor med vilka de en gång hört samman. Sådana isolerade skollpartier kallas "klippen" i den internationella litteraturen, en term som är hämtad från den alpina geologin.

Mellan sjöarna Stora Bör och Öjesjön finns sålunda två "klippen". Den större och östligare av dessa (Rullanklippen enl. Gorbatschev 1988) verkar utgöra en isolerad rest av den alloktona Summelnskollan (fig. 1 och 2) medan den andra, skollutliggaren vid Stora Bör, hör samman antingen med Summeln- eller med Lystjärnsskollan. Underlaget består i båda fallen av Åmålgruppens ytberggrund vilken ingår i den lägsta, parautoktona skollnivån eller i den autoktona delen av Gillbergaskålen.

Öster om fjärden Stömneflagan i Glafsfjordens-Byälvens vattensystem finns ytterligare ett berggrundsparti, mest sannolikt en isolerad stor skollrest, som består av en något migmatitiserad skiva av blandad djup- och ytberggrund. Migmatitiseringen tyder på att denna utliggare ("klippe") utgör en fortsättning av Lystjärnsskollan väster om Glafsfjorden.

En möjlig "klippe" är även det på länskartan inte namngivna berget Stubberudsklitten mellan Billingsberg och Spässerud. Här finns en basisk djupbergart som ligger på ett underlag av ytbergarter. Dessa ytbergarter har till synes blivit skjutna ut över det stråk av Strömsgnejs som finns i Högerudsterrängen. Stubberudsklittens ytbergarter är därför sannolikt en isolerad skollrest som hör samman antingen med Glava- eller med Hungviksskollan, medan den basiska bergarten kan representera en intrusion in i dessa skollors suprakrustala berggrund eller utgöra en del av den ännu högre belägna, alloktona Björnöflagsskollan (jfr. s. 323 och fig. 1).

Tre av de nyss nämnda fyra isolerade skollpartierna vilar på de lägsta skollornas eller den autoktona berggrundens planstrukturer, som infaller mot skålstrukturens mitt. Dessa och andra observationer antyder att det finns en vinkeldiskordans mellan hela paketet av övre Glaskogsskollor och den underlagrande skåldelen. De alloktona Glaskogsskollorna intar till synes ett flackare läge än skålstrukturens autoktona berggrund och de lägsta parautoktona skollorna. Gillbergaskålen verkar således ha funnits till som en synklinalstruktur redan innan de övre skollorna intagit sina nuvarande platser.

Inom paketet av Glaskogsskollor märks åtskillig olikformighet mellan öst och väst såväl som mellan nord och syd. Detta gäller de vid jordytan blottade skollornas antal och mäktighet, deras yttre geometri och interna strukturer samt även de olika bergarternas proportioner och fördelning mellan såväl som inom de olika skollorna. Migmatiter förekommer t.ex. endast i skollpaketets norra hälft där de finns inom Lystjärnsskollan som utgör hela skollpaketets översta bevarade enhet. En del av de lägre granitskollorna når sina största mäktigheter i östra delen av skålstrukturen medan deras ungefär horisontella utvalsning är mest intensiv i norr och i väster. I skollpaketets västra randzon verkar dessa skollor kila ut fullständigt. Bråneskollan, den översta

parautoktona skollan, förefaller däremot att uttunnas och försvinna mot söder. Omvänt verkar komplexet av talrika smärre, relativt tunna granitiska skollenheter mellan Sjönsjö och Säffle sakna direkt motsvarighet i norr. Inom Glava- och Hungviksskollornas tektonostratigrafiska nivå ökar granitgenomsättningen påtagligt mot söder såväl i skålstrukturens västra som östra skänklar. Även dessa skollor saknas till synes inom vissa delar av skålstrukturen. Ett exempel på detta är skollpaketets östliga randområde söder om Björnö, ett annat området söder och sydöst om Säffle.

Sådana förhållanden visar att de flesta bland Glaskogsskollorna inte utgör någorlunda jämntjocka skivor utan snarare linsformiga tektoniska enheter med från den ena delen av skollkomplexet till den andra starkt varierande mäktigheter. Även skollornas utbredning i sidled syns vara begränsad.

Mellan de linsformiga skollenheterna har det förekommit väsentliga differentialrörelser och sannolikt även inbördes rotation under skollpaketets överskjutning. En generell tendens tycks vara att de enskilda skollorna och delskollorna förtunnas åt väster.

En viktig observation är även att det finns vinkeldiskordanser skollorna och skollgrupperna emellan samt mellan hela skollpaketet och det autoktona underlaget.

Det paket av relativt långtransporterade överskjutningsskollor som ligger högst uppe i Gillbergaskålen har visserligen en lätt konkav, tallriksartad form, men detta ensamt skulle knappast utgöra tillräcklig grund för att beteckna hela Gillbergastrukturen som en "skål". Skålkaraktären betingas därför i stor utsträckning av utformningen av de mellersta och övre delarna av den autoktona och parautoktona lagerföljden.

De enskilda skollorna inom Glaskogens skollkomplex och deras uppbyggnad liksom även Glavaskiffern och andra mylonitiska bergarter beskrivs närmare i det kapitel som följer på s. 315–338.

Glaskogsskollornas basala överskjutningsnivå

Den basala överskjutningsnivån inom Gillbergaskålen är den flackt liggande tektoniska zon som avgränsar Glaskogens skollkomplex mot dess autoktona underlag. I skollpaketets västliga och nordliga omramning följer denna zon bottnen av Glavaskollan och Hungviksskollan, som är de två lägsta parautoktona skollenheterna i detta område. Den basala överskjutningsnivån är här sällan utbildad som ett enda stort överskjutningsplan. Den uppträder snarare som ett i jordytan nästan halvkilometerbrett bälte, tektonostratigrafiskt sett således ett upp till ca 100 meter mäktigt berggrundspaket som är oskarpt avgränsat uppåt och nedåt. Inom detta bälte uppträder flera större deformations- och rörelseytor som i stort sett är parallella sinsemellan men ställvis även övergår i varandra. På flera ställen väster och norr om Svanskog i skollpaketets sydvästliga ytterzon samt även mellan Glava och Klässbol i norr kan den basala överskjutningen snarast karakteriseras som en tektoniskt modifierad intrusionskontakt av Strömsgnejs och andra gnejsgraniter gentemot Åmålgruppens ytberggrund.

Inom överskjutningszonens berggrund omväxlar hårt utvalsade ytbergarter med oftast lika starkt planförskiffrade djupbergarter som kristalliserat om till finare kornstorlek. En del av dessa har inte oväsentliga halter av amfibol, men generellt märks partiell urlakning av berggrundens natrium- och delvis även kalciumhalter med nybildning av muskovit som följd. Muskoviten anrikas gärna utmed plana skiktgränser men kan även ingå i små linsformiga körtlar med eller utan pegmatitartad åderkvarts. Den basala överskjutningens rörelseplan, liksom även andra rörelsezoner och delar av berggrunden utanför dessa, är på många ställen övervuxna av antingen magnetit eller av kärvar av långsmala amfibol- och/eller prehnitkristaller som bildats senare än deformationen. Nybildningen av magnetit har gett upphov till den gamla beteckningen "järngnejs" för hela den sydvästsvenska gnejsregionen.

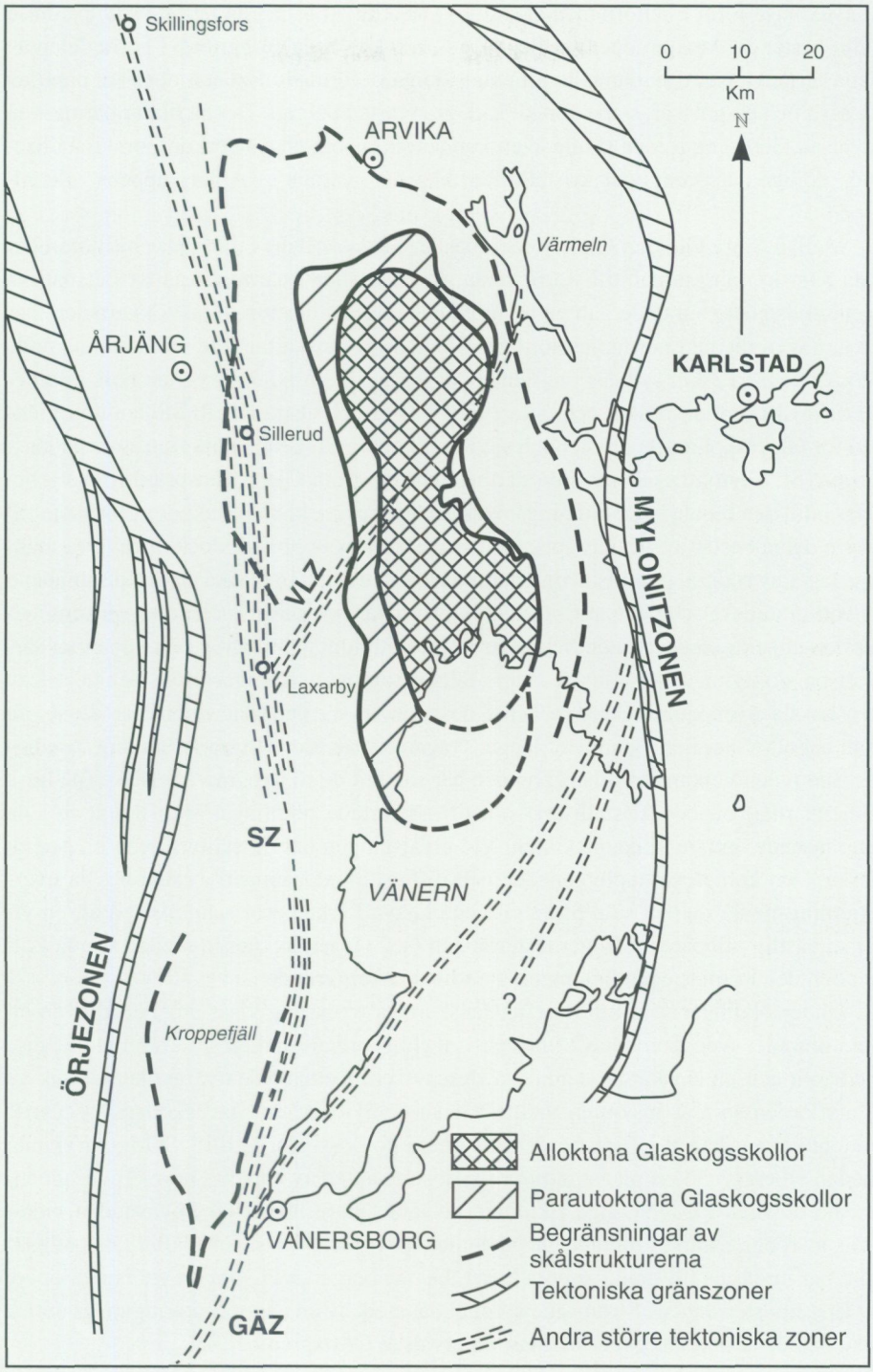
Den basala överskjutningszonen mellan Svansjöarna och sjön Stora Bör följer södra delen av kontakten mellan Åmålgruppens suprakrustalberggrund i öster och den stora kropp av strökornsförande, tämligen grovkornig gråröd gnejsgranit som sträcker sig hela vägen från länsgränsen i söder till Lenungen i norr. Denna bergart benämns i fortsättningen Noranegranit. Den påminner till sin sammansättning och även till strukturen om den i Lindhs del av beskrivningen (s. 46) närmare behandlade Strömsgnejsen i Gillbergaskålens östliga skänkel. Den flacka ONO-liga stänglighet som oftast är förbunden med den basala överskjutningsnivån och de övriga skollgränserna uppträder även utmed lokala förskjutningsplan några tiotal till bortåt hundratalet meter in i gnejsgraniten.

Den basala överskjutningsnivån mellan sjöarna Stora Bör och Stora Gla ligger öster om den norra fortsättningen av Noranegraniten. Den löper i en mot öster svagt

---

Fig. 3. Gillbergaskålen och Glaskogens skollkomplex i sin vidare geologiska omgivning. Mylonitzonen i öster och Örjezonen i väster är västra Värmlands största tektoniska rörelsezoner. Berggrundsblocken på ömse sidor om dessa zoner är strukturellt och med avseende på bergarternas karaktär väsentligt olika varandra. Zonerna kan därför sägas ha terrängskiljande betydelse. Dessa terrängskiljande zoner var aktiva framför allt under den svekonorvegiska orogenesens relativt sena deformationsfaser men har sannolikt haft mycket äldre, tidigt mellanproterozoiska förelöpare. Sammanpressningen av berggrunden mellan Mylonitzonen och Örjezonen var ytterst ansvarig för såväl Gillbergaskålens som Glaskogsskollornas bildning. Inom denna region finns i Kroppefjällsområdet ytterligare en betydligt mer sammantryckt och granitgenomsatt synformstruktur. De övriga tektoniska zonerna inom regionen är: GÄZ – Göta Älvszonen, SZ – Sillerudszonen och VLZ – Värmeln–Laxarbyzonen. Inom ett område väster om Vänern, där flertalet av Sillerudszonens rörelseytor ligger under ett täcke av Dalgruppens sedimentära bergarter, har denna zon endast markerats med en enda streckad linje.

Fig. 3. The Gillberga Synform and the Glaskogen Nappe Complex in their regional contexts. The entire region appears to have been compressed between the Sveconorwegian Mylonite-Zone and Örje-Zone sutures which presumably had earlier Proterozoic precursors. Tectonic compression of the region between these sutures appears to have been the principal control of the formation of the Gillberga Synform and other synformal structures, the Glaskogen Nappe Complex and possibly also the Sillerud tectonic zone (SZ in the map). The other alphabetic symbols mark the Göta Älv Zone (GÄZ) and the Värmeln–Laxarby Zone (VLZ).


Skillingsfors
0 10 20
Km
N
ARVIKA
Värmeln
ÅRJÄNG
KARLSTAD
Sillerud
MYLONITZONEN
VLZ
Laxarby
SZ
VÄNERN
ÖRJEZONEN
Kroppefjäll
?
VÄNERSBORG
GÄZ
Alloktona Glaskogsskollor
Parautoktona Glaskogsskollor
Begränsningar av skålstrukturerna
Tektoniska gränszoner
Andra större tektoniska zoner

konvex båge förbi Finntorp men är ställvis vansklig att följa i en terräng som på ömse sidor består av Åmålgruppens vulkaniska och kvartsitiska berggrund. I norra delen av detta terrängavsnitt markeras den huvudsakliga deformationszonen dock av band av kvartsit och en gråskär, starkt förskiffrad, granitartad bergart. Denna liknar närmast en utvalsad Göstagranit men skulle även kunna tolkas som en sönderkörd, omkristalliserad, möjligen ursprungligen kristalltuffartad grövre variant av Åmålgruppens vulkaniter.

Mellan Stora Gla och Glafsfjorden består Glavaskollans lägre delar intill den basala överskjutningsnivån till större delen av "kvartsiter", närmast relativt fältspatrika metasandstenar som undergått genomgripande rekristallisation. Dessa "kvartsiter" har en tämligen distinkt nordgräns som går från den på länskartan inte vid namn nämnda Stockviken, ca 3 km sydväst om Glava Glasbruk, till en punkt drygt en halv kilometer nordväst om glasbruket och vidare mot Västra och Östra Knåll. Mellan nordgränsen för Glavaskollans kvartsiter och sjön St. Skottjärnet (detta namn finns inte på länskartan, St. Skottjärnet är där sjön närmast nordväst om Glava Glasbruk), finns inom eller intill den basala överskjutningsnivån en mycket starkt utvalsad berggrund som till större delen består av Åmålgruppens ytbergarter. Här uppträder dock även flera mäktiga lager av rödgrå, granitiska djupbergarter samt dessutom talrika utvalsade småband av rött granitiskt och pegmatitiskt material som har tjocklekar mellan någon centimeter och ungefär en decimeter. Sekundär muskovitbildning är vanlig och uppträder särskilt på skiktytor. Pegmatitiska kvarts-fältspatsammanväxningar inom denna del av den basala överskjutningszonen och i dess autoktona underlag uppträder dessutom som något större, flera decimeter långa, svagare utvalsade men starkt boudinerade linser. Inom den vulkaniska ytberggrunden har särskilt de rödare, mera felsiska (på ljusa mineral rika) banden kristalliserat om till åderartade bildningar som trängt in i de angränsande, gråare vulkanitskikten. Vid utvalsningen har de ställvis även breccierat dessa. Den komplexa uppbyggnaden och diffusa avgränsningen av den basala överskjutningsnivån mellan sjön Stora Gla och Glava kyrka beror sannolikt på att en yttersta västlig utlöpare av Högerudsterrängen (s. 281) här skjuter in mellan Glavaskollan och den i ordets egentliga mening autoktona berggrunden.

Undersökningar som utförts efter länskartans tryckning visar emellertid även att det i området sydöst om Glava finns en vinkeldiskordans mellan strukturerna på ömse sidor om den på länskartan namnlösa Bergaviken. Detta är den välmarkerade vik av Glafsfjorden som är inskjuten mellan Glava och Hönacka. Glavaskollans utvalsade bottennivå går här ut i Glafsfjorden med nära nog öst–västlig till OSO-lig strykning medan ytberggrundens planstrukturer i sydöstra kanten av halvön i norr (Lövåsudden) har nordöstliga till ONO-liga riktningar. Något längre norrut på Lövåsudden vidtar stråk av rödgrå, starkt folierade gnejsgraniter. En form av dessa innehåller fältspatögon som har utvalsats till tunna gråvita linser. Denna bergart kan vara en yttersta utlöpare av Högerudsterrängens Strömsgnejs. Ett annat stråk av en något finkornigare granitisk bergart i detta område liknar närmast en utvalsad Göstagranit.

Den påtagliga vinkeldiskordansen vid Bergaviken antyder att en stor del av ytberggrunden under östra Glafsfjorden inte tillhör Glavaskollan, vilket antagits tidigare (Gorbatschev 1988). Den utgör istället en del av Högerudsterrängen samt ytterligare en på denna liggande parautokton skolla, Hungviksskollan. Den sistnämnda är antingen en helt självständig tektonisk enhet eller utgör en genom en rörelsezon avskild del av Glavaskollan. I detta avseende skiljer sig nuvarande (1997/98) kunskapsläge från den kartskiss som publicerats 1988 liksom även från länskartans kartbild (jfr fig. 1).

Hungviksskollan underlagrar Glavaskollans bottennivå och skjuter ut från denna som en bred lob riktad mot nordöst. Dess norra kontakt och därmed även hela skollpaketets basala överskjutningsnivå går från Bergaviken vid Glava till Hungvikshalvön (Hungviksudden samt Trossnäset) och Hungviksön (den på länskartan namnlösa ön väster om nämnda halvö) samt vidare till uddarna väster om S. Hög och sydväst om Klässbol. SSV om Klässbol, ungefär en halv kilometer nordväst om Skäggebol, försvinner Hungviksskollan åter in under den högre belägna parautoktona skollberggrunden, vars i nordväst–sydöst strykande front här bildar en i nuvarande bergyta ca 40° stor vinkel med Hungviksskollans i nord–syd till NNO orienterade gräns mot Strömsgnejsen.

Upp till flera hundra meter breda gränszoner markerar Hungviksskollans kontakter mot Strömsgnejsen. Dessa zoner består av utvalsade tunna skivor av ytbergarter som tektoniskt växellagrar med band av likaså utvalsat granitiskt material. Till en del utgörs detta av Strömsgnejs som har omkristalliserats till finare kornstorlek och delvis mylonitiserats. Dessutom finns även starkt förgnejsade band av en rödaktig bergart som liknar Göstagranit. Inne i stråket av Strömsgnejs uppvisar bättre bevarad Göstagranit intrusiva kontakter gentemot denna. Dessa kontakter har endast till en del roterats in i kontaktzonens allmänna foliationsriktning. Här finns möjligheten att den nuvarande tektoniska kontakten ligger i närheten av en tidigare intrusiv kontakt mellan Strömsgnejs och ytbergarterna som åtminstone ställvis väglett Göstagranitens inträngande smälta. Tektoniskt nedmalda och omkristalliserade skivor av alla de tre nämnda lokala huvudbergarterna verkar här ligga omlott med varandra.

Även i Hungviksskollans botten kännetecknas den basala överskjutningszonen av alkaliurlakning i samband med deformationen. Här liksom på andra håll ledde detta till nybildning av muskovit. I sitt arbete om Gillbergaskålen (1929 b) menade Magnusson att denna muskovit inom den övre delen av Strömsgnejsen på Hungvikshalvön markerade en omkristalliserad vittringsyta. Den antagna vittringsytan skulle ursprungligen ha varit rik på lermineral. Dessa troddes utgöra källan för muskovitens aluminium. Tolkningen medförde att berggrunden vid Glafsfjorden ansågs ha avlagrats på toppen av ett äldre underlag som ibland kallades ”äldre gotium” eller ”gammalgotium”. I skiftet mellan femtio- och sextiotal införde Magnusson begreppet ”pregotium” för Gillbergaskålens fundament och hävdade att pregotisk berggrund skulle gå i dagen inom större delen av Sydvästsverige (Magnusson, berggrundskartan över Sverige av år

1958, SGU Ba 16, 1960/62 och 1965). Helt utan stöd av redan då existerande K-Ar-åldrar tillskrevs "pregotium" dessutom en arkeisk ålder, dvs. en ålder som även enligt den tidens begrepp skulle överstiga ca två miljarder år. Spåren av Magnussons uppfattning om ett "arkeiskt pregotium" uppträder i skrivande stund (1997/98) fortfarande inom delar av den regionalgeologiska världslitteraturen även om hypotesen endast hade en kort ostörd tillvaro. Ungefär ett decennium efter sin tillkomst ifrågasattes den genom länskarteringens första fältresultat (Gorbatschev 1971, Zeck & Malling 1974 och 1976) och visades sedermera vara ohållbar genom de under sjuttio- och början av åttiotalet utförda isotopgeologiska dateringarna.

Nordöst om Hungviksskollan och utanför Glavaskollans överskjutningsfront mellan Spässerud och Gårdsvik finns på ömse sidor om Högerud och Ingersbyn ett område, Högerudsterrängen, som huvudsakligen uppbyggs av Åmålgruppens ytbergarter och av den norra fortsättningen av stråket av Strömsgnejs (jfr. s. 46 och 281). Här förekommer dessutom rätt talrika smärre, linsformiga kroppar av mer eller mindre grå gnejsgraniter. Ställvis i Strömsgnejsen men även i de andra bergarterna uppträder ansatser till migmatitisk åderbildning i form av segregationer av fältspat och kvarts som utvalsats parallellt med gnejsighetens planstrukturer. Högerudsterrängen sträcker sig som ett brett bälte från trakten strax norr om Glava till Dalen på östra sidan om Glafsfjorden samt vidare till området kring sjön Billingen och till Näs en knapp halvmil nordväst om Värmskog.

Inom Högerudsterrängen (fig.1) finns på relativt många ställen den VSV-liga–ONO-liga flacka transportstänglighet som utmärker Glaskogsskollornas överskjutningsytor. Den uppträder t.ex. utmed terrängens gräns i norr där den är särskilt påtaglig mellan Ingersbyn och Yppersbyn. Sådan stänglighet finns även i trakten av Brandsbol och längs gränsen mellan Strömsgnejs och den del av terrängen som domineras av ytbergarter. Dessutom finner man den utmed enskilda utvalsnings- och förskjutningszoner i Högerudsterrängens inre delar. Vid sidan av transportstängligheten förekommer även en flack veckaxelstänglighet som stryker ungefär tangentiellt i förhållande till Glaskogsskollornas front och Strömsgnejsens stråkriktning. Denna stänglighet har således mer eller mindre nordvästliga till nord–sydliga orienteringar inom större delen av området. Trots detta är det svårt att definiera en sammanhängande basal överskjutning i Högerudsterrängens botten. Detta gäller särskilt terrängavsnittet söder om sjön Billingen. Högerudsterrängen kan därför närmast beskrivas som ett slags mellanting mellan den autoktona delen av Gillbergaskålen och en parautokton skolla.

Det stråk av Strömsgnejs som ligger inom Högerudsterrängen kan användas för att begränsa terrängens maximalt möjliga överskjutningssträcka. Visserligen har stråket av Strömsgnejs ett åtskilligt slingrande förlopp och dess norra del förefaller dessutom vara dextralt förskjuten (nordvästra blocket åt höger) utmed en stor nordöstlig tektonisk zon som går mellan sjön Värmeln i Värmland och Laxarby i Dalsland. En jämförelse kan likväl göras med motsvarande förskjutning inom Noranegraniten, dvs. den strömsgnejsliknande, ögonförande gnejsgranit som finns vid Stora Bör och nära läns-

gränsen söder om Svanskog. Om man dessutom tar hänsyn till den vertikala rörelsekomponenten utmed Värmeln–Laxarbyzonen visar det sig att Högerudsterrängens skollartade överskjutning mot öst-nordöst sannolikt inte översteg två till tre kilometer.

Som redan nämnts i föregående avsnitt (s. 281) och visas i fig. 3 är de alloktona Glaskogsskollorna något förskjutna åt öster i förhållande till de parautoktona skollorna. Dessa är i sin tur förskjutna i förhållande till strukturerna och bergartsgränserna inom Gillbergaskålens autoktona delar. I skålens nordöstliga del vilar Glavaskollan således direkt på Strömsgnejs utan mellanliggande partier av autoktona bergarter ur Åmålsuprakrustalen. I närheten av sjön Värmelns sydspets har Glavaskollan dessutom skjutits ut över ett på kartan inte markerat stråk av gråröd, fint medelkornig gnejsgranit, närmast en förgnejsad Göstagranit. I området öster intill Byälvens vattensystem kan detta granitstråk följas från Dalen och Sandsjön mot norr förbi Björnö.

Glavaskollan liksom även Bråne- och Hungviksskollorna samt Högerudsterrängens stråk av Strömsgnejs förefaller att saknas på sträckan mellan Björnö och Skäggebol. Den basala överskjutningsnivån i detta område ligger utmed gränsen mellan de övre, till stor del granitiska Glaskogsskollorna och det delvis migmatitiserade autoktona underlaget till dessa skollor. Denna del av skålstrukturen är dock i viss utsträckning störd av sena förkastningar inom den redan nämnda stora deformationszonen mellan sjön Värmeln och Laxarby (s. 288).

En skollartad berggrundsenhet som till större delen består av Åmålgruppens ytbergarter dyker åter upp i Glaskogskomplexets östra randzon mellan sydspetsen av sjön Björnöflagan i norr och Harefjordens mellersta del i söder. Det är ovisst om denna enhet utgör en fortsättning av Bråneskollan eller om den befinner sig på samma något lägre tektonostratigrafiska nivå som Glava- och Hungviksskollorna. Möjligen finns här flera olika tektoniska enheter. I den fortsatta texten och i beskrivningens kartskisser omtalas hela detta berggrundsstråk som "Nysätersskollan".

Den basala överskjutningen i Nysätersskollans östliga randområde är en väl utbildad tektonisk gränsyta med stark, flerfasig mylonitisering i den underlagrande Strömsgnejsen. De tidigaste mylonitbanden har småveckats intensivt. Mellan Odenstad och Byälvens mynning i Harefjorden går överskjutningsgränsen i nästan rak nord–sydlig riktning. Kompletterande undersökningar efter länskartans tryckning visar att denna gräns ligger något öster om den gränslinje som finns utmärkt på kartan. Längre mot söder förändras riktningen till mer NNV-lig. Ställvis finns störningar genom senare förkastningar utmed Byälvens dalgång. Andra oregelbundenheter verkar bero på rörelser utmed gränserna mellan olikartade bergartskroppar inom skollorna. Nära Harefjordens nordspets uppträder t.ex. rörelseytor som stupar 45 till 60° mot väst till sydväst, in under ett stort massiv av serpentiniserad gabbro som utmärkts med grön färg på länskartan. Denna utvalsning verkar deformera och ersätta en äldre foliation med avsevärt flackare västlig stupning. Här finns även mycket starkt folierade band av mörkt lilaröda, skölartade rivningsbergarter som omväxlar med likaså starkt utvalsade band av gråaktig gnejsgranit och amfibolrika mörka sliror. Sådana rörelsezoner utgör

områden med utpräglat "dåligt" berg. I detta område verkar gabbromassivet ha spelat rollen av ett slags murbräcka under överskjutningens gång. Lokal småveckning uppträder i dess kontakter. I deformationens tryckskuggor har det skett nybildning av pegmatitklumpar samt av kvartsådror.

Den basala överskjutningsnivån längre i söder, fram till Kärrholmen, ligger till största delen under Harefjorden. Den kan dock delvis spåras i Kilaöns östliga del (den på länskartan namnlösa stora ön nordöst om Kila kyrka).

Söder om Kärrholmen ersätts Nysätersskollan av en skollberggrund som till ungefär två tredjedelar består av djupbergarter. Resten utgörs av Åmålgruppens ytbergarter. De granitrika övre Glaskogsskollorna i detta område verkar således vila direkt på ett underlag som består av Göstagranit och Strömsgnejs.

Den basala överskjutningsnivån mellan Kärrholmen, Säffle samt Vänerstranden i området söder om Säffle utmärks av en skollfront som är förhållandevis väl definierad i topografin men mera sällan blottad i den utgående berggrundsytan. En störning genom vertikalförskjutning längs en tvärgående ONO-lig förkastning finns dock möjligen mellan Spässlanda och Slättvål, ca 5 km norr om Säffle (ortsnamnen Spässlanda och Slättvål finns inte med på länskartan).

Väster om den basala överskjutningen i Harefjords-Säffleområdet anstår en upp till några hundra meter bred zon med skollberggrund som är starkt utvalsad till plattor och delvis förskiffrad. Även Strömsgnejsen och Göstagraniten närmast under skollfronten kännetecknas av väl markerade, flackt mot väster stupande utvalsningsplan utmed kontakten. Denna skär ställvis över Göstagranitens flackt mot öst eller väst stupande gnejsighet. Dessutom finns en något senare småveckning av de utvalsade berggrundspackarna. I detta område uppträder talrika, smala band av kvarts och fältspat som har bildats genom tektoniskt kontrollerad segregation av de ljusa mineralen. Dessa småband påminner något om deformerad migmatitisk ådring men har för det mesta endast en lokal utbredning som är bunden till överskjutningsfrontens närhet.

Inom hela berggrundsbältet mellan den basala överskjutningen i öster samt Byälven och Vänern i väster finns återigen en penetrativ transportstänglighet som här stupar flackt till medelbrant (ca 5 till 40°) mot SV–VSV. Berggrunden närmast väster om den basala överskjutningen inom detta område uppbyggs av tre eller möjligen fyra relativt smala skollor eller delskollor vilka tidigare sammanfattats under beteckningen "Harefjordsskollorna" (Gorbatschev 1988). Dessa skollenheters inbördes gränser markeras av förskiffringszoner men är ofta vanskliga att följa i den tämligen hällfattiga terrängen. De två eller tre östligaste och samtidigt djupast liggande av dessa skollor utmärks av foliationer som är mer eller mindre strikt parallella med den basala överskjutningen och med gränserna mellan skollorna. Inom skollan närmast Byälvens mynning i Vänern finns en liknande men mer nordöstlig foliationsriktning. Denna innebär en vinkeldiskordans gentemot de underlagrande lägsta alloktona skollorna.

Skollberggrunden närmast den basala överskjutningen mellan Kärrholmen och området vid överskjutningsfronten sydöst om Skare har en basisk sammansättning.

Här förekommer såväl företrädesvis basaltiska och andesitiska ytbergartsgnejser som kvartsdioritiska till dioritiska och t.o.m. ännu mer basiska djupbergarter. Dessa hör nästan alla till "Åmålsgraniternas" sekvens. En så basisk sammansättning är rätt olik den som finns i närmast angränsande autoktona och parautoktona berggrund. Detta talar emot att det skulle röra sig om en av djupbergarter intruderad direkt fortsättning av Nysätersskollan och antyder att det snarare är fråga om en allokton, förhållandevis långt transporterad skollenhet. Å andra sidan uppträder tämligen stora kroppar av relativt basiska djupbergarter även flerstädes inom den södra fortsättningen av den parautoktona berggrunden inom Gillbergaskålens västliga skänkel, dvs. i trakten väster och nordväst om Åmål. Ställvis är det således inte helt klart om de här nämnda skollorna är alloktona eller parautoktona.

Den berggrund som anstår nära den basala överskjutningen under de östliga och centrala delarna av Säffles stadsområde kännetecknas särskilt i öster av relativt tätt liggande planstrukturer och rörelsezoner som stupar flackt mot väst. Gränszonen mot den i dagytan mer massformiga berggrunden i skålstrukturens centrala delar finns mellan Byälven och den lokala, i stort sett nord–sydliga överskjutningsbrant som följer järnvägen på ömse sidor om Säffle station.

Den autoktona berggrunden i skålstrukturens lägre och mellersta delar

Gillbergaskålens autoktona berggrund är den berggrund i skålstrukturen som i stort sett ligger där den ursprungligen bildats. Den överlagras av de mer eller mindre långt förflyttade alloktona och parautoktona Glaskogsskollorna (jfr. s. 281).

Den autoktona berggrunden kännetecknas av en avsevärd variation i fråga om strukturer och sammansättning i såväl höjd- som i sidled. Fördelningen av länskartans olika färgfält visar att de med gult utmärkta vulkaniska och sedimentära ytbergarterna är betydligt vanligare i skålstrukturens västliga område än i dess norra delar. I norr dominerar istället de med brunt markerade förgnejsade granitoida djupbergarterna.

I höjdled minskar andelen av ytbergarter gradvis nedåt i strukturen. Volymen av dessa bergarter uppgår till bortåt 50–60% i den översta delen av den autoktona berggrunden, dvs. inom det bälte av berggrund som sträcker sig norrut från Gaterud vid länsgränsen väster om Svanskog mot Lenungen intill näset mellan Övre och Stora Gla samt vidare mot Högerud och Avelsbol i skålstrukturens nordöstra randzon. Inslaget av ytbergarter är däremot synnerligen ringa i skålstrukturens lägsta delar, t.ex. kring Järnsjön och Årjäng i väster, mellan Årjäng och sjön Övre Gla i nordväst och på ömse sidor om Älgsjön och Älgåfjorden i norr.

På länskartan finns nästan inga gula färgmarkeringar i skålstrukturens östliga del, vilket dock inte betyder att ytberggrund skulle saknas inom detta område. Orsaken till att orange färgton använts på kartan är här snarare att den autoktona berggrunden i öster utsatts för stark migmatitomvandling. Denna omvandling gör att bergarter av

olika ursprung är svåra och på vissa håll närmast omöjliga att skilja från varandra i fält. Andelen av omvandlade ytbergarter i stråket mellan Värmskog och Värmlandsbro uppgår dock med all sannolikhet till ca 50%. Således utgjorde denna berggrund en gång en nära motsvarighet till den på ytbergarter rika övre delen av den autoktona berggrunden inom Gillbergaskålens västliga halva.

Av det nyss sagda framgår även att migmatitfronten (dvs. den övergångszon som avdelar ådergnejserna i öster, norr och väster från Gillbergaskålens centrala, aldrig migmatitiserade delar, jfr. fig. 1) ligger högre i stratigrafin i Gillbergaskålens östliga skänkel än i den västliga. Den tektoniska tolkningen av denna viktiga iakttagelse är dock än så länge osäker. På många håll visar fältobservationerna att migmatitomvandlingen (åderbildningen) måste ha skett i flera olika omgångar som varit vitt skilda från varandra i tiden (se vidare s. 296–297). En omfattande tidig migmatitisering verkar ha inträffat nära efter 1600 miljoner år tillbaka i tiden, dvs. i stort sett före eller i samband med Göstagraniternas intrusion. Ytterligare en migmatitiseringsfas har påverkat även denna granit. En av de senare etapperna av migmatitådring var förenad med bildningen av de ca 1250 miljoner år gamla mikroklinrika graniterna av Segmotyp. Dessutom finns ännu senare, med all sannolikhet sensvekonorvegisk, vid pass 900–950 miljoner år gammal migmatitisering som dock inte har regional utbredning.

Än så länge (1997/98) saknas tillräckligt många direktdateringar av de migmatitådror som till synes tillhör olika generationer och även av tillväxtzoneringen inom enskilda mineralkristaller. Det är därför ännu omöjligt att säga om migmatitfronten i öster har samma ålder som migmatitfronten i väster. På länskartan utmärker orange färg den berggrund som är så genomgripande migmatitiserad att den är svår att tolka genetiskt. I kartbilden är det påfallande att denna berggrund nästan uteslutande uppträder inom ett ca 5 till 15 km brett bälte väster om "Mylonitzonen". Detta är den stora svekonorvegiska tektoniska sutur som skiljer västra från mellersta Värmland (se s. 10–12).

Gillbergaskålens autoktona berggrund kan med viss förenkling indelas i tre olika djupnivåer. Dessa går gradvis över i varandra. Högst ligger det redan nämnda berggrundsbältet Gaterud–Lenungen–Högerud (GLH-bältet i fig. 1), som har en migmatitomvandlad fortsättning mellan Värmskog och Värmlandsbro. Denna del av skålstrukturen kännetecknas av ungefär jämnstora mängder av yt- och djupbergarter eller någon övervikt för ytbergarterna. Djupbergarterna bildar gärna mäktiga lagerformiga kroppar med stor utsträckning i sidled. Dessutom förekommer även tunnare inlagringar av granitiska och basiska bergarter.

Höjdnivån under bältet Gaterud–Lenungen–Högerud präglas till övervägande del av en stark utvalsning av berggrunden. Här finns ett stort antal flackt liggande, lagerartade bergartslinser och skivor. De flesta av dessa har mäktigheter mellan någon enstaka decimeter och ett par hundra meter. Berggrundslinserna består omväxlande av ytbergarter och av granitiska bergarter med olika grupptillhörighet. Huvudsakligen är det fråga om Åmåls- och Göstagraniter. Djupbergarterna dominerar för det mesta över

ytbergarterna. I skålstrukturens östliga ytterområde har denna berggrundsnivå blivit helt och hållet migmatitiserad och delvis indragen i Mylonitzonens strukturella bälte. I väster ligger den i gränsbältet mot de stora sammanhängande migmatitterrängerna. Ett undantag är området utmed länsgränsen i söder där migmatitisering genomgående saknas.

I Gillbergaskålens västra skänkel har såväl den mellersta nivån av den autoktona berggrunden som även de angränsande delarna av dess djupaste nivå överpräglats av ett stort tektoniskt bälte med ungefär nord–sydlig strykning, nedan benämnt Sillerudszonen. Detta bälte sträcker sig från länsgränsen söder om Sillerud mot Koppom och Skillingsfors (fig. 3). Mycket framträdande inom Sillerudszonen är relativt sen duktil (plastisk) till spröd deformation. Denna deformation har skett längs med förskjutningsytor som stupar brant till medelbrant mot öst såväl som mot väst. Flera olika förskiffrings- och förkastningsfaser kan urskiljas. Den sena deformationen har ytterligare bidragit till att framhäva berggrundens utvalsade och bandade karaktär.

Djupast och ytterst i skålstrukturen i väster finns stora, mera enhetliga områden av oftast starkt migmatitådrade gnejsgraniter. På några få undantag när, t.ex. NNV om Järnsjön, uppträder här endast underordnade, delvis brottstycks- och delvis skiktartat linsformiga förekomster av ytbergarter. Dessa är, på det hela taget, kemiskt sett mera intermediära till basiska samt dessutom glimmerrikare än berggrunden högre upp i skålstrukturen. Inom de mellersta och djupaste skålnivåerna i väster förekommer även en relativt skarp färgbandning i ytbergarterna som saknas i skålens centrala del men är mycket vanlig i dess östliga ytterområde nära Borgvik och intill Grumsfjärden.

Trots förgnejsning och partiell utvalsning konformt med Gillbergaskålen kan man i skålens autoktona berggrund ställvis urskilja strukturer som måste ha varit relaterade till tidigare dom- och trågformiga veck (antiformer och synformer). Här uppträder dessutom även en relativt sen, plastisk omveckning av den foliation som följer skålens form.

Stora, i utgåendet bandformiga kroppar av mikroklingranit framträder ställvis inom de mellersta och djupare nivåerna av Gillbergaskålen. Dessa intrusioner har till övervägande delen isotopgeologiskt fastställda eller indirekt extrapolerade åldrar av ca 1250 miljoner år. Hit hör Segmograniten i öster och sannolikt en stor del av graniterna norr om Västra Silen och Järnsjön i väster (jfr s. 52–57). Huvuddelen av dessa granitkroppar har inte påverkats av den genomgripande regionala migmatitiseringen men har flerstädes veckats, förgnejsats och delvis även utvalsats samt därefter undergått omkristallisation. De sena graniterna är associerade med en egen generation av granit- och pegmatitgångar samt med migmatitiska ådror i sidoberget. Sannolikt jämnåldrig, svag åderbildning uppträder även utmed deformationszoner som är mer avlägsna från de större granitkropparnas kontakter.

Inom Gillbergaskålens yttersta randområde förhärskar brantare och samtidigt mer oregelbundna stupningar som dock fortfarande faller in mot skålens mitt. Hela skålen

är något sammanpressad i öst-västlig riktning. Flacka stupningar mellan ca 10 och 30 grader når därför mycket längre ut i skålens norra omramning än på andra håll. Sådana uppträder t.ex. i området kring Sulvik vid norra spetsen av Glafsfjordens–Älgåfjordens system av fjärdar och sjöar och även norr om landsvägen från Sulvik mot sydväst.

Berggrundsbältet Gaterud–Lenungen–Högerud: den översta autoktona skålnivån

En storskalig öst–västlig symmetri av bergarternas fördelning utmärker den autoktona berggrunden i bältet Gaterud–Lenungen–Högerud (GLH-bältet, se fig. 1 och 2)) och inom den migmatitiserade södra fortsättningen av detta bälte mot Borgvik och Värmlandsbro. Strömsgnejsen, som är en viktig beståndsdel i den östra skålhalvan, har, som redan nämnts, en nära sammansättningsmässig och strukturell motsvarighet i den ögonrika, grov- till grovt medelkorniga rödaktiga, starkt förgnejsade Noranegraniten, vilken uppträder såväl norr som söder om sjön Stora Bör. Noranegraniten har på länskartan utmärkts genom rödprickning på Åmålsgranitens brunaktiga färg. Anledningen till att Strömsgnejsen på Magnussons karta av 1929 och på kartorna därefter urskilts som en särskild bergartsgrupp var dess tilltänkta stenindustriella användning snarare än större petrografiska skillnader gentemot Noranegraniten och de övriga relativt sena, grovkornigare, ojämnkorniga leden bland Åmålskomplexets gnejsiga granitiska djupbergarter.

Det vore möjligen att gå för långt att påstå att Strömsgnejsen och Noranegraniten bildar en enda sammanhängande, konkavt böjd skiva under Gillbergaskålen. De beskrivna symmetrirelationerna tvärs över skålen antyder likväl en omfattande utbredning av stora, ursprungligen flacka, lager- och linsformiga granitintrusioner av olika ålder. Dessa tenderar att följa ungefär samma tektonostratigrafiska nivå i Gillbergaskålens övre autoktona berggrund. De är i stort sett konforma med lagringen av Åmålgruppens ytbergarter och med den tidiga foliationen i denna berggrund.

Inom Gaterud–Lenungen–Högerudsbältet uppträder vid sidan av Strömsgnejs, Noranegranit och Göstagranit även stora kroppar av kvartsdioritiska till tonalitiska mörkgrå, något gnejsiga djupbergarter. Dessa finns främst inom området mellan Stora Bör, Stora Gla och vidare mot Älgsjön. Dessutom förekommer olikstora kroppar av huvudsakligen granodioritisk, delvis granitisk, ofta strökornsförande rödgrå gnejsgranit. Denna bergart går i dagen t.ex. söder om sjön Lilla Bör, norr om Glava och vid Humlekil öster om Glafsfjorden. Mera jämnkorniga, grå granodioritiska till tonalitiska gnejsiga djupbergarter uppträder flerstädes, t.ex. inom Högerudsterrängen och i ett brett band öster om Strömsgnejsen mellan Björnö och motorleden Segmon–Nysäter. I skålens östliga skänkel finns även gnejsgraniter med extremt grovkorniga röda strökorn av mikroklin (en form av kalifältspat).

Linsformiga, basiska bergartskroppar uppträder exempelvis i trakten av sjön Stora

Bör men finns även annorstädes. De flesta av dessa har inte kunnat utmärkas i länskartans skala. Väster om Hedene, sydväst om Stora Gla, ligger dock en i utgåendet oval kropp av gabbroida bergarter som åtföljs av cirkelformiga topografiska lineament och en positiv magnetisk anomali. Denna bergart kan vara relativt ung, även om den i sin västra del skärs av gångar av granodiorit. Dessa gångar kan sammanhänga med den grå gnejsgranit som finns nära väster om det basiska massivet men skulle även kunna vara omsmältningsprodukter av sidoberg, en s.k. granitoid "backveining" som det heter i den numera internationellt vedertagna engelskspråkiga terminologin.

Även på andra håll i länet, särskilt norr och öster om den egentliga Gillbergastrukturen, får man ett intryck av flacka, lagerartade intrusionsformer hos många av Åmålstypens granitoida, gnejsiga djupbergarter. Lagerformen hos dessa kroppar av gnejsgranit kan synbarligen inte förklaras enbart genom en storskalig postmagmatisk tektonisk utvalsning av berggrunden. Den verkar också representera de olika magmatiska intrusionernas ursprungliga konfiguration.

En lagerformad uppbyggnad med flackt liggande gränser mellan berggrundens huvudsakliga enheter karakteriserar således inte enbart de parautoktona Glaskogsskollorna utan även Gillbergaskålens lägre belägna, autoktona delar samt området utanför skålen.

Inom de övre höjdnivåerna i berggrundsbältet Gaterud–Lenungen–Högerud finns ställvis fortfarande den flacka, i VSV–ONO orienterade (transport-) stänglighet som kännetecknar Glaskogsskollornas överskjutningsplan. Denna uppträder huvudsakligen längs en del förskjutningszoner inom ytberggrunden samt utmed gränserna mellan granitisk och suprakrustal berggrund. Sålunda har det under överskjutningsfasen även här förekommit förskjutningar särskilt mellan bergartsenheter av olika plasticitet. De västligaste iakttagelserna av sådan stänglighet har gjorts något under gränsen mellan den ögonförande gnejsgraniten vid Stora Bör och ytbergarterna samt ungefär mitt i den starkt utvalsade fortsättningen av nämnda gnejsgranit norr om Tegen. I nordöst uppträder stänglighet av samma typ och riktning i terrängen öster och sydöst om Högerud.

Inom de lägre tektonostratigrafiska nivåerna i väster kännetecknas berggrunden under Glavaskollan dock av en mer eller mindre flack nord–sydlig stänglighet, ställvis en veckaxelstänglighet som penetrerar hela bergartsmassan. Sen stänglighet som faller in flackt mot S till SSO finns även i norr mellan Glava och Älgå utmed Glafsfjordens nordligaste del. Den verkar där markera en relativt småskalig, pålagd veckningss- och glidytestruktur som sannolikt bildats i samband med Gillbergaskålens sammanpressning i öst–västlig riktning under ett sent stadium av dess utveckling.

Till tiden ännu senare är en flerstädes relativt mild men lokalt även tät veckning efter flacka, ungefär öst–västliga axlar. Denna uppträder sporadiskt och mycket oregelbundet såväl inom den autoktona som den alloktona berggrunden. Orsaken kan möjligen vara en nord–sydlig sammanpressning av berggrunden under en allmän rörelse i öst–västlig riktning.

De mellersta och lägre autoktona skålnivåerna

Inom den autoktona skålberggrundens mellersta höjdnivå, i underlaget till bältet Gaterud–Lenungen–Högerud (jfr föregående textavsnitt), finns en berggrund som är utpräglat bandad och delvis mycket starkt utvalsad. Denna berggrund bildar en distinkt enhet framför allt i Gillbergaskålens västliga och delvis även nordvästliga omramning. I detta område omfattar den mellersta autoktona berggrundsnivån även övergångszonen mellan de migmatitomvandlade och de omigmatitiserade delarna av berggrunden.

Skålstrukturens nordöstliga gränszon kännetecknas däremot av en relativt abrupt övergång till de genomgripande migmatitiserade områdena av gnejsiga djupbergarter på ömse sidor om Arvika. Övergångszonen, i den mån man överhuvudtaget kan tala om en sådan, är här till synes delvis begravd under Högerudsterrängen (fig. 1). Dess smala utgående följer i stort sett terrängens nordöstliga gräns.

Längre mot söder i Gillbergaskålens östliga randzon sträcker sig migmatitbildningen på en del håll ända fram till Glaskogsskollornas överskjutningsfront. Den tektonostratigrafiska nivå som motsvarar den bandade berggrunden i väster ligger därför långt inne i migmatitregionen. Även här finns en välutbildad bandning i ytbergarterna som i huvudsak beror på växellagring mellan kemiskt olika vulkanitskikt. En del bandade lagerföljder bör dock möjligen tolkas som omkristalliserade friktions- och mylonitbergarter, som är äldre än migmatitbildningen. I stort sett all bandning har blivit starkt småskaligt omveckad under och efter migmatitiseringen. Av denna anledning uppträder inga mer vidsträckta odeformerade planstrukturer. Den bandade berggrunden i detta område är därför mycket "segare" än motsvarande berggrund i väster och har knappast större destabiliserande effekter ur t.ex. bergbyggnadssynpunkt.

Som redan nämnts, är det än så länge en öppen fråga om det i skålstrukturens östliga del uppträder en sen, till Mylonitzonens utveckling knuten migmatitiseringsfas som saknas eller är mindre väl utbildad i skålstrukturens västliga randzon.

Inom skålstrukturens mellersta autoktona nivå i väster och i norr sker övergången från omigmatitiserad till migmatitiserad berggrund vanligen inom horisontalavstånd mellan ungefär en och tre kilometer. Migmatitiseringsfronten inom detta område löper i stora drag parallellt med skålens form men stryker särskilt i norr snett över berggrundens lagring och tidiga foliation. Detta är särskilt påtagligt i området mellan sjöarna Nedre Tvängen, Övre Gla, Älgsjön och Älgåfjorden.

Inom den nordvästra skåldelens mellersta autoktona höjdnivå finns även sena rörelseplan. Dessa avskär migmatitådringen och skiljer stora linsformiga berggrundsblock från varandra. Sådana förskjutningsytor utmärks av mylonitzoner vilka till en del blivit övervuxna av nykristalliserad fältspat. Förskjutningsrörelserna måste således ha skett under ett utvecklingsstadium som är senare än den huvudsakliga migmatitbildningen i skålstrukturens västliga del. De stod sannolikt i samband med den djupare berggrundens deformation vid tiden för Glaskogsskollornas överskjutning eller under en föregående tidigt svekonorvegisk deformationsfas, möjligen den som markeras av Segmograniternas intrusion.

Sydligast inom Värmland, i närheten av länsgränsen mellan Sillerud och sjön Östra Silen, svänger migmatitfronten tvärt mot väst till nordväst och går sålunda nästan vinkelrätt mot berggrundens generella planstruktur (fig. 1). Enstaka tungor av migmatit skjuter dock långt ut mot söder. Magnusson (berggrundskartan över Sverige av år 1958, SGU Ba 16, samt de svenska och engelska beskrivningarna till denna karta 1960–62) ansåg att denna del av migmatitfronten i västra Värmland utgjorde sydgränsen för en "pregotisk" region (jfr. s. 287–288). Den antagna stora regionsgränsen övertväras dock entydigt av de nu framkarterade gränserna mellan de olika bergartsenheterna. Det kan därför inte vara tal om två berggrundsregioner av skild ålder.

I västra Värmland kan man regelbundet se att åderbildningen under de olika faserna av migmatitomvandling först börjat i lagrade ytbergarter eller utmed stråk av förskiffring och utvalsning i andra bergarter. Först under senare stadier har den påverkat även förhållandevis massformiga gnejsgraniter.

Åtminstone inom de övre delarna av höjdnivån under GLH-bältet (s. 294) är migmatitiseringen inom graniterna av Göstatyp (s. 48–51) genomgående svagare än i de omgivande bergarterna och ställvis nästan obefintlig. Här finns huvudsakligen endast glesa, raka åderansatser och stråk av enskilda grövre nykristalliserade mineralkorn som följer små glidplan inom den allmänna planstrukturen. Det förhåller sig på så sätt trots att Göstagraniterna har sammansättningar som skulle ha lämpat sig för åderbildning. I ännu högre grad gäller avsaknaden av migmatitisering Segmograniterna, som huvudsakligen anstår inom de lägsta delarna av skålstrukturen. I skålens västliga skänkel, i området kring Järnsjön, är dessa graniter visserligen förgnejsade och även veckade men knappast migmatitiserade. På minst ett dussin ställen inom zonen av autokton berggrund söder om Ösjön finns däremot upp till flera meter mäktiga pegmatitkroppar som är långsträckta i nord-sydlig riktning. Tillsammans med dem uppträder mindre partier av medel- till grovt medelkornig röd granit av Segmotyp. Sådana bergarter åtföljs av en sen generation av migmatitådror i den omgivande berggrunden, vilka endast delvis påverkats av tektonisk utvalsning.

Migmatitiseringen i skålstrukturens västliga skänkel har således skett vid minst två, möjligen fler olika tillfällen, dels före och i samband med Göstagraniternas bildning, dels i något mindre skala i samband med granitmagmatismen för ca 1250 miljoner år sedan. Ännu senare migmatitådror uppträder sannolikt i ett brett bälte utmed Mylonitzonen och längs de stora rörelsezonerna nära gränsen mot Norge. I Gillbergaskålens autoktona mellersta och lägre västliga delar finns emellertid inga otvetydiga tecken på regional migmatitisering av denna ålder eller ens enbart höggradig metamorfos vid slutet av den svekonorvegiska utvecklingen. Under detta skede försiggick istället en rätt omfattande pegmatitbildning och omkristallisation av bergarternas strökorn av fältspat. Inom de lägre djupnivåerna bildades dessutom små bergartslinser som består av fältspat, kvarts samt amfibol och inom de högre nivåerna kärvformigt anordnade långsmala amfibolkristaller eller överväxande små strökorn av magnetit. På

ett sent stadium inträffade en omfattande epidotisering och prehnitbildning som påverkade framför allt de kalciumrikare men även de övriga gnejsgranitiska bergarterna samt ytbergarterna. Lågtemperaturmineralet pumpellyit har iakttagits i tunnslip.

Av åtskilligt intresse i detta sammanhang är den av W. Larsson (1956) beskrivna förekomsten av sillimanit. Larsson sade sig ha iakttagit mineralet tillsammans med grossularhaltig granat inom det linsformiga område av Dalgruppens sedimentbergarter som ligger inklämt bland Sillerudszonens gnejser på Egenäshalvön i norra delen av sjön Östra Silen. Denna lokal har under de gångna decennierna gång på gång tagits till intäkt för att hävda att den berggrund som nu går i dagen i trakten måste ha befunnit sig i minst övre amfibolitfacies efter det att Dalgruppens sedimentära bergarter hade avlagrats.

En ny undersökning av Egenäshalvön och även av Larssons originalprov i SGUs arkiv har dock visat att den föregivna sillimaniten alls inte är sillimanit. Under mikroskop framgår detta redan av en något sned utsläckning i polariserat ljus. Vad det rör sig om är istället en i mikroskopet nästan färglös kalcium-magnesiumrik skarnamfibol med Mg/Mg+Fe-förhållanden mellan 0,63 och 0,79 i fem analyserade prov. Den omvandlade sandstenens granat utgör en fast lösning av knappt 75 mol-% andradit (granat med $Ca\text{-}Fe^{3+}$), knappt 25 mol-% grossular (do med Ca-Al) samt tillsammans ett par-tre mol-% pyrop (do med Mg-Al) och spessartin (do med Mn-Al) men däremot praktiskt taget ingen almandin (granat med Fe^{2+}-Al). Dessutom uppträder epidot, hematit och vid sedimentationen insvämmade ("detritiska") tungmineral. Epidoten består av drygt två femtedelar $Ca\text{-}Fe^{3+}$-epidot och knappt tre femtedelar Ca-Al-epidot.

Bergarten är således en omvandlad, järnrik, högoxiderad, ursprungligen karbonatcementerad, märglig sandsten. Karbonatcementet i denna bergart har vid metamorfosen reagerat med kvarts, järnhydrat eller hematit och ursprungliga lermineral. Detta innebär att Egenäsparagenesen kan ha bildats vid en avsevärt lägre temperatur än man hittills ansett. Den föregivna sillimanitlokalen ingår dessutom i den kontaktmetamorfa aureol som omger en pegmatitkropp, vilket observerats redan av Larsson (1956). Även av denna anledning kännetecknar dess mineraluppsättningar inte nödvändigtvis den regionala metamorfosens tryck- och temperaturvillkor.

Berggrunden inom Gillbergaskålens mellersta autoktona nivå i väster består av samma bergarter som bältet Gaterud–Lenungen–Högerud, men bergartsproportionerna är förskjutna till djupbergarternas fördel. Liksom i skålstrukturens östra del är även en del av berggrunden i väster så deformerad och omkristalliserad att den är svår att tyda genetiskt. Detta gäller särskilt skillnaden mellan vulkanogen ytberggrund och graniter av Göstatyp. Överslagsvis kan man uppskatta att ungefär hälften av berggrunden ifråga representerar helt eller delvis migmatitiserade granitoida bergarter av Åmålstyp medan knappt en tredjedel är omkristalliserade ytbergarter och återstoden ljust grå till rödaktiga, ursprungligen fint medel- till medelkorniga graniter som närmast liknar Göstagranit.

Ytbergarterna är här något mer omväxlande till sin sammansättning och glimmer-

rikare än i berggrunden högre upp i skålstrukturen, men andelen av kvartsiter är klart lägre.

Bland de äldre gnejsiga djupbergarterna kan flera typer urskiljas. Relativt basiska, närmast kvartsdioritiska sammansättningar är inte vanliga utom i de norra delarna av berggrundsbältet väster om Övre Gla och i ett band norr om Sillerud. I höjd med Sillerud finns även ett antal tämligen mäktiga stråk av tonalitisk till granodioritisk berggrund, som möjligen representerar två olika generationer av intrusioner. En viktig roll spelar rödgrå till gråröda granitiska och granodioritiska gnejsgraniter. Dessa bergarter har ursprungligen innehållit strökorn av fältspat som numera blivit helt granulerade (uppdelade i småkorn) och mer eller mindre utdragna till tunna linser. Ställvis uppträder även nykristalliserade små fältspatkristaller som i allmänhet är mellan 2 och 3 mm stora i diameter.

Större basiska bergartskroppar är få. Den största torde vara ett kilometerlångt och i dagytan ca 100–150 m brett amfibolitiserat stråk i den med gult utmärkta ytbergartslinsen i Göstagraniten rakt öster om Bysjön.

En väsentlig skillnad mellan de mellersta och övre nivåerna inom den autoktona berggrunden är att växellagringen mellan olika bergartsenheter är mycket mer utpräglad inom den mellersta nivån. Stråken av djup- och ytbergarter är här som regel fler men mindre mäktiga än högre upp i strukturen. Olikheten beror till en del på fler men mindre mäktiga granitintrusioner men dessutom även på en mycket starkare utvalsning. En betydelsefull roll spelas av de grå- och rödaktiga, medel- till finkorniga graniterna av Göstatyp (jfr s. 48–51), vilka här uppträder i form av otaliga band. Mäktigheten av dessa varierar mellan någon decimeter och bortåt en kilometer. Den största enheten är den rödaktiga granit som sträcker sig från Östra Silens nordöstliga vik förbi sjön Nedre Tvängen och vidare mot norr utmed sjön Övre Glas västra strand. På grund av kartans skala har en del av denna granits nordliga sträckning inte kunnat markeras i kartbilden.

Den intensiva bandningen och utvalsningen av berggrunden i den västra delen av skålstrukturens mellersta autoktona höjdnivå kunde dessvärre inte återges mer än symboliskt i länskartans skala men framgår i någon mån av lineamentbilden i figur 7. Tillsammans med senare förskjutningar kan den tänkas utgöra ett väsentligt bergmekaniskt riskmoment (se vidare s. 300–301 och 341).

Den autoktona berggrundens mellersta höjdnivå runtom Gillbergaskålen kännetecknas strukturellt fortfarande till övervägande delen av planstrukturer som stupar inåt skålens mitt. Inom de övre delarna av denna nivå sammanfaller planstrukturerna med ytbergarternas ursprungligen närmast horisontella primära lagring, vilken blivit deformerad och därvid anpassats till skålens form. De inåtstupande planstrukturerna blir utåt mot skålranden gradvis brantare och samtidigt mer oregelbundna. Ställvis uppträder spår av en hopskjutning till antiklinal- och synklinalstrukturer samt även öppna till täta veck med flacka axlar som till större delen stryker nord–syd till nordväst–sydöst. Inom större delen av skålens periferi, dock inte i nordväst, ligger dessa

veck således i huvudsak parallellt med skålens längdaxel. I skålstrukturens östra skänkel har det t.ex. övervägts om stråket av Strömsgnejs (se s. 46) skulle kunna vara ett stort, mot öster överstjälpt antiklinalveck med Göstagranit i veckets kärna (se Lindhs del av beskrivningen, s. 50 och 81–82). En sådan tolkning är långtifrån obestridlig, vilket dock inte hindrar att liknande storskaliga veck kan finnas annorstädes, t.ex. nordväst och sydöst om Arvika och norr om Östra Silen SSO om Årjäng.

Vissa större magmatiska bergartskroppar, exempelvis intrusionen av Göstagranit mellan Östra Silens nordöstvik och sjön Nedre Tvängen, verkar snett avskära ytbergarternas lagring. De skiljer sig på så sätt från de intrusioner av gnejsgranit som redan från början trängt in parallellt med den suprakrustala berggrundens skiktningsstrukturer.

I Gillbergaskålens västliga skänkel varierar stupningarna in mot skålmitten mellan ca 10 och 35° i området öster om en tänkt linje genom Harnäsfjorden, Sillerud och Ösjön. Längre åt väster är den regionala östliga stupningen något brantare, vanligen mellan ca 25 och 50°. Lokalt förekommer även västliga stupningar. Dessa verkar till en del bero på en veckning som delvis varit tät och även påverkat den röda graniten mellan Järnsjön och Furuvattnet. Ytterligare en orsak till avvikande stupningar är branta till medelbranta förskiffrings- och förkastningsplan, som utbildats långt efter bandningen i berggrunden liksom även efter migmatitådringens tillkomst.

Mellannivån av den autoktona berggrunden i Gillbergaskålens västliga randområde sammanfaller till stor del med Sillerudszonen. Detta är den mäktiga, flerfaldigt deformerade, ungefär nord–sydliga tektoniska zon som omtalats redan på s. 293. Sillerudszonen inom Värmland sträcker sig från sjön Östra Silen söder om Sillerud norrut mot Månserud och, i successivt avsmalnande skepnad, vidare mot Skillingmark och norska gränsen vid Högsäter. Sillerudszonen är ännu tydligare utbildad och samtidigt bredare på den dalsländska sidan av länsgränsen. I norra Dalsland upptar den hela det ca 5–6 km breda berggrundsbältet mellan sjön Svärdlången och Östra Silens östliga förland men avsmalnar längre mot söder. Inom utbredningsområdet för Dalgruppens sedimentära berggrund markeras dess fortsättning av Upperudsälvens nedre lopp. Hela zonen utmärks av en anhopning av tättliggande ungefär nord–sydliga lineament (se vidare fig. 3 och 7 samt s. 341) och utgör ett brett berggrundsbälte med stråkvis utpräglat "dåligt" berg. I trakten nära sjön Övre Gla böjer Gillbergaskålens flackt liggande foliation av mot öster och går mot Arvika medan Sillerudszonens sena, relativt brantstående deformationsplan till stor del fortsätter mot NNV, i riktning mot Koppom och Månserud.

Intrusioner av granit av Göstatyp markerar tidig magmatektonisk aktivitet parallellt med Sillerudszonens allmänna sträckning. Den största av dessa granitkroppar, som redan nämnts ovan (s. 299), ligger mellan sjöarna Östra Silen och Nedre Tvängen. Till skillnad från de smärre granitkroppar av denna typ som intruderat parallellt med Åmålsuprakrustalens skiktplan böjer den norra fortsättningen av denna intrusion inte av mot nordost i höjd med sjön Övre Gla utan fortsätter mot norr,

nästan ända fram till den ansamling av intrusioner av samma granittyp som finns kring sjön Ränken i närheten av Åmotfors.

Senare följdes samma vida nord–sydliga zon av veckningsdeformation av varierande ålder och styrka och även av de intrusioner av röd mikroklingranit som finns sydost om Årjäng i området norr om Järnsjön. En stor del av dessa påminner närmast om Segmogranit (jfr s. 52–57). Deformation ungefär samtidigt med intrusionen av graniter av Segmotyp syns ha skett i samband med den lokala migmatitbildning som är knuten till en del av granitkropparnas utkanter. En möjligen ännu senare fas av veckning i detta område påverkade graniten nord–nordväst om Sanda och de talrika basiska skivor eller gångar som uppträder inom denna granitkropp. Det är emellertid fortfarande oklart om dessa basiska bergarter har ett samband med Dalgruppens basiska spilithorisonter. Vidare finns när detta skrivs (1997) inte en enda isotopdatering som bekräftar att graniten vid Sanda (Gryttomgraniten m.fl. i Lindhs del av denna beskrivning, se s. 52–57) verkligen hör samman med den ca 1250 miljoner år gamla granitgruppen. Således är det för tillfället ännu omöjligt att utreda vilken betydelse de gjorda observationerna har för modelleringen av den svekonorvegiska geodynamiska utvecklingen.

Dalgruppens sedimentbergarter (jfr Larsson 1956) avsattes på ett granitiskt underlag som inom Sillerudszonens område redan var förgnejsat och veckat. Längre söderut i Dalsland verkar den därpå följande veckningen av Dalgruppens mjuka, porösa suprakrustala bergarter inte ha motsvarats av någon likartad veckning i dessa bergarters granitiska underlag. Bland de strukturer i den gnejsgranitiska berggrunden som är senare än Dalgruppens avsättning dominerar snarare förhållandevis spröda inbördes förskjutningar av block- och skivformiga berggrundsenheter. De veck som uppträder är för det mesta släpveck utmed skjuvplan och andra förkastningar.

Den nu exponerade berggrunden längre norrut i Värmland representerar emellertid ett djupare snitt genom jordskorpan än berggrunden i Dalsland. Plastisk veckningsdeformation under ett sent svekonorvegiskt utvecklingsstadium har därför förekommit inom den värmländska delen av Sillerudszonen och i dess omgivning.

De branta förskiffrings-, mylonitiserings- och förkastningsytor som finns inom Sillerudzonen åtföljs av pegmatiter som är entydigt senare än Dalgruppens ytbergarter. Sådana tektoniska zoner kontrollerar även utsträckningen av sjön Östra Silens sydliga huvuddel och dess nordliga vikar. Ett av dessa branta förkastningsplan utgör den västra gränsen för uppträdandet av Dalgruppens sandsten på Egenäshalvön.

Vid sidan av de förhärskande ungefär nord–sydliga förkastnings- och sprickplanen finns dock även en utbredd närmast öst–västlig tensionssprickighet. Lokalt, exempelvis vid Harnäsgruvan mellan Östra Silen och Bodasjön, följs denna likaså av kvartsgångar med betydande mäktighet (jfr Lundegårdh 1995, färgbild på s. 31).

Sena blockförskjutningar av berggrunden inom Sillerudszonen har även skett utmed medelbrant mot öst såväl som mot väst stupande rörelseplan. En sådan förskjutningsyta bestämmer den östliga begränsningen av Dalgruppens bergarter norr om Ege-

näs, andra ytor har orsakat lokala förskjutningar av den flackt mot öster stupande regionala foliationen i Gillbergaskålens västliga ytterområde. Till de senast bildade deformationsbergarterna hör kvartsläkta breccior vid Östra Silen och en stor brecciezon som stryker från Järnsjöns sydspets mot SSO. Denna krosszon stupar 50 till 60° mot väst.

Söder om länsgränsen, i Dalsland (jfr Larsson 1956), uppträder Dalgruppens ytbergarter i form av talrika små, av förkastningar och medelbrant till brant stående överskjutningsytor begränsade förekomster mellan sjöarna Lelången i väst och Ömmeln i öst (Ömmeln är den på länskartan namnlösa stora sjön vid länsgränsen söder om Bollsbyn och Svanskog). Härav kan man dra slutsatsen att hela detta område måste ha befunnit sig nära jordytan vid den tidpunkt då Dalgruppens ytbergarter höll på att avsättas och åter befinner i ett liknande läge idag. Den i detalj mycket intensiva sena förkastnings- och småveckningsdeformationen utmed Sillerudszonen och i angränsande områden verkar därför inte ha medfört särskilt stora lägesförändringar i höjdled längs detta öst–västliga tvärsnitt utmed länsgränsen mellan Värmland och Dalsland.

Den autoktona berggrunden inom Gillbergaskålens norra del ligger mellan Mylonitzonens och Sillerudszonens deformationsbälten (fig. 3). Den mellersta höjdnivån inom detta område domineras helt av gnejsgraniter som tillhör Åmålsgraniternas sekvens. Stråken med ytbergarter ligger glest, ibland med kilometerlånga avstånd sinsemellan. Bandningen i berggrunden är därför relativt svagt utbildad. Den markeras i huvudsak av en begynnande migmatitådring. I migmatitterrängens randzoner finns även tunna, mycket uthålliga, plana lager av ljusgrått och ljust grårött tektoniserat och omkristalliserat granitmaterial påminnande om Göstagranit (s. 48–51). Dessutom uppträder även genetiskt mera entydiga större intrusioner av samma granit. Dessa har i dagens bergyta formen av utvalsade flacka linser.

Inom skålens lägsta nivå och utanför skålstrukturen ersätts de inåt skålmitten stupande planstrukturerna gradvis av gnejsighet med annan orientering. Vid Grumsfjorden i skålstrukturens östra periferi finns strukturer som snarast är relaterade till Mylonitzonen. I norr är skålens yttre begränsning mycket oregelbunden. Tungor av Åmålgruppens ytberggrund skjuter här långt ut mot nordväst, mot Koppom och Åmotfors. I väst utgör Sillerudszonen ett slags skålgräns, även om tämligen enhetligt mot öster stupande planstrukturer fortfarande uppträder i trakten av Årjäng (fig. 3).

Pegmatitansamlingar och förskjutningszoner i Gillbergaskålens autoktona berggrund

Småskalig, mycket gles pegmatitbildning förekommer såväl parallellt med foliationsplanen som i form av upp till någon meter stora pegmatitklumpar och även skärande gångar flerstädes inom den parautoktona berggrundens lägre nivåer. Sådana bergarter finns även i den underlagrande autoktona berggrunden. Där ökar pegmatitgenomsättningen påtagligt mot skålstrukturens randområden, dvs. nedåt i tektonostratigrafin.

Minst två lokala huvudgenerationer av pegmatit kan urskiljas. Till den äldre hör regionalt utbredda, relativt små pegmatitkroppar som är bundna till migmatitområdena och deras utkanter. Dessa pegmatiter är i allmänhet röda. De uppträder tillsammans med små förekomster av röda medel- till grovt medelkorniga graniter samt röda apliter med vilka de ibland bildar blandade gångar. Inom Sillerudszonen har dessa pegmatiters kvarts- och fältspatkristaller delvis krossats i samband med den sena utvalsningen av de omgivande gnejserna.

De yngre pegmatiterna bildar vanligen tämligen stora, från sin omgivning väl avskilda ljust gråröda till ljusröda bergartskroppar. Dessa åtföljs på många ställen av nästan rena kvartsgångar som endast innehåller ett fåtal laxröda kristaller av kalifältspat och något muskovit. Ställvis övergår dessa båda bergarter t.o.m i varandra. De yngsta leden i denna bergartsgrupp är gångar och linser av ren kvarts samt kvartsläkta breccior som företrädesvis uppträder utmed större förkastningar. De kvartsrika brecciorna innehåller sönderbrutna bitar av den omgivande berggrunden och verkar längre söderut, i Dalsland, på flera ställen ha sin utgångspunkt i en av tektonisk utvalsning föranledd rekristallisation av sådana kvartsiter i Dalgruppen som kommit att ligga i förkastningszonernas närhet.

En i Värmland unik ansamling av stora pegmatiter som tillhör den yngre generationen uppträder i den övre autoktona berggrunden i området mellan Gaterudsfjällen, Svanskog och sjön Ömmeln på ömse sidor om gränsen mellan Värmland och Dalsland. Inom detta område finns även kvartsklumpar och kvartsbreccior som sannolikt hör samman med pegmatiterna. Kvartsanrikningarna har i allmänhet bildats något senare än pegmatiterna själva. Pegmatiternas uppträdande i Gaterudsfjällen och Svanskog–Ömmelnområdet står i samband med rörelser, vilka skedde inom en stor bältesformig zon av flerfasig deformation som sträcker sig i nordöst–sydvästlig riktning från södra änden av sjön Värmeln (nordöst om Gillbergaskålen) till och förbi Laxarby i Dalsland, där den når Sillerudszonen.

Berggrunden inom och i ett brett bälte intill Värmeln–Laxarbyzonen har förskiffrats och förkastats flerfaldigt. Detta skedde först genom duktila och senare genom spröda sammanpressnings-, påskjutnings- och i huvudsak dextrala (norra blocket åt höger) sidorörelser, vilket gav upphov till stora kvartsläkta breccior. Sådana går bl.a. genom de två västligare av de tre Svansjöarna.

Det ovan redan nämnda mäktiga bältet av flackt mot öster infallande Noranegranit deformerades därvid till ett i dagytan "S"-formigt veck som delvis har skjuvkaraktär. Den södra, starkt utvalsade, utdragna och till slut breccierade skänkeln av detta veck följer norra kanten av den bland Värmeln–Laxarbyzonens förkastningar som går genom sjön Ömmelns västligaste tunga och vidare genom sjön Mellan-Svan. Längre åt sydväst, på motstående sida av denna förkastning, fortsätter det sidförskjutna bältet av Noranegranit åter mot syd och sydöst.

Bortsett från stora men långsmala linser av kvarts och kvartsläkt breccia utmed de förkastningsplan som går genom Svansjöarna, uppträder de större pegmatitkropparna

huvudsakligen i den södra veckomböjningen av bältet av Noranegranit. Denna omböjning, vilken ligger mellan Gaterudsfjällens topp (Gatefjället) och Krakstad, utgjorde tydligen ett område av relativ tensionsspänning i tryckskuggan av den stora kroppen av förgnejsad granit. De enskilda större pegmatitkropparna och de zoner av hydrotermal omvandling som synbarligen åtföljer dessa ligger dels utmed de förkastningar inom Värmeln-Laxarbyzonen som löper parallellt med veckomböjningens axel och dels utmed Noranegranitens veckade äldre foliationsytor. Smärre pegmatiter uppträder också längs tensionssprickor som i stort sett är vinkelräta mot gnejsgranitens foliation.

Anmärkningsvärt är att de bland Värmeln–Laxarbybältets deformationszoner som ligger utanför strukturomböjningen i Noranegraniten endast markeras av relativt små pegmatitlinser och gångar.

En anhopning av pegmatiter av samma slag som den i Gaterudsfjällen och i Svanskogsområdet finns även längre i nordväst, utmed nordöstra viken av sjön Östra Silen. Pegmatiterna i detta område följer huvudsakligen Sillerudszonens sena rörelseplan men även tensionssprickor, vilka går vinkelrätt mot dessa.

De största pegmatit- och kvartsbrecciekropparna i Gaterudsområdet når nära två kilometers längd och mäktigheter av minst något tiotal meter. Deras bildning har samband med en omfattande hydrotermal aktivitet som även tagit sig uttryck i uppkomsten av flertalet av de mycket talrika men små sulfidmineraliseringar som kännetecknar berggrunden i västra Värmland samt mellersta och östra Dalsland. Dessa omfattar huvudsakligen koppar- och järn- men även andra sulfidmineral samt i någon mån dessutom ädelmetaller och järnoxider. De hydrotermala processerna ledde ställvis till kvarts- och fältspatomvandling av den berggrund som gränsar till pegmatiterna. Spår av de gnejsstrukturer som fanns i den förträngda berggrunden har därvid delvis bevarats i pegmatitkropparnas utkanter. I hela området mellan Vänersborg i söder och Mylonitzonen i norr finns vitt utbredda sprickfyllnader av kvarts och klorit.

Till de hydrotermala omvandlingarna hör även bildningen av den s.k. "Gartjärnsbreccian", som av Walter Larsson i beskrivningen till kartbladet Vårvik (Larsson 1956) tolkats som en vulkanisk eruptivbergart. Företeelsen, som egentligen inte är någon breccia i termens vedertagna betydelse, uppträder dels som en kropp i anslutning till en av Gaterudsfjällens större pegmatiter och dels som en flera tiotal meter lång, skiv- eller linsformig bildning längs en tektonisk rörelseyta. Sidoberget utgörs av deformerad Noranegranit och amfibolit samt finkornigare gnejser och graniter. Den förmenta breccian består i huvudsak av albit som är sammanvuxen med delvis tämligen stora paket av kloritflak samt underordnade mängder av järnoxidmineral, apatit och titanit. Nära den yttre kontakten finns även stora kristaller av ett ljust gröngrått mineral, sannolikt en amfibol, möjligen dock prehnit (ingen mikroskopering har här utförts i samband med länskarteringen). Det sistnämnda mineralet bildar ibland flera centimeter långa, genomväxande, strålformigt anordnade prismatiska individ.

"Gartjärnsbreccian" är således ingen eruptiv bergart och definitivt ingen vulkanit-

utfyllnad i ett vulkanrör med cirkulärt tvärsnitt. Den utgör istället en karakteristisk pegmatitisk till hydrotermal omvandlings- och åderbergart, en natriumrik s.k. *"replacement unit"* för att använda en term ur den numera engelskspråkiga internationella terminologin.

Gillbergaskålens bergarter

Av de föregående kapitlen framgår att Gillbergaskålen och t.o.m. de relativt långt förflyttade översta Glaskogsskollorna i allt väsentligt uppbyggs av samma bergarter som de övriga delarna av berggrunden i västra Värmland. Även för Gillbergaskålen gäller därför de allmänna bergartskarakteristiker som finns i Anders Lindhs del av denna kartbeskrivning. Den viktigaste skillnaden är att Stora Le–Marstrandsgruppens metasedimentära gnejser inte förekommer inom Gillbergaskålen. Omvänt finns utanför skålens område inga stora paket av deformationsbetingade bergarter av Glavaskifferns typ.

Genom sin skål- och skollstruktur utgör Gillbergaskålen i flera avseenden en berggrundsmiljö som saknar motsvarighet på andra håll inom länet. Gillbergaskålens karaktär innebär följande särdrag:

– Ytbergarterna i skålens parautoktona och översta autoktona delar utgör de högsta stratigrafiska enheterna inom den del av Åmålgruppens berggrund som finns bevarad i dagens bergyta. Den information om den geodynamiska utvecklingen som dessa bergarter ger kan därför inte erhållas i länets övriga delar. Berggrunden inom stora delar av Gillbergaskålen saknar genomgripande veckning och migmatitomvandling. Av denna anledning skiljer den sig även tekniskt från liknande berggrund längre ned i lagerföljden. Här finns t.ex. mäktiga bankar av välbevarade sedimentära och vulkaniska lagerföljder och andra strukturella särdrag som utanför skålstrukturen blivit mer eller mindre helt utplånade genom metamorfos och deformation.
– Även djupbergarterna i stora delar av skålstrukturen har undgått höggradig metamorfos och migmatitisering. Inom skålområdet kan man därför bäst utreda dessa bergarters indelning i olika grupper och generationer samt de olika bergartstypernas förhållande till varandra.
– Skollornas överskjutningsrörelser har skapat specifika bergartstyper, exempelvis vidsträckta myloniter och tektoniska skiffrar, vilka inte uppträder utanför skålstrukturen.
– Bergarterna i de övre Glaskogsskollorna har flyttats in utifrån och ger därför information om berggrunden och tektoniken i skollornas ursprungsområden.

För de viktigaste bland Gillbergaskålens bergartsgrupper gäller följande:

Åmålgruppens ytbergarter

Dessa bergarter utgör långt mer än hälften av den autoktona och parautoktona berggrunden inom skålstrukturens mellersta nivåer (fig. 2). Ytbergarterna omfattar såväl karakteristiska eruptivbergarter som sedimentära sandstensled. De senare består till en del av bergarter som tidigare beskrivits som "kvartsiter". Här är det dock inte fråga om ortokvartsiter med kvartshalter över 90–95% utan huvudsakligen om sandstenar med subarkos- till kvartsrik arkossammansättning. Ljusa, gråvita till skärvita färgtoner utmärker de mest kvartsrika bland sedimentbergarterna. Dessa uppträder flerstädes i relativt tjocka bankar och har kvartsglans på sina mussliga brottytor. Ställvis, men långtifrån överallt, framträder rundade små kvartskorn som kan urskiljas med blotta ögat.

Mycket vanliga inom Gillbergaskålens mellersta nivåer är fältspatrika bergarter ("fältspatkvartsiter") med sammansättningar som snarast påminner om kiselrik vulkanisk berggrund. Kvartshalterna är dock oftast något för höga för primära vulkanitsammansättningar. I dessa bergarter finns ibland skiktnings- och på några ställen även korsskiktningsstrukturer som indikerar sedimentär avlagring. Här rör det sig uppenbarligen mest om vulkaniskt material som omlagrats genom sedimentär transport. Vissa av dessa bergarter kan vara tuffer och kristalltuffer, men resten består i huvudsak av vittringsmaterial som härstammer från den vulkaniska berggrunden. Utan lupp eller mikroskop kan sådana bergarter vara svåra att skilja från egentliga vulkaniter. Detta gäller särskilt de något förgnejsade, tektoniskt utvalsade varianterna.

Utpräglat skifferartade sedimentära led är relativt ovanliga inom Åmålgruppen i Gillbergaskålens övre autoktona och parautoktona berggrund. Ett antal glimmerrika sedimentära lager av varierande mäktighet liksom även delvis omlagrade, glimmerrikare, dacitiska till andesitiska vulkaniter uppträder dock särskilt i Bråne- och mera underordnat i Glavaskollan. De tidigare som "glimmerkvartsiter" beskrivna bergarterna är däremot i stor utsträckning inte primära bildningar utan tektoniserade, på natrium urlakade berggrundsskikt av varierande ursprung.

På det hela taget syns kvartsitinslaget öka uppåt i stratigrafin. I lägre delen av Bråneskollan samt även i de under denna liggande Glava- och Hungviksskollorna finns tjocka bankar och hela lagerföljder av ursprungligen sandiga, relativt kvartsrika ljusa sedimentbergarter. Detta gäller särskilt Svanskogsområdet, delar av bergartsstråket mellan Stora Gla och Glafsfjorden samt den parautoktona berggrund som framträder under de alloktona skollorna mellan Nysäter i norr och Kila i söder ("Nysätersskollan"). Mäktiga bankar av delvis omlagrat och kvartsanrikat vulkaniskt material, som ställvis är varvat med "kvartsiter", bildar även ett antal iögonfallande vittringsbranter på ömse sidor om Stora Gla, bl.a. utmed vägen mellan Glava och Glava glasbruk.

Ytbergarterna uppåt i stratigrafin inom skålens mellersta nivå har till en del tämligen väl bevarade primära strukturer. I de sandiga sedimentbergarterna finns finskikt-

ning, korsskiktning och gliddeformation av skiktplanen. Bland vulkaniterna har porfyritiska, ojämnkorniga strukturer stor utbredning. Dessutom finns även magmatiska flytstrukturer, agglomeratstrukturer av typen "vulkanitbitar i vulkanit" och talrika kristalltuffer som delvis är mycket vackert utbildade men i förgnejsat tillstånd mest påminner om gnejsgranit.

Primär sammansättningsmässig finbandning med skarpt mot varandra avgränsade skikt av felsiska och intermediära till basiska vulkaniter uppträder främst i skålens östliga skänkel, t.ex. nära Nysäter utmed Gillbergasjöns vattensystem samt i delvis migmatitiserat tillstånd vid Borgvikssjön, men delvis även i väster.

Intermediära metaandesitiska och, framför allt, amfibolitiska inslag finns på olika ställen i stratigrafin. Sådana bergarter är vanliga t.ex. i suprakrustalstråket nordväst om sjön Stora Bör men även inom delar av Bråne-, Glava- och Nysätersskollorna. Deras andel ökar till synes nedåt i stratigrafin, men en påbörjad systematisk undersökning av den vulkanogena berggrundens geokemi kunde inte fullföljas inom länskarteringens ram. Ett subjektivt intryck, som till stor del bygger på bergarternas färg och utseende i fält, är att huvudsakligen ryolitiska och dacitiska bimodala vulkaniter dominerar inom Glavaskollan. Den geokemiska variationen blir mera markant nedåt, där det framför allt uppträder ett tämligen stort andesitiskt inslag. Nedåt i lagerföljden verkar även de delvis vulkanogena "kvartsiterna" och "fältspatkvartsiterna" ge plats åt en brokigare uppsättning av sedimentära bergarter.

Inom den stratigrafiskt sett översta delen av Åmålgruppen dominerar således en berggrund med kisel- och alkalirika vulkaniter samt kvartsrika vittringsprodukter. Man kan dra slutsatsen att Åmålvulkanismens kemiska typ visserligen är kalk-alkalin och motsvarar ett vulkaniskt bälte utmed en subduktionszon, men att dominansen av relativt felsiska bergarter och någorlunda välsorterat sandstensmaterial förutsätter att det funnits en något äldre kontinental jordskorpa i västliga Värmland vid tiden för vulkanismen och sedimentationen. Detta överensstämmer med iakttagelsen att Västvärmlands centrala del förblev tektoniskt stabil under den följande geodynamiska utvecklingen. Närvaron av ett äldre underlag antyds även av fynden av gnejs- och granitbollar i Åmålgruppens konglomerat och av granitinneslutningar i Åmålsgraniterna (Törnebohm 1870 och 1872–74, Gorbatschev 1979, Wahlgren 1981). Mera vidsträckta fält av äldre grovkornig, ojämnkornig granitoid berggrund uppträder i sydvästligaste Dalsland och de angränsande delarna av Bohuslän. Här bör dock tilläggas att det verkar existera flera generationer av granodioritiska till granitiska medelkorniga bergarter inom den plutoniska bergartssekvens i Värmland och på Dal som av tradition omfattas av beteckningen "Åmålstyp" (jfr följande textdel, s. 310 och Gorbatschev 1975).

Inom Glaskogsskollorna finns inga fynd av konglomeratiska led bland Åmålgruppens bergarter utom i den sedan länge kända lokalen i gränsområdet mellan Värmland och Dalsland (Holmquist 1912) som nu hänförs till Summelnskollan. Granitbollarna i denna lokal är dock inte helt övertygande som rester av en äldre kontinental jordskorpa. Här kan det även vara fråga om subvulkaniska granitporfyrer eller kristalltuffer.

Den suprakrustala berggrunden inom de alloktona Glaskogsskollorna visar betydande typvariation. Ytbergarterna i Summelnskollan mellan sjöarna Aspen och Sjönsjön i skollpaketets sydliga halva liknar starkt Åmålgruppens bergarter i skålstrukturens autoktona och parautoktona delar. Relativt kvartsrika, till större delen felsiska vulkaniter utgör den dominerande komponenten, men dessutom finns även betydande inslag av "kvartsiter" och "fältspatkvartsiter" av det ovan beskrivna slaget. Agglomeratiska bergarter spelar ställvis en betydande roll, vilket Magnusson (1929 a och b) tidigare framhållit. Detsamma gäller även ytbergarterna i det system av småskollor som finns söder om Säffle men som på länskartan inte utmärkts med skollgränstecken mellan de enskilda småskollorna ("Harefjordsskollorna" enligt Gorbatschev 1988). Basiska inslag är förhållandevis fåtaliga i Summelnskollan men tämligen vanliga i Säffleområdet. En del av dessa kan dock vara omkristalliserade intrusiva, lagerformiga gångbergarter snarare än vulkaniska led inom ytberggrunden.

Den sannolikt suprakrustala berggrunden i de lägsta, mycket starkt utvalsade, alloktona granitiska skollorna mellan Stora Gla och Glafsfjordens vattensystem är alltför förändrad för att tillåta säker identifikation. Sammansättningarna i dessa tunna berggrundsskivor tyder dock på närvaron av deformerade felsiska vulkaniter såväl som "kvartsiter".

De förhållandevis fåtaliga inslagen av vulkanogen berggrund i de övriga lägre granitskollorna verkar inte skilja sig drastiskt från Åmålgruppens bergarter.

Starkare varierande sammansättningar, med större inslag av numera delvis som amfiboliter utbildade intermediära och basiska bergarter, kännetecknar däremot den delvis migmatitiserade berggrunden i Lystjärnskollan. Detta är den översta och längst transporterade bland Glaskogskomplexets granitiska skollor. Här finns även betydande mängder av genetiskt svårtydbara finkorniga, glimmerrika grå gnejser som kan representera tektoniserade dacitiska och andesitiska vulkaniter men även utvalsade blandat lerigt-sandiga sediment. Denna berggrund kan jämföras med ytbergarterna i skålstrukturens lägsta och mest perifera västliga delar men påminner även om den varierande, sannolikt blandat vulkaniskt-sedimentära berggrunden ännu längre i väst och nordväst, t.ex. i suprakrustalstråken nordöst om Årjäng och i närheten av gränsen mot Norge.

Åmålstypens djupbergarter (Åmålsgraniter i vidare bemärkelse)

Om man tar hänsyn även till berggrunden i skålstrukturens lägre delar konkurrerar Åmålstypens djupbergarter med Åmålgruppens ytbergarter om att vara den mest utbredda bergartssekvensen inom Gillbergaskålen. Djupbergarterna av Åmålstyp, de s.k. Åmålsgraniterna, utgör delar av en differenterad kalk-alkalin bergartsserie med sammansättningsvariation mellan närmast ultrabasisk gabbro och granit. Endast en mindre del av "Åmålsgraniterna" är dock graniter i ordets strikta betydelse.

Tillsammans med Åmålsgraniterna uppträder även två andra grupper av djupbergarter som bygger upp stora separata bergartskroppar men överlappar Åmålssekvensens sammansättningsmässiga variationsbredd och strukturella typvariation. De ena av dessa grupper utgörs av Strömsgnejs och den snarlika, ögonförande, gnejsiga Noranegraniten vid Stora Bör. Den andra omfattar tre intrusioner av grovkorniga till mycket grovkorniga, ojämnkorniga, gråröda till röda graniter. Dessutom utgör Eldangraniten i Summelnskollan en särpräglad kali- och kvartsrik bergart, som starkt påminner om Segmogranit men möjligen likväl ingår i "Åmålsgraniternas" sekvens.

Som vanligen är fallet i differentierade serier av djupbergarter bildar även Åmålstypens granitoider i stort sett en följd av intrusionsbergarter där de mörkaste och mest basiska leden är äldst och de granitiska leden yngst. Ställvis förekommer dock även slirformiga, diffusa sammanväxningar mellan de olika bergartstyperna vilka snarast kan tolkas som ett resultat av blandning mellan flera samexisterande smältor.

Särskilt inom de övre Glaskogsskollorna finns dessutom tillsynes fullständigt gradvisa övergångar mellan olika djupbergarter. En variant av sådana övergångar uppträder i Lystjärnsskollans sydöstliga del, där ådring av den ena djupbergartstypen i den andra är vanlig men där det dessutom även existerar gradvisa övergångar mellan diorit, kvartsdiorit och tonalit. Den enda grupp av djupbergarter, som i detta område bildar tydligt äldre massiv och talrika, skarpkantade breccіefragment i Åmålsgraniterna, har gabbroida till ultrabasiska sammansättningar. Liknande gradvisa övergångar finns vid sidan av magmatisk genomsättning även i den alloktona skolla av dioritisk till tonalitisk och underordnat granodioritisk berggrund som sträcker sig från Gillberga kyrka över Häljebol mot Stavnäs (Björnöflagsskollan i fig. 1).

I området väster om Säffle och i Summelnskollan på ömse sidor om Kila och Vickersrud finns likartad gradvis övergång mellan grå jämnkornig tonalit och en granodioritisk till granitisk bergart med centimeterstora röda strökorn av fältspat.

Längre mot väster verkar den sistnämnda bergarten gradvis övergå i den mera grovkorniga, kalirikare och mot väster ytterst leukokrata (på mörka mineral fattiga) Eldangraniten, vilken ursprungligen karterades som en sannolikt ca 1250 miljoner år gammal granit av Segmotyp. Övergången syns vara gradvis över ett avstånd av en till två kilometer och inga tecken på en intrusivkontakt utom en viss växelvis, slirartrad bandning har kunnat upptäckas i fält. Dock har Eldangranitens samhörighet med Åmålsgranitoiderna ännu inte bekräftats genom isotopkemisk datering och en mycket flackt liggande intrusionskontakt mellan olikåldriga graniter, som är maskerad av metasomatos och nybildning av kalifältspat, utgör därför fortfarande en alternativ tolkningsmöjlighet.

De olika Åmålsgranitoidernas fördelning inom Gillbergaskålen är ojämn. Mörkgrå, nästan svarta, dioritiska till kvartsdioritiska och tonalitiska bergartstyper, som tidigare (t.ex. av Törnebohm 1881 och Magnusson, berggrundskarta över Sverige av år 1958, SGU Ba 16) karterats som "grönstenar", dvs. gabbroida och dioritiska bergarter, dominerar stråkvis inom Lystjärnsskollan, i det ovan redan nämnda alloktona

skollstråket mellan Gillberga kyrka och Stavnäs samt inom stora delar av den gnejsiga, av djupbergarter bestående berggrunden väster och nordöst om Övre Gla. Liknande bergarter uppbygger även en stor del av den i kartbilden långsträckta intrusion av Åmålsgranitoider som uppträder mellan Stora Bör, Öjesjön, Lenungshammar och Älgsjön samt åtskilliga smärre intrusioner av samma typ inom Glavaskollan och i dess västliga förland. De ingår dessutom som inte oväsentliga komponenter i den bandade berggrunden i skålstrukturens västliga randområde mellan Bysjön och Järnsjön, inte långt från Sillerud.

Jämnkorniga grå tonalitiska till granodioritiska gnejsiga djupbergarter förekommer i stora mängder i Glaskogsskollornas sydöstliga område nära Säffle och utmed motorleden Säffle–Åmål, utmed Harefjorden upp mot Kila, inom Lystjärnsskollans nordvästliga del, inom Kolsjön-, Fors- och Glasälvsskollorna samt nästan överallt i Gillbergaskålens periferi.

Kvarts- och kalifältspatrikare granitiska till granodioritiska, rödgrå till gråröda varianter av grå Åmålsgranit innehåller ofta en till två cm stora granulerade strökorn av röd fältspat. Sådana bergarter förhärskar, som redan nämnts, i Summelnskollan och inom den östligare av de två alloktona utliggare ("klippen") av skollberggrund som finns mellan Långserud och Stora Bör (jfr. s. 282). Liknande granodioritiska till granitiska bergarter uppträder även inom Säffles norra och östra stadsdelar såväl som söder och sydväst om Säffle. De finns dessutom som talrika, vanligen smärre och diffust avgränsade stråk inom skålstrukturens praktiskt taget alla ytterområden. I förgnejsat skick kan dessa bergarter ibland förväxlas med gråröd till rödgrå Göstagranit, som dock vanligen är mera jämnkornig och något finkornigare .

En yngre generation av grå medelkornig granodiorit till granodioritisk granit intruderar den huvudsakliga grå, tonalitiska till granodioritiska "Åmålsgraniten" på flera ställen inom skålstrukturen. Inom några lokaler skils den från den äldre grå granodioriten genom skarpa kontakter som ställvis skär över en svag gnejsighet i den äldre bergarten. När de två medelkorniga grå granodioriterna inte är i kontakt med varandra är det dock svårt att skilja dem åt även om den yngre bergarten på det hela taget är något finkornigare och ljusare i färgen.

Den yngre gnejsgraniten uppträder i en vägskärning utmed bilvägen Segmon–Årjäng mellan Långserud och Olebyn och inom rätt stora områden inom Kolsjön-, Fors- och Glasälvsskollorna, där den markerats med Göstagranitens ljust hallonröda färg men utan svarta prickar. En annan förekomst av bergarter som liknar den yngre grå granodioriten, men är något ljusare i färgen ligger nära nordväst om Sjönsjön inom Summelnskollans sydöstliga randområde. Även där har en oprickad variant av Göstagranitens hallonröda färg använts på länskartan. I migmatitområdena är det nästan ogörligt att se skillnad mellan de båda grå granodioriterna. Detta beror på dessa bergarters starka granulering (uppdelning i småkorn) och den påföljande omkristallisationen.

De grå granodioritiska bergarterna av den yngre här urskilda typen har stor utbredning även i mellersta och södra Dalsland, där de beskrivits av Gorbatschev (1975)

under den provisoriska beteckningen "Åmål-2 granitoider". En datering av en av dessa bergarter i området några kilometer väster om Vänersborg har gett en U-Pb zirkonålder mellan 1580 och 1590 miljoner år (Welin och Gorbatschev, i skrivande stund ännu inte publicerade data).

Tämligen lik den ovan beskrivna rödgrå Åmålsgraniten, men något rödare och mera grovkornig, är den i föregående kapitel och i Lindhs del av beskrivningen redan flerfaldigt omnämnda Strömsgnejsen (s. 46) och den likartade, likaså ögonförande gnejsiga Noranegraniten i det stora långsträckta massivet mellan Gaterud, Stora Bör och Övre Gla. Den sistnämnda bergarten är grov- till grovt medelkornig och påfallande fältspatstänglig i söder. I dess norra del förhärskar stark utvalsning. De omvandlade och utvalsade fältspatströkornen framträder där för det mesta som endast millimetertjocka och till flera centimeters längd utdragna ljusröda till skärvita linser.

Något jämnkornigare än dessa gnejsgraniter och delvis gråare till färgen är den grovt medelkorniga till grovkorniga gråröda strökornsförande gnejsgraniten i nordvästra delen av Lystjärnsskollan som markerats på kartan med rödprickad orangebrun färg. Den har samma slags gnejsighet som den omgivande mörkgrå Åmålsgranitoiden men uppvisar tektoniskt modifierade intrusiva kontakter gentemot denna.

En snarlik, ännu rödare, starkt slirförgnejsad men inte migmatitiserad, grovkornig till mycket grovkornig ögongranitisk bergart bildar ett tämligen stort massiv i Lystjärnsskollans sydvästliga del intill och norr om Fjällsjön. En mindre, på länskartan inte särskilt utmärkt förekomst finns i västliga Lystjärnsskollan vid Korsmyren, 3 till 5 km öster om Finntorp. Även dessa bergarter intruderar olika varianter av Åmålsgranitoider och innehåller brottstycken av dessa såväl som av den i söder anslutande något ådriga suprakrustalgnejsen. Fjällsjögraniten är således entydigt yngre än åtminstone den tidigaste migmatitbildningsfasen i Lystjärnsskollans alloktona berggrund. Den är till sitt utseende praktiskt taget identisk med den grov- till mycket grovkorniga, kvarts- och biotitstrimmigt gråröda, starkt förgnejsade och granulerade mikroklinrika gnejsgraniten nordöst om Tveta. Denna bergart ingår även i flera stora vägskärningar vid billeden Säffle–Åmål samt utmed vägen mellan Tveta och Kila. I beskrivningen till kartbladet "Säffle" (Magnusson 1929 a) omtalas den som Grorudsgranit men benämns Tvetagranit i stenindustriellt sammanhang. De röda, ibland något mantlade men granulerade och till "ögon" utdragna strökornen av mikroklin kan bli närmare 10 cm långa. Även i Grorudsgraniten finns otvetydiga men vid förgnejsningen utdragna brottstycken av den intilliggande mellangrå till rödgrå Åmålsgraniten.

Röda mikroklingraniter

Vid sidan av den ovan redan omnämnda Eldangraniten (s. 309) tillhör Gillbergaskålens mikroklinrika graniter minst två huvudsakliga åldersgrupper. Dessa behandlas mer i detalj i Lindhs del av föreliggande kartbeskrivning (s. 48–57). Den ena av dem omfattar de ca 1550–1580 miljoner år gamla Göstagraniterna, den andra de ca 1250

miljoner år gamla Segmograniterna. I södra Dalsland har den sistnämnda granitgruppen även beskrivits under beteckningen Hästefjords- och Ursandsgranit (jfr Gorbatschev 1971, Gorbatschev & Welin 1975, Welin & Gorbatschev 1976a och b, Holme & Lindh 1991), medan Göstagraniten däremot utgör en motsvarighet till de syddalsländska Lanegraniterna (Welin m.fl. 1982). I mellersta och norra Dalsland uppträder dessutom bl.a. Kappebograniten, som i någon mån påminner om Lanegraniterna, samt ytterligare en grupp av röda graniter som hör samman med den förmodligen ca 1400 miljoner år gamla sedimentära och vulkanogena Ellenöformationen (Gorbatschev 1971 och 1977, Skiöld 1976). Det är ingenting som hindrar, snarare är det sannolikt, att dessa och andra graniter med åldrar mellan drygt 1550 och ca 1250 miljoner år även uppträder i västra Värmland.

Gösta- och Segmograniterna är inte alltid lätta att skilja från varandra i fält, detta särskilt inte i sådana fall där dessa graniter har blivit utsatta för kraftig förgnejsning. Länskartans bild av Gillbergaskålens område prioriterar därför granitbergarternas ur praktisk-geologisk synpunkt viktigare utseende och karaktär framför deras förmodade åldersställning. Relativt mer grovkorniga, mindre folierade, rödare och till synes kvartsrikare graniter har därför utmärkts med mörkröd färg, mera rödgrå till gråröda, oftast något finare medelkorniga, och starkare förgnejsade graniter med en ljusare, svartprickat hallonröd färgton. Göstagraniterna har ibland sammansättningar som drar i riktning mot granodiorit.

Bland de Göstagraniter som är mer eller mindre odiskutabla till sin ålderställning är den egentliga Göstagraniten i skålstrukturens östliga förland penetrativt förgnejsad och veckad men inte starkt utvalsad eller migmatitiserad. Till synes svagare migmatitådring än i den omgivande berggrunden kännetecknar även liknande graniter i skålens västliga och norra randområden. Dessa bergarter är dock till övervägande del mycket starkt folierade. Inom skålens lägre autoktona nivåer är de även plastiskt veckade och delvis t.o.m. utvalsade. Det senare gäller särskilt de förekomster som befinner sig inom Sillerudszonens och i andra hand Värmeln–Laxarbyzonens tektoniska bälten. Dessa zoner kännetecknas även av mycket sena faser av förskiffrings- och förkastningsdeformation.

Göstagraniterna i Gillbergaskålens västliga gränstrakter uppträder till en del som många kilometer långa och flera hundra meter mäktiga skivor eller linser. Dock finns även talrika betydligt kortare och smalare band i den utvalsade och delvis migmatitiserade berggrunden.

Graniter som sannolikt tillhör Göstagranitens grupp förekommer även på andra ställen inom skålstrukturen såväl inom som utanför Glaskogens skollkomplex. I de lägre granitskollorna är utvalsningen parallellt med skollgränserna oftast total och bergartsidentifikationen synnerligen osäker. Ställvis är det t.o.m. ovisst om man har med graniter eller extremt folierade vulkaniter att göra. I Lystjärnsskollan, särskilt i dess sydöstliga del, uppträder däremot talrika små granitmassiv och nätverksliknande förekomster av gråröda till rödgrå granitgångar som endast har måttlig till svag foli-

ation och i vissa fall knappt någon foliation alls. Dessa graniter är svåra att placera i en förenklad tidsskala som endast tar hänsyn till två grupper av mikroklingranit.

Till Segmograniterna hör sannolikt bl.a. en nästan kilometerbred, något oregelbundet skivformig intrusion av grovt medelkornig, något förgnejsad röd granit i Glasälvsskollan, en svärm av pegmatitblandade granitgångar som stryker mot nordöst och skär Kolsjöskollans förmodade Göstagranit (s. 321, dessa gångar är inte utmärkta på länskartan), en stor förekomst av röd granit med upp till fyra cm stora, delvis ogranulerade kalifälspatkristaller i Summelskollans nordvästliga randområde och de på s. 297 nämnda blandade små pegmatit-granitförekomsterna i skålstrukturens västliga randzon. Vissa av dessa åtföljs av en lokalt förekommande sen generation av migmatitådror. Ytterst osäker är klassifikationen av de förhållandevis stora, relativt flacka, i nordöst–västlig riktning orienterade förekomsterna av röd granit i Summelnskollan. De två västligaste bland dessa har tydliga intrusivkontakter mot den något folierade Eldangraniten i området sydväst om sjön Summeln.

Söder om Svanskog, vid sjön Ömmeln (namnet ej utsatt på länskartan) och väster om Lönnskog, vid nordspetsen av sjön Stora Bör, finns två inte särskilt stora, nära nog massformiga intrusioner av en rödaktig granit vars värmepåverkan orsakat omkristallisation och förgrovning av kornstorleken i den omgivande autoktona eller parautoktona vulkaniska berggrunden. I Larssons beskrivning till kbl. Vårvik (1956) kallas denna företeelse "granitisering". Kring det nordligare av dessa relativt små massiv finns även ett antal mindre pegmatitgångar. Här är det sannolikt fråga om något förgnejsade Segmograniter.

Den långsmala skivan av gråröd medel- till grovt medelkornig något folierad granit öster intill sjön Stora Bör skulle kunna vara ytterligare en förekomst av Segmogranit. Anledningen till att denna granit markerats med svartprickad hallonröd färg på kartan är att den verkar utgöra en fortsättning på en intrusion av mera typisk Göstagranit i området strax nordväst om Hallanda.

Basiska djupbergarter

Gillbergaskålens och Glaskogsskollornas berggrund är förhållandevis rik på små intrusioner av basiska djupbergarter. De flesta av dessa är dock så begränsade till storleken att de inte markerats på länskartan. För det mesta är det fråga om bergarter som är äldre än Åmålstypens gnejsgraniter.

Ett ännu inte fullständigt utrett fall är den av cirkelformiga lineament markerade gabbrointrusionen nära väster om Hedene i Gillbergaskålens nordvästliga del. Det västliga randområdet av denna intrusion genomsätts av gångar av en grå medelkornig djupbergart som syns utgå från en intilliggande linsformig kropp av gnejsig tonalit. Här är det dock inte klarlagt om gångarna hör ihop med denna djupbergart av Åmålstyp eller bildats ur sekundära smältor som uppkomit i samband med den basiska bergartens intrusion.

Även tre mindre massiv av delvis amfibolitiserade basiska djupbergarter i området kring Fjällsjön i Lystjärnsskollans sydvästliga del kan utgöra intrusioner av senare ålder än den omgivande berggrunden. Denna förmodan stöds av kontakternas riktningar och av delvis bevarade ofitiska diabasstrukturer. Själva kontaktytorna är dock till största delen dåligt blottade och har inte undersökts närmare under länskarteringens gång.

Pegmatiter

De två huvudsakliga generationerna av pegmatit i Gillbergaskålens område har redan diskuterats i de föregående kapitlen, särskilt i de textavsnitt som redogör för den lägre och mellersta autoktona berggrunden inom skålstrukturens djupare nivåer (s. 297–305).

Den tidigare bland dessa två pegmatitgrupper omfattar de förhållandevis små men talrika röda pegmatitkroppar som hör samman med intrusioner av Segmogranit och även med bildningen av en relativt sen generation av migmatitådror. Pegmatitkroppar av denna art är särskilt vanliga inom den lägre autoktona berggrunden, där de ofta ingår i blandade granit-pegmatitgångar eller små bergartskroppar som vid sidan av pegmatit även omfattar aplit och granit. Liknande bergarter finns dessutom inom den översta autoktona berggrundsnivån, dvs. inom berggrundsstråket Gaterud–Lenungen-Högerud, samt i mer begränsad utsträckning inom de parautoktona Glaskogsskollorna.

Den andra huvudgenerationen omfattar de delvis mycket vidsträckta skärvita pegmatitkroppar som till stor del är relaterade till Värmeln–Laxarbyzonens men även Sillerudszonens plastiska deformationsstrukturer och dessa tektoniska zoners senare, planformiga rörelseytor. Deformationen var till en början duktil (plastisk) och därefter spröd.

Denna grupp av pegmatiter och hydrotermala omvandlingsbergarter kan indelas i en tidigare pegmatitbetonad del och en senare sekvens som utmärks av stora hydrotermalt bildade kvartskroppar och kvartsläkta breccior. Ställvis verkar kvartsen även bilda gång- och sprickfyllnadszoner kring de större pegmatiterna. En klar separation i tiden av pegmatit- och kvartskropparna finns därför knappast. Dessa bergarter är åtminstone till en del senare än bildningen, diagenesen och den tidiga deformationen av Dalgruppens ytberggrund men penetrerar till synes inte Glaskogskomplexets översta alloktona skollor. I Summelnskollans omigmatitiserade berggrund och i de parautoktona skollorna finns däremot boudinerade (till "prinskorvliknande" bildningar utdragna) och utvalsade linser av oftast vitaktig pegmatit som likaså kan tänkas höra till den senare huvudgruppen. Denna bergart är entydigt yngre än en sen veckning efter östvästliga axlar och yngre även än den äldsta bland överskjutningsrörelsernas faser.

Dessutom uppträder ytterligare tre eller fyra kategorier av pegmatitbergarter enligt följande uppräkning:

– Under en tidig utvecklingsfas uppkom små pegmatitgångar och kroppar vilkas bildning verkar ha varit förbunden med Göstagraniternas intrusionsperiod. Dessa pegmatiter står även i samband med en tidig etapp av migmatitisering. Pegmatiterna av denna grupp är vanliga i Kolsjö-, Glasälvs- och Lystjärnsskollorna men förekommer även i de lägre delarna av den autoktona berggrunden.
– Vid en avsevärt senare tidpunkt bildades till storleken rätt obetydliga pegmatit- och kvartsklumpar som står i samband med Glaskogsskollornas rörelseytor och de övriga strukturer (släpveck, tvärande tensionssprickor m.m.) som är förbundna med skollpaketets bildning och överskjutning.
– Ytterligare en sen pegmatitgrupp är knuten till den sensvekonorvegiska Blomskogsgraniten. Pegmatiter av denna generation verkar i stort sett saknas inom Gillbergaskålen.
– Mycket sena pegmatitliknande småsegregationer av nykristalliserad, odeformerad kvarts och laxskär fältspat är knutna till sena (kaledoniska?) förskjutningar utmed vissa stora förkastningar, exempelvis Klarälvszonen i östliga Värmland. Det är ovisst om hydrotermala bergarter av denna typ även uppträder i västra Värmland, t.ex. inom Sillerudszonen.

Glaskogsskollorna

Den allmänna uppbyggnaden av Glaskogens skollkomplex och dess indelning i alloktona och parautoktona skollgrupper har behandlats i den föregående texten. I detta kapitel redovisas de enskilda skollornas sammansättning och struktur, skollornas föhållande till varandra samt de osäkerheter och alternativ som ännu finns med avseende på dragningen av skollornas inbördes gränser och modellering av tektoniken.

Förkastningarna, spricksystemen och överskjutningarna i Glaskogens skollkomplex diskuteras även i nästa kapitel, som avser lineament och svaghetszoner i den mellersta delen av västra Värmland.

En schematisk karta över hela Glaskogens skollkomplex och de olika skollorna finns i figur 1. En orientering om skollpaketets strukturella indelning i dess norra del lämnas dessutom i figur 2.

I det följande behandlas skollpaketet i ordningen från de översta skollorna och nedåt.

Den detaljerade bild av Glaskogsskollorna som här ges skiljer sig i en rad avseenden från länskartans kartbild och den allmänna modell av skollstrukturen som förelåg vid mitten av åttiotalet (Gorbatschev 1988).

De grundläggande strukturella mönstren är visserligen likartade, men en mängd ny information om de enskilda skollorna har tillförts genom fortsatta undersökningar. De nya resultaten tillför dessutom nya synpunkter på hela skålområdets uppbyggnad såväl som dess ställning i ett vidare regionalt perspektiv.

Inte ens den nya kartbild som redovisas i figur 1 kan dock betraktas som den slutgiltiga. Gillbergaskålens område är numera visserligen känt med en noggrannhet som svarar mot en karta i skalan 1:100 000, men karteringen är fortfarande en punktkartering om än med hög punkttäthet. Detta gör att en del av de oftast dåligt blottade tektoniska gränserna kan ha undgått upptäckt. Definitionen av de olika skollornas gränser bygger dessutom i en rad fall snarare på litologisk kontinuitet eller brist på sådan än på strukturella avgränsningar som påvisats i fält.

De nya resultaten har ytterligare förstärkt bilden av den mellersta delen av västra Värmland som ett ur strukturell och därmed även bergbyggnadsteknisk och hydrogeologisk synpunkt unikt område, som kännetecknas av ett omfattande system av subhorisontellt liggande stora tektoniska diskontinuiteter samt berggrundszoner med god genomsläpplighet för cirkulerande vatten.

De övre Glaskogsskollorna

Lystjärnsskollan – den högsta alloktona skollan och underlagrande småskollor (Stömneflags- och Torpsskollorna)

Lystjärnsskollan är uppkallad efter en sjö i Hällsjön–Stömnesjöns vattensystem och är den översta skollan såväl i skollpaketets norra halva som i hela Gillbergaskålen. Dess gränser mot de underlagrande skollorna markeras av strukturella avbrott och är förhållandevis tydliga utom ställvis i syd och sydöst. De närmaste grannarna är Kolsjöskollan i norr, Glasälvsskollan i nordväst och Stömneflagsskollan i öster. Gränsen mot Kolsjöskollan kännetecknas av en mäktig zon av utvalsning i den branta terrängsluttningen mot dalen mellan Kolsjön och Stora Losjön. Gränszonen mot Glasälvsskollan är likaså tydlig och följer östra kanten av det stora stråk av röd mikroklingranit i Glasälvsskollan som markerats med mörkröd färg på länskartan. I sydligaste delen av denna gränszon uppträder kvartsläkt breccia.

Skollgränsen utmed sjön Björnklammen och söderut mot Botten är i viss utsträckning störd av en förkastning som går från sjön Aspen över Finnsjön och vidare längs Björnklammen mot Älgsjön. I detta område verkar Lystjärnsskollan vila direkt eller nästan direkt på den parautoktona delen av skollpaketet. Glasälvsskollan och de smärre granitskollor som finns i öster saknas antingen eller är utvalsade till obetydlig tjocklek. Mäktiga kvartsrika myloniter och starkt utvalsade granitartade bergarter uppträder i de lägre delarna av sluttningen mot sjön Björnklammens östliga strand. Det är dock ovisst om det lager av Glavaskiffer som finns vid Råtakan upphör eller fortsätter mot söder. En eventuell sydlig fortsättning bör i så fall ligga under Björnklammens vatten.

Lystjärnsskollans östliga och nordöstliga underlag utgörs av Stömneflagsskollan, som till stor del uppbyggs av tonalitisk till granodioritisk, grå till underordnat rödgrå, gnejsig "Åmålsgranit" med endast mindre inslag av suprakrustal berggrund. Hela skolldelen väster om fjärden Stömneflagan är mycket starkt utvalsad. Den har god

ONO–VSV-lig transportstänglighet och flackt till medelbrant mot skålens mitt stupande planstrukturer. Detta skiljer Stömneflagsskollan från Lystjärnsskollan. I området öster om Stömneflagan förekommer även rester av öst–västliga till nordöstliga planstrukturer, vilka till sin riktning överensstämmer med de äldre, före skollöverskjutningen bildade strukturerna i Lystjärnsskollan. Sådana strukturer finns bl.a. i närheten av en mindre, på länskartan inte utmärkt kropp av gabbroid basisk djupbergart på den udde (Horkudden) som på länskartan ligger 3–4 mm söder om bokstaven "S" i ordet Stömneflagan.

Den väsentligaste litologiska olikheten mellan Lystjärnsskollan och Stömneflagsskollan är att Lystjärnsskollans stora stråk av migmatitiserade, ungefär i ONO-lig riktning strykande ytbergarter inte fortsätter in i Stömneflagsskollan.

Väster om fjärden Stömneflagan markeras överskjutningsgränsen mellan de två skollorna av en kraftig utvalsningszon som följer en brant klippkant i Lystjärnsskollan. Något längre norrut, väster om norra delen av Stömneflagan och den norrut anslutande fjärden Söljeflagan, kännetecknas gränsen av en utpräglad tektonisk diskordans mellan Lystjärnsskollans nordöstliga till ONO-liga, medelbrant mot nordväst stupande äldre gnejsighet och Stömneflagsskollans senare, i förhållande till skålstrukturen tangentiella utvalsningsfoliationer. Dessa stupar ca 10 till 40° mot väst till sydväst. Även inom Lystjärnsskollans basala nivå uppträder dock smala, i förhållande till den äldre gnejsigheten överskärande förskjutningsstrukturer som löper parallellt med Stömneflagsskollans genomgripande, penetrativa, foliation.

I söder och sydöst finns utanför den egentliga Lystjärnsskollans sydöstliga del en tämligen vidsträckt skollterräng (Torpsskollan i fig. 1) som i huvudsak består av Åmålgruppens suprakrustala bergarter. I Torpsskollans nordöstra del, omkring Häljebol, förekommer endast relativt underordnade kroppar av djupbergarter, huvudsakligen gnejsiga tonaliter till granodioriter av Åmålstyp, medan terrängdelen i söder, omkring och öster om Torp, har starkare inslag av granitoida bergarter. Cirka en kilometer nordväst om Gillberga kyrka finns möjligen en tektonisk kontakt mellan dessa två litologiskt något olika delar av Torpsskollan, men observationerna i fält har än så länge inte kunnat ge ett klart svar på denna fråga.

Kännetecknande för Torpsskollan och särskilt dess sydliga del på ömse sidor om nordspetsen av sjön Aspen är en tämligen omfattande migmatitisering i skollans ytbergarter, vilken är äldre än överskjutningstektoniken. Migmatitådring i kombination med (rester av) en öst–västlig till nord–nordöstlig äldre veckningstektonik är således gemensamma för Lystjärns-, Stömneflags- samt Torpsskollorna och skiljer dem från alla de andra skollenheterna inom Glaskogens skollkomplex. De tre nämnda skollorna kan därför betraktas som tre olika komponenter i en enda större tektonisk enhet som har blivit uppdelad i flera olika delskollor under överskjutningsrörelsernas gång. Ytterligare en tektonisk zon, som möjligen markerar början till en uppdelning i olika delenheter, finns inom Lystjärnsskollans sydligaste del. Denna tektoniska linje sträcker sig i nära öst–västlig riktning från Botten och Finnsjön över Stenarsbol mot

Rotvik. Den utgör dock till synes ingen litologiskt eller strukturellt terrängskiljande gräns.

Torpsskollans gräns mot Lystjärnsskollan mellan Finnsjön och Hällsbäck samt Häljebol är delvis en i terrängen karterbar rörelseyta men kan lokalt även vara relativt dåligt markerad. Väster om Häljebol liknar den på en rad ställen snarast en tektoniskt omarbetad intrusionskontakt mellan yt- och djupbergarter. I sydöstligaste hörnet av Torpsskollan finns dock på toppen av det på länskartan namnlösa berget Hösåsfjället en rest av den för Lystjärnsskollan kännetecknande tonalitiska gnejsiga bergart med inneslutningar av något migmatitiserade ytbergarter. En flackt liggande överskjutningszon avskiljer denna bergart från Torpsskollans underlagrande berggrund som här till större delen består av intrusioner av röd granit av Göstatyp i huvudsakligen vulkaniska ytbergarter. På länskartan har Hösåsfjället utmärkts med en brun färgfläck på gul botten strax nordväst om Nysäter, men den lokala Göstagraniten har inte urskilts grafiskt.

I nordöst kan Torpsskollans ytbergarter följas fram till nordvästra stranden av fjärden Björnöflagan men fortsätter till synes inte i området öster om Byälvens vattensystem (fig. 1). En mindre förekomst av vulkaniska ytbergarter finns dock i Stömneflagsskollans underlag betydligt längre norrut, på den på länskartan namnlösa udden vid N. och S. Lycke, knappt två kilometer söder om det ställe där bilvägen mellan Nysäter och Arvika korsar Värmseln, dvs. sundet mellan Sölje- och Stömneflagan.

Torpsskollans och hela det översta skollpaketets gräns mot Summelnskollan i söder ligger flackt och har därför ett starkt slingrande förlopp i terrängen. Denna gräns utgör en litologisk skiljelinje mellan Summelnskollans rödgrå, något ojämnkorniga Åmålsgranit och de delvis något migmatitådriga yt- och djupbergarterna utmed den på länskartan namnlösa Lillälvens dalgång mellan sjön Aspen och Byälven. Denna tektoniska skiljelinje är dock inte särskilt lätt att följa i fält. Lillälvsområdet genomdras även av flera betydande rörelsezoner med krossat berg. En del av dessa utgör möjligen sena rörelseytor i Värmeln–Laxarbyzonens system av förkastningar.

Lystjärnsskollan utgör ett stort om än i vertikal riktning inte särskilt mäktigt berggrundsområde med måttligt deformerade bergarter och få sena interna rörelseytor. I skollområdets södra utkant dominerar öst–västliga gnejsstrukturer som längre mot norr böjer av först i ONO-lig och därefter i nordöstlig till NNO-lig riktning. NNO-liga strukturer med relativt branta östliga och västliga stupningar kännetecknar även stora delar av Torpsskollans ytberggrund i området kring Häljebol.

Lystjärnsskollans berggrund är föga uppkrossad och har, bergmekaniskt sett, förstärkts ytterligare av en begynnande migmatitisering. Den kännetecknas av en relativt mild men genomgripande veckningstektonik, vilket gör att gnejsstrukturerna stupar åt olika håll och varierar mellan nästan vertikala och tämligen flacka.

Skollans berggrund har till stor del en för den västvärmländska miljön ovanligt basisk sammansättning som har gjort att stora delar tidigare karterats som diorit eller

diorit och gabbro, dvs. basiska djupbergarter (Törnebohm 1881 och 1883, jfr även översiktskartorna över Sveriges berggrund, SGU Ba 6 och Ba 16). Detta antyder att Lystjärnskollan förflyttats en avsevärd sträcka från sitt ursprungsområde.

De djupbergarter som dominerar i skollans södra och sydöstra del är relativt basiska tonaliter till kvartsdioriter med underordnad granodiorit. Flerstädes finns gradvisa övergångar mellan de olika varianterna. Många av de relativt basiska djupbergarterna i stråket mellan Finnsjön i sydväst och Stömne i nordöst är dessutom bokstavligen späckade med massor av delvis rätt stora inneslutningar av amfibolitiska till gabbroida bergarter. Bland inneslutningarna finns även utdragna, linsformiga partier av suprakrustal berggrund. En stor del av dessa liksom berggrunden i de sammanhängande stråk av ytbergarter som ligger mellan de olika stråken av djupbergarter påminner om den berggrund som finns i Åmålgruppen. Dock är andelen av basiska, amfibolitartade inlagringar mycket större här än i Gillbergaskålens autoktona och parautoktona delar. Detsamma gäller även mängden av grå, ursprungligen möjligen sedimentära, glimmerrika gnejser. Som inneslutningar i de gnejsiga tonaliterna uppträder dessutom brottstycken av tämligen finkorniga,delvis skiktade basiska bergarter, vilka liknar omkristalliserade basalter. Detta är ett bergartselement som är främmande för de autoktona delarna av Gillbergaskålen.

Berggrunden inom de olika stråken av Lystjärnsskollans ytbergarter är nästan genomgående mer eller mindre migmatitiserad. Migmatitiseringen har uppenbarligen börjat och varit starkast i primärt glimmerrika eller efter sin avlagring starkt förskiffrade berggrundslager. Först under senare utvecklingsstadier har den börjat drabba även de mera massformiga djupbergarterna. Inom dessa uppträder smala granitblandade rödaktiga pegmatitlinser och gångar. Även pegmatiterna har i allmänhet förgnejsats mer eller mindre starkt. Dessutom finns sena, strukturellt överskärande röda pegmatit- och granitgångar med enbart lokal deformation.

I den gnejsiga berggrunden i skollans nordvästliga del uppträder växelvis mörkgrå tonalitiska till kvartsdioritiska och mer intermediära, mellangrå till rödgrå granodioritiska stråk. En något senare generation av granitintrusioner, som dock fortfarande verkar höra samman med Åmålsgranitoiderna, representeras dels av ett stort bältesformat massiv av grovt medel- till grovkornig gråröd-rödgrå granit med centrum på Linbråtefjället nordost om Gängene och dels av den ännu rödare, ställvis extremt grovkorniga Fjällsjögraniten i Lystjärnsskollans sydvästliga del (jfr även s. 311). En mindre förekomst av Fjällsjögranit finns dessutom vid skollgränsen nära Korsmyren, ca 3 km SSV om Gängene, öster om Finntorp. Denna förekomst har inte utmärkts på länskartan.

Röda till rödgrå, medel- till fint medelkorniga graniter av närmast Göstatyp bildar ansamlingar av smärre massiv och utbredda nätverk av gångar framför allt i Lystjärnsskollans sydöstliga tredjedel. Dessa bergarter har alltid skarpt överskärande kontakter gentemot alla varianter av djupbergarter av Åmålstyp. De har även själva blivit förgnejsade i varierande utsträckning. I skollans centrala och nordvästliga delar

uppträder graniterna av Göstatyp däremot endast i form av relativt små, linsartade förekomster som inte markerats på länskartan. Dessa motsvaras möjligen av den ovan redan nämnda förgnejsade, tidiga generationen av smala, granitblandade pegmatitstråk (s. 315).

De rätt talrika små förekomsterna av gabbroida och ultrabasiska bergarter är till större delen tydligt äldre än förgnejsningen och migmatitiseringen. Undantag är tre smärre massiv av en delvis amfibolitiserad, diabasartad, gabbroid bergart i ett stråk från skollgränsen sydväst om Fjällsjön till Lövtjärn och Södrasjön. Av dessa har endast de två största markerats med grön färg på länskartan.

En sannolik östlig utliggare (en s.k. "klippe", jfr s. 282) med en berggrund som litologiskt och tektoniskt liknar den i Lystjärnsskollan, uppträder mellan S. Fjöle och Kinstad (ca 1,5 km NNV om Björnö) på östra sidan om fjärdarna Stömne- och Söljeflagan. Bergarterna inom denna förmodade utliggare omfattar olika typer av gnejsgranit, granit och basiska bergarter med stora inslag av delvis migmatitomvandlade, ådrade ytbergarter. Strykningsriktningarna varierar mellan ONO-liga och nordöstliga. Stupningarna är medelbranta till branta. Utliggarens bottennivå består av mäktiga myloniter och rivningsbergarter som deformerar och avskär de äldre gnejsstrukturerna. Underlaget i öster utgörs av Björnöflagsskollans gnejsiga tonaliter och kvartsdioriter samt i väster av bergarter som liknar dem i Stömneflagsskollan. Möjligen finns här även berggrund som utgör en fortsättning av Kolsjö- och Glasälvsskollorna.

Kolsjöskollan

Kolsjöskollan utgör det norra förlandet och samtidigt underlaget till Lystjärns- och Stömneflagsskollorna. Denna skolla består i huvudsak av gnejsgranitiska och granitiska bergarter. Ytbergarterna är synnerligen underordnade och utgörs huvudsakligen av större eller mindre partier och brottstycken av felsiska (kvarts- och fältspatrika) till intermediära vulkaniter som är inneslutna i djupbergarterna. En stor del av dessa inneslutningar har blivit utdragna till linser och sliror.

Djupbergarterna omfattar de två ovan (s. 310) beskrivna, till sin ålder skilda varianterna av grå medelkorniga gnejsiga tonaliter till granodioriter av Åmålstyp. Särskilt i norr och i öster men även i området sydväst om Kolsjön uppträder även en gentemot båda dessa bergarter tydligt intrusiv rödgrå till röd, medel- till fint medelkornig granit av Göstatyp. Dessutom förekommer granitblandade stråk och gångar av röd pegmatit som tillhör en förhållandevis sen generation samt relativt smala band av amfibolit som åtminstone till en del utgör omvandlade gångbergarter yngre än den förmodade Göstagraniten.

Den äldre av de båda grå gnejsgraniterna av Åmålstyp dominerar i området mellan sjöarna Glaåkern, Kolsjön och Stora Lesjön. Mot sydväst övergår den i en rödgrå granodioritisk till granitisk gnejsgranit med centimeterstora, relativt glesa, granulerade ögon av röd kalifältspat.

Den yngre av de grå gnejsgraniterna uppträder huvudsakligen i en bred zon från Stora Lesjön mot nordväst. Kontakten mot den äldre varianten av gnejsgranit är ojämn med i stort sett i nordvästlig riktning löpande band av den ena bergarten i den andra. Båda dessa bergarter är mer eller mindre gnejsiga, men den yngre avskär på några ställen en tidig gnejsstruktur i den äldre granodioriten.

I området norr och nordöst om Stora Lesjön finns betydande mängder av röd granit av Göstatyp (jfr s. 48–51). Denna uppbygger dels ett större, i nordväst–sydöstlig riktning långsträckt massiv som upptar hela nordöstra delen av Kolsjöskollan, dels dessutom talrika relativt stora, förgnejsade, skivor, gångar och linser med intrusiva kontakter mot de båda gråaktiga gnejsgraniterna. Sådana intrusioner är särskilt vanliga i en knappt kilometerbred zon utmed det stora granitmassivets sydvästliga kontakt men uppträder även som ett par större och flera små skiv- till gångformiga kroppar i närheten av Glaåkerns sjösystem. Antalet förekomster av röd, fint medel- till medelkornig granit ökar åter i området sydväst om Kolsjön. Här innehåller nästan varje hällgrupp mellan ca 20 och 60% av denna bergart, som således bildar ett omfattande nätverk av gångintrusioner. Graniten av Göstatyp associerar med oregelbundna, relativt små partier av tidig, röd pegmatit som i likhet med graniten deformerats av penetrativ nordvästlig förgnejsning.

Utom den pegmatit som är associerad med den röda graniten av Göstatyp förekommer även en massformigare, i regel oförgnejsad röd pegmatit som kännetecknas av upp till flera centimeter stora kristaller av magnetit. Denna pegmatit bildar talrika små och ställvis även stora oregelbundna klumpar och oregelbundet gångformiga förekomster i området nära Sölje. Längre i väster, i terrängen kring pkt. 227 på länskartan (Vittenbergsklätten), uppträder däremot ett antal kilometerlånga, ställvis upp till 20–30 meter mäktiga, delvis granitblandade skivformiga pegmatitgångar. Dessa stryker för det mesta mellan N20°O och N35°O, och har flacka (ca 20–25°) OSO-liga stupningar. Mindre förekomster av samma slags pegmatit finns även kring Kolsjön.

Inom och i närheten av massivet av Göstagranit i Kolsjöskollans nordöstliga del uppträder flera stråk av gnejsig amfibolit. Denna kan till en del ha vulkaniskt ursprung men syns huvudsakligen utgöra omvandlade basiska gångintrusioner med ungefär nordvästlig strykning. Den största av de amfibolitiserade diabaserna finns på Skansberget VNV om Sölje. Den når en längd av nära två kilometer och har en största mäktighet av ca 50 meter.

En väsentlig skillnad gentemot Lystjärnsgruppen av skollor är att migmatitisering verkar saknas i Kolsjöskollan utom i området sydväst om Kolsjön. Där har migmatitiseringen dock inte regional utbredning utan representerar snarare ett slags kontakteffekt som är knuten till den intensiva granitgenomsättningen.

Gnejsigheten i Kolsjöskollan har slingrande, mer eller mindre nordvästliga strykningar som varierar mellan ca N15°V och N75°V. Stupningarna är relativt flackt sydvästliga (ca 20 till 35°) i nordost men brantare (40 till 60°) i området kring Kolsjön och sjön Glaåkern i sydväst, där det även finns veck med omväxlande sydöstliga och

nordvästliga skänkelstupningar.

Flack VSV-lig–ONO-lig transportstänglighet förekommer endast ställvis. Den uppträder framför allt i en förhållandevis smal zon längs Kolsjöskollans basala överskjutning i norr och inom ett relativt brett bälte utmed den nordöstliga delen av denna tektoniska gräns. I sistnämnda område längs fjärden Söljeflagans sydvästliga strandlinje finns en i dagytan upp till flera hundra meter bred zon av starkt utvalsad, delvis mylonitiserad, fin- till fint medelkornig rödaktig berggrund. Denna verkar ha bildats huvudsakligen på bekostnad av Kolsjöskollans röda granit av närmast Göstatyp. Möjligen finns även inslag av omvandlad suprakrustal berggrund. Dessutom uppträder en grå gnejsgranit som utgör en fortsättning på Glasälvsskollans berggrund (jfr nästa textavsnitt). Berggrunden inom detta område är till synes uppdelad i flera föga mäktiga separata överskjutningsenheter, som på grund av den litologiska likheten alla hänförts till Kolsjöskollan i figur 1. Denna starkt utvalsade berggrund följer Söljeflagan mot sydost, ungefär fram till landsvägsbron över Byälvens vattensystem. Den verkar även uppträda på några av uddarna längs Stömneflagans östra strand. Kolsjöskollans i länskartans kartbild markerade fortsättning öster om Stömneflagan är dock synnerligen hypotetisk.

Glasälvsskollan

Glasälvsskollan ligger norr och nordväst om Kolsjö- och Lystjärnsskollorna. Till sin sammansättning liknar den Kolsjöskollan på så sätt att ytbergarter spelar en relativt underordnad roll och att den granitiska berggrunden i stor utsträckning består av den yngre av västra Värmlands och Dalslands två generationer av medelkornig grå gnejsgranit. Av denna anledning räknades Glasälvsskollan tidigare som en underavdelning av Kolsjöskollan (Gorbatschev 1988). Glasälvsskollan har dock ett strukturellt mönster som är väsentligen olikt det i Kolsjöskollan. De norra och nordöstra skolldelarna kännetecknas nästan alltigenom av en utvalsning av berggrunden som överensstämmer med skollpaketets flacka skålstruktur. Pålagda, flackt (10 till 30°) inåt skålmitten stupande planstrukturer finns även utmed kontakterna mot grannnskollorna i Glasälvsskollans västliga del, medan de regionala strukturerna i denna skolldel mestadels går mot nordöst till NNV, dvs., vad strykningarna anbelangar, praktiskt taget vinkelrätt mot gnejsigheten i den del av Kolsjöskollan som ligger kring sjöarna Kolsjön och Glaåkern. Stupningarna i Glasälvsskollans västliga del varierar i huvudsak mellan 35 och 65° mot öster.

Ytbergarterna i Glasälvsskollan bildar dels mindre inneslutningar i djupbergarterna, dels ett par större, upp till 300 m breda stråk i skollans sydvästligaste del, intill ett stort bälte av yngre granit som markerats med mörkröd färg på länskartan. Ett sammanhängande, delvis mylonitiserat stråk av ytbergarter finns dessutom i Glasälvsskollans norra och nordöstra randzon, hela vägen från en punkt söder om Vissle fram till den vik av Söljeflagan som skjuter in mellan Sölje och Näs. Endast den östligaste, bredaste delen av detta stråk har kunnat visas i länskartans skala.

I sina sydöstligaste delar bildar Kolsjö- och Glasälvsskollorna ett enda band av mycket starkt utvalsad, i VSV-lig riktning transportstänglig berggrund där dessa båda skollors bergarter svårligen kan skiljas från varandra. Samma transportstänglighet, men nu med horisontella till flackt mot ONO stupande linjärstrukturer, finns även i Glasälvsskollans nordvästliga randområde och flerstädes utmed förskjutningsytor i skollans inre västliga delar.

Gränserna mot Kolsjöskollan markeras ofta av myloniter och glimmerbelagda transportytor, medan kvartsläkta breccior uppträder flerstädes på gränsen mot Lystjärnsskollan längst i söder, intill och nära norr om sjön Björnklammen. Här kan det möjligen vara fråga om brecciering längs sidolinjer vilka utgår från den förkastning som följer Björnklammens längdaxel.

Den yngre grå, medelkorniga gnejsgraniten dominerar tillsammans med inneslutna skivor av äldre grå gnejsgranit samt ett antal bandformiga intrusioner av Göstagranit Glasälvsskollans mellersta och östliga delar. I väster uppträder dessutom grå till gråröd, i det senare fallet delvis starkt ögonförande grovt medel- till medelkornig gnejsgranit av Åmålstyp samt en ställvis kilometerbred skiva av yngre röd granit av närmast Segmotyp. Den sistnämnda bergarten innehåller stora mikroklinströkorn som kan nå storlekar av 4 till 5 cm, medan de ögonförande formerna av gnejsgraniter av Åmålstyp i regel har något mindre strökorn, vanligen ca 1 till 2 cm i tvärsnitt.

Den granit av Segmotyp som finns i Glasälvsskollan varierar strukturellt från nästan massformig till utpräglad gnejsig. Intill sin kontakt har denna granit framkallat såväl granitådring som riktningsförändring av sidobergets äldre strukturer till parallellitet med granitkontakten. I sin norra del har granitstråket blivit tektoniskt uppdelat i två stora skivor som skils från varandra av ett band med utvalsad gnejs av djupbergartsursprung.

Den yngre grå gnejsgraniten i området väster om sjön Glaåkern har skarpa, nära nog nord–sydliga intrusivkontakter mot såväl den jämnkorniga, grå äldre gnejsgraniten som den rödgrå–gråröda strökornsförande varianten.

I hela Glasälvsskollan men framför allt i dess västra del förekommer pegmatitgångar av de båda generationer som ovan redan beskrivits från Kolsjöskollan.

Migmatitisering saknas i Glasälvsskollan utom i form av granitådring utmed Segmogranitens kontakt och liknande men mindre väl utbildad pegmatit-granitådring intill ett par av de större intrusionerna av Göstagranit.

Fors- och Björnöflagsskollorna

Dessa två skollor utgör de lägsta alloktona tektoniska enheterna inom norra och nordöstra delen av Glaskogens skollkomplex (fig. 1). De uppträder således inom samma tektonostratigrafiska nivå, men Björnöflagsskollan verkar ligga något högre i den tektoniska skiktföljden än Forsskollan. I norr kilar Björnöflagsskollan ut i området vid Fjöle eller möjligen mellan Fjöle och Stavnäs.

Forsskollan är alltigenom mycket starkt utvalsad parallellt med skollkomplexets

flackt skålformiga struktur och uppvisar genomgående en välutbildad flack transportstänglighet i ONO–VSV. Även Björnöflagsskollans berggrund är på många ställen folierad och stänglig men innehåller också stora områden som endast har svag gnejsighet. Nästintill massformiga bergarter uppträder framför allt i de inre delarna av de mest basiska kropparna av skollans gnejsiga djupbergarter. I skolldelen mellan Göksbol och Gårdsvik finns rester av äldre, veckade planstrukturer som har ONO-liga strykningar och stupar mellan ca 45° mot norr och 65° mot söder.

I området öster om Stömneflagan och norra delen av Björnöflagan överlagras Björnöflagsskollan av en berggrund som hör till Lystjärnsskollans östliga utliggare ("klippe", jfr s. 282 och 320). Skiljezonen mellan dessa skollor är en 10 till 15° mot väst stupande överskjutningsyta med mylonit och utvalsat glimmerrikt krossberg.

Björnöflagsskollans gräns mot de parautoktona ytbergarterna i öster är väl markerad i topografin. Den utgörs av en mäktig zon av myloniter och protomyloniter med rundade och roterade restkorn av fältspat. Denna överskjutningszon stupar ca 25 till 30° mot väst.

Björnöflagsskollans del mellan Gårdsvik och Fjöletjärn sydöst om Fjöle är överskjuten på de lägre Glaskogsskollornas parautoktona ytbergarter, till synes utan mellanliggande rester av berggrund ur Forsskollan. Berggrunden från Gårdsvik söderut mot Björnö och Skäggebol representerar dock möjligen en fortsättning av Forsskollan, som här åter sticker fram under kanten av Björnöflagsskollan. En del av myloniterna inom detta område kan dock markera sena rörelseytor inom Värmeln–Laxarbyzonen (jfr s. 289) snarare än tektoniska gränsytor som hör samman med Glaskogsskollornas överskjutning.

Längre i söder ligger Björnöflagsskollans överskjutningsfront och även hela Glaskogskomplexets basala överskjutningsnivå under Björnöflagans vatten och under de kvartära avlagringar som fyller Byälvens dalgång. Bergarterna i kullarna vid och söder om Gillberga kyrka tillhör sannolikt fortfarande Björnöflagsskollan, men sträckningen av denna skollas gräns mot Summelnskollan i området mellan Gillberga och Värmlands Nysäter är oklar. Situationen inom detta område kompliceras av den lob av Lystjärns- och Torpsskollornas bergarter som finns kring Håsjöfjället, ca 2 km nordväst om Nysäter. En mylonitiserad basisk bergart som underlagrar Summelnskollans rödgrå gnejsgranit en halv kilometer nordväst om Nysäter utgör möjligen Björnöflagsskollans sydligaste utgående.

De dominerande djupbergarterna inom Björnöflagsskollan har sammansättningar som varierar från granodiorit till gabbroid diorit. Vanligast är kvartsdioriter, dioriter och tonaliter. Björnöflagsskollans berggrund påminner således starkt om den i Lystjärnsskollans sydöstliga tredjedel. Berggrundens basiska sammansättning i Björnöflagsskollan är dock, om möjligt, ännu mer uttalad än inom Lystjärnsskollan. Detta beror till en del på att det saknas graniter av Gösta- och Segmotyp.

Inneslutningar av basiska vulkaniska bergarter är vanliga, men mera vidsträckta områden av ytbergarter finns endast vid och norr om Högsäter. Dessa är i huvudsak

vulkaniska med intermediär till basisk sammansättning.

Andelen av mycket basiska, dioritiska till kvartsdioritiska förgnejsade djupbergarter är högst nordöst och öster om Göksbol samt i området kring kartans berg 193 (Gårdsviksfjället). Även sydväst om fjärden Björnöflagan förekommer dock sådana bergarter, exempelvis i kullarna vid herrgården Älviksholm öster om Hällsvik och Häljebol.

I området kring Gillberga kyrka finns i norr ett bälte av en basisk djupbergart som är uppbruten av ett nätverk av ådror med ungefär granodioritisk sammansättning. Längre i söder uppträder en mörk- till mellangrå tonalitisk till granodioritisk gnejsig djupbergart.

Forsskollans i norr nästan genomgående starkt utvalsade berggrund består i sin huvuddel likaså av förgnejsade djupbergarter av olika slag. Gnejsiga tonaliter av den typ som finns inom Björnöflagsskollan uppträder dock endast inom ett ca 150–200 meter brett stråk norr om den östligaste viken av sjön Stora Gla (Knappstadviken) samt dessutom öster om Stavnäs. Lager- och linsformiga inneslutningar av huvudsakligen vulkaniska ytbergarter finns i Forsskollans sydliga randområde, intill gränsen mot Glasälvsskollan, och i form av ofta mycket starkt utdragna, utvalsade brottstycken i Forsskollans västliga del.

I väster består Forsskollans djupbergarter mestadels av grå till rödgrå gnejsgraniter av Åmålstyp. De ställvis förekommande strökornen av fältspat är där nästan alltid helt granulerade och utdragna till millimetersmala linser. I den starkt utvalsade berggrunden mellan Stora Gla och Glafsfjorden är det vanskligt att avgöra om det även finns grå gnejsgranit av den yngre, i Kolsjö- och Glasälvsskollorna starkt företrädda generationen. Två mäktiga stråk av gråröda till rödgrå granitiska gnejser, som sannolikt motsvarar Göstagranit, uppträder i skollans nordvästliga del. Av dessa har endast det nordligare stråket kunnat utmärkas på länskartan.

Mot öster minskar berggrundens utvalsning och norr om Näs förekommer även relativt välbevarad grå gnejsgranit med delvis skarpkantade inneslutningar av ytbergarter. Öster om fjärden Söljeflagan, vid Stavnäs, är Forsskollans grå gnejsgranit något mer basisk än annorstädes, men Forsskollan är här svår att avgränsa mot Björnöflagsskollan och de ytterligare tunna granitskollor som möjligen uppträder inom detta område. En del av de gnejsgraniter som finns nordöst och öster om Stavnäs verkar dessutom ingå i den parautoktona snarare än den alloktona berggrunden. De återfinns bl.a. utmed gränsen mellan Bråne- och Glavaskollornas fortsättningar öster om Byälvens vattensystem.

Längre mot söder uppträder olika varianter av i huvudsak intermediära gnejsiga djupbergarter samt ett stråk av ytbergarter i området kring och norr om Björnö. Som redan nämnts utgör en del av dessa bergarter möjligen en fortsättning av Forsskollans berggrund.

GLAVASKIFFERN

Glavaskiffern ingår som ett led i den zon av starkt utvalsad, delvis mylonitiserad berggrund som skiljer de övre, långtransporterade Glaskogsskollorna från den lägre, parautoktona skollberggrunden (jfr s. 281). Glavaskifferns tektonostratigrafiska nivå snarare än den basala överskjutningszonen utgör Gillbergaskålens bäst markerade rörelsezon, utmed vilken den längsta skolltransporten har skett (fig. 2).

En total mäktighet som tillåter brytning och närvaron av en förhållandevis regelbunden klyvbarhet längs muskovitklädda skjuvytor har gett Glavaskiffern dess stenindustriella betydelse. Dessa två karaktärsdrag skiljer Glavaskiffern från andra starkt utvalsade bergarter vid gränsen mellan den övre, huvudsakligen granitiska och den lägre, väsentligen suprakrustala skollberggrunden. Där rör det sig för det mesta om kvartsrika myloniter och protomyloniter utan tillräckliga mängder av ljus glimmer och få regelbundet klyvbara skiktytor. Dessa bergarter är följaktigen mindre lämpade för brytning.

Glavaskiffer av den mäktighet som är nödvändig för brytning uppträder framför allt på en sträcka av knappt fem kilometer utmed gränsen mellan Fors- och Bråneskollorna mellan Fors i öster och sjön Stora Gla i väster. Likartad skiffer förekommer dessutom inom ett mindre område nära Råtakan (mellan Finntorp och sjön Björnklammen) i det alloktona skollpaketets västra gränszon. I det sistnämnda området verkar skiffern ligga vid gränsen mellan Bråne- och Glasälvsskollorna. Här saknas mellanliggande bergarter som tillhör Forsskollan. (Se även Lundegårdh 1995, s. 129–131).

I den östra delen av skifferstråket mellan Fors och Stora Gla överlagras Glavaskiffern mellan Bråne och de stora skifferbrotten ca 0,6 till 1,5 km VSV om Bråne (Visslebrotten) av grå till rödgrå, starkt utvalsad gnejsgranit av Åmålstyp. Denna bergart bygger upp den norra ytterkanten av Forsskollan. Även längre söderut är berggrunden inom Forsskollan utvalsad, men likväl kan man där iaktta tydliga gränser mellan olika typer av gnejsgranit, folierad granit av Göstatyp och inslag av Åmålgruppens ytbergarter. Intill skollkanten i norr ökar utvalsningen till intensiv förskiffring med anrikning av kvarts och muskovit. Gränsen mot den egentliga Glavaskiffern är trots detta tämligen tydlig. Detta hindrar inte att krossad och förskiffrad, kvarts- och muskovitomvandlad gnejsgranit kan utgöra en väsentlig beståndsdel i skiffern. En tjock skiva av utvalsad, finkornig rödaktig granit anstår tillsammans med Åmålgruppens ytberggrund i botten av Glavaskiffern omedelbart under skifferbrotten VSV om Bråne.

Längre mot väster skils Glavaskiffern från Forsskollans gnejsgranit av en i början tunn skiva av muskovitfattigare, men likväl mycket starkt utvalsad blekgrå till rödaktig vulkanogen berggrund. I denna uppträder lager- och linsformiga, ”konglomeratliknande” tektoniska rester av likaså starkt utvalsade graniter, huvudsakligen gråröd granit av närmast Göstatyp. Denna mellanliggande skiva tilltar i mäktighet ut mot Stora Gla och når intill sjöstranden en bredd i dagytan av några hundra meter. I detta

område kan man skilja mellan två nivåer av ljust gråaktiga tektoniska skiffrar. Den skiffernivå som verkar utgöra den huvudsakliga fortsättningen av Glavaskiffern går ut i sjön Stora Gla sydväst om Kalltjärn. Skifferlagret är här mindre än 10 m mäktigt, rödaktigare än annorstädes och till synes i huvudsak bildat ur ytbergarter med enstaka granitinslag. Ett något tunnare lager av tektonisk skiffer med entydigt granitursprung följer däremot kanten av Forsskollans granitberggrund och når sjön vid den smala viken några hundra meter nordöst om ön Bålaren. I likhet med Kalltjärn har denna ö inget namn på länskartan. Den ligger mitt emellan de två skifferstråken. Möjligen utgör hela detta berggrundsstråk en självständig tunn skollenhet ("Bålarenskollan") som begränsas av överskjutningsytor i norr såväl som i söder. Även här, liksom vid Bråne, underlagras Glavaskiffern av en rödaktig till gråröd, starkt utvalsad berggrund som huvudsakligen består av varierande, mest vulkanogena ytbergarter med tunna band av Göstagranit.

Öster om Bråne avtar Glavaskifferns mäktighet även om en lins fortfarande uppträder norr intill Fors. I detta område är det ännu inte helt klart om uttunningen beror på utvalsning eller på en svag diskordans mellan Bråne- och Forsskollornas strukturer som gör att Glavaskiffern försvinner in under Forsskollan. En flera meter mäktig mylonit uppträder i förlängningen av Glavaskifferns tektoniska nivå vid stranden av Glafsfjorden norr om Näs och V. Rud. Möjligen förekommer ett stråk av skiffer under sjön.

Grå gnejser som är förskiffrade till tunna plattor vilka något påminner om Glavaskiffer men inte är lika kvarts- och muskovitrika finns i trakten av Stavnäs, dels utmed Fors- och/eller Björnöflagsskollornas gräns mot den parautoktona skollberggrunden, dels längs den förmodade gränsen mellan Bråne- och Glavaskollorna.

Glavaskiffern är en kvarts- och muskovitrik bergart med varierande fältspathalter samt inslag av kloritomvandlad biotit, magnetit och epidot. Kvartshalterna överstiger flerstädes 50% och kan inom delar av skifferområdet uppgå till bortåt tre fjärdedelar av bergartens volym. I skifferbrotten syd till västsydväst om Bråne uppträder även lager av mindre omvandlad berggrund som påminner om omkristalliserade vulkaniter och utvalsad gnejsgranit. Till helt övervägande del kan skifferns ursprungsbergarter dock inte fastställas utan ytterligare geokemisk och annan undersökning. De få kemiska data som finns tyder på natriumurlakning och anrikning av kisel, aluminium och järn. Halterna av SiO_2 ligger mellan 75 och 80%, men kalciumhalterna överstiger trots detta natriumhalterna, vilket varken är karakteristiskt för kvartsrik granit eller gråvackeskiffer. Sådana kemiska drag tyder snarare på urlakning av natrium och metasomatisk omvandling. Halterna av karbonatmineral varierar. Ställvis, till exempel i Visslebrotten, uppträder sent bildade hydrotermala "skikt" och ådror av orangeröd marmorliknande kalcitsten (Lundegårdh, pers. medd. 1998).

Många av rörelseytorna i Glavaskiffern liksom även inom Bråneskollans berggrund har efter sin bildning blivit övervuxna av långsmala, kärvformigt anordnade amfibolkristaller, prehnit samt ställvis magnetit och hematit. Lokalt finns även epidot.

Magnetiten uppträder selektivt där amfibol saknas.

Glavaskiffern i vidare bemärkelse, dvs. om man även medräknar intilliggande förskiffrad granitberggrund, har som mest en mäktighet av några tiotal meter. Brytningsfronternas höjd i de olika stenbrotten varierar dock oftast mellan endast två till tre och drygt tio meter. Dessa fronter ligger givetvis inom de mest regelbundet plattuppdelade, muskovitrikaste delarna av skiffern.

På den tiden då Gillbergaskålens bergarter betraktades som en enda normal stratigrafisk lagerföljd men även senare, när stora delar av dess ytberggrund tolkades som en yngre "gotisk" bildning avsatt på ett äldre "pregotiskt" underlag, föreföll det naturligt att tolka Glavaskiffern som en gråvackeartad sedimentär bergart, enligt Magnusson (1929b) "en fältspatfattig variant av fältspatkvartsiten, vilken vid förskiffringen utvalsats till glimmerskiffer". Trots Törnebohms (1888 och 1896) banbrytande arbeten om den skandinaviska fjällkedjans överskjutningstektonik dröjde det ända in på sjuttiotalet innan motsvarande skolltektoniska synpunkter mera allmänt började tillämpas på det prekambriska "urberget". På senare tid har dock tolkningen av Glavaskiffern som en väsentligen ur gnejsgranit bildad mylonitisk bergart vunnit ökad spridning. Motstridiga synpunkter på Glavaskifferns genes existerar således jämsides med varandra (jfr Lundegårdh 1995, s. 129–131).

Länskarteringens resultat leder till slutsatsen att Glavaskiffern knappast skulle ha kunnat utbildas i sin stenindustriellt användbara form utan de tektoniska utvalsningsrörelser som skett i gränszonen mellan Bråne- och Forsskollan, dvs. mellan den alloktona övre och den parautoktona lägre skollberggrunden. Skifferns utgångsbergarter kan ha haft olika karaktär och omfattat såväl yt- som djupbergarter. Lager av glimmerrika intermediära vulkaniter samt ännu glimmerrikare sedimentära och omlagrat vulkanogena bergarter är inte ovanliga inom Bråneskollan i övrigt. Ett relativt mäktigt skikt av sådan berggrund kan ha kontrollerat lokaliseringen av de förskiffringsrörelser som lett till utvecklingen av Glavaskifferns muskovitklädda, regelbundna planstrukturer även om utvalsningen därefter också gripit över på angränsande graniter.

Summelnskollan

Den till övervägande del av gråröda till grå gnejsgraniter och röda graniter uppbyggda Summelnskollan är den tektonostratigrafiskt översta och till sin ytstorlek dominerande alloktona skollan i Gillbergaskålens södra hälft. Den intar ungefär samma höjdläge som Kolsjö- och Glasälvsskollorna i norr, men bergartsinnehållet och även gnejsighetens riktningar är något olika. I likhet med Kolsjö- och Glasälvsskollorna saknar Summelnskollan regionala migmatiter. Granit-pegmatitådringen i Summelnskollan begränsar sig till den omedelbara närheten av några av de yngre graniternas kontakter.

I väster och i nordöst vilar Summelnskollan till största delen direkt på den parautoktona, lägre skollberggrunden, som huvudsakligen består av ytbergarter. I sydöst, i trakten av Säffle och utmed Vänerns strand, finns däremot ett antal smärre alloktona

skollor som uppträder mellan Summelnskollan och skollpaketets basala överskjutningsnivå. Även dessa skollor består i huvudsak av gnejsgranitisk berggrund, men andelen ytbergarter är på det hela taget högre än i Summelnskollan och Åmålsgraniterna är i större utsträckning tämligen basiska och därför rent grå i färgen. Småskollorna öster och sydost om Säffle har tidigare sammanfattats under beteckningen "Harefjordsskollor" (Gorbatschev 1988, se vidare 332 ff.).

Summelnskollans avgränsning mot Harefjordsskollorna är ingen i terrängen väl markerad tektonisk zon. En relativt tydlig strukturell gräns går dock från en punkt nordväst om Sjögerås nära Byälvens mynningsvik i Vänern i en båge genom Skane och förbi By kyrka till Säffles centrala delar och vidare mot NNV utmed Harefjordens strandlinje i riktning mot Kila. Nordväst om denna gräns ligger Summelnskollans berggrundsområde som kännetecknas av en äldre, i stort sett nordöstligt strykande gnejsighet. I sydöst och öster finns Harefjordsskollornas område där berggrunden är starkt utvalsad parallellt med Glaskogsskollornas överskjutningsfront och skålens struktur.

I området söder om Kila är Summelnskollan själv indelad i ett antal delskollor. En överskjutningsgräns med stark mylonitisering, utvalsning och utbildning av stänglighet sträcker sig från området strax norr och öster om Sjönsjöns nordspets i en båge utmed denna sjös östra strand till länsgränsen väster om Tveta. Därifrån fortsätter den till Vänerviken norr om Åmål.

Öster och sydöst om denna gräns finns två smärre, lobformiga skollbildningar i området mellan Sjönsjön och Säffle. Det skogsbevuxna höjdområdet omedelbart öster om Kållered upptas av en skolla som består av grå, relativt basisk, jämnkornig Åmålsgranit och har en överskjutningsgräns mot öster vilken karakteriseras av en stark stänglighet. Omedelbart öster och söder om denna tektoniska enhet finns ytterligare en i utgåendet lobformig delskolla som i sydväst sträcker sig nästan fram till Tveta kyrka. I dess norra del finns återigen grå Åmålsgranit och i söder, närmast Tveta, granitintruderade ytbergarter. Huvuddelen av denna delskolla upptas dock av den på s. 311 redan i korthet behandlade gråröda, mycket grovkorniga Groruds- eller Tvetagraniten.

Skollterrängen söder om Tveta fram till Vänern och Byälven vid Säffle är tektoniskt tämligen enhetlig, för det mesta utan tydligt markerade överskjutningsplan eller skollgränser. Djupbergarter av Åmålstyp dominerar i norr och öster medan den i söder belägna terrängdelen kännetecknas av ungefär lika stora mängder djup- och ytbergarter eller en viss övervikt för ytbergarterna. Dessa hade varit utsatta för veckning redan före djupbergarternas intrusion. Bland djupbergarterna finns en avsevärd variation, men grå relativt basiska granodioriter och tonaliter är här något vanligare än i Summelnskollans huvudområde nordväst om Sjönsjön.

I Summelnskollans centrala huvuddel finns relativt få större interna tektoniska rörelseytor. En flackt liggande överskjutningsyta markeras av de branter som begränsar höjdområdet söder om Sjön Summeln och dalgången mellan Summeln och Sjönsjön. Ett par förskiffringszoner sträcker sig dessutom i sydvästlig riktning från området

söder om Kila förbi Gammbol och Vickersrud. Ingen av dessa rörelseytor, utom möjligen en tektonisk zon sydöst om Gammbol, som går från en punkt strax väster om Sjönsjöns nordspets mot Åmålsviken (jfr Magnussons karta över kbl. Säffle, 1929 a), verkar dock åtföljas av mera betydande litologiska eller strukturella diskontinuiteter och avbrott

Den gamla gnejsigheten, dvs. den gnejsighet som är äldre än skollöverskjutningarna, är förhållandevis svag i större delen av Summelnskollan och ligger relativt flackt. Detta leder till lokalt starkt varierande strykningsriktningar. Dessa är företrädesvis nord–sydliga i skollans nordvästliga del, väster om Långserud och Olebyn. Nordöstliga riktningar förhärskar däremot i nordöst och i skollans hela centrala och sydöstliga del, men svänger mot NNO vid Torstensbyn och mot ONO, lokalt t.o.m. öst–väst, i området sydväst om Sjönsjön. I närheten av Norra Viken (Åmålsviken) uppträder dock åter NNO-liga strukturer. Dessa riktningar markeras väl av orienteringen av gnejsighetsparallella stråk av rödaktiga graniter av något varierande typ i skollans hela sydöstliga halva. Stupningarna är till övervägande delen flackt till medelbrant nordvästliga, dock med omkastningar till sydöstliga stupningar ställvis. I skollans randzoner förekommer en pålagd förskiffring konform med Gillbergaskålens struktur, men flerstädes når den äldre, regionala gnejsigheten ända fram till mylonitzonerna i botten av Summelnskollan och de till denna grupp hörande mindre skollorna i sydöst.

Nordöstliga, mycket flacka linjär- och planstrukturer kännetecknar även massivet av Eldangranit (jfr s. 309) inom Värmland. Detta stora granitmassiv är dock nästan massformigt i sin sydliga, dalsländska del, med endast ställvis svaga strukturer i NNO-lig riktning i norr och NNV-lig i söder. Åtminstone vissa av dessa strukturer kan ha utbildats under inverkan av förskjutningar inom skollan och i dess västliga randzon vilka är bundna till överskjutningsrörelserna och därmed yngre än den regionala gnejsigheten.

Huvudbergarten inom Summelnskollans norra och centrala delar är en mycket homogen, gnejsgranitisk, rödgrå medelkornig Åmålsgranit med granodioritisk till granitisk sammansättning och en genomgående lätt ojämnkornighet. Denna betingas av en till två centimeter stora strökorn av röd kalifältspat (mikroklin). Dessa strökorn är ofta sekundärt granulerade, dvs. omkristalliserade till ansamlingar av småkorn. Ställvis är de även tektoniskt utdragna till "ögon" och linser. Övergångarna till en i skollans nordliga och centrala delar mycket underordnad grå gnejsgranit och till den mera utbredda grå gnejsgraniten i sydöst är alltid gradvisa. De markeras av en minskning av strökornens storlek och antal.

Som redan nämnts i det kapitel som beskriver Gillbergaskålens bergarter (s. 305 ff.), finns i fält på många håll gradvisa gränser även gentemot det stora massiv av ännu odaterad röd grov- till grovt medelkornig Eldangranit som finns i skolldelen väster om sjön Summeln. I Dalsland upptar Eldangraniten Summelnskollans hela sydvästra område ända fram till Norra Viken vid Åmål. Denna bergart blir mot väster ytterst kvartsrik och felsisk. Den liknar där närmast de yngre graniter som på andra håll i länet

sammanfattats under beteckningen Segmogranit. I Eldanmassivets östliga del finns ett brett stråk av fint medel- till finkornig, flackt tjockbankad röd granitisk-aplitisk bergart som inom bankarna är massformig eller har en flackt mot nordväst stupande planstruktur och en flack nordöstlig lineation. Dessa strukturer ansluter sig till motsvarande strukturer i själva Eldangraniten.

En mot nordöst strykande, brett skivformig intrusion av mera medelkornig, något förgnejsad röd–rödgrå granit finns i Eldangranitens randzon strax sydväst om Summeln. Denna intrusion liknar de yngre, till Segmo- och/eller Göstagrupperna hörande graniterna i Summelnskollans sydöstliga halva. Kontakten mot den ögonförande gnejsgraniten av Åmålstyp är klart intrusiv medan relationerna med Eldangraniten är mera svårtolkade. Till synes har dock även Eldangraniten blivit intruderad av den medelkorniga graniten.

Ett relativt stort massiv av grovkornig röd Segmogranit med mikroklinkristaller som når storlekar av 4–5 cm finns vid Summelnskollans yttersta nordvästspets, mellan Finnsjön och Öjesjön. Denna nord–sydliga granitkropp är till stor del massformig men blir starkt folierad i skollkanten vid Öjesjön där den även överskärs av flera nordsydliga stråk av en mer eller mindre brant stående kvartsläkt breccia. Denna verkar vara senare än den lokala skolltektoniken men fortsätter likväl inte in i Lystjärnsskollan.

Grå gnejsig granodiorit-granit av den senare generationen (jfr s. 310 och 320–321), som till sin ålder intar en mellanställning mellan Åmåls- och Göstagraniterna, uppträder som småintrusioner på flera ställen i skolldelen väster om Långserud. Till denna typ av gnejsgranit ansluter sig även en relativt stor förekomst av ljusgrå till ljust rödgrå mera granitisk, medelkornig, ibland något ojämnkornig bergart i området mellan Summeln och Sjönsjön, vilken även åtföljs av flera kroppar av gråröd till rödgrå något förgnejsad granit av en mera utpräglad Göstatyp än bergarterna i de smärre, nordöstligt orienterade granitstråken.

Vulkaniska och sedimentärt omlagrade vulkanogena ytbergarter med enstaka inslag av kvartsrikare sandstenar och lager av agglomeratiska och konglomeratiska fragmentbergarter (se s. 307) uppträder i större utsträckning endast i Summelnskollans sydöstliga tredjedel. Särskilt i norr, bl.a. utmed stora bilvägen västerut från Långserud, finns talrika, delvis stora, skarpkantade brottstycken av Åmålgruppens ytberggrund i rödgrå gnejsgranit av Åmålstyp.

Grå, granodioritiska till tonalitiska granitoida bergarter av Åmålstyp är, som redan nämnts, förhärskande i de lobformiga skollutgåendena i området mellan Sjönsjön och Säffle. Den delskolla, som ligger närmast nordöst om Tveta, upptas dock nästan helt av den mycket grovkorniga Tveta- eller Grorudsgraniten (Magnusson 1929 a), som är något yngre än de övriga Åmålsgraniterna och redan beskrivits på s. 311.

Även djupbergarterna i skollterrängen söder om Tveta är till övervägande delen grå, jämnkornigt medelkorniga samt relativt basiska. Omedelbart söder om Tveta och i närheten av Vänerns strand, t.ex på ömse sidor om Getebolsviken (norr om ortsnam-

net Hulta på länskartan), finns dock flera mera intermediära, rödgrå, delvis något ojämnkorniga granitbergarter av Åmålstyp. Här uppträder även ett antal smärre granitintrusioner som tillhör Göstatypen. Dessa är oftast långsträckta i gnejsighetens riktning. Endast de största har kunnat markeras på länskartan. Skalan har inte heller tillåtit markering av de tämligen regelbundet uppträdande, ännu yngre stråken av småintrusioner och gångar av röd granit och pegmatit som närmast kan hänföras till Segmotypen. I terrängen mellan Tveta och Vänerstranden har dessa stråk i allmänhet VNV-liga riktningar. På andra håll förekommer nordöstliga orienteringar eller mera oregelbundna nätverk av gångar och ådror.

Åmålgruppens bergarter utmed Dalbosjöns (Vänerns) norra kustlinje har oftast vulkaniskt ursprung och innehåller talrika lager av agglomeratartade fragmentbergarter.

Harefjordsskollorna

Terrängen från Kila genom Säffle och fram till Vänern mellan Sjögerås och Öken upptas av Harefjordsskollorna som bygger upp ett brett bälte av utvalsad berggrund. De dominerande strukturella elementen i denna är bågformiga, mot öster något konvexa planstrukturer, som stupar flackt mot väster. Dessutom uppträder en genomgående mycket väl utbildad stänglighet som stupar flackt mot VSV till sydväst. Ett antal rörelse- och överskjutningszoner indelar detta berggrundsbälte i skollavdelningar med relativt smala, ställvis nästan ribbformiga utgående.

Berggrunden i ett drygt kilometerbrett stråk från Kila, utmed sydvästra stranden av Harefjorden och Byälven i riktning mot de centrala delarna av Säffle, upptas av en rödgrå till gråröd, medel- till ställvis grovt medelkornig, ojämnkornig, gnejsig granodiorit. Särskilt i nordväst, i området norr om Säffle, innehåller denna granodiorit inneslutna linsformiga kroppar av gnejsig grå tonalit och stora inslag av suprakrustal, i huvudsak vulkanisk berggrund. Bältet av ojämnkornig gnejsig granodiorit kan följas genom Säffle till norra kanten av det jordtäckta området vid Skare och fortsätter möjligen därifrån mot Sjögerås och Vänern sydväst om denna ort. I närheten av Sjögerås omväxlar denna granodiorit dock med ungefär lika stora mängder av mera jämnkornig, grå, relativt basisk gnejsig djupbergart.

Dessutom uppträder här liksom i nästan hela det övriga Summeln–Harefjordsområdet smärre, tämligen underordnade kroppar av rödgrå till röda yngre gnejsgraniter och graniter av olika generationer samt rödaktiga granit-pegmatitgångar. En del av dessa har genom den starka utvalsningen blivit utdragna och orienterade parallellt med varandra. De största kropparna av starkt utvalsad och stänglig röd granit närmast av Segmotyp finns sydväst intill Harnäsuddens sydliga landfäste och i södra delen av Säffles stadsområde, strax nordöst om herrgården Sund.

Tektonostratigrafiskt under, dvs. öster om bältet av ojämnkornig gråröd–rödgrå gnejsig granodiorit mellan Kila och Säffle uppträder en sannolikt i flera delskollor

uppdelad tektonisk enhet, som utmärks av mycket basisk berggrund av såväl djup- som ytbergartskaraktär. Denna berggrund upptar nästan hela Harnäsudden sydöst om Kila men finns även på den udde, Sunsanäset, som sträcker sig ut i Harefjorden några kilometer NNV om Säffle. Namnet Sunsanäset finns inte på länskartan. Berggrunden här och fram till Glaskogsskollornas basala överskjutningsfront i öster består till stor del av amfibolitiska och intermediära ytbergarter som genomsätts av gabbroida bergarter och gnejsgraniter. Dessa har ställvis dragits ut till mäktiga skivor och linser. Söder om Spässlanda (namnet är inte utsatt på länskartan) finns även ett större område av gråröd granit, närmast av Göstatyp. Stråket med basiska yt- och djupbergarter smalnar av mot söder och kilar antingen ut i det hällfattiga området i närheten av Säffle flygplats (norr om Nolby–Hargene) utan att nå fram till Vänern, eller böjer av mot sydväst och fortsätter förbi Kroktån i riktning mot ögruppen Fyllingarna i Vänern. Här finns ett brett band av bergarter som består av gnejsiga tonaliter till granodioriter med smärre, till linsform utdragna intrusioner av yngre rödaktig granit.

I terrängen intill och sydöst om Kroktån finns flera med Glaskogsskollornas överskjutningsfront parallella zoner av kraftig förskiffring som övergår i mylonitbildning. Detta antyder en uppdelning i flera ribbformiga små skollenheter, men gränserna mellan dessa har inte kartlagts i detalj.

Söder om landsvägen Säffle–Ekenäs, i området sydväst om Öken, avlöses den basiska berggrunden av en ytbergartsdominerad tektonisk enhet vilken är närmaste granne till den Strömsgnejs och Göstagranit som ligger utanför Glaskogsskollornas basala överskjutningsnivå. I denna enhet finns vid sidan av vulkaniska bergarter, som här är betydligt mindre basiska än längre norrut, även mäktiga packar av sedimentbergarter, företrädesvis omlagrade vulkaniter men delvis även kvartsiter. Dessutom uppträder smärre massiv av gnejsiga kvartsdioriter och granodioriter samt småkroppar av rödaktig yngre granit eller gnejsgranit som blivit utvalsade till tunna linsformiga band.

Berggrundens dåliga blottningsgrad strax öster om Säffle flygplats och omkring Skanemossen gör det svårt att följa fortsättningen av denna ytbergartsdominerade tektoniska enhet mot norr. Berggrundskartan till bladet Säffle (Magnusson 1929a) antyder närmast att den kvartsitrika delskollan kilar ut sydost om Säffle, mellan två av de av gnejsiga djupbergarter dominerade Harefjordsskollorna. De observationer som gjorts under nuvarande länskartering tillåter dock även en alternativ tolkning av ytbergartsstråket som den lägsta bland Harefjordsskollorna, möjligen en parautokton skolla som närmast motsvarar Nysätersskollan mellan Kila och Nysäter. Inom denna sydöstliga del av Glaskogens skollkomplex finns dock ingen motsvarighet till Glavaskiffern, som i norr markerar gränsen mellan den alloktona övre och den parautoktona lägre skollberggrunden.

De lägre Glaskogsskollorna

De parautoktona skollorna i botten av Glaskogens skollpaket består till övervägande del av suprakrustal berggrund som tillhör Åmålgruppen. De utgör de stratigrafiskt högst belägna bevarade enheterna av denna berggrund i länet. Berggrund av samma slag fortsätter i toppen av den autoktona delen av Gillbergaskålen. Med undantag för den södra delen av skålstrukturen innehåller den parautoktona berggrunden endast underordnade mängder av djupbergarter.

Berggrundens relativa enhetlighet gör att även den parautoktona berggrundens tektoniska skollindelning vid en första anblick ter sig förhållandevis enkel. Den för tio år sedan utarbetade modellen med endast en eller två parautoktona skollor i kartbilden (länskartan och Gorbatschev 1988) har dock komplicerats avsevärt genom senare undersökningar.

Den parautoktona berggrunden är bäst exponerad och stratigrafiskt sett mest kontinuerlig på Glavanäset mellan sjön Stora Gla och Glafsfjorden. Huvudskollorna inom detta område är Bråneskollan närmast Glavaskiffern och den under denna skolla belägna Glavaskollan. I området öster om Glava, vid Bergaviken, uppträder dock även en västlig snibb av Hungviksskollan. Norr därom och utmed den basala överskjutningsnivån längre västerut finns dessutom en zon av starkt utvalsade, blandade yt- och djupbergarter, som sannolikt utgör en västlig fortsättning av Högerudsterrängen (jfr s. 288–289).

Glava- och Bråneskollorna skils från varandra av en tydligt markerad överskjutningsgräns. Denna går i en båge från viken söder om halvön Skagern (en dryg kilometer sydöst om Glava Glasbruk) förbi Tjärnebacka och Hönacka till Glafsfjorden vid Byviken västnordväst om Hillringsberg. Mellan de två skollornas primära sedimentära planstrukturer finns ställvis en vinkeldiskordans, vilket framgår bäst på sträckan mellan Ramlekleven (berget halvvägs mellan berg 237 på länskartan och Tjärnebacka) och Hönackatjärn strax väster om Hönacka.

Liksom den parautoktona berggrunden i övrigt är Glava- och Bråneskollorna på Glavanäset relativt fattiga på djupbergarter. Dessa begränsar sig till rödaktiga band av en utvalsad, Göstagranitliknande bergart i toppen av Bråneskollan intill Glavaskiffern och några kvartsdioritiska till dioritiska lager längre ned i samma skolla.

Mäktiga kvartsithorisonter i den blandat vulkaniskt-sedimentära berggrunden uppträder särskilt inom den västligare delen av Bråneskollans basala nivå samt intill toppen och botten av Glavaskollan. Glavaskollans lägre kvartsithorisont upptar nästan en tredjedel av denna skollas totala mäktighet. Lager av ljus- till mellangrå, relativt biotitrika bergarter som möjligen har sedimentärt ursprung samt intermediära till basiska vulkanitgnejser uppträder på flera ställen inom Bråneskollans mellersta och lägre höjdnivåer. Ett ställe är gränsområdet mot Glavaskollan på ömse sidor om Hillringsberg, där dessa bergarter av Magnusson (1929b) tolkats som ”granitskiffer”. Även de grovkornigaste bland dessa gnejser torde dock representera starkt omkristalliserade

intermediära kristalltuffer och andra vulkanogena bergarter snarare än utvalsade djupbergarter. Den genetiskt svårtydbara berggrunden vid Hillringsberg omväxlar dessutom med tunna lager av otvetydigt sedimentära kvarts- och kvarts-glimmerrika bergarter. Det är därför ingalunda bevisat att det finns större mängder av utvalsade djupbergarter inom detta område.

I öster hindrar södra Glafsfjordens vidsträckta vattenyta en säker tektonostratigrafisk korrelation mellan den parautoktona berggrunden på Glavanäset och dess fortsättning öster om Byälvens och Glafsfjordens vattensystem. Här saknas än så länge flygmagnetiska och andra geofysiska data, som kunde göra det möjligt att entydigt fastställa om stråket av parautokton berggrund mellan Spässerud i norr och Gårdsvik i söder tillhör Bråne- eller Glavaskollan, eller om båda dessa tektoniska enheter är företrädda.

Det parautoktona berggrundsbältet i detta område har en bredd i dagytan som varierar mellan knappt en och drygt två kilometer. Det byggs huvudsakligen upp av ljusgrå till ljusröda vulkanitgnejser, dock med väsentliga inslag av mörkare, i huvudsak metaandesitiska bergarter och amfiboliter samt minst två mäktigare kvartsithorisonter. Den ena av dessa ligger nära skollberggrundens botten, den andra högt uppe i stratigrafin.

Nordöst om Stavnäs kan två mäktiga skivor av suprakrustal berggrund urskiljas. Ytterst i nordöst och lägst i tektonostratigrafin finns på ett avstånd av ca 2 km från Stavnäs kyrka ett ungefär 500 m brett stråk av i huvudsak vulkaniska bergarter med inslag av kvartsit och amfibolit men praktiskt taget inga granitoida intrusioner. Närmare Stavnäs uppträder ett som mest knappt kilometerbrett stråk med liknande ytbergarter men med ett tämligen stort innehåll av gnejsiga granitoida djupbergarter, huvudsakligen relativt basisk grå Åmålsgranit. I länskartans starkt schematiska kartbild är andelen djupbergarter något överdriven inom detta område. Hela denna berggrund, inklusive de gnejsiga djupbergarterna, är mycket starkt tektoniskt utvalsad, men det finns även entydigt intrusiva kontakter mellan djup- och ytbergarter.

De två skivorna av Åmålgruppens parautoktona berggrund skils från varandra av en överskjutningszon med extremt stark förskiffring och partiell mylonitisering. En stor del av berggrunden inom zonen är därför svår att tolka genetiskt. I dess utkanter förekommer dock även lättare igenkännbara stora linser av grå och rödgrå otvivelaktig Åmålsgranit. Denna ca 6 km långa tektoniska överskjutningsgräns sträcker sig från en punkt knappt en kilometer nordöst om S. Fjöle till Spässerudsviken i nordväst. I sin södra ända försvinner den in under gränsen mellan allokton granitisk och parautokton suprakrustal berggrund.

I området öster om fjärdarna Söljeflagan, Stömneflagan och Björnöflagan samt Glafsfjordens sydligaste del finns flera, sinsemellan i stort sett parallella, starkt utvalsade överskjutningszoner. Dessa förgrenar sig ibland eller går ihop med varandra och delar på så sätt upp en del av berggrunden i linsformiga tektoniska småskollor. En av de större bland de tektoniska zonerna i detta område är Glaskogsskol-

lornas basala överskjutningsnivå som skiljer det av Göstagranit intruderade stråket av Strömsgnejs från den parautoktona berggrunden. En annan är den överskjutning som bildar gränsen mellan de alloktona och parautoktona Glaskogsskollorna och således motsvarar Glavaskifferns höjdnivå i området väster om Glafsfjorden. Detta är en i allmänhet mycket tydlig tektonisk gränsyta som även framträder i terrängens topografi men ibland uppdelas i flera grenar med däremellan liggande smärre skollor. Sådana finns såväl i söder, i trakten av Björnö, som längre i norr, i närheten av Glafsfjordens sydspets. I det sistnämnda området uppträder en större mylonitzon utmed nordöstra stranden av halvön vid V. Rud, medan en annan zon av starkt utvalsad, nedkrossad, rekristalliserad samt förskiffrad och glimmeromvandlad berggrund följer Rävön och Kråkön, dvs. den på länskartan inte med namn utmärkta, numera landfästa smala udde som sträcker sig långt ut i Glafsfjorden mellan Spässerud och V. Rud. Berggrunden inom denna zon är så förändrad att den är vansklig att tolka till sitt ursprung t.o.m med avseende på om den består av yt- eller djupbergarter.

Avgörande för korrelationen av den parautoktona berggrunden på ömse sidor om Glafsfjorden är svaret på frågan om överskjutningszonen på Rävön och Kråkön utgör en fortsättning av Glavaskifferns tektonostratigrafiska nivå eller av den gränszon som på ömse sidor om Hillringsberg skiljer Bråne- från Glavaskollan. I brist på flygmagnetiska data finns här fortfarande flera tolkningsmöjligheter.

Om Rävö–Kråközonen hör ihop med den tektoniska gränszonen vid Hillringsberg måste det vara Glavaskollan som bygger upp större delen av den parautoktona skollberggrunden mellan Spässerud och Gårdsvik. Bråneskollans fortsättning ligger i så fall under sundet mellan Rävön och udden vid Västra Rud och kilar sannolikt ut i området nära nordöst om Stavnäs.

Om däremot Rävö–Kråközonen ligger i fortsättningen av Glavaskiffern, kan det tänkas att Glavaskollan antingen kilar ut eller går ihop med Hungviksskollan under Glafsfjorden. I så fall måste det vara Bråneskollan som ligger i skollpaketets randområde mellan Spässerud och Gårdsvik. Ytbergarterna sydväst om Rävö–Kråkölinjen utgör i detta fall inneslutningar i de alloktona skollornas granitiska berggrund. Det är denna tolkning som närmast uttrycks i länskartans kartbild.

En variant av den sistnämnda modellen, som utvecklats enligt de senaste årens fältarbete, är att Rävö–Kråkölinjen visserligen markerar den alloktona granitiska skollberggrundens basala överskjutningsnivå men att denna överskjutning diskordant överlagrar gränsen mellan Glava- och Bråneskollorna (fig. 1). Denna gräns går sedan åter i dagen längre i sydöst i form av den ovan beskrivna överskjutningen mellan S. Fjöle och Spässerud, vilken utgör skiljelinjen mellan de två avdelningarna av den parautoktona berggrunden i området nordöst och öster om Stavnäs.

De nu föreliggande karteringsresultaten tillåter även andra tolkningsvarianter som inte skall beskrivas här. Dock utgör hela berggrundsbältet mellan Hillringsberg, Spässerud, Stavnäs och Gårdsvik en mäktig tektonisk störningszon som kommer att kräva särskild uppmärksamhet vid eventuella framtida berganläggningar i området.

Mellan Björnö och Högsäter finns ingen exponerad parautokton skollberggrund. De alloktona granitskollorna verkar här ligga direkt på den autoktona berggrunden. Längre i söder finns, som redan nämnts i tidigare kapitel, få hållpunkter för att avgöra om Nysätersskollan hör samman med någon av skollorna på Glavanäset och i Glafsfjordsområdet eller bildar en självständig skollenhet.

Väster om Glavanäset utgör ytberggrunden till en början en direkt fortsättning av den parautoktona skollberggrunden mellan Glafsfjorden och Stora Gla, dock med den skillnaden att Högerudsterrängen inte med säkerhet kunnat följas inom detta område. Bråneskollans utgående smalnar av väsentligt och ställvis verkar gränsytan mellan Bråne- och Glavaskollorna försvinna in under de övre, alloktona Glaskogsskollornas front.

Mellan sjöarna Björnklammen och Stora Bör finns emellertid i höjdområdet väster om Lönnskog en i sitt utgående brett linsformig berggrundsenhet, "Lönnskogsterrängen" (se fig. 1), som på flera sätt avviker från den övriga parautoktona skollberggrunden. Lönnskogsterrängen är den enda del av denna berggrund där planstrukturerna inte genomgående stupar in mot Gillbergaskålens mittaxel utan i stället delvis ingår i ett mönster av veck med flacka nordnordöstliga till nordöstliga axelriktningar och flacka till medelbranta, omväxlande nordvästliga och sydöstliga stupningar.

Samtidigt avviker berggrunden inom Lönnskogsterrängen från den övriga parautoktona berggrunden genom att det här uppträder talrika lins- till skivformiga kroppar av delvis gnejsiga och delvis nästan massformiga basiska intrusivbergarter samt i terrängens sydöstliga utkant även stråk av gnejsgranit. Lönnskogsterrängen kan möjligen utgöra ett under tidigare magmatism och åtföljande deformation veckat område eller en mot den övriga parautoktona berggrunden under överskjutningsetappen något snedställd enhet, en så kallad "transpressionell (eng. *transpressional*) lins". En sådan är ett linsformigt område som deformerats mellan två större rörelsezoner. Såväl väster som öster om Lönnskogsterrängen vidtar åter flacka, alltid mot öster infallande stupningsriktningar.

När det gäller berggrundens indelning i skollenheter är det en öppen fråga om Lönnskogsterrängen tillhör Glavaskollan eller om den utgör en fortsättning av Hungviksskollan i skollkomplexets nordöstliga utkant. Den kan också representera en särskild skollenhet. Beroende på denna osäkerhet är det än så länge även oklart om den parautoktona berggrunden mellan Lönnskogsterrängen och länsgränsen nära Bollsbyn och Svanskog i söder är en fortsättning av Glavaskollan eller om Glavaskollan följer Bråneskollan utmed sjön Björnklammen till Öjesjön, där Bråneskollan definitivt försvinner in under de högre liggande, alloktona, granitiska Glaskogsskollorna. Strax väster om sjön Björnklammen finns en relativt tvär strukturell övergång, eller till och med en skarp gräns, mellan Lönnskogsterrängens något oregelbundna veckmönster och den översta parautoktona berggrundens mer enhetliga planstrukturer. De senare går i NNV-lig till nordvästlig riktning och stupar flackt till medelbrant in under Lystjärnsskollans kant.

Till skillnad från merparten av den övriga parautoktona berggrunden innehåller skollberggrunden söder om Lönnskogsterrängen en rad relativt stora intrusioner av gnejsgranit och röda mikroklingraniter. Även inslaget av kvartsit ökar söderut i riktning mot Svanskog och gränsen mot Dalsland.

I området öster om Svanskog finns en eller två parautoktona skoll-lober som skjuter fram under Summelnskollans Eldangranit mellan sjöarna Eldan och Gransjön. I väster sträcker de sig ända fram till sjön Öster-Svan. Dessa i utgåendet förhållandevis små skollor uppbyggs av Åmålgruppens ytbergarter men har ställvis band av mycket starkt utvalsade granitartade bergarter längs sina flackt mot öster infallande tektoniska kontakter.

Ännu längre mot söder har den parautoktona berggrunden i Dalsland inte karterats i detalj. Rekognosering efter länskarteringens slut bekräftar dock Säfflebladets kartbild (Magnusson 1929a), som här visar ett starkt inslag av basiska och gnejsgranitiska bergarter. Detta överensstämmer i och för sig med ett relativt kraftig inslag av djupbergarter även i de möjligen parautoktona delarna av den lägst belägna skollgruppen (Harefjordsskollorna) i området söder om Säffle, i skollpaketets östliga randzon (jfr s. 332–333).

I det endast punktvis rekognoserade området nordväst om Åmål finns dock även tolkningsmöjligheten att den parautoktona skollberggrundens västgräns böjer av mot öster och försvinner in under fronten av alloktona, granitiska Glaskogsskollor. Den starkt av Åmålstypens granodioriter och tonaliter genomsatta ytberggrunden nordväst intill Åmål kan således även utgöra en autokton enhet som ligger under skollpaketets bottennivå. Det stora området av endast svagt metamorfoserade ytbergarter vid Tösse söder om Åmål, en av Åmålgruppens typlokaler, är därför inte nödvändigtvis en fortsättning av Glaskogsskollornas parautoktona berggrund. Inte desto mindre tillhör det strukturellt sett Gillbergaskålens sydvästliga område.

Lineament, förkastningar, svaghetszoner och sprickmönster

Översikt

Efter det att landets prekambriska berggrund hade bildats, utsattes den vid olika tillfällen för spänningar och förskjutningar vilka har sin yttersta orsak i plattektoniken, dvs. plattornas förflyttning över Jordens yta samt deras rotation och växelverkan. Detta orsakade berggrundens uppdelning i block liksom också rörelser av de olika blocken i förhållande till varandra. Spänningarna ledde till att mer eller mindre regelbundet utbildade spricksystem uppkom även i områden där inga större förskjutningar mellan blocken kan iakttas.

Inom större delen av Sveriges "urberg" är förkastningarnas bildning tydligt senare än berggrundens huvudsakliga veckning. Mycket komplicerade förhållanden råder dock särskilt i landets sydvästliga delar. Inom detta område följdes den kontinentala

jordskorpans ursprungliga bildning för ca 1700 till 1600 miljoner år sedan av flerfaldig upphettning, deformation och grundlig omarbetning under senare bergskedjeveckningar. De äldsta förkastnings- och spricksystemen har således för det mesta omveckats samt omkristalliserats och ställvis nästan helt utplånats.

I Sydvästsverige, väster om den s.k. Mylonitzonen, saknas därför i stor utsträckning de omfattande system av brantstående, raka förkastningar som eljest är vanliga inom landet och där tar sig uttryck i regelbundna, på kartan rut- och rombformiga blockmönster. Mycket vidsträckta, oftast relativt flackt liggande förskjutnings- och överskjutningszoner spelar däremot en väsentligt större roll här än inom andra områden utanför fjällkedjan. Detta beror i huvudsak på en kraftig hopskjuvning ("teleskopering") av berggrunden för ca 900 till 1000 miljoner år sedan, dvs. under senare delen av den svekonorvegiska bergskedjeveckningen.

Berggrunden i de västra delarna av Värmland och angränsande områden i Dalsland och Bohuslän kännetecknas således av en särpräglad strukturbild där det i stor utsträckning saknas enkla relationer mellan förkastningslinjernas storlek och ålder samt deras roll som byggnadstekniska riskområden.

Om och i vilken utsträckning ett givet tektoniskt bälte, en förskiffringsyta eller en enskild förkastning utgör en svaghetszon beror därför inte enbart på dess storlek och blockförskjutningens längd utmed zonen utan även på rörelsezonens senare historia. Det kan här t.ex. röra sig om graden av utläkning genom omkristallisation och kvartscementation, vilket ökar stabiliteten, eller, omvänt, hydrotermal nybildning av mekaniskt lättdeformerade eller kemiskt instabila mineral av typen kalcit och lermineral, vilket givetvis innebär en försvagning. Mycket stora men väl läkta rörelsezoner kan därför utgöra mindre bergmekaniska riskmoment än smärre men öppna eller lerfyllda förkastningar.

Inom de större förkastnings- och rörelsebältena, t.ex. i Silleruds- och Värmeln-Laxarbyzonerna, finner man dock dessutom att senare förkastningar ställvis följt tidigare rörelseytor, som således gång på gång rivits upp och "föryngrats".

Olika deformationszoners, förkastningars eller sprickzoners karaktär återspeglas vanligtvis av topografin och bergytans relief. De gränslinjer och dalgångar samt andra linjära företeelser i topografin ("lineament") som kan iakttas i den topografiska kartbilden, på flyg- och satellitbilder samt i terrängen utgör därför ett ungefärligt mått på ifrågavarande planstrukturers karaktär av svaghetszoner vilka är väsentliga ur stabilitets-, genomsläpplighets- och byggnadssynpunkt, detta oavsett deras tektoniska typ, ursprung och bildningshistoria.

Figurerna 4 och 5–8 visar Gillbergaskålens och den angränsande berggrundens mönster av svaghetsbälten och lineament. Lineamentens stupningar har tyvärr inte kunnat utmärkas på grund av kartskissernas ringa skala. De är för övrigt ofta svårbestämbara även i naturen, när inga detaljerade geofysiska data står till förfogande. Som framgår av kartskisserna finns inom västra Värmland flera stora zoner där lineamenten ligger tätt. Dessutom uppträder även ett antal stora och medelstora förkastningar,

vilka kännetecknas av olika längdutsträckning samt markeras av mer eller mindre breda och djupa dalgångar och sjöar. Även den del av lineamentbilden som beror på mönstret av mindre sprickbildningar kan ha betydelse för bedömningen av berggrundens stabilitet och dess riktningsbundna mekaniska egenskaper.

De stora deformationszoner vilkas existens tydligast framgår av lineamentens frekvens och anordning är:

(1) Sillerudszonen i väster,

(2) en bred, bågformig zon utmed den s.k. Mylonitzonen (jfr s. 10–13) i västra Värmlands östliga och nordöstliga delar samt

(3) den i föregående kapitel redan vid flera tillfällen behandlade Värmeln–Laxarbyzonen.

Den sistnämnda löper i nordöst-sydvästlig riktning och utgör den största bland flera sinsemellan någorlunda parallella förkastnings- och rörelsezoner i den västra länsdelens berggrund. Ett komplement till de nordöstliga zonerna utgörs av uthålliga men i regel till storleken betydligt mindre, nordvästliga förkastningar med oftast relativt små sinistrala rörelsebelopp. (Beteckningen "sinistral" innebär att det nordligare av de två berggrundsblock som gränsar till rörelsezonen är relativt sett förskjutet åt väster, dvs. åt vänster i kartbilden. Med "dextrala" rörelser förhåller det sig omvänt).

Såväl de nordöstliga rörelsezonerna som de nordvästliga förkastningarna bildades efter avsättningen och veckningen av Dalgruppens sedimentbergarter. De nordvästliga linjerna uppträder framför allt i sydväst, i ett område på ömse sidor om länsgränsen nordväst om Åmål vilket till synes undgått påverkan från Mylonitzonen liksom även starkare inverkan från Glaskogsskollornas överskjutningsrörelser och den åtföljande deformationen i skollkomplexets underlag.

Lokalt, framför allt i öster, finns stora öst–västliga, av "ruttet" berg åtföljda förkastningar (se Lindhs del av beskrivningen, s. 116) samt inom nästan hela den västra länsdelen spridda stora nord–sydliga lineament. Vissa av dessa är uppenbarligen yngre än deformationsbältet i Mylonitzonens västliga och sydvästliga förland.

Gillbergaskålens lätt konkava avlagrings- och gnejsighetsstrukturer samt Glaskogsskollornas överskjutningsplan är bland de mest framträdande lineamenten i länsdelens mellersta område. Till skillnad från flertalet övriga av lineament markerade strukturer, däribland de flesta av förkastningarna, ligger dessa överskjutningsstrukturer alltid utpräglat flackt och utgör därför goda genomsläpplighetsytor vid grundvattnets och vattenburna föroreningars förflyttning i sidled, parallellt med berggrundens yta. Flackt liggande gnejsighet och flacka, delvis mycket vidsträckta och mäktiga zoner av rörelseytor kännetecknar även den djupare berggrunden inom stora delar av det övriga västsvenska området väster om Mylonitzonen. Detta sätter ett stort frågetecken för lämpligheten att inom denna region placera stora och känsliga djupförvar av den typ som aktualiserades i samband med det s.k. "Kynnefjällsprojektet".

Enskilda svaghetszoner och förkastningar

Sillerudszonen

En av de mest framträdande tektoniska zonerna i västra Värmland är Sillerudszonen, som inom länet sträcker sig från sjön Östra Silen i ungefär nordlig till nordnordvästlig riktning mot Koppom och vidare mot norska gränsen. Sillerudszonen är ett resultat av deformation vid flera olika tillfällen (se s. 293 och 300) och omfattar förkastnings- och förskjutningszoner med olikorienterade stupningar, vilka huvudsakligen varierar från branta till medelbranta. Även graderna av utläkning genom kvartscementation och omkristallisation varierar. Här finns såväl myloniter och glimmerklädda rörelseplan som kvartsläkta breccior. Zonen åtföljs av mineraliseringar och pegmatitkroppar, det senare särskilt i söder. Ett element av flack, i regel mot öster stupande bandning och foliation, som accentuerats under Glaskogsskollornas överskjutningsrörelser, finns även i Sillerudszonen liksom i hela skålstrukturens västra skänkel. Stora delar av Sillerudszonen ligger dock inom de berggrundsområden som kännetecknas av migmatitisering. De flesta av de planstrukturer som betingas av primära avlagringsytor och tidig förgnejsning har därför omkristalliserats och utgör inte längre svaghetszoner. Flertalet förkastningar är entydigt yngre än dessa flacka planstrukturer och migmatitådringen. Vissa av de större förkastningarna liksom Sillerudszonen i dess helhet utgör således riskzoner ur bergbyggnadssynpunkt, även om stora delar av berggrunden är stabila.

Mylonitzonens västliga förland

Relativt tätt liggande lineament, förkastningar och rörelsezoner bildar ett 5 till drygt 15 kilometer brett bälte utmed den s.k. Mylonitzonen. Som namnet anger utgör Mylonitzonen en av kraftig mylonitisering men även av glimmerskölsbildning kännetecknad, terrängskiljande gräns mellan mellersta och västra Värmland. Denna zon sträcker sig sannolikt ända ned till "Moho", dvs. skiljeytan mellan jordskorpan och Jordens mantel. Berggrunden i Mylonitzonens västliga och sydvästliga förland är till största delen flerfaldigt migmatitiserad och därför "seg", men uppdelas av förkastningar i tämligen stora, i dagytan i allmänhet lins- till rombformiga block med till synes delvis betydande förskjutningsbelopp och språnghöjder sinsemellan. Blockgränserna, liksom även större, milslånga förkastningsbälten, markeras till stor del av de sjöstråk och dalgångar som ligger någorlunda parallellt med Mylonitzonen. Mot öster och nordöst ökar frekvensen av rörelseplan märkbart (se fig. 6 och 8).

Deformationsbältet utmed Mylonitzonens korsas av senare förkastningar. Särskilt framträdande är den svärm av stora öst–västliga förkastningar som finns i berggrundsbältet mellan Grums i norr och Värmlandsbro i söder. Dessa i föregående översikter (s. 116) redan berörda förkastningar upphör i kanten av Glaskogsskollornas förekomstområde och måste därför vara äldre än skollöverskjutningarna. Området

norr om Arvika och Brunskog korsas av stora nord–sydliga till NNV-liga förkastningar, som dock inom detta lineamentrika bälte ibland har något annorlunda riktningar än i området längre åt söder.

Värmeln – Laxarbyzonen

Värmeln–Laxarbyzonen (fig. 1 och 3) utmärks av svärmar av någorlunda parallella och ställvis relativt tätt liggande enskilda förkastningar och breccieringsplan av olika åldrar. Dessa följer tidigare bildade duktila (plastiska) deformationszoners förlopp och släpveckens axlar inom dessa. Utmed de tidigaste rörelse- och nedkrossningsytorna har det på vissa håll skett en omfattande bildning av pegmatiter. Vid olika, oftast senare, tidpunkter har även kvartskroppar av varierande form och storlek, kvartsådror samt kvartsläkta breccior bildats. Förskjutningarna har varit omfattande såväl i höjd som särskilt i sidled (se vidare s. 303–304). Mylonitzoner med kraftig utvalsning och krosszoner är vanliga. Trots kvartsläkning uppträder flerstädes även relativt sena zoner av hydrotermalt omvandlat, "ruttet" berg. Dessa finns särskilt sydväst om Gillbergaskålen i Dalsland, där berggrundens nuvarande erosionsyta möjligen utgör ett ytligare snitt genom jordskorpan än i Värmland. De enskilda deformationsbältena och förkastningarna inom Värmeln–Laxarbyzonen betingar talrika dalgångars och sjöars form och längdutsträckning. Några sådana sjöar är Svansjöarna, Aspen och norra Eldan. En del av dessa rörelsezoner sträcker sig in i Glaskogens skollkomplex, vilket särskilt gäller de parautoktona skollornas och Summelnskollans områden. De saknas däremot eller är små och fåtaliga i de översta granitskollorna, dvs. i Lystjärns-, Torps- och Söljeflagsskollorna, där dessa skollors sydöstliga delar ligger inom eller snarare över Värmeln–Laxarbyzonen (fig. 4). Såväl dextrala som sinistrala rörelser (för en förklaring av dessa termer se s. 281) verkar ha förekommit, men de större förskjutningarna har oftast varit dextrala, vilket innebär att de nordvästligare berggrundsdelarna relativt sett har rört sig åt nordöst. I närheten av Värmeln–Laxarbyzonen i skollområdets centrala del finns däremot en under liten vinkel korsande, mera ONO-lig förkastningszon som följer Lillälven (detta namn är inte utsatt på länskartan) mellan sjön Aspen och Gillbergasjön. Inom denna rörelsezon finns flera enskilda svaghetszoner med "dåligt" berg.

I norr upphör Värmeln–Laxarbyzonen tämligen tvärt mot de stora, i nordvästlig riktning orienterade förkastningar som följer sjön Värmelns huvudsakligen NNV-liga längdaxel. Dessa zoner markerar även den södra gränsen av det lineamentbälte som längre mot norr ansluter sig till Mylonitzonen. En nordlig fortsättning av Värmeln–Laxarbyzonen, som har en mer nord–sydlig riktning än zonens huvuddel, kan dock möjligen spåras i det av duktil deformation men även av spröda förkastningsrörelser markerade bälte av lineament som går i nord–sydlig riktning strax öster om Brunskog.

ANDRA NORDÖSTLIGT STRYKANDE FÖRKASTNINGSZONER

I olika delar av västra Värmland och i norra Dalsland går flera förkastnings- och påskjutningsbälten i nordöstlig riktning, i stort sett parallellt med Värmeln–Laxarbyzonen (jfr Larsson 1956). I Värmland går ett av dessa bälten mellan Östervallskog och Påterud i närheten av norska gränsen, ett annat mellan Västra Fågelvik och Mosstakan, ett tredje mellan området norr om Järnsjön och Lenungen nära näset mellan sjöarna Övre och Stora Gla. Den största bland de nordöst–sydvästliga tektoniska zonerna sträcker sig dock från norra delen av sjön Västra Silen utmed Järnsjöns sydväststrand förbi Kalleboda i riktning mot Granmon. I sina östligaste delar böjer alla förkastnings- och breccieringsstråk inom de två sistnämnda zonerna av mot norr och upphör utan att nå fram till fronten av de parautoktona Glaskogsskollorna (fig. 1 och 4). Utmed den zon som går från Västra Silen mot nordöst har det skett överskjutningsrörelser vilka varit riktade mot norr till nordväst. Dessa överskjutningar har följt två eller ställvis tre olika rörelseytor och har orsakat att den granitiska berggrunden i söder skjutits över en enligt Lindh (s. 144–145 och 149–150) blandad vulkanisk och sedimentär ytberggrund med inslag av märgliga karbonatsediment. Denna är i sin tur överskjuten på graniten i nordväst. De inom zonen liggande ytbergarterna vid Järnsjön och Västra Silen har på länskartan markerats med Åmålgruppens gula färg. Denna relativt välbevarade berggrund kan dock knappast tillhöra Åmålgruppen, som i detta område oftast är påtagligt migmatitomvandlad.

Lineamenttektoniskt sett skulle det ligga närmast till hands att hänföra ytbergarterna mellan de i nordöstlig riktning strykande överskjutningsplanen till Dalgruppen och de märgligt-kalkiga sedimenten till den "kalkbreccia" som Larsson (1956) beskriver från Storön och Björnön i Västra Silens dalsländska del. Denna breccia är associerad med Dalgruppens bottenkonglomerat på Fagerön och med hela det mer än tre mil långa stråk av Dalgruppens berggrund som följer sjöarna Svärdslången och Västra Silen. Mot en sådan korrelation talar dock den av Lindh konstaterade närvaron av kiselrika metavulkaniter. Möjligen rör det sig därför om bergarter som närmast motsvarar Ellenögruppens delvis vulkanogena yngre berggrund i Dalsland (Gorbatschev 1971, 1977, Skiöld 1976), men en definitiv klassifikation kräver nya åldersbestämningar. En för tolkningen av tektoniken viktig iakttagelse är att överskjutningszonens östra fortsättning inte på ett mera väsentligt sätt rubbar den primära, men av senare deformationstektonik påverkade och förstärkta, bandningen av den autoktona skålberggrunden i Sillerudszonen. Detta visar att överskjutningssträckan inte kan ha varit särskilt lång. Ytbergarterna vid Västra Silen kan även av denna anledning knappast härstamma från Åmålgruppens svagare metamorfoserade vulkaniter och fältspatkvartsiter inom Gillbergaskålens inre delar eller inom en tänkbar nu borteroderad västlig fortsättning av denna berggrund. Av Walter Larssons sammanställning av relationerna mellan de nordöstliga samt nordvästliga rörelsezonerna och Dalgruppens sedimentära berggrund (fig. 30 i Larsson 1956) framgår likaså att överskjutningarna utmed dessa rörelseplan knappast kan ha inneburit långa transportsträckor.

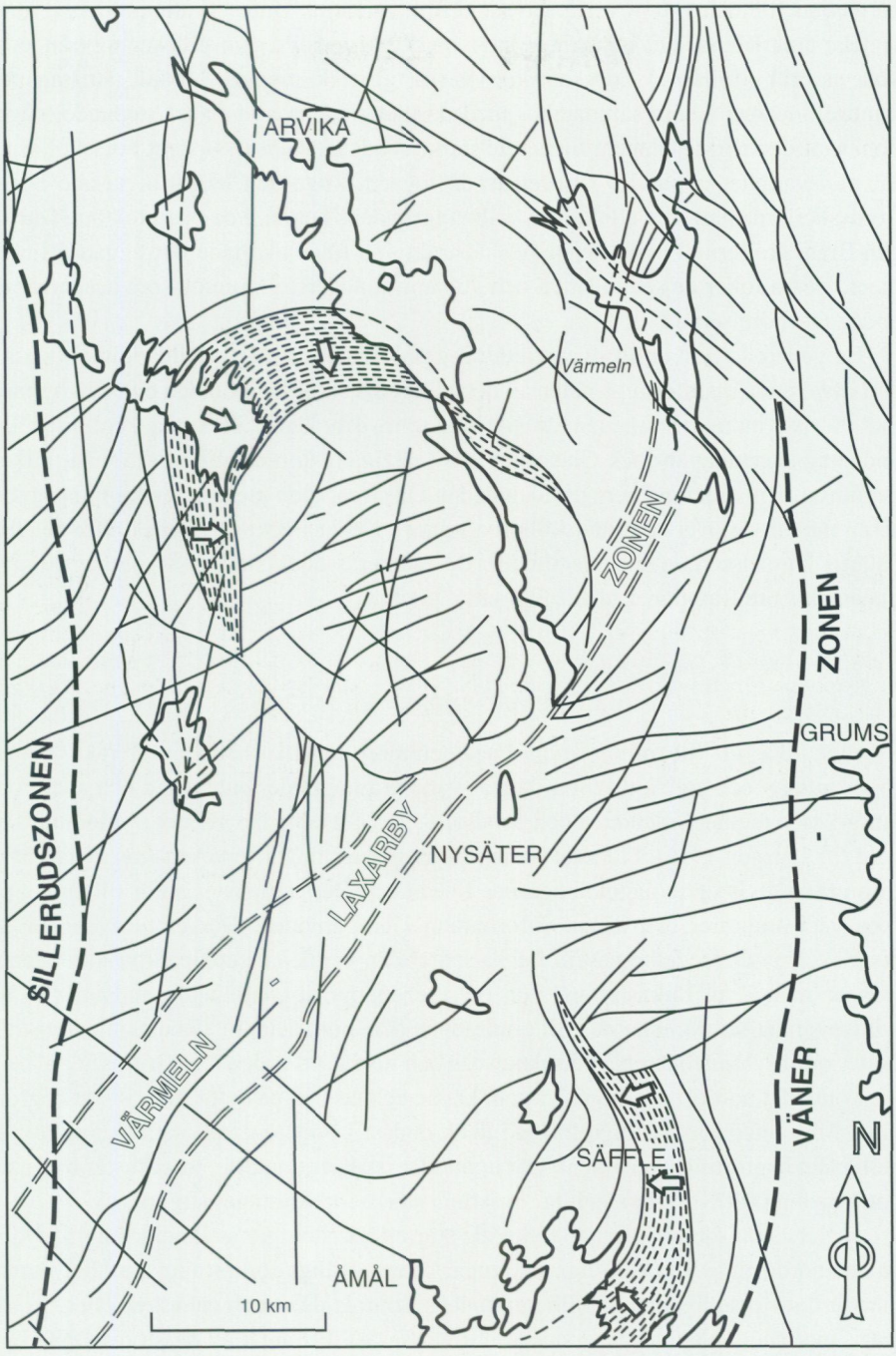
I detta sammanhang är det viktigt att nämna att länskartans kartbild kan tolkas så att de röda till gråröda mikroklingraniterna på ömse sidor om överskjutningszonen mellan Västra Silen och Järnsjön skulle ha drastiskt olika grupptillhörighet och ålder. Detta är dock en förenkling som beror på kartans skala och länskarteringens översiktliga karaktär. Senare rekognosering visar att graniter av sannolikt både Segmo- och Göstatyp uppträder såväl norr som söder om överskjutningen.

Glaskogsskollornas överskjutningsytor

Lineamentbilden i västra Värmlands mellersta del kännetecknas i stor utsträckning av Glaskogsskollornas flackt liggande överskjutningsytor och den lägre skollberggrundens genomgripande utvalsning. De större bland överskjutningsytorna ligger vanligen

Fig. 4. Kartskiss över centrala Västvärmlands mest betydande förkastningar och lineament. Inom Silleruds- och Värmeln–Laxarbyzonerna ligger de lineament som är parallella med dessa zoners längdutsträckning så tätt att de inte kunnat markeras särskilt i kartskissens skala. De likaså mycket tätt liggande smålineamenten (förskjutningsytor och stratigrafiska skiktgränser) i de starkast utvalsade delarna av Glaskogens skollpaket har markerats symboliskt med tät streckning och pilar som visar dessa strukturers flacka stupningar mot Gillbergaskålens mitt. I sydöst är den utvalsade berggrunden av denna typ begränsad till Harefjordsskollorna. I norr omfattar den de parautoktona Bråne- och Glavaskollorna och delar av de alloktona Fors- och Glasälvsskollorna. Kartskissen visar även att en svärm av relativt stora, nära öst–västliga förkastningar söder om Grums upphör vid de alloktona Glaskogsskollornas östgräns. Värmeln–Laxarbyzonen upphör intill sjön Värmeln, men längre i norr finns en möjlig fortsättning, som dock ser ut att vara förskjuten mot nordväst utmed de stora förkastningar som sträcker sig mot Arvika från sydöst. I områdets centrala delar, som utmärks av nord–sydliga och ONO-liga förkastningslineament, går på ett eller två undantag när endast en del av de senare igenom Lystjärnsskollan. Flertalet av dessa korsar dock inte det stora lineament i Byälvens vattensystem, som på kartan inte tecknats som en linje utan markeras av den långa följd av fjärdar och sjöar som sträcker sig från Arvika mot SSO. En rad förkastningar i området väster om Gillbergaskålen uppvisar S-formiga riktningsförändringar som möjligen beror på en öst–västlig sammantryckning av berggrunden inom Sillerudszonen och/eller sinistrala förskjutningar i sidled utmed denna tektoniska zon. Kartskissen visar även att Lystjärns- och Torpsskollorna sträcker sig ut över de flesta av förkastningarna i norra kanten av Värmeln–Laxarbyzonen. Detta antyder att skollöverskjutningen varit flerfasig och att enbart dess sista faser varit senare än de huvudsakliga förkastningsrörelserna inom denna zon.

Fig. 4. Sketch map of the most important faults and lineaments in central western Värmland. The closely hatched areas with arrows mark wide belts of closely spaced foliation and parting surfaces plunging gently towards the central parts of the Gillberga Synform. Some of the major faults and fault groups terminate against the front of thrusting of the allochthonous upper Glaskogen nappes, while others do not appear to cross the Glafsfjorden–Byälven valley which is marked by the array of lakes extending from Arvika toward the south–southwest. The extreme southern parts of the Lystjärn and Torp Nappes that are marked by arcuate thrust-fault lineaments north of Nysäter appear to extend undisturbed across most of the faults of the Värmeln–Laxarbyn Zone. This may suggest that there were several phases of nappe thrusting and that many of the Värmeln–Laxarby faults were formed in the interval between the emplacement of the Summeln and the Lystjärn/Torp Nappes.


ARVIKA
Värmeln
ZONEN
ZONEN
GRUMS
SILLERUDSZONEN
LAXARBY
NYSÄTER
VÄRMELN
VÄNER
SÄFFLE
ÅMÅL
10 km
N

på mellan 100 och 500 m vertikalavstånd från varandra. Under skollområdets centrala delar uppträder de huvudsakligen inom ett berggrundsnitt som sträcker sig från jordytan ned till ett djup av uppskattningsvis två till tre kilometer. Särskilt tätt liggande mindre lineament, som sammanhör med de mot skålens mitt flackt stupande, något konkava förskiffringsplanen, finns i de starkt utvalsade Glasälvs- samt Forsskollorna. En motsvarighet uppträder i bältet av de föga mäktiga och likaså utvalsade Harefjordsskollorna nära den alloktona skollberggrundens botten. I de parautoktona Glava- och Bråneskollorna i norra delen av skålstrukturen finns likartade tätt liggande lineament. Dessa följer de sedimentära och vulkaniska lagerstrukturerna som accentuerats under skollrörelserna.

En generell regel är att överskjutningsgränserna är kraftigt utbildade men glesa i den övre, mera massformiga delen av den alloktona skollberggrunden och smärre men mer talrika inom och mellan de parautoktona och lägre alloktona skollorna. Ett undantag härvidlag är dock Glavaskifferns mäktiga tektonostratigrafiska nivå, vilken avgränsar den alloktona berggrunden nedåt. De stora, men glesa, överskjutningsgränserna mellan de översta granitskollorna ligger mycket flackt och syns därför relativt dåligt i kartskissernas lineamentbilder. De markeras dock ställvis av de bågformiga lineament som framträder bl.a. i figurerna 7 och 8.

Övriga förkastningar och lineament

Regelbundna rut- till rombformiga lineamentmönster vilka betingas av raka, branta förkastnings- och sprickplan som korsar varandra uppträder enbart vid och söder om länsgränsen mellan Sillebotten och Åmål (fig. 7) samt ännu längre mot syd inom Dalsland (jfr Larsson 1956). Flertalet övriga större förkastningar representeras av lätt bågformiga, ställvis t.o.m något slingrande lineament. Dessa mönster beror till en del på sena veckstrukturer och annan deformation i berggrunden. Dessutom avhänger de dock även av de medelbranta till flacka snarare än vertikala stupningarna som kännetecknar många av förkastnings- och brecciezonerna. Iögonfallande undantag är de nord–sydliga förkastningarna i Sillerudszonen och inom delar av lineamentbältet strax väster om Mylonitzonen på Värmlandsnäs och norrut till trakten av Grums.

I området nordöst om sjön Värmeln kännetecknas den på detta ställe svagt bågformiga Mylonitzonens västliga förland dock endast i underordnad utsträckning av regelbundet bågformiga lineament. Här uppträder istället ett interferensmönster bildat av nord–sydliga till NNV-liga och nordvästliga större förkastningar (fig. 6).

I mellersta länsdelen i övrigt stryker de större förkastningarna ungefär i nord–sydliga och nordöstliga till ONO-liga riktningar. Nord–sydliga förkastningar av betydande mått är dock ovanliga inom Gillbergaskålens centrala delar och endast en eller två sådana uppträder i de översta granitskollorna (fig. 4). Ett antal av de större ONO-liga förkastningarna fortsätter däremot genom Glaskogskomplexets alla skollavdelningar

utan avbrott eller förändrad orientering. Flera av dem upphör dock när de når Byälvens vattensystem, vilket utgör en stor men diffus lineamentzon som bäst framträder på satellitbilder. I detalj kännetecknas denna zon av en kombination av två stora NNV-liga och ett par nord–sydliga lineament som praktiskt taget inte framträder i häll. Att dessa förkastningar är dolda av jord och sjöar antyder att det rör sig om betydande svaghets- och riskzoner i berggrunden. Dessutom finns smärre förkastningar som går i olika riktningar, huvudsakligen under viss vinkel mot denna stora zons allmänna orientering. Ett liknande men mindre tydligt utbildat lineament följer dalgångarna från sjön Mangen över Värmeln till Långsjön och vidare mot Grumsfjorden.

Väsentliga skillnader i lineamentmönstren finns mellan stora, till varandra gränsande berggrundsblock särskilt i det undersökta områdets sydvästliga men även nordöstliga delar. Skillnaderna avser såväl lineamentens riktning som deras frekvens. De kan knappast förklaras genom rotation av de olika blocken i förhållande till varandra utan betingas snarare av spänningsdifferenser som skapats av påfrestningar längs de olikorienterade blockgränserna, som dessutom oftast inte är raka. De förhållandevis stora, i ungefär öst–västlig riktning strykande förkastningarna i området mellan Glaskogsskollornas östliga front och Vänern söder om Grums har berörts ovan (s. 340–341, jfr Lindhs del av beskrivningen, s. 116). Dessa förkastningar har relativt höga grader av öppenhet och markeras genom smala men djupa zoner av svagt, delvis "ruttet" berg. Förhållandet till Glaskogsskollorna och de smärre, mer eller mindre nord–sydliga lineamenten i Mylonitzonens förland visar att Glaskogsskollornas överskjutningsrörelser skedde någon tid efter de huvudsakliga faserna av Mylonitzonens bildning.

Gillbergaskålen och Västsveriges berggrund

Föreställningarna om Sveriges geologi har förändrats mycket under de senaste tre årtiondena. Detta gäller särskilt landets sydvästliga delar, där det vid länskarteringens början knappast fanns ens någorlunda moderna undersökningar utanför Göteborgsregionen.

Den viktigaste uppgiften vid arbetets början blev därför skapandet av en ny kunskapsbas för fortsatt kartering och tolkning av berggrunden i Värmland. Detta skedde bl.a. genom fältarbeten och åldersbestämningar för att pröva Magnussons (1960–1962 och 1965) genom 1958 års berggrundskarta över Sverige (SGU Ba 16) vitt spridda åsikt att landets hela sydvästliga område bestod av två till ålder och struktur helt skilda berggrundsdelar, den ena proterozoisk ("gotium" enligt Magnusson samt Stora Le–Marstrandsbältet), den andra arkeisk (Magnussons "pregotium"). Arbetet genomfördes i form av fyra tyngdpunktsprojekt med Roland Gorbatschev som koordinator. De deltagande extrageologerna var Olle Dahl samt Jan Åke Åkesson (i området Torsby–Stöllet/Ekshärad–Uvanå), Torbjörn Hahn (i Storfors–Kristinehamn–Ölmeområdet),

Anders Lindh (i Mylonitzonen) och Sören Malling (i Gillbergaskålen). Redan efter de första fältsäsongerna (1969–1970) stod det klart att inga sedimentära pålagrings- eller magmatiska intrusionsgränser existerade mellan de delar av berggrunden som dessförinnan tolkats som "gotium" och "pregotium". Inom alla fyra tyngdpunktsområden uppträder istället samma berggrund på ömse sidor om de antagna gränserna, men i olika metamorf och strukturell dräkt samt genomdragen av talrika påskjuvnings- och andra rörelsezoner. Denna slutsats redovisades av Gorbatschev (1971) för Klarälvsdalens och den intilliggande s.k. "Protoginzonens" del. Anders Lindh (1974) och Sören Malling, den senare i samarbete med Hubert Zeck (Zeck & Malling 1974), utvecklade samtidigt nya preliminära tektoniska modeller för Mylonitzonen och Gillbergaskålen. Isotopgeologiskt arbete under de närmast följande åren bekräftade definitivt att inga stora arkeiska, "pregotiska" berggrundsområden kan finnas i Västsverige (se t.ex. Welin & Gorbatschev 1976a och b, Welin & Kähr 1980, Welin m.fl. 1982, Persson & Hansen 1982, Persson m.fl. 1983).

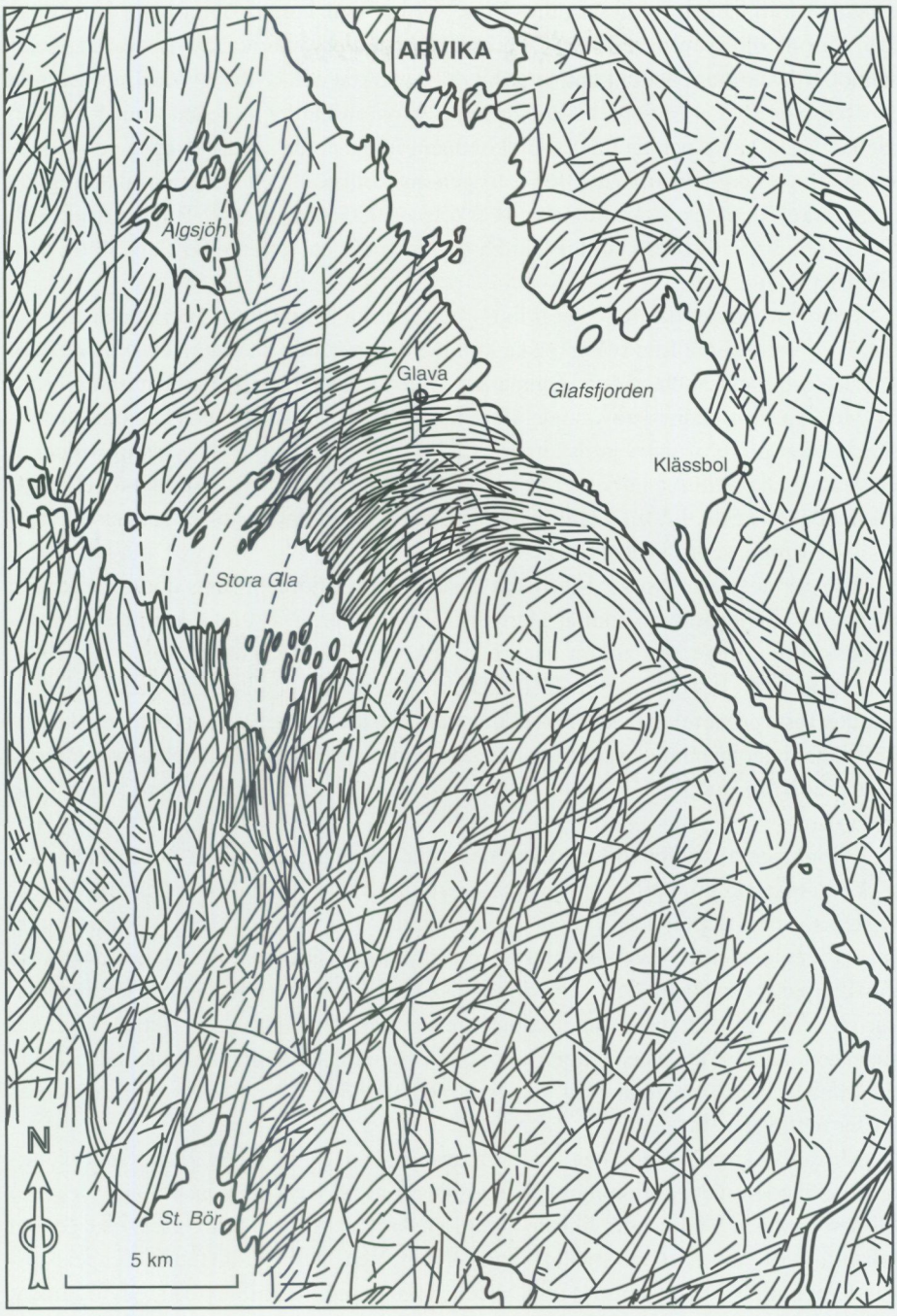
De tidiga etapperna av länskarteringen i Värmland skapade sålunda en ny utgångspunkt för tolkningen av Västsveriges geologiska struktur, ålder och utveckling.

Numera är det klarlagt att nästan hela landets berggrund ligger inom ett stort, ställvis upp till 2000 km brett bälte av till större delen "juvenil" (dvs. mer eller mindre

---

Fig. 5. Kartskiss som visar lineamenten i Gillbergaskålens nordvästliga centralområde. Kartbildens sydöstliga och mellersta delar upptas av Glaskogens skollkomplex (jfr fig. 1 och 3). De flesta av lineamenten representerar förkastningar. Ställvis betingas lineament dock även av ytbergarternas skiktutgående och av utvalsningsstrukturer i de lägsta alloktona granitskollorna. Detta avser särskilt lineamenten på näset mellan sjön Stora Gla och Glafsfjorden samt strax söder om Stora Gla, där dessa strukturer stupar flackt in mot skålens mitt. Glafsfjordens system av fjärdar utgör i sig ett stort lineamentstråk. Kartskissens bild av lineament är baserad på analys av flygbilder och topografiska kartor. Lineamentens typ och deras stupningar har således endast i ett fåtal fall kunnat kontrolleras i fält. Topografieffekten gör dock att Glaskogsskollornas mycket flackt liggande överskjutningsytor i regel framträder som starkt bågformiga linjer. Kartskissen visar påtagliga skillnader mellan lineamentmönstren i den autoktona, parautoktona och alloktona berggrunden. Nord–sydliga förkastningar är betydligt mer talrika i den autoktona berggrunden och upphör för det mesta vid gränsen mot de övre Glaskogsskollorna. Många av de större bland de ONO-liga förkastningslineamenten uppvisar däremot inga avbrott eller riktningsändringar där de passerar denna gräns. Det ringformiga lineamentet sydväst om Stora Gla utmärker Hedenegabbrons område. Sillerudszonens talrika nord–sydliga lineament befinner sig strax utanför kartskissens västra kant. De längre åt söder belägna avbildas delvis i figur 7.

Fig. 5. Lineament patterns in the northwest central part of the Gillberga Synform. The rocks in the central and southeastern segments of the area represented in this sketch map belong to the Glaskogen Nappe Complex (cf. Figs. 1 and 3). The closely spaced lineaments south of Lake Stora Gla and between Stora Gla and Glafsfjorden occur in the strongly sheared Åmål Group supracrustals and the likewise sheared lower allochthonous granitoid nappes. These foliations dip gently toward the centre of the synform. While the Sillerud Zone with its numerous north–south trending faults is just outside the left margin of the map area, wider-spaced large faults striking in that direction are prominent throughout the basement to the west of Glafsfjorden but much less so in the allochthonous nappes. In contrast, many of the east–northeast trending major faults pass undisturbed from the basement into all the units of the nappe pile.


ARVIKA
Älgsjön
Glava
Glafsfjorden
Klässbol
Stora Gla
N
St. Bör
5 km

direkt ur jordmanteln bildad), tidigt proterozoisk jordskorpa. Detta bälte kan följas från Europa till Sydgrönland och vidare tvärs över Nordamerika, med bevarade delar sannolikt även inom andra kontinenter, t.ex, Antarktis och Sydamerika. Den juvenila jordskorpan i bältet började bildas för ungefär två miljarder år sedan utmed gränsen mellan världshavet och en tidig superkontinent liknande de senare Pangea och Gondwana. Superkontinenten hade formats genom kollision och sammansmältning av äldre, arkeiska block av kontinental jordskorpa (jfr Gorbatschev & Bogdanova 1993, Gorbatschev 1996) som i sin tur kan ha utgjort fragment av en eller flera större senarkeiska kontinenter.

I den europeiska delen av det tidigt proterozoiska berggrundsbältet utgick tillväxten av ny jordskorpa från två arkeiska kontinentkärnor, den ena inom ett område som sträcker sig från Lappland och Finnmarken över Kolahalvön och Karelen till närheten av Moskva, den andra i nuvarande Ukraina och sydvästliga Ryssland. Inom Norden skedde den proterozoiska jordskorpans tillväxt således i stort sett i västlig riktning. Dess äldsta, upp till två miljarder år gamla delar finns därför i östra Finland och i Vitryssland, de yngsta, 1,5 till 1,6 miljarder år gamla, i Värmland och andra delar av västligaste Sverige samt i sydöstligaste Norge.

Längre mot väst i Norge, i stort sett väster om Oslofjorden, finns dock åter tecken på närvaro av jordskorpa som är äldre än 1,7 miljarder år. Ett fåtal korn av det motståndskraftiga mineralet zirkon har t.o.m. arkeisk ålder (Ragnhildstveit m.fl. 1994, Birkeland m.fl. 1997, Knudsen 1997). Detta tyder på att den sydvästligaste delen av Norden först på ett relativt sent utvecklingsstadium anslöt sig till det proterozoiska tillväxtbältet i det nuvarande sköldområdet, sannolikt under den tidiga delen av mellersta proterozoikum, möjligen först under den svekonorvegiska kollisionsorogenesen (se nedan).

Bildningen av ny jordskorpa inom det stora, tidigt proterozoiska tillväxtbältet pågick i stort sett kontinuerligt om än episodiskt under nära 500 miljoner år. De olika tillväxtepisoderna uppfattades tidigare som separata "orogena cykler", i Norden t.ex. "svekofennium" eller "svekokarelium", och "gotium". Orsaken till den proterozoiska jordskorpans, däribland även den värmländska berggrundens, bildning ur jordmanteln var en serie plattektoniska subduktionsrörelser som i huvudsak var riktade in under superkontinenten. De paleogeografiska och geodynamiska förhållandena under denna tid liknade dem som man idag finner utmed de båda amerikanska kontinenternas kuster mot Stilla Havet.

Mekanismerna för den nya jordskorpans uppkomst var magmatism i superkontinentens randområden, bildning av öbågar längre ut till havs samt anslutning av dessa till den växande landmassan liksom även jordskorpans förtjockning på djupet genom kristallisation av basiska smältor som trängt upp från jordmanteln (engelskans "underplating"). I mera sällsynta fall skedde strandning mot tillväxtbältet av fragment av äldre, från avlägsna områden genom plattornas rörelse intransporterade segment av kontinental jordskorpa (s.k. "exotiska terränger").

Med tiden, någon gång under mellanproterozoikum, splittrades superkontinenten, men de tre av dess forna delar som kom att utgöra föregångarkontinenterna till nuvarande nordöstra Sydamerika (Amazonia), Nordamerika och nordöstra Europa kolliderade sedan åter med varandra under den svekonorvegiska (globalt även kallad "grenvilliska") orogenesen (se t.ex. Gower 1990, Hoffman 1992, Park 1992, Starmer 1996 och Brewer m.fl. 1997).

Till följd av tension vid superkontinentens splittring och genom de förskjutningar som skedde under den följande svekonorvegiska sammanstötningen av de först åtskilda och senare återförenade kontinentala delblocken i slutet av mellersta proterozoikum genomdrogs hela Västsverige och Sydnorge, däribland även Värmland, av stora terrängskiljande ("suturartade") tektoniska deformationszoner. Ett antal av dessa, t.ex. den s.k. Protoginzonen i gränsområdet mellan sydvästra och sydöstra Sverige, skiljer block av jordskorpa som tidigare uppenbarligen hört samman. Mylonitzonen, som avgränsar mellersta från västra Värmland, har däremot misstänkts vara en gräns mellan två ursprungligen vitt skilda kontinentala områden. Om det verkligen förhåller sig så är en ännu inte slutgiltigt besvarad fråga.

För en ursprunglig samhörighet mellan områdena på ömse sidor om Mylonitzonen talar en generell – om än inte i detalj alltid konstaterbar – ålderszonering med den yngre berggrunden åt väster i hela området fram till Oslofjorden. Ålderszoneringen överensstämmer med en likaså konsekvent kemisk zonering av de granitoida bergarter som bildats för ca 1600 till knappt 1800 miljoner år sedan, med kalk-alkalina sammansättningar i väster och mer alkali-kalciska i öster (Lindh & Gorbatschev 1984). Utmed Mylonitzonen har dessutom än så länge inga fynd gjorts av vare sig rester av ocean jordskorpa eller sedimentbergarter som är typiska för aktiva kontinentkanter.

Bland de argument som har framförts för olika ursprung är starkt uttalade strukturella och geokemiska olikheter tvärs över Mylonitzonen, skilda åldrar av bergarterna åtminstone i Värmland (Persson m.fl. 1995 och Lindh & Schöberg 1987, jfr även Lindhs del av denna länsbeskrivning) och frånvaron av en "gotisk" metamorf omarbetning av berggrunden i östra och mellersta Värmland under tiden kring och strax efter 1600 miljoner år (Söderlund m.fl. 1996). Till detta kommer att Mylonitzonens mäktighet och deformationens styrka inom denna zon kan anses tyda på större förskjutningar här än längs flertalet andra tektoniska zoner i södra Sverige och Norge.

Än saknas dock stora delar av den information som skulle behövas för en definitiv tolkning. Även antalet åldersbestämningar är alldeles för lågt för att tillåta en tillfredsställande testning av hypoteserna om likhet eller olikhet tvärs över Mylonitzonen. Således vore det föga ändamålsenligt att inom länsbeskrivningens ram granska dagens osäkra interpretationer och värdera de för stunden aktuella argumenten för och emot dessa.

Kartskissen i figur 3 visar Gillbergaskålens samt de alloktona och parautoktona Glaskogsskollornas lägen i förhållande till ett antal andra strukturella huvudelement i Västsveriges berggrund. Med avseende på bergarternas karaktär utgör Gillbergaskålen

en del av Åmål–Horredsbältet (Åhäll m.fl. 1995), dvs. det berggrundsbälte som ligger närmast väster om Mylonitzonen och bygger upp östra halvan av den större region vilken av Åhäll och Gower (1997) benämnts "the Idefjorden terrane", enligt svenskt språkbruk väl närmast Idefjordsblocket*). I västra halvan av denna region finns liksom i öster granitoida djupbergarter av Åmålstyp, men ytberggrunden tillhör inte längre Åmålgruppen utan utgörs av Stora Le–Marstrandsgruppens gråvackeartade, orent sandiga metasedimentära bergarter med inlagringar av i huvudsak basiska till intermediära (dacitiska) vulkaniter.

*) *I dagens internationella vetenskapliga terminologi avser beteckningen "terrane" med amerikansk stavning inte vilken terräng som helst utan en till sin karaktär specifik del av ett orogent veckningsbälte, vilken rört sig som en sammanhängande enhet i relation till andra berggrundsenheter inom bältet.*

Fig. 6. Lineament i nordöstra delen av Glaskogens skollkomplex, inom Högerudsterrängen och i skålstrukturens nordöstliga randområde. Stråket av bågformiga lineament mellan Björnö och den djupt inskurna viken SSV om Klässbol markerar Glaskogsskollornas nordöstliga överskjutningsfront (se fig. 1). Invid sin södra ändpunkt tvärås denna gräns av några bland Värmeln-Laxarbyzonens förkastningar. Dessa kan lätt följas mellan Björnö och Värmskog men avskärs längre i norr av linjer som representerar bågformiga lineament i den zon som går på ömse sidor om Värmeln från trakten söder om Brunskog till området sydöst om Värmskog. De diagonalt över kartskissens övre halva ned åt höger löpande långa, raka linjerna visar topografiskt välmarkerade stora förkastningar som avskiljer Gillbergaskålen i sydväst från Mylonitzonens område i nordöst. I kartbildens nordöstra hörn finns dels slingrande förkastningsbälten, t.ex. den stora zon som går från Brunskog mot Boda, dels smärre men talrikare nord–sydliga, brantstående förkastningar i Vänerzonen som tvärås av NNV-liga, likaså brantstående förkastningslineament. På så sätt uppdelas hela berggrunden i rombformiga block. Väsentliga skillnader i lineamentmönstren mellan större berggrundsblock uppträder i Brunskogstrakten, där det förkastningstektoniskt relativt riktningslösa området strax söder om orten kontrasterar mot stråk av tätt liggande förkastningar nordöst om Brunskog och i södra delen av halvön i Värmeln mellan Brunskog och Edane. Det mesta av Högerudsterrängen (jfr s. 288–289) uppvisar en "lugn" förkastningstektonisk bild med regelbundna block bestämda av korsande, förhållandevis glesa, raka förkastningsplan. Detta är ett mönster helt olikt mönstret i de flesta andra delarna av den parautoktona samt övre autoktona berggrunden. Det påminner närmast om lineamentmönstret i sydväst, mellan Åmål, Svanskog och sjön Östra Silen (se fig. 7).

Fig. 6. Lineament patterns in the northeastern part of the Gillberga Synform. The arcuate lineaments between Björnö and the area south of Klässbol represent the northeastern thrusting front of the Glaskogen Nappe Complex. Close to its southern termination, this front is cut by a number of faults belonging to the Värmeln–Laxarby tectonic zone. That zone can be easily traced between Björnö and Värmskog but is truncated farther north by a belt of meandering lineaments extending from the vicinity of Brunskog along the main body of Lake Värmeln to the area southeast of Värmskog. The nature and formation mechanisms of that belt have not yet been assessed. The NW–SE trending large faults that follow the northwestern arm of Lake Värmeln roughly delineate the boundary between the Gillberga synformal structure and the terrain influenced by the tectonics of the Mylonite Zone suture. A large zone of faults along which sinistral displacement has been measured extends from Brunskog to the south–southeast, past Boda. In the same area, minor faults striking north–south and north–northwest subdivide the rocks into rhomboid blocks at the Earth's surface. There is marked contrast between large crustal blocks of different lineament patterns in the vicinity of Brunskog.


Brunskog
Edane
Högerud
Glafs-
fjorden
Klässbol
Värmeln
Boda
Björnö
N
5 km

Åmål–Horredsbältet är strukturellt och litologiskt sett tämligen enhetligt hela vägen från närheten av fjällranden i Norge till Kattegattkusten i söder. Dock uppträder här även skillnader i graden av metamorfos och migmatitisering samt olikheter i ytbergarternas beskaffenhet som beror på variation av berggrundens bildningsmiljöer i tid och rum. Såväl de äldre granitoida som de vulkaniska bergarterna är genomgående kalk-alkalina (jfr Lindh 1984, Lindh & Persson 1990). Åmålstypens djupbergarter är vad beträffar variation av sammansättning och hittills känd isotopsystematik (t.ex. Vocke & Welin 1987, Lindh & Holme 1991) typiska för sådan berggrund som bildas ovanför subduktionszoner ur material som i huvudsak är relativt nytillfört från jordmanteln. Tonaliter och granodioriter är förhärskande, dioriter och gabbroida bergarter är vanliga men kiselrika graniter relativt underordnade. I Gillbergaskålens område märks den relativa dominansen av tämligen basiska bergarter framför allt i de övre, alloktona Glaskogsskollorna (Lystjärnsskollan m.fl.).

Liksom i Dalsland (Gorbatschev 1975) kan man även i Gillbergaskålen urskilja två generationer av granodioritiska till tonalitiska grå och rödgrå gnejsiga djupbergarter, detta särskilt i de lägre granitoida skollorna och i deras omigmatitiserade underlag. Den yngre generationen verkar i genomsnitt vara något kvartsrikare än den äldre. I migmatitområdena är omvandlingen i regel för stark för att skillnaden mellan de två generationerna skall vara tydlig. Till de senast bildade bland bergarterna i den äldre gruppen av Åmålstypens gnejsgraniter ("Åmål-1" enl. Gorbatschev 1975) hör till synes även grovkorniga eller mycket grovkorniga, oftast ojämnkorniga bergarter av typen Strömsgnejs. En del av dessa, t.ex. Fjällsjögraniten, är yngre än åtminstone en episod av migmatitbildning, men i brist på datering är det oklart om det existerar flera till åldern skilda, delvis möjligen mycket senare generationer av sådana rödaktiga bergarter. I närheten av Göteborg och längre åt söder uppträder t.ex. ca 1380–1400 miljoner år gamla, relativt grovkorniga gråröda graniter.

Äldre än graniterna av Åmålstyp måste givetvis de gnejsgraniter och graniter vara som ingår i konglomeratbollarna i Åmålgruppens suprakrustala berggrund vilken blivit intruderad av Åmålstypens djupbergarter (Törnebohm 1870, Hummel & Erdmann 1870, Törnebohm 1872–74, Holmquist 1912, Gorbatschev 1975 och 1979, Wahlgren 1981). Inneslutningar av äldre djupbergarter förekommer dessutom och i särskilt stora mängder även i granodioritiska till tonalitiska gnejsiga djupbergarter av Åmålstyp utanför skålstrukturen, t.ex. i området norr om Uddevalla, i gränstrakten mellan sydvästliga Dalsland och Bohuslän. Där är det dock osäkert om den dominerande grå gnejsgraniten tillhör Åmålsgraniternas äldre eller yngre generation. De förgnejsade granitoida bergarterna i dessa inneslutningar är anmärkningsvärt ofta inte grå–rödgrå och granodioritiska till tonalitiska utan gråröda till röda samt relativt grova och ojämnkorniga med delvis stora, oftast till linser utdragna mikroklinströkorn. Till utseendet påminner de om såväl Strömsgnejs (s. 46) som Tveta- och Fjällsjögranit (s. 311) men dessutom även om bergarterna i det Transskandinaviska bältet i östra och mellersta Värmland. Migmatitådring äldre än den som påverkat även den omgivande berggrun-

den saknas i regel. På flera ställen uppträder däremot gnejsiga deformationsstrukturer som tydligt skiljer de minst tre olika generationerna av gnejsiga djupbergarter från varandra.

De yngre röda graniterna, t.ex. de av Segmotyp, hör i motsats till gnejsgraniterna av Åmålstyp till föga differentierade bergartsserier. De verkar till övervägande delen ha bildats genom uppsmältning av Åmålstypens djupbergarter (Vocke & Welin 1987 och Lindh & Holme 1991). Efter uppkomsten av den ca 1650 till 1550 miljoner år gamla jordskorpan i västra Värmland har således mycket litet ny berggrund uppkommit direkt genom smältdifferentiation ur Jordens mantel.

Åmålgruppens suprakrustala berggrund i skålstrukturens parautoktona och översta autoktona delar (dessa termer förklaras på s. 281) innehåller en uppåt ökande andel av fältspatkvartsiter och relativt fältspatrika kvartsiter. De vulkaniska komponenterna domineras av förhållandevis kiselrika, "sura" sammansättningar. Dessa kemiska särdrag liksom avsaknaden av en genomgripande omveckning av de ursprungligen flacka lagringsstrukturerna i Gillbergaskålens område tyder på närvaron av ett relativt mäktigt och stabilt underlag av kontinental jordskorpa i områdets djupare delar.

Ett vulkanitlager i Tösseområdet sydväst om Åmål, dvs. inom skålstrukturens översta autoktona eller lägre parautoktona nivåer, har gett en U-Pb zirkonålder av 1614±7 miljoner år (Lundqvist & Skiöld 1993). Denna ålder överensstämmer väl med den på de strukturella relationerna grundade slutsatsen att ytbergarterna i Gillbergaskålens parautoktona del representerar västra Värmlands yngsta, till Åmålgruppen hörande, berggrund. Det är denna berggrund som är rikast på bergarter vilkas sammansättningar förutsätter erosion eller omsmältning av ett relativt kvartsrikt, kontinentalt utgångsmaterial. Längre ned i stratigrafin, dvs. i de utgående som ligger i skålens randområden i såväl öster som norr och väster, är den vulkaniska berggrunden mer omväxlande samt de sedimentära bergarterna rikare på glimmer och mindre väl sorterade till kornstorleken än i lagerföljdens topp.

I västligaste Värmland, i området väster om Gillbergaskålen, finns dessutom en likartad sammansättningsmässig variation i öst–västlig riktning. Delvis gråvackeartade, mer omväxlande samt på basiska bergarter rikare ytberggrundsområden inom ungefär samma tektonostratigrafiska nivå uppträder t.ex. vid Årjäng och därifrån västerut mot Töcksfors i närheten av norska gränsen. Dessa suprakrustala områden behandlas utförligare i Lindhs del av denna kartbeskrivning. Längre åt söder inom Åmål–Horredsbältet verkar den öst–västliga variationstrenden dock vara bruten av en tämligen skarp, till synes tektonisk gräns mot de i väster anstående glimmerrika ytbergarterna av Stora Le–Marstrandstyp.

Variation av ytbergarternas sammansättning nedåt i Åmål–Horredsbältets stratigrafi uppträder även i Kroppefjällssynformen i södra Dalsland (fig. 3) samt längre i söder, bl.a. på ömse sidor om Göta Älv. I enlighet med detta grundmönster har t.ex. Härsjöformationen i Lerumstrakten öster om Göteborg en ålder mellan 1624 och ca 1635 miljoner år (Scherstén m.fl. 1998), medan den stratigrafiskt till synes mycket lågt

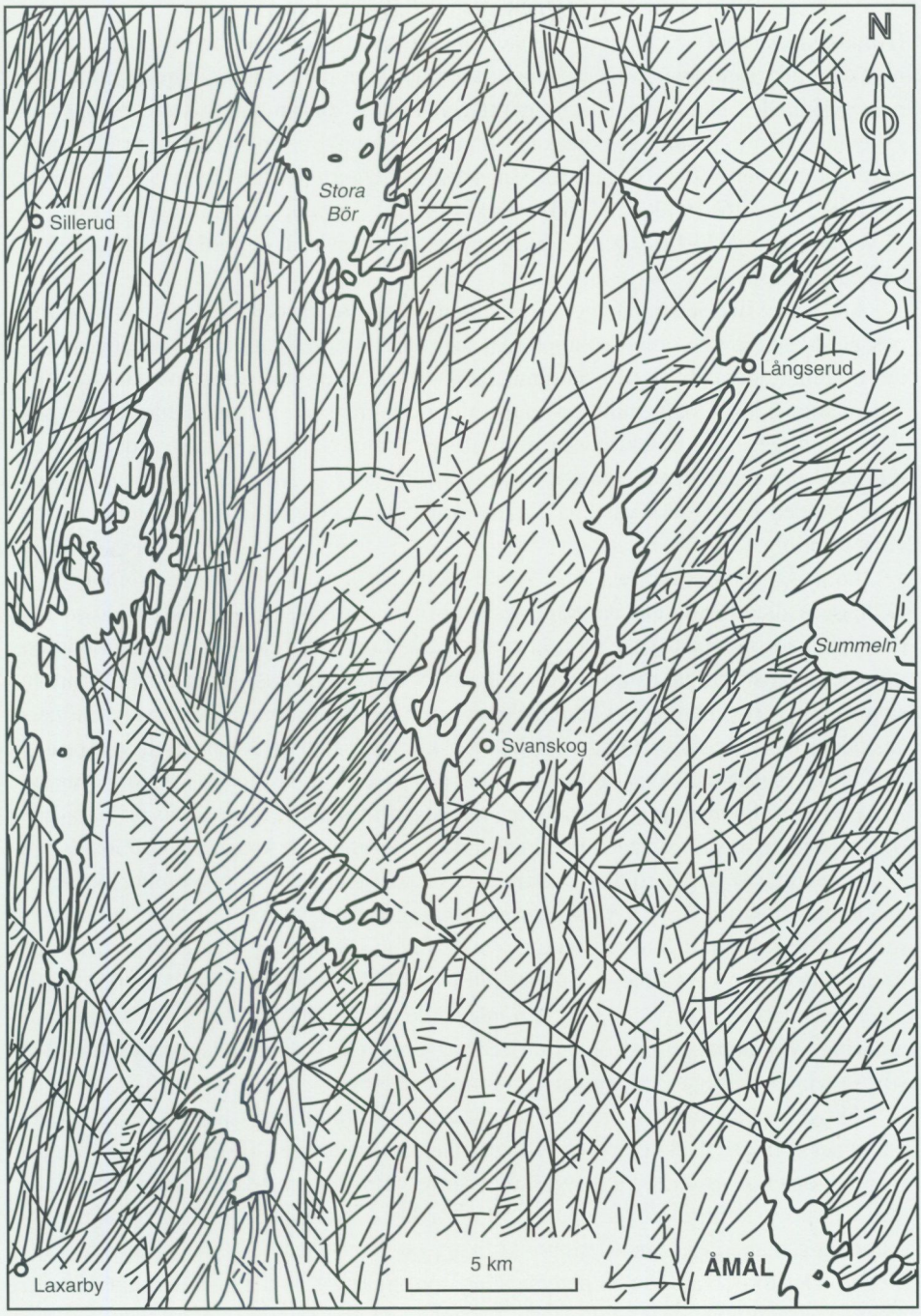
belägna Horredsformationen intill södra delen av Mylonitzonen är ca 1640 till 1660 miljoner år gammal (Åhäll m.fl. 1995, Connelly & Åhäll 1996).

Dessa sammansättnings- och åldersmässiga variationstrender inom den suprakrustala berggrunden pekar på en successiv utveckling från en tidig jordskorpa av öbågetyp till senare, mera mogna kontinentala ytbergartsformationer. Inom Åmål–Horredsbältet i allmänhet och i Gillbergaskålens område i synnerhet kan man således knappast förvänta en konsekvent ålderszonering i öst-västlig riktning. Åldrarna varierar snarare i enlighet med stratigrafin. Därför uppträder den äldre suprakrustala berggrunden inom såväl Gillbergaskålens västliga som östliga randområden. Det stabiliserande kontinentala underlaget i Gillbergaskålen kan således mycket väl bestå av berggrundsenheter som endast är upp till något tiotal miljoner år äldre än Åmålgruppens översta led och närmast motsvarar Härsjö- och Horredsformationerna samt ytbergarterna i trakten av Gunnarskog, Årjäng och Skillingmark. Å andra sidan finns än så länge inga dateringar eller bestämningar av berggrundens isotopsystematik som uttryckligen talar mot att det i skålstrukturens botten skulle finnas en betydligt äldre berggrund, t.ex. av den typ som är känd från Transskandinaviska bältet.

Bland djupbergarterna är de två huvudgenerationerna av gnejsgranit av åldersdata att döma ca 1580–1590 respektive 1600–1610 miljoner år gamla. Båda överskär till synes även de yngsta bland Åmålgruppens ytbergartsformationer, vilket överensstämmer med den ovan nämnda åldersbestämningen från Tösseområdet (Lundqvist & Skiöld 1993). De äldre graniter och gnejsgraniter som tillsammans med bollar av ytbergarter uppträder i Gillbergaskålens konglomerat motsvaras möjligen av de två från Grumstrakten erhållna U-Pb åldrarna av ca 1620 och 1640 miljoner år (Persson m.fl. 1995). Dessa båda dateringar har dock stora felmarginaler. Primär avlagring av Åmålgruppens ytbergarter på djupbergarterna har hittills inte iakttagits inom Gillbergaskålens område.

Fig. 7. Lineamentmönster i Gillbergaområdets sydvästliga del på ömse sidor om gränsen mellan Värmland och Dalsland. Sillerudszonens nord–sydliga rörelsezoner och förkastningar dominerar lineamentbilden i väster, men relativt stora glesa forkastningar i denna riktning uppträder även längre mot öster, ungefär fram till Långserud och Åmål. Värmeln–Laxarbyzonen markeras såväl av lineament som av stråket av sjöar mellan Lågserud och Laxarby. Den alloktona Lystjärnsskollans gräns framträder tydligt i kartskissens nordöstra hörn, medan Summelskollans västgräns är mycket svagt markerad av lineament. Smärre, relativt sena, i nordöst till ONO strykande förkastningar är talrika och uppträder inom områdets alla tektoniska enheter. De större bland dessa förkastningar och glesa, stora, mot nordväst strykande förkastningar bildar ett i stort sett regelbundet rutmönster i området nordväst om Åmål.

Fig. 7. Lineament patterns in the southwestern part of the Glaskogen Nappe Complex and its forelands. The north–south striking Sillerud and the northeast–southwest trending Värmeln–Laxarby tectonic zones are each marked by distinct lineament maxima, and by the shapes and distribution patterns of the lakes. Throughout this region, northeast and east–northeast-trending minor faults are prominent. Large, linear lineaments mark northwest-striking single major faults northwest of Åmål. Similar faults outside the map area contain relics of Dal-Group metasandstones but also displace sinistrally the north–south-trending belts of these rocks downfaulted within the Sillerud tectonic zone.


N
Stora
Bör
Sillerud
Långserud
Summeln
Svanskog
Laxarby
5 km
ÅMÅL

Gillbergaskålen utgör strukturellt sett en del av den centrala synklinoriestrukturen (Åmålssynklinoriet) i Idefjordsblocket. Åmålssynklinoriet består av flera delvis mycket starkt sammanpressade och av sena imbrikationsstrukturer störda synklinaler och antiklinaler. Dess inre delar utmärks generellt av en omigmatitiserad berggrund. Frånvaron av migmatiter var orsaken till att Åmålssynklinoriets centralområde under sextiotalet av en rad geologer (jfr Magnusson, berggrundskarta över Sverige av år 1958, SGU Ba 16, 1960–62, 1965) ansågs höra till "gotium", detta i motsats till synklinoriets östliga förland som i denna föreställningsvärld utgjorde en del av den "arkeiska, pregotiska" berggrunden.

Åmålssynklinoriets uppbyggnad är tektoniskt sett osymmetrisk. I dess östra, norra och nordvästliga ytterområden uppträder mer eller mindre graduella övergångar mellan migmatitomvandlade och omigmatitiserade terränger. I väster finns däremot den ovan nämnda, av Åmålsgraniter på ömse sidor om gränsen i viss mån maskerade men likväl tämligen skarpa tektoniska diskontinuitet mot Stora Le–Marstrandsgruppens migmatitomvandlade ytbergarter. Migmatitiseringen i Åmålsynklinoriets östliga randområden och i dess västliga förland kan, men behöver inte nödvändigtvis, ha varit samtidig.

Inom Åmålssynklinoriets och Åmål–Horredsbältets sydligare delar motsvaras Gillbergaskålen närmast av Kroppefjällssynformen nordväst om Vänersborg. Denna är dock starkare sammantryckt samt intruderad av granit och representerar sannolikt ett djupare, kvartsitfattigare snitt genom följden av Åmålgruppens ytbergarter. Dessutom saknas här varje antydan till tektoniska enheter som skulle kunna motsvara Gillbergaskålens täcke av sensvekonorvegiska överskjutningsskollor. Kroppefjällssynformen och Gillbergaskålen liknar dock varandra på så sätt att de tidiga intrusionerna av Åmålstypens djupbergarter i båda fallen tenderat att följa ytberggrundens primära lagring medan de senare, svagare eller endast delvis förgnejsade kropparna av Gösta- och Segmograniter (i Kroppefjällsstrukturens fall Lane- och Hästefjordsgraniter) visserligen ibland anpassat sig till synklinalernas form men även skarpt skär över deras gränser. Skålstrukturernas bildning måste i båda fallen således ha skett eller åtminstone börjat före Gösta- och Lanegraniternas intrusion. I Gillbergaskålens fall följde synklinalens utveckling otvetydigt efter den inledande, regionalt utbredda fasen av migmatitådring. Migmatitiseringsfronten omger bågformigt Gillbergaskålens centralområde (fig.1), vilket svårligen kan ha varit en primär relation.

Viktigt i detta sammanhang är att Glaskogsskollorna och särskilt de alloktona bland dessa ligger flackt och med tydlig vinkeldiskordans på Gillbergaskålens brantare autoktona skålstruktur. Gillbergaskålen som synform måste därför ha funnits redan före Glaskogsskollornas överskjutning. En fortsatt sammanpressning och strukturfördjupning skedde dock senare, sannolikt bl.a. i samband med och efter skollöverskjutningen. Det torde vara denna nedveckning som gjort att de lägsta delarna av det en gång väsentligt mäktigare skollpaketet bevarats i dagens jordyta. En vidareutveckling av Gillbergaskålens redan tidigare bildade synformstruktur är således orsaken till att

de annorstädes borteroderade Glaskogsskollorna finns kvar just inom skålområdet. Följaktligen var det inte Glaskogsskollornas överskjutningsprocess som bestämde Gillbergaskålens bildning och skålområdets dominerande roll i västra Värmlands tektoniska uppbyggnad.

Denna distinktion har väsentlig praktisk-geologisk betydelse. Om Gillbergaskålens bildning hade orsakats av de sensvekonorvegiska överskjutningarna och hela skålområdet samt dess förland hade präglats av skolltektonik, skulle närmast horisontella skollgränser kännetecknа västra Värmlands mellersta och östra delar ned till ett djup av åtminstone ställvis mellan fem och tio kilometer. Istället finner man att skolltektoniken är begränsad till de översta två–tre kilometrarna under Gillbergaskålens centrala delar. På större djup inom skålstrukturen har de lätt konkava gnejsighetsplanen till synes inte väglett mera omfattande sena förskjutningar i berggrunden. Här uppträder däremot kraftigt utbildade men glesa förskjutningszoner med såväl spröd som plastisk deformation. I västra Värmland verkar dessa zoner gärna stupa flackt till medelbrant mot väster. Den största bland dem är den av Skjernaa (1972) upptäckta Örjezonen i gränsområdet mellan Värmland och Norge.

Längre åt söder är rester av parautoktona skollor endast kända från Dalgruppens utbredningsområde där de beskrivits av Heybroek och Zwart (1949) samt Heybroek (1950). Under överskjutningsskollornas nivå följer särskilt i Dalsland, där den nu i dagen gående berggrunden sannolikt varit svalast och sprödast under den sensvekonorvegiska utvecklingen, en nivå av relativt småskalig imbrikationstektonik (Gorbatschev 1988) som delvis utnyttjat tidigare bergartsgänser och förkastningar. Sydvärmländska exempel på detta är delar av Värmeln–Laxarbyzonen och de sydligaste bland de inom länet belägna delarna av Sillerudszonen.

På större djup finns i Dalsland liksom i Värmland en nivå med stora rörelsezoner som skiljer mäktiga berggrundsblock från varandra. Oftare än i Värmland har blockrörelserna i Dalsland varit spröda snarare än duktila. Dalgruppens berggrund, som vid deformationstillfället sannolikt fortfarande var högeligen porös, har dock på flera ställen reagerat med veckning på blockrörelserna i urberget.

Korrelation av de nya karteringsresultaten i Värmland med tidigare information om berggrunden i Dalsland visar att den deformationsfas som åstadkommit Glaskogsskollornas överskjutning föregicks av ytterligare en sensvekonorvegisk deformationsepisod. Enligt Larssons (1956) strukturanalys för kartbladet Vårvik innebar denna deformation att Dalgruppens sedimentationsbäcken trycktes samman genom blockrörelser som hade en betydande överskjutningskomponent. Dessa rörelser var riktade från såväl väst som från öst in mot de mellersta delarna av Dalbergarternas nuvarande förekomstområde i mellersta samt norra Dalsland. Figur 30 i Larssons och Sandegrens bladbeskrivning visar att skiljelinjen mellan de påskjutningar som huvudsakligen var riktade mot öster respektive väster går i ungefär nord-sydlig riktning. Den sammanfaller med det stråk i berggrunden som under nuvarande länskartering visats utgöra den tektoniska Sillerudszonens centrala del. Inom Sillerudszonen utnyttjade block-

rörelserna framför allt de tidigare bildade nord–sydliga förkastningsplanen och förskiffringsytorna, medan de i zonens östra och västra förland nästan uteslutande följde ett nätverk av ungefär vinkelrätt mot varandra strykande nordvästliga och nordöstliga rörelseplan. Bland dessa finns Värmeln–Laxarbyzonen, de förkastningar som bestämmer Lelångens samt Västra Silens längdaxlar och den mot nordöst strykande överskjutningszonen från Västra Silen förbi Järnsjön där A. Lindh och hans medarbetare funnit en mot nord eller nordväst riktad överskjutning (jfr s. 145–146 och 149–150).

Med utgångspunkt i sin tids föreställningar om geosynklinaler och orogena cykler ansåg Larssons och hans samtida att sammanskjuvningen av Dalgruppens depositionsområde utgjorde den centrala händelsen i den "dalslandiska orogena cykeln". Denna tolkning sammankopplades gärna med höggradig metamorfos och de av Larsson rapporterade fynden av sillimanit i Dalgruppens sandsten på Egenäshalvön i norra delen av sjön Östra Silen. Dessa sillimanitfynd har dessvärre visat sig vara felaktiga (se s. 298).

När det gäller Glaskogsskollornas ursprung finns grundläggande skillnader mellan de parautoktona och de alloktona delarna av skollpaketet. De lägre bland de parautoktona skollorna representerar skivor av de översta till Åmålgruppen hörande ytbergarterna vilka rivits loss från sitt underlag i stort sett parallellt med den sedimentära och vulkaniska lagringen. Dessa skollor har endast transporterats kortare sträckor i förhållande till den autoktona berggrunden av samma typ.

De två högst liggande parautoktona skollorna kan däremot härstamma från skålens periferi eller områden utanför den egentliga skålstrukturen. Det senare förefaller möjligt särskilt för Bråneskollans del eftersom denna kombinerar ett relativt stort inslag av

Fig. 8. Lineament inom Gillbergaskålens sydöstliga del. Harefjordsskollornas lineament syns väl i området söder om Säffle där gränsen mellan skollorna av Summelnskollans typ och Harefjordsskollorna (se s. 329) framträder som en diskordans mellan nästan raka mot nordöst strykande och bågformiga, mer eller mindre nord–sydliga lineament. Mycket tydligt syns även de bågformiga delskollsfronterna i Summelnskollans sydöstra område mellan Säffle, Kila och Tveta. Mellan Grums i norr och Värmlandsbro i söder framträder svärmen av de stora i öst–västlig riktning gående förkastningar som inte påverkat Glaskogsskollornas alloktona skollenheter (s. 340–341, jfr s. 116). Dess förkastningar har markerats med tjockare linjer. Vänerzonens förkastningar, som i stort sett är parallella med Mylonitzonen, bildar en iögonfallande nord–sydlig lineamentsvärm ytterst i öster. Mot öster minskar de sena, mot nordöst strykande mindre förkastningars roll.

Fig. 8. Lineaments in the southeastern part of the Gillberga Synform. The closely spaced lineaments in the strongly foliated Harefjorden Nappes show clearly in this map. In the area northwest of Säffle, the main body of the Summeln Nappe is separated from the Harefjorden Nappes by markedly lobe-shaped (sub-)nappes closely resembling the Summeln Nappe, both lithologically and structurally. The group of large, approximately west–east-trending faults in the area between Grums in the north and Värmlandsbro in the south (thick lines) apparently fail to penetrate into the allochthonous Summeln Nappe although cutting the parautochthonous nappes. In the eastern part of the map, the faults of the Vänern Zone define a marked concentration of north–south-striking lineaments.


GRUMS
Nysäter
Summeln
Värmlandsbro
Sjön-
sjö
SÄFFLE
Tveta
N
Vänern
5 km

"kvartsiter" med tämligen omväxlande sedimentära bergarter och vulkaniter. Här finns således tecken på såväl ett från begynnelsen relativt högt stratigrafiskt läge som ett ursprung inom ett område med mindre "mogna", mer diversifierade ytbergarter än den egentliga Gillbergaskålens.

De alloktona, av djupbergarter dominerade skollorna uppvisar samma typer av granitoida och gnejsgranitiska bergarter som Gillbergaskålens autoktona, dvs. orubbade delar. Särskilt Lystjärns- och Björnöflagsskollorna men även delar av Stömneflagsskollan är dock betydligt rikare på tonalitisk-dioritiska och ännu mer basiska djupbergarter. I dessa skollor uppträder såväl ryoliter som basaltiska till andesitiska metavulkaniter och tämligen glimmerrika metasediment. Denna berggrund påminner således om den som finns i skålstrukturens yttersta randområden och särskilt i de västligaste delarna av länet, i områdena väster om Koppom och Årjäng. Stora delar av Lystjärnsskollans berggrund blev migmatitiserade före skolltransporten och även före Fjällsjögranitens och de lokala Göstagraniternas intrusion. Den relativt basiska sammansättningen av Lystjärns- och Björnöflagsskollornas djupbergarter pekar på ett ursprung i ett område som låg närmare en aktiv kontinentkant än Gillbergaskålens omedelbara omgivning.

Ett ursprung av de alloktona Glaskogsskollorna i en berggrund som motsvarar den som f.n. går i dagen i området mellan Gillbergaskålen och Stora Le–Marstrandsbältet överensstämmer även med flertalet kinematiska indikatorer utmed skollgränserna och med de smärre skollornas tendens att bli tunnare och kila ut mot väst och sydväst, dvs. uppvisa en mot öster riktad imbrikationsstruktur. En mer exakt precisering av ursprungsområdena kan dock inte göras på basis av de i skrivande stund existerande, fortfarande bristfälliga kunskaperna om berggrundens strukturella utveckling i gränsområdet mot Norge och särskilt om de tektoniska och åldersmässiga relationerna mellan Åmål–Horreds- och Stora Le–Marstrandsbältenas berggrund. En omständighet som är viktig i sammanhanget är den till synes mycket kraftiga sensvekonorvegiska deformationen och sammanskjuvningen av berggrunden utmed den tektoniska Örjezonen (Skjernaa 1972) väster om Töcksfors. I den internationella litteraturen om Nordens geologiska utveckling har denna zon rönt betydande uppmärksamhet under den av Berthelsen (1980) introducerade beteckningen "Dalsland Boundary Thrust (även Fault)". Tänkbara ursprungstrakter för Glaskogsskollorna är i första hand själva Örjezonen eller en möjlig tidigare fortsättning av Åmål–Horredsbältets berggrund inom det område som nu ligger väster om denna zon.

Här bör dock nämnas att bland de mineraltexturella indikatorerna av rörelseriktning även finns sådana som indikerar en mot väst riktad transport. Om dessa rörelser representerat tidiga eller sena deformationsfaser eller om de berott på motrörelse under en s.k. "orogen kollaps" (dvs. en gravitativ förtunning av jordskorpa som tidigare förtjockats under en bergskedjeveckning) kan emellertid inte avgöras utan framtida specialundersökningar.

I en av de första analyserna av Gillbergaskålens skollstruktur antog Zeck och Mal-

ling (1976) en från öster mot väster riktad skolltransport med antingen den s.k. Protoginzonen längs gränsen mellan sydvästra och sydöstra Sverige eller Mylonitzonen som skollornas ursprungsområde. Detta antagande verkar dock huvudsakligen ha grundats på allmänna plattektoniska överväganden. Åtminstone redovisas ingen mot antagandet svarande strukturell analys av skollberggrunden. I ljuset av senare undersökningar ter det sig av litologiska såväl som tektoniska skäl omöjligt att Protoginzonen skulle kunnat utgöra ett källområde för de alloktona Glaskogsskollorna.

En av Wahlgren m.fl. (1981) publicerad Rb-Sr datering av en starkt tektoniskt linjärstruerad granitgnejs i skollområdet öster om Stömneflagan har gett en ålder av 962±19 miljoner år, vilken kan uppfattas som en minimiålder för skollrörelserna. Dessa har med säkerhet varit tidigare än bildningen av överskärande lamprofyrgångar (jfr Lindhs del av länsbeskrivningen), men av relationerna till de öst–västliga förkastningarna söder om Grums att döma (jfr s. 116 och 340–341 samt fig. 8) syns de dock ha skett senare än åtminstone en huvudfas av deformationen utmed Mylonitzonen.

En öppen fråga är fortfarande mäktigheten av det skollpaket som en gång överlagrade Glaskogsskollorna. Längre mot sydöst, i området öster om Mylonitzonen, har man konstaterat tryck vilka motsvarar ett numera borteroderat täcke av berggrund som i slutet av den sensvekonorvegiska orgena perioden hade en mäktighet av mer än 30 km. Något liknande är inte otänkbart även för Gillbergaskålen, men å andra sidan har all bevarad skollberggrund ett tydligt västvärmländskt ursprung och kan mycket väl ha tillhört ett väsentligt tunnare, mera lokalt skollpaket som klämts in mellan t.ex. Åmål–Horreds- och Stora Le–Marstrandbältenas bergblock. Detaljerade, till åldersbestämningar kopplade tryck-temperaturanalyser saknas ännu. Preliminära resultat som bygger på kalciumhalterna i samexisterande plagioklas och granat indikerar förhöjda tryck/temperaturförhållanden i hela västra Värmland och därmed en orogen sammanskjuvning och förtjockning av jordskorpan. De har dock än så länge inte entydigt kunnat hänföras till antingen de gotiska eller de svekonorvegiska plattektoniska händelserna.

En för tolkningen av hela den västsvenska berggrunden viktig slutsats är att en kraftig sammanskjuvning av norra delen av Åmål-Horredsbältet i öst–västlig riktning måste ha skett redan något mer än 1550 miljoner år tillbaka i tiden. Under denna tid började såväl Gillbergaskålen som Kroppefjällssynformen att utbildas, liksom av allt att döma även de tektoniska Silleruds- och Örjezonerna (fig. 3 och 4). Åtminstone åtföljs Sillerudszonen i likhet med södra delen av Örjezonen och det relativt smala berggrundsbältet mellan dessa zoner av talrika i nord-sydlig riktning utsträckta intrusioner av såväl Gösta–Lane- som Segmotypens graniter. Särskilt Örjezonen i Norge, Värmland och Dalsland framstår inte bara som platsen för en eller två relativt smala sensvekonorvegiska mylonitiserings- och förskiffringszoner. Här finns även ett nära milsbrett bälte av förgrenade ("anastomoserande") tektoniska zoner med mycket stark utvalsningsdeformation av hela berggrunden. Ungefär nord–sydlig till NNV-lig veckaxelstänglighet som hör samman med de släpveck som bildats under denna deforma-

tion uppträder inom ett vidsträckt område.

Den starka deformationen något mer än 1550 miljoner år tillbaka sammanbinds av Åhäll m.fl. (1998) med en kollision mellan huvuddelen av Nordens tidig- till mellanproterozoiska tillväxtbälte (se s. 318–320) och de av Ragnhildstveit m.fl. (1994), Birkeland m.fl. (1997) och Knudsen (1997) jämte andra forskare beskrivna sydnorska områden vilka utmärks av sitt innehåll av äldre berggrundsmaterial (jfr s. 320).

Slutord

De arbetsresultat som redovisas i denna del av länskartans beskrivning hade varit mycket vanskliga att åstadkomma utan medverkan av de i föregående kapitel omnämnda extrageologerna, särskilt Sören Malling och Olle Dahl och utan gott samarbete samt trevligt umgänge med "grannarna" i arbetet, prof. P.H. Lundegårdh och hans extrageologer i östra och mellersta Värmland samt doc. Anders Lindh och hans grupp i västra länsdelens huvudområde. Bland de senare vill jag särskilt tacka C.-H. Wahlgren, vilken väsentligt bidragit till diskussionen och även deltagit i fält- och analysarbetet rörande Gillbergaskålens bergarter. Att de olika projektdeltagarnas bedömningar och tolkningar ibland i all vänskaplighet har lett till något olika resultat och har olika tyngdpunkter har varit berikande för diskussionen och kommer förhoppningsvis även att erbjuda läsaren en långtifrån utslätad utan tvärtom mångfasetterad och stimulerande bild av västra länsdelens ingalunda helt "avbetade" geologi, till nytta även för resultatens praktiska tillämpning.

Arbetet skulle för mitt eget vidkommande ha varit helt omöjligt utan Anna-Lisa och Edvin Perssons gästfrihet på bageriet i Värmlands Nysäter, Gillbergakarteringens "huvudkvarter" under en följd av år.

SUMMARY
The Gillbergs Synform, the Glaskogen nappes and some structural aspects of western Värmland

General

The Gillberga Synform (Figs. 1 and 3) is a large structure dominating the central and eastern parts of the segment of Värmland territory situated to the west of the Mylonite Zone (for a consideration of that zone, see Lindh's part of the present map description, pp. 10–12). The Synform attracts particular attention due to the presence of remnants of a Sveconorwegian–Grenvillian nappe pile in its central, tectonostratigraphically uppermost parts (Zeck & Malling 1976). Discounting minor relics of local thrust sheets found farther south, outside Värmland (Heybroek & Zwart 1949), this is the only place in Sweden where evidence of thin-skinned late Mesoproterozoic thrusting tectonics is preserved. In the following text, the nappe pile is designated the Glaskogen Nappe Complex (cf. Gorbatschev 1988).

In the history of geological interpretation of the Scandinavian Precambrian, the Gillberga Synform is famous as the key site in Magnusson's (1965) abortive attempt to subdivide the basement of southwestern Sweden into Proterozoic, Gothian and allegedly Archaean, Pregothian parts. Magnusson assumed that the rocks of the parautochthonous part of the present Glaskogen Nappe Complex represented a Proterozoic, "Gothian", cover that had been sedimentated atop Archaean gneisses (the present autochthon) and intruded by likewise "Gothian" granitoid rocks (the allochthonous upper Glaskogen nappes). That concept was disproved conclusively by the early results of the present mapping project (Gorbatschev 1971, Zeck and Malling 1974 and 1976) and concomitant isotopic dating. At present, as it had been ever since its introduction in the 1930s, the term "Gothian" is again used to describe collectively the various episodes of crust formation in southwestern Sweden, now known to have occurred in the latest Palaeoproterozoic and the early Mesoproterozoic.

The setting

The Precambrian crust of southwesten Sweden was created by orogenic igneous activity and accretion toward the present east, between c. 1700 and 1550 Ma ago. This process took place relatively late during the formation of a giant accretionary belt of largely juvenile continental crust which commenced c. 2 Ga ago. That Proterozoic belt outlined the one-time interface between the ocean and a Palaeoproterozoic supercontinent comprising the precursors of both Laurentia and the European Precambrian craton (Gorbatschev and Bogdanova 1993). Its SW-Swedish, "Gothian" part was accreted onto and atop the somewhat older (c. 1.9–1.8 Ga) Svecofennian crust farther east and is divided into two unlike halves by the Mylonite Zone suture. The intra- or inter-

segment nature of that structure is still conjectural. Western Värmland is part of the Idefjorden terrane of Åhäll and Gower (1997), delimited in the east by the Mylonite Zone. In the west, the Idefjorden terrane extends at least as far as the Oslo Fiord which may coincide approximately with the trace of yet another Mesoproterozoic crustal suture (Berthelsen 1980, Åhäll et al. 1998). The Idefjorden terrane itself is also composed of two parts. In the east is the Åmål–Horred Belt (Åhäll et al. 1995) containing Åmål Group mostly volcanic supracrustals and differentiated plutonic rocks, in the west the Östfold–Marstrand Belt (Åhäll et al. 1990) of granite-intruded metagreywackes belonging to the Stora Le–Marstrand Group (cf. Fig. 3). Along much of their exposed extent, these two belts are separated by the Örje tectonic zone (Fig. 3, cf. Skjernaa 1972), subsequently discussed by Berthelsen (e.g. 1980) as the "Dalsland Boundary Thrust (or Fault)". The Gillberga part of Värmland belongs structurally to the Åmål synclinorium, a major tectonic unit within the Åmål–Horred Belt that differs from its surroundings by mostly lacking migmatization.

Apart from the Gothian orogenic episode, when its continental crust was created, the Gillberga area together with the rest of the Idefjorden terrane has been affected by the Sveconorwegian–Grenvillian sequence of orogenic events.

The rocks

As is the rest of the Åmål–Horred Belt, much of western Värmland is built up of volcanic and metasedimentary supracrustal rocks belonging to the Åmål Group that comprises a number of formations with ages ranging between c. 1660 and 1610 Ma. Lithological variation suggests passage during this time from island-arc type environments (in the 1660–1640 Ma Horred formation, Åhäll et al. 1995) over somewhat more variable lithologies (e.g. in the c. 1625–1635 Ma old Härsjö formation, Scherstèn et al. 1998) onwards to mostly felsic volcanics and psammitic metasediments (the "quartzites" of old) in the stratigraphically upper reaches of the Gillberga Synform. In the latter area, a bed of volcanic rock has been dated at 1614±7 Ma (Lundqvist & Skiöld (1993).

In the Gillberga Synform as well as the Åmål–Horred Belt in general, lithologies appear to vary with stratigraphical level as well as geographical position, the least mature sediments and the most mafic volcanics occurring downwards in the stratigraphy and toward the west. Due to the stratigraphically controlled variation there appears to be no very consistent age zoning on an east–west gamut, but the number of datings is still very limited. The stratigraphically uppermost strata just beneath the level of thrusting at the base of the allochthonous part of the Glaskogen nappe pile appear to have required material sources in a continental-type subjacent basement. That basement is presumably made up of rocks belonging to the earlier formations within the Åmål Group and of plutonic intrusions. However, there are still no data to definitely exclude the possibility of much older components in the substratum.

The supracrustals of the Åmål Group have been intruded by compositionally diversified calc-alkaline plutonic rocks, collectively covered by the traditional term "the Åmål granites". Among these, two generations of granodiorites and tonalites can easily be distinguished in the field, the presence of additional ones being indicated by finds of balls of granitoid rocks in Åmål-Group conglomerates. Such diversity is supported by the presently available ages demonstrating a range between somewhat less than 1590 and c. 1640 Ma.

Younger than these plutonic rocks are mostly the more potassic granites, apparently formed at the expense of Åmål-Group supracrustals and Åmål-type plutonics (cf. Vocke & Welin 1987, Lindh & Holme 1989). Prominent in the Värmland and Dalsland parts of the Amål–Horred Belt are the Gösta and Lane granites of c. 1570–1550 Ma age and the c. 1250–1270 Ma old Segmon and Hästefjorden granites. Additional age groups have not been dated in Värmland, but their presence is suggested by 1400–1380 Ma ages obtained farther south within and outside the Åmål–Horred Belt.

In the latter half of the Mesoproterozoic, sediments of the Dal Group were deposited atop a basement consisting of the rocks considered above. Several generations of pegmatites and mafic intrusions are also present.

It is worth noting that in the Gillberga Synform even the rocks of the farthest travelled allochthonous nappes are identical with or similar to the rock units characterizing the subjacent autochthonous basement. This is important in the geodynamic interpretation of the nappe pile.

Structure and tectonostratigraphy of the Gillberga Synform and the Glaskogen Nappe Complex

The Gillberga Synform, *Gillbergaskålen*, in literal translation "the Gillberga Bowl", is a rather indistinctly delimited shallow structure. It measures nearly 50 km across and has a maximum north–south extent close to 100 km, the southernmost parts being hidden by Lake Vänern. Apart from a very few local exceptions, the primary stratification of the supracrustal rocks, the shapes of the numerous stratiform granitic intrusions and virtually all regional foliations within and at the boundaries between the various rock sheets dip gently toward the centre of the synform, the dips ranging mostly between 10 and 30 degrees, but become steeper and less regular outwards.

Structurally, the Gillberga Synform can be divided into three levels which also conform roughly with lithological differences. Deepest is the autochthonous level of downwards mostly plutonic, upwards Åmål-Group supracrustal, partly migmatized rocks. Then follow the Glaskogen parautochthonous nappes wholly dominated by supracrustals, and finally the allochthonous parts of the nappe complex. The latter can be divided into two tectonic types. In the lowermost allochthon, the predominantly igneous rocks have been penetratively refoliated to conform with the attitudes of the structures that define the Synform. This is also the level of maximum development of

penetrative transportation lineation, in the basal levels affecting the entire rock mass but upwards exhibiting distinct intensity maxima along the thrusts. That lineation consistently trends east–northeast – west–southwest throughout the rock pile, the plunges varying with the attitudes of foliation. In the uppermost nappes, in contrast, the interior parts of the individual nappes retain folding and foliation patterns manifestly discordant with the nappe boundaries. These structures obviously relate to pre-thrusting phases of deformation, some of these marked by migmatization, and have been inherited from the source areas of the nappes.

The thrust boundary between the parautochthonous and allochthonous nappes marks metamorphic inversion. In the autochthon and most of the parautochthon, the grades of metamorphism consistently decrease upwards. Above that boundary, however, the reverse is true, the grades of metamorphism increasing stepwise upwards across the boundaries between the individual allochthonous nappes until they again reach the stage of migmatite formation in the topmost Lystjärn and Torp units, and parts of the Björnöflagan and Stömneflagan nappes (cf. Figs. 1 and 2).

Aspects of lithological variation

Lithological variation in the autochthon implies not only gradual upward increase in the incidence of supracrustal rocks as mentioned above; the lithologies of the volcanic rocks tend simultaneously to become more felsic and those of the sedimentary supracrustals more sandy and in general less diverse and less micaceous. That trend continues into the parautochthonous nappes. A reversal may occur, however, in the Bråne nappe (Fig. 2), the uppermost and farthest transported amongst the parautochthonous, supracrustal nappe units.

In the allochthonous nappes, where there is a substantial preponderance of plutonic rocks, both the plutonic and supracrustal lithologies are markedly more mafic than in the subjacent autochthonous tectonostratigraphic level. This suggests that the uppermost nappes have been derived from areas closer to an active continental margin than the rest of the Gillberga area.

Nature of the most important thrust boundaries

Among the fundamental thrust boundaries in the Gillberga synform, the basal level of thrusting that separates the autochthon from the nappe pile, is commonly well developed, with extensive mylonites and metasomatic alteration such as loss of alkalis, particularly sodium, and attendant muscovitization. However, the tectonic transition occasionally appears to occur in rather small steps involving series of minor, more or less parautochthonous rock units where the inferred distances of thrusting displacement almost imperceptibly increase upwards. Some of these thrust interfaces even appear to be tectonically modified igneous contacts.

Consistently more distinct, however, is the demarcation between the parautochthonous, predominantly supracrustal nappes and the allochthonous, mostly granitoid nappe pile. This level is marked by spectacular mylonites and cataclastic rocks as well as the appearance of the tectonic "Glava schists", an up to approx. 20 metre thick pile of extremely foliated, micaceous rock created from plutonic as well as supracrustal protoliths. Occasionally, the parautochthonous nappes appear to have been sheared out completely, in which cases the allochthonous nappe pile rests directly on the autochthon. This is seen mostly along the eastern limb of the Gillberga structure. In general, however, the individual lower allochthonous nappe units tend to thin westwards which creates an eastward directed imbrication structure at this tectonostratigraphic level. Furthermore, the allochthonous part of the nappe pile is more easterly situated than either the parautochthonous nappes or the parts of the autochthon dominated by supracrustal rock units (cf. Fig. 3).

Quite prominent in the Gillberga Synform is the structural discordance between the various individual nappes, as well as particularly between the entire pile of allochthonous nappes and their autochthonous and parautochthonous basement, the nappe pile being less steeply downfolded than the basement. In consequence, isolated outliers (*klippen*) of the uppermost nappes rest discordantly across the boundaries between the parautochthonous nappes and in one case even overlie the autochthon–parautochthon delimitation. Thus the platter-like structure defined by the allochthon is substantially less steep than the structure of the autochthonous parts of the synform.

These relationships constitute one of several pieces of evidence suggesting that the Gillberga structure existed as a synform already before the overthrusting of the Glaskogen nappes. Other supporting arguments includes the relationship between the synformal structure and granitic intrusions of varying age.

Beneath the central parts of the Glaskogen Nappe Complex, subhorizontal major nappe thrusts representing zones of structural instability and easy circulation of fluids are estimated to occur down to depths of between two and three kilometres.

Episodes of metamorphism

Apart from the metamorphic inversion in the nappe pile described above, the Gillberga region is marked by migmatization in the periphery of the synformal structure. The migmatites thus encircle and underlie the core of the synform. In consequence, their formation must have preceded the downfolding of that structure. However, migmatites occur at higher tectonostratigraphic levels in the eastern than in the western limb of the synform. Together with field evidence of various vein generations, this suggests several episodes of migmatite formation. In conjunction with investigations into the relationship between migmatization and igneous intrusions of various ages, a general conclusion is that most of the regionally developed high-grade metamorphism took place early in the history of the Gillberga rocks, preceding or occurring simultaneously

with the emplacement of the c. 1550–1570 Ma old Gösta–Lane type granitoids. Since migmatitic veining had also developed prior to the intrusion of at least some of the Åmål granitoids, early migmatite-forming metamorphism obviously comprised several stages.

Subsequent metamorphism leading to local veining was associated with the intrusion of the c. 1.25 Ga Segmon granites, in addition to which more widespread vein formation possibly occurred along the eastern margin of the Idefjorden terrane during the Sveconorwegian–Grenvillian compression that shaped the present appearance of the Mylonite Zone.

In most of the area studied, however, there are hardly any signs of late Sveconorwegian high-grade metamorphism. Some of the previous indications of such an event after the deposition of the sedimentary rocks of the Dal Group are attributable to Larsson's (1956) misidentification of highly magnesian amphibole associated with andradite–grossular garnet in originally carbonate-cemented Dal sandstone. Larsson assumed that this amphibole was sillimanite associated with grossular-bearing almandine. In consequence, he erroneously inferred the presence of a regional, high-grade, late metamorphic event. This error was facilitated, no doubt, by the interpretation at that time of the depositional basin of the Dal Group as a "geosyncline" and its compression as the "Dalslandian orogenic cycle", expected to be complete with the magmatism and high-grade metamorphism required of such a process.

The thrusting of the Glaskogen Nappe Complex evidently did not create high-grade mineral associations in the presently exposed parts of its basement, the muscovite–biotite association occurring rather generally. After the thrusting, the nappe boundaries and other strongly foliated rocks were overgrown by clusters of large, prismatic amphibole crystals and magnetite, and somewhat later by epidote and prehnite.

Faulting

Major – even suture-like – zones of ductile deformation and faulting are prominent throughout the region west of the Mylonite Zone. In Värmland, the most important of these are the Örje Zone of deformation and thrust-faulting close to the Swedish–Norwegian border and the Sillerud and Värmeln–Laxarby zones of faulting immediately adjoining and even crossing the Gillberga Synform. These tectonic belts were repeatedly active, the latest faults along the Värmeln–Laxarby Zone cutting some of the lower allochthonous nappes, while most of the faulting must have occurred before the nappe thrusting. A new discovery during the mapping was the importance of the Sillerud Zone (Fig. 3) as a major long-lived tectonic feature that influenced the emplacement patterns of the Gösta- and Segmon-type granites, the siting of sulphide and gold mineralizations and the patterns of post-Dal Group block faulting. These and other major faults as well as the thrusts of the Glaskogen nappe pile form zones of substantial structural weakness and may involve environmental risks.

Synopsis

The formation of continental crust in the Gillberga region of western Värmland was the result of a series of orogenic events at a destructive plate margin. The presently exposed rocks started to form in island-arc volcanic environments which were subsequently replaced by continental-margin volcanic belt and intracontinental settings. Calc-alkaline igneous activity dominated by tonalitic and granodioritic rock compositions occurred in several episodes, presumably between c. 1640 and 1580–1590 Ma, and was then succeeded by a somewhat later early Mesoproterozoic igneous event that formed sizeable granodioritic to microcline–granitic intrusions between approximately 1570 and 1550 Ma ago. More than the earlier granitoids, these rocks are aligned with structures due to E–W directed compression, including folding around subhorizontal, north–south trending axes. An episode of regional migmatization occurred, and both the Gillberga and Kroppefjäll synforms as well as the Sillerud tectonic belt appear to have begun forming during that time. Åhäll et al. (1998) speculate that the crustal developments around 1.56 Ga had their cause in the docking of outboard and exotic terranes in present South Norway against the Proterozoic accretionary belt. These contain crustal materials older than 1.7 Ga (cf. Ragnhildstveit et al. 1994, etc.). While such docking fits well with the observed record, we are just about to begin unravelling a very complex story of crust evolution in southern Scandinavia, where the results of early Mesoproterozoic crustal processes have been reworked by similarly intricate later Mesoproterozoic developments. In the context of the present map description it therefore suffices to affirm that, whatever the reason, no signs of post-1.55 Ga, pre-Grenvillian events characteristic of settings in the close vicinity of active continental margins have been found in western Värmland or elsewhere in southwestern Sweden.

The effects of more distant destructive plate-margin processes are presumably seen in the granitic and mafic igneous activity between c. 1500 and 1200 Ma, until recently considered "anorogenic".

Sveconorwegian collision and attendant compression after a preceding stage of rifting led to a sequence of deformational events, among these block thrusting, reviewed downfolding of the Gillberga Synform and, particularly, the formation and thrusting of the Glaskogen nappe pile. However, no presently available data suggest yet another stage of regionally comprehensive high-grade metamorphism or other thorough reworking of the now exposed rocks in western Värmland, apart from deformation and alteration including pegmatite formation and some veining along the major belts of thrusting and faulting, and other tectonic boundaries.

LITTERATUR

Berthelsen, A., 1980: Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. *Publications du 26e Congrès Géologique International Paris 7–17 juillet 1980, Colloque C 6: Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens – Geology of Europe from Precambrian to the post-Hercynian Sedimentary Basins, 6–21.*

Birkeland, A., Sigmond, E.M.O. & Whitehouse, M., 1997. From Archean to Proterozoic on Hardangervidda. *COPENA Conference at NGU 1997, NGU Report 97.131, Trondheim.*

Brewer, T.S., Daly, J.S. & Åhäll, K.-I., 1997: Constraining crustal growth in Southwest Sweden. *COPENA Conference at NGU 1997, NGU Report 97.131, Trondheim.*

Connelly, J.N. & Åhäll, K.-I., 1996: The mid-Proterozoic cratonisation of Laurentia-Baltica; new age constraints from SW Sweden. *Geol. Soc. Special Publication (London) 112*, 261–273.

Gaál, G. & Gorbatschev, R., 1987: An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 35*, 15–22.

Gorbatschev, R., 1971: Aspects and problems of Precambrian geology in western Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 650*, 1–63.

Gorbatschev, R., 1975: Fundamental subdivisions of Precambrian granitoids in the Åmål mega-unit and the evolution of the south-western Baltic Shield. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 97*, 107–114.

Gorbatschev, R., 1977: Correlation of Precambrian supracrustal complexes in southwestern Sweden and the sequence of regional deformation events in the Åmål tectonic mega-unit. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 99*, 336–346.

Gorbatschev, R., 1979: The basement of the Åmål supracrustals, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 71–73.

Gorbatschev, R., 1988: Sveconorwegian thrusting in southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 110*, 392–397.

Gorbatschev, R., 1996: The Precambrian of Sweden and the surrounding world: how was it formed and how to describe it ? *GFF 118*, A 13–A 14.

Gorbatschev, R. & Bogdanova, S., 1993: Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research 64*, 3–21.

Gorbatschev, R. & Gaál, G., 1987: The Precambrian history of the Baltic Shield. *I* A. Kröner (red.): Proterozoic Lithospheric Evolution. *Amer. Geophys. Union - Geol. Soc. America Geodynamics Series 17,* 149–159.

Gorbatschev, R. & Welin, E., 1975: The Rb-Sr age of the Ursand granite on the boundary between the Åmål and "Pregothian" mega-units of southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 97*, 379–381.

Gower, C.F., 1990: Mid-Proterozoic evolution of the eastern Grenville Prtovince, Canada. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 112*, 127–139.

Henkes, L., 1974: Detailuntersuchungen an Migmatiten aus Arvika (Värmland, Schweden). *Diplom-Arbeit, Hannover, 1-76 (intern skriftserie Fakultät der Mathematik und Naturwissenschaften).*

Heybroek, P., 1950: The geology of the Dalskog Dals-Rostock region, Dalsland, Sweden. *Leidse Geologische Mededelingen 16*, 55–195.

Heybroek, P. & Zwart, H.J., 1949: The overthrust between Teåkersjön and Marsjön, Dalsland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 71*, 425–434.

Hoffman, P.F., 1992: Did the break-up of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science 252*, 1409–1411.

Holme, K. & Lindh, A., 1991: The chemical composition of the Ursand granite, SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 113*, 131–137.

Holmquist, P.J., 1912: Till frågan om urbergsdiskordanserna. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 34*, 386–410.

Hummel, D. & Erdmann, E,. 1870: Några ord till upplysning om bladet "Baldersnäs". *Sveriges geologiska undersökning Aa 35*, 1–118.

Knudsen, T.-L., 1997: From protocrust to lower crust: The geochemical evolution of metasediments from the Bamble Sector, southern Norway. *COPENA Conference at NGU 1997, NGU Report 97.131, Trondheim.*

Larsson. W., 1956: Berggrunden. *I*: W. Larsson & R. Sandegren: Beskrivning till kartbladet Vårvik. *Sveriges geologiska undersökning Aa 187*, 10–127.

Lindh, A., 1974: The Mylonite Zone in southwestern Sweden (Värmland) – a reinterpretation. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96*, 183–197.

Lindh, A., 1984: Major-element composition of the Åmål granitoids and possible constraints on the growth of the Baltic Shield. *Geologische Rundschau 73*, 753–772.

Lindh, A. & Gorbatschev, R., 1984: Chemical variation in a Proterozoic suite of granitoids extending across a mobile belt – craton boundary. *Geologische Rundschau 73*, 881–893.

Lindh, A. & Holme, K., 1989: Formation of granite magmas during repeated orogenic events: An example from the Baltic Shield. *Precambrian Research 45*, 97–109.

Lindh, A. & Persson, P.-O., 1990: Proterozoic granitoids of the Baltic Shield – Trends of development. *Geol. Assoc. Canada Special Paper 38*, 23–40.

Lindh, A. & Schöberg, H., 1987: The U-Pb age of a granitoid in the banded sequence at Grums, SW Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109*, 165–169.

Lundegårdh, P.H., 1995: Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län. Östra och mellersta Värmlands berggrund. Fyndigheter av nyttosten och malm i Värmlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:1*, 1–167.

Lundqvist, I. & Skiöld, T., 1993: U-Pb zircon dating of volcanic rocks of the Åmål Group, western Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 823*, 24–31.

Magnusson, N.H., 1929 a: Inledning och Berggrunden. *I* N.H. Magnusson & L. von Post: *Beskrivning till kartbladet Säffle*, 1–96. *Sveriges geologiska undersökning Aa 167.*

Magnusson, N.H., 1929 b. Gillbergaskålens byggnad. *Sveriges geologiska undersökning C 360*, 1–84.

Magnusson, N.H., 1962: De prekambriska bergarterna utanför fjällkedjan. *I*: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 16*, 5–110. Även engelsk version: *Sveriges geologiska undersökning Ba 16* (English), 3–66 (1960).

Magnusson, N.H., 1965: The Precambrian history of Sweden. *Journal of the Geological Society, London 121*, 1–30.

Park, R.G., 1992: Plate kinematic history of Baltica during the Middle to Late Proterozoic: A model. *Geology 20*, 725–728.

Persson, P.-O. & Hansen, B.T., 1982: The Rb-Sr age of the Sundsta granite in the western Pregothian tectonic mega-unit, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 104*, 17–21.

Persson, P.-O., Wahlgren, C.-H. & Hansen, B.T., 1983: U-Pb ages of Proterozoic metaplutonics in the gneiss complex of southern Värmland, south-western Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 105*, 1–8.

Persson, P.-O., Lindh, A., Schöberg, H., Hansen, B.T. & Lagerblad, B., 1995: A comparison of the geochronology and geochemistry of plagioclase-dominated granitoids across a major terrane boundary in the SW Baltic Shield. *Precambrian Research 74*, 57–72.

Ragnhildstveit, J., Sigmond, E.M.O. & Tucker, R.D., 1994: Early Proterozoic rocks west of the Mandal-Ustaoset fault zone, Hardangervidda, South Norway. *Terra Nova 6, Abstracts Supplement 2*, 15–16.

Scherstén, A., Cornell, D. & Armstrong, R., 1998: Ion probe refinements to chronostratigraphy west of the Mylonite Zone and tectonic implications. - J.R. Wilson (red.): *Abstract Volume, 23. Nordiske Geologiske Vintermöde, Århus 13-16 January 1998*, 265.

Skiöld, T., 1976: The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages of late Precambrian rocks in southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 3–29.

Skjernaa, L., 1972: The discovery of a regional crush belt in the Örje area, Southeast Norway. *Norsk geologisk tidsskrift 52,* 459–461.

Starmer, I.C., 1996: Accretion, rifting, rotation and collision in the North Atlantic supercontinent, 1700-950 Ma. *I* T.S. Brewer (red.): Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. *Geological Society Special Publication (London) 112*, 219–248.

Söderlund, U., Persson, P.-O., Stephens, M.B. & Wahlgren, C.-H., 1996: Zircon and titanite geochronology of gneissic granites in the Eastern Segment of the Sveco-

norwegian Orogen, southwestern Sweden. *GFF 118*, A 26.

Törnebohm, A.E., 1870: Några ord till upplysning om bladet "Åmål". *Sveriges geologiska undersökning Aa 34*, 1–65.

Törnebohm, A.E., 1872–74: Några anteckningar om Sveriges urterritorium. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 1,* 175–187 och 194–201.

Törnebohm, A.E., 1881: *Beskrifning till geologisk öfversiktskarta öfver Vermlands län*. Stockholm.

Törnebohm, A.E., 1883: Öfverblick öfver mellersta Sveriges urformation. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 6*, 572–607.

Törnebohm, A.E., 1888: Om fjellproblemet. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 10,* 328–336.

Törnebohm, A.E., 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. *Kungl. Svenska Vetensk.-Akademiens Handlingar 28:5*, 1–210.

Vocke, R.D. Jr. & Welin, E., 1987: Origin of the Middle to Late Proterozoic granitoids of SW Sweden in the light of their Nd and Sr isotope systematics. *Conference of IGCP-Project 217 "Proterozoic Geochemistry" in Lund, Sweden, June 3-6, 1987, Abstracts Volume, p. 90.*

Wahlgren, C.-H., 1981: The Stora Busjön conglomerate – an indication of granitoid basement in the gneiss complex of south-western Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 781*, 31–37.

Wahlgren, C.-H., Persson, P.-O. & Hansen, B.T., 1991: The age of thrusting of the Glaskogen Nappe in the Gillberga synform. *Sveriges geologiska undersökning C 781*, 38–43.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1976a: Rb-Sr age of granitoid gneisses in the "Pregothian" area of southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 378–381.

Welin, E. & Gorbatschev, R., 1976b: The Rb-Sr age of the Hästefjorden granite and its bearing on the Precambrian evolution of south-western Sweden. *Precambrian Research 3*, 187–195.

Welin, E. & Kähr A.-M., 1980: The Rb-Sr and U-Pb ages of a Proterozoic gneissic granite in central Värmland, western Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 777*, 24–28.

Welin, E., Gorbatschev, R. & Kähr, A.-M., 1982: Zircon dating of polymetamorphic rocks in southwestern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 797*, 1–34.

Zeck, H.P. & Malling, S., 1974: The Gillberga synforn (Precambrian basement, SW Värmland, Sweden); literature synopsis and preliminary notes on its re-interpretation. *Bull. Geol. Soc. Denmark 23*, 159–174.

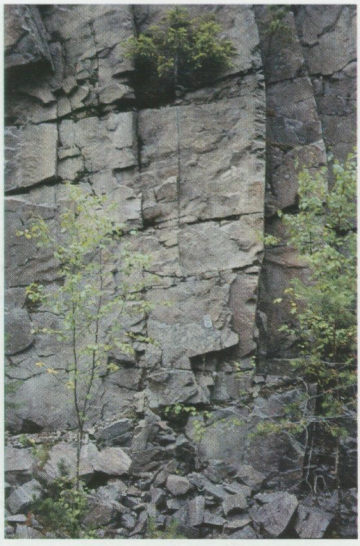
Zeck, H.P. & Malling, S., 1976: A major global suture in the Precambrian basement of SW Sweden? *Tectonophysics 31*, T 35–T 40.

Åhäll, K.-I. & Gower, C.F., 1997: The Gothian and Labradorian orogens: variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin. *GFF 119*, 181–191.

Åhäll, K.-I., Daly, J.S. & Schöberg, H., 1990: Geochronological constraints on Mid-Proterozoic magmatism in the Östfold–Marstrand belt: Implications for crustal evolution, SW Sweden. *Geol. Assoc. of Canada Special Paper 38*, 97–115.

Åhäll, K.-I., Persson, P.-O. & Skiöld, T., 1995: Westward accretion of the Baltic Shield: implications from the c. 1.6 Ga Åmål-Horred Belt. *Precambrian Research 70*, 235–251.

Åhäll, K.-I., Brewer, T., Cornell. D.H. & Armstrong, R., 1998: Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerrak: new constraints for early Meso-proterozoic growth of the Baltic Shield. *Precambrian Research 87*, 117–134.



Färgbild 1. Kvarts- och fältspatrik, tjockbankad, gråskär ytbergart ur Åmålgruppen. Bergarten har närmast ryolitisk sammansättning, men talrika sedimentära avlagringsstrukturer och generellt förhöjda kvartshalter pekar på sedimentärt omlagrat vulkaniskt, "fältspatkvartsitiskt" material. Glavaskollan SV om Rukan vid vägen mellan Glava och Glava Glasbruk, drygt 2 km VSV om Glava kyrka. Kbl. 11 C Arvika SV, RN 66075/13144. Foto R. Gorbatschev.
Felsic, well-bedded supracrustal rock of the Åmål Group. The composition is nearly rhyolitic, but sedimentary textures and elevated contents of quartz suggest re-deposition of volcanogenic material. Roadside outcrop in the Glava parautochthonous Nappe, c. 2 km WSW of Glava church.



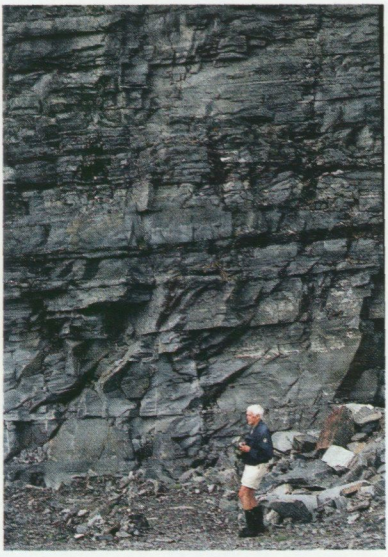
Färgbild 2. Vulkanit ur Åmålgruppen inom Bråneskollan i Gillbergaskålens västliga skänkel. Häll nära södra stranden av Kvarnsjön ca 2 km NO om Finntorp. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 66931/13124. Foto R. Gorbatschev.
Metavolcanic rock of the Åmål Group in the Bråne Nappe, western marginal part of the Glaskogen nappe pile c. 2 km NE of Finntorp.



Färgbild 3. Fin- till fint medelkornig, sannolikt suprakrustal basisk bergart som intruderats av rödgrå till gråröd, grovt medelkornig, påtagligt förgnejsad granit av Fjällsjötyp. Graniten tillhör den norra, mindre, på länskartan inte utsatta förekomsten av denna bergart i Lystjärnsskollans västligaste del. Häll vid vägen 300 m O om St. Mörttjärns nordspets, 3,5 km SV om Gängene, 3,5 km O om Finntorp. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 65915/13147. Foto R. Gorbatschev.
Finely medium-grained, presumably meta-volcanic mafic rock intruded by coarsely medium-grained, greyish-red, subsequently foliated granite similar to the Fjällsjön granite in colour-picture Fig. 15. Western part of the Lystjärn allochthonous nappe c. 3.5 km E of Finntorp.



Färgbild 4. Lystjärnsskollans basiska till intermediära vulkaniter och glimmerrika suprakrustalgnejser har oftast blivit utsatta för migmatitisering. Häll ca 100 m O om Stömnesjöns NO-spets, knappt 3 km V om Stömne. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 65948/13242. Foto R. Gorbatschev.
Incipient migmatisation in a meta-supracrustal gneiss of the Lystjärn Nappe, c. 3 km W of Stömne.



Färgbild 5. Glavaskiffer i Glava skifferbrott på gränsen mellan Fors- och Bråneskollorna. Kbl. 11 C Arvika SV, RN 660347/13167. Foto R. Gorbatschev.
Glava "tectonic schist" marking the boundary between the allochthonous Fors and the parautochthonous Bråne Nappes; Glava Schist Quarry.



Färgbild 6. Glavaskifferns brytningsfront (år 1997) mitt i Glava skifferbrott. RN 66047/13167. Foto P.H. Lundegårdh.
Glava Schist Quarry.



Färgbild 7. Glimmerskiffer i Råtakans stenbrott. Glavaskifferns tektonostratigrafiska nivå utmed gränsen mellan den parautoktona och alloktona berggrunden i Gillbergaskålens västliga skänkel. Kbl. 11 C Arvika SV, RN 65912/13127. Foto P.H. Lundegårdh.
Mica schist of the Glava type in the Råtakan Quarry at the western edge of the allochthonous part of the Glaskogen nappe pile.



Färgbild 8. Kärvar av odeformerade amfiboler som överväxer en rörelsezon i Åmålgruppens suprakrustala bergarter. Sådana amfiboler uppträder särskilt talrikt utmed de flesta av Glaskogsskollornas överskjutningsytor, inom Glavaskiffern och längs andra rörelsezoner inom Gillbergaskålens övre och mellersta berggrund. Häll i Bråneskollan i sjön Stora Gla. RN 66018/13133. Naturlig storlek. Foto P.H. Lundegårdh.
Sheaf-like amphibole crystals that have overgrown a minor zone of thrust-faulting in the meta-supracrustal rocks of the Bråne parautochthonous nappe. Islet in the southeastern part of Lake Stora Gla.



Färgbild 9. Grå granodiorit eller tonalit av Åmålstyp. Bergarten är ovanligt massformig för Gillbergaskålens förhållanden, men aplitådror syns i bildens övre högra del. Glasälvsskollans södra del, terrängen mellan Örvattnet och Jonsmyrtjärn. Ca 4,5 km NO om Finntorp, SO om sjön Stora Glas sydspets, kbl. 11C Arvika SV, RN 65958/13137. Foto R. Gorbatschev.
Foliated, grey tonalitic-granodioritic rock of the Åmål suite with aplitic veinlets in the upper right part of the picture. C. 4.5 km NE of Finntorp.



Färgbild 10. Flasrig, utvalsad grå-rödgrå Åmålstonalit i Glasälvsskollan. Gäddtjärn, RN 66023/13165. Foto P.H. Lundegårdh.
Foliated grey tonalite in the lower part of the Glasälven Nappe.



Färgbild 11. Starkt förgnejsad rödgrå-mellangrå, medelkornig granodiorit. Denna berart tillhör den yngre generationen av granodioriter av Åmålstyp i Västvärmland och Dalsland ("Åmål-2" enl. Gorbatschev 1977, jfr. s. 326). Häll i Forsskollans svagare utvalsade del vid Fors, ca 5 km SO om Glava kyrka. Kbl. 11C Arvika SV, RN 66042/13202. Foto R. Gorbatschev.
Foliated granodiorite in the Fors Nappe at Fors, c. 5 km SE of Glava church. This rock belongs to the youngest suite of calc-alkaline, differentiated plutonic rocks in the region.



Färgbild 12. Ytbergartsbreccia av Åmålgruppens vulkaniter i rödgrå Åmålsgranit-granodiorit. Summelnskollan, vägskärning vid billeden Karlstad–Årjäng mellan Viksfors och Olebyn, knappt 2 km VSV om Långserud. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 65767/13204. Foto R. Gorbatschev.
Breccia of foliated supracrustal gneisses in an Åmål-suite granodiorite in the northern part of the Summeln Nappe. Roadcut along the Oslo–Stockholm highway, c. 2 km WSW of Långserud.



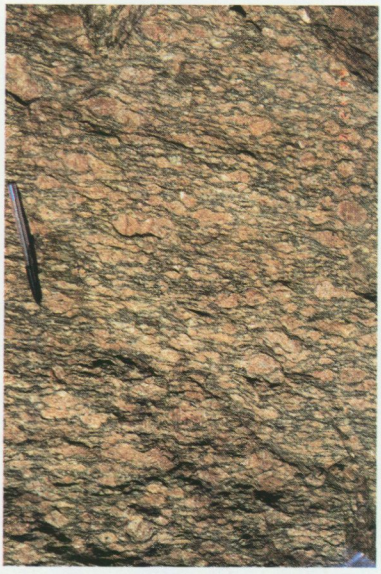
Färgbild 13. Strömsgnejs. Bilden är tagen ungefär vinkelrätt mot en stark stänglighet som infaller 15° mot N20°V och således ligger tangentiellt i förhållande till Gillbergaskålens form. Vägskärning ca 300 m V om Knöstad gård, ca 1,2 km (horisontalavstånd) utanför Glaskogsskollornas överskjutningsfront. Kbl. 10C Åmål SO, RN 65734/13303. Foto R. Gorbatschev.
The Ström Gneiss is a foliated, coarse-grained granitic rock, apparently one of the latest members of the older suite of Åmål-type differentiated plutonics in the Gillberga area. Roadcut along the Oslo–Stockholm highway, c. 0.3 km W of Knösta, closely beneath the basal thrust of the parautochthonous Glaskogen nappes.



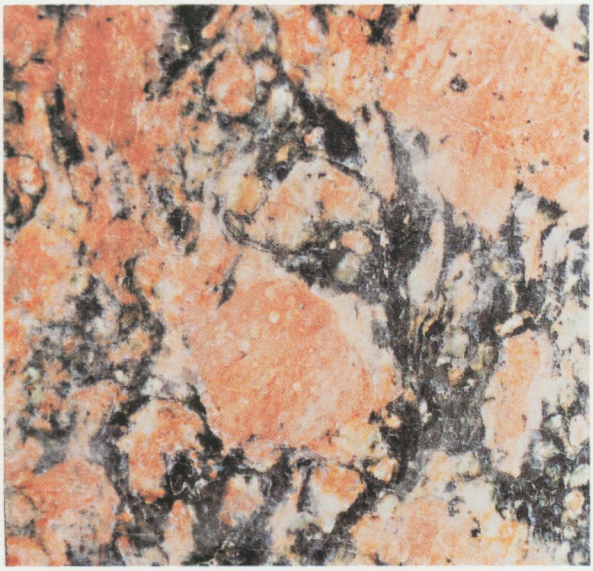
Färgbild 14. Noranegraniten utgör en motsvarighet till Strömsgnejsen men är belägen i Gillbergaskålens västliga skänkel. Ca 2,5 km NO om Sillebotten, kbl. 10 C Åmål NV, RN 65799/13072. Foto R. Gorbatschev.
The Norane Granite is a rock closely resembling the Ström Gneiss but occurring in the western leg of the Gillberga Synform, just beneath the basal thrust of the Glaskogen nappe pile. Roadside outcrop along the Oslo–Stockholm highway, c. 2.5 km NE of Sillebotten.

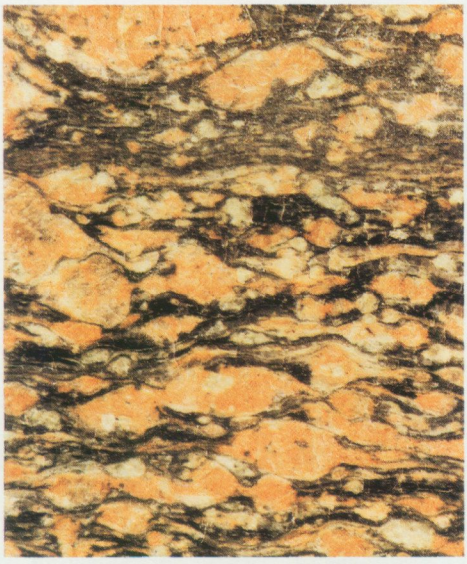


Färgbild 15. Fjällsjögranit i Lystjärnsskollans sydvästliga del. Segolstorpshöjden V om Fjällsjön, ca 9 km NNV Långserud. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 65862/13181. Foto R. Gorbatschev.
The Fjällsjön Granite is a reddish, coarse-grained, foliated granitic rock in the allochthonous Lystjärn Nappe. It resembles both the Tveta and Norane granites but has not yet been dated radiometrically. Outcrop by the shore of Lake Fjällsjön, c. 9 km NNW of Långserud.

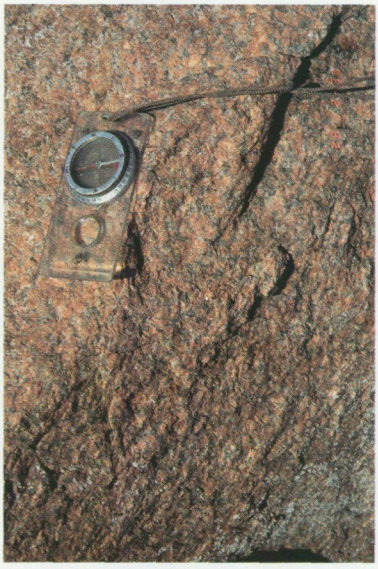


Färgbild 16. Tvetagranit (Grorudsgranit). Skärning vid vägen Säffle-Åmål, 400 m SV om Dammyran, ca 3,5 km VSV om Säffles stadsmitt. Kbl. 10 C Åmål SO, RN 65597/13318. Foto R. Gorbatschev.
The Tveta (also Grorud) granite resembles the Ström Gneiss and the Norane granite but, as different from these, may be a late member in the youngest suite of Åmål-type differentiated calc-alkaline plutonic rocks. Roadcut along the Säffle–Åmål highway c. 3.5 km WSW of Säffle.





Färgbilder 17 och 18. Tveta ögongnejsgranit (Grorudsgranit) i Säffle kommun. Utseendet varierar starkt med utvalsningens styrka men även beroende på om bergarten betraktas parallellt med eller vinkelrätt mot gnejsighetens riktning. RN 65607/13297 för bägge bilderna. Naturlig storlek. Foto © P.H. Lundegårdh.
The looks of the Tveta Granite depend strongly on whether the rock is viewed parallel with or perpendicularly to its marked lineation.



Färgbild 19. Eldangranit i västligaste delen av granitmassivet, där graniten är ljusast, rödast och mest kvartsrik. Häll nära sjön Eldans öststrand ca 6 km NO om Svanskog, kbl 10 C Åmål SV, RN 65700/13185. Foto R. Gorbatschev.
The Eldan Granite occupies most of the western part of the allochthonous Summeln Nappe, its composition being most felsic in the extreme west. Outcrop c. 6 km NE of Svanskog.



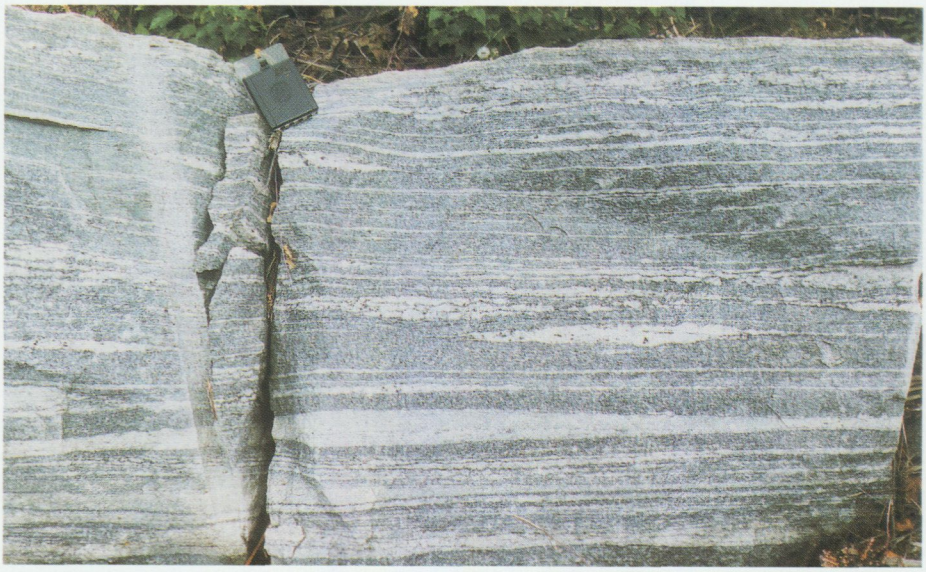
Färgbild 20. Eldangranit från Axerud, RN 65673/13187. Naturlig storlek. Foto © P.H. Lundegårdh.
Eldan granite at Axerud in the western part of the Summeln nappe between Svanskog and Kila.



Färgbild 21. Rödgrå gnejsgranit av Åmålstyp i ett föga framskridet stadium av migmatitbildning i närheten av migmatitfronten. Skärning vid vägen Glava–Lenungshammar, ca 2 km V om Spässerud. Kbl. 11C Arvika SV, RN 66015/ 13117. Foto R. Gorbatschev.
Reddish grey, foliated, granodioritic or tonalitic rock of the Åmål plutonic suite in an incipient stage of migmatisation. Roadcut along the Glava–Lenungshammar road, c. 2 km W of Spässerud.



Färgbild 22. Börjande migmatitåderbildning överpräglad av utvalsning. Moderbergarten tillhör en senare tektoniserad, nu smalt linsformig kropp av andra generationens gnejsgranit ("Åmål-2" enl. Gorbatschev 1977). Denna bildar en intrusion i Gaterud–Lenungen–Högerudsbältets ytbergarter (Gillbergaskålens översta autoktona berggrund). Lokalen ligger i östra delen av den tektoniska Sillerudszonen. Skärning NNV om Jämnemon, 2,3 km N om Sillerud vid billeden Karlstad–Årjäng. Kbl. 10C Åmål NV, RN 65803/13055. Foto R. Gorbatschev.
Most of the migmatitic veining in the east central parts of western Värmland is distinctly earlier than all phases of late Sveconorwegian penetrative foliation.In this case the host of the migmatitic veins is a rock belonging to the latest suite of Åmål-type, differentiated, calc-alkaline plutonics. Roadcut along the Oslo–Stockholm highway, 2.3 km N of Sillerud.



Färgbild 23. Vitslirig grå gnejsgranit av Åmålstyp. Bergarten är migmatitiserad, men efter migmatitbildningen har ådrorna och även band av ljusgrå, finkornigare gnejsgranit utvalsats parallellt med Gillbergaskålens planstrukturer. Vägskärning SO om Älgå, RN 66176/13128. Foto P.H. Lundegårdh.
Migmatised plutonic rock of the Åmål kindred. After the formation of the migmatite veins, this rock has been re-foliated repeatedly in approximate conformance with the shape of the Gillberga Synform. Roadcut close to Älgå on the western shore of Lake Glafsfjorden.



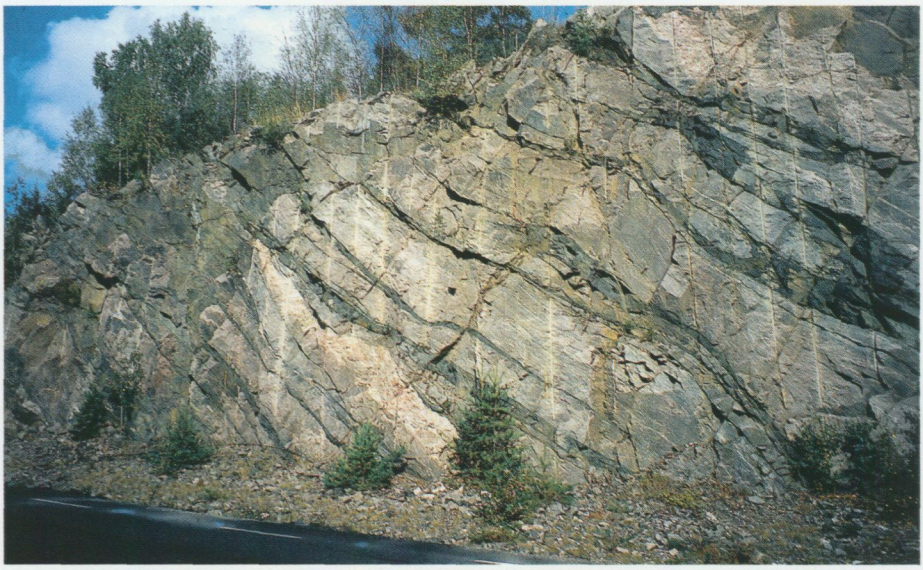
Färgbild 24. Migmatitiserad, ådrad grå gnejsgranit med senare (post-migmatitisk) utvalsning och bildning av veck som vetter mot sydöst. Vägskärning ca 800 m NV om Gårdsbyn, 7 km NNV om Glava. Kbl. 11 C Arvika SV, RN 66154/13142. Foto R. Gorbatschev.
Veined, grey, foliated plutonic rock exhibiting structures mostly formed during subsequent refoliation, flattening, and re-folding. C. 7 km NNE of Glava.



Färgbild 25. Suprakrustalmigmatit i Lystjärnsskollan. Breviken i Stömnesjön V om Stömne. RN 66947/13242. Foto P.H. Lundegårdh.
Migmatised meta-supracrustal rocks by the shore of Lake Stömnesjön to the west of Stömne.



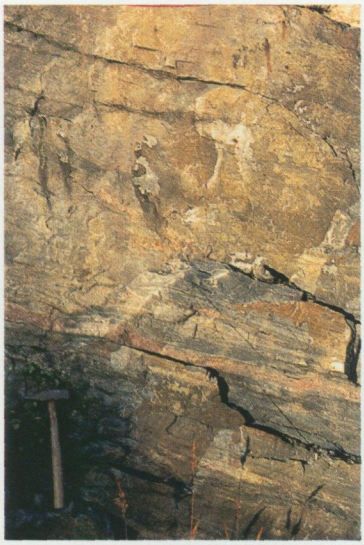
Färgbild 26. Porfyritisk gabbro ur den rundade basiska intrusionen vid Svarttjärn, ca 2 km VSV om Hedene, på kbl. 10 C Åmål NV och 11 C Arvika SV. Bergarten kommer från en häll med RN-koordinaterna 66002/13062; 0,8 ggr naturlig storlek. Foto © P.H. Lundegårdh.
Inequigranular gabbro in the Hedane mafic intrusion to the west of Lake Stora Gla.



Färgbild 27. Basiska lager (veckade gångar) i röd granit av närmast Segmotyp norr om Järnsjöns nordöstspets. Båda bergarter skärs av röd-vita pegmatiter i klumpar och oregelbundna gångar. Skärning vid vägen Karlstad–Årjäng nära V om Sandaholm, kbl. 10 B Årjäng SO, RN 65880/12988. Foto R. Gorbatschev.
Folded layers of mafic rock, presumably originally dykes, in the Segmon-type granite occurring to the north of Lake Järnsjön between Årjäng and Långserud. Both rocks have been cut by Sveconorwegian pegmatites. Roadside hill just north of the Oslo–Stockholm highway close to Sandaholm.



Färgbild 28. Mylonit utmed förkastning i Värmeln–Laxarbyzonen där denna tvärar Björnöflagsskollan. Häll vid vägen 1,3 km NV om Björnö. Kbl. 10 C Åmål NO, RN 65907/ 12988. Foto R. Gorbatschev.
Mylonites, fault gauges and cataclastic rocks along a major fault in the area where the late faults of the Värmland–Laxarby tectonic zone interfere with the thrust-faults of the Glaskogen Nappe Complex. Roadside outcrop 1.3 km NW of Björnö.



Färgbild 29. Regelbundna, om sedimentär bankning påminnande klov i utvalsade granitintrusioner i den parautoktona berggrunden. Skärning NO om Mellantjärnet vid billeden Karlstad–Årjäng. Kbl. 10 C Åmål NV, RN 65765/13134. Foto R. Gorbatschev.
Regular, sub-horizontal partings in previously strongly foliated granitoid rocks of the parautochthonous nappe terrain in the western leg of the Gillberga Synform. Road cutting along the Oslo–Stockholm highway close to Lake Mellantjärnet west of Långserud.



Färgbild 30. Sillerudszonen i Gillbergaskålens västra utkant kännetecknas av stark, flerfaldig, duktil och spröd tektonisering. Bilden visar två generationer av kvartsläkt breccia och kvartsådror i starkt nedmald och utvalsad, av deformerade röda granitiska ådror genomsatt rödgrå gnejsgranit i västra delen av detta tektoniska bälte. Häll vid landsvägen öster om Harnäsgruvan, kbl. 10 B Årjäng SO, RN 65745/12974. Foto © P.H. Lundegårdh.
The Sillerud tectonic zone in the western periphery of the Gillberga Synform is characterized by multistage ductile and brittle deformation. In the picture, two generations of quartz-cemented breccia occur in strongly foliated and deformed granitoid rock cut by granite veins and dykes. Roadside outcrop east of the Harnäs Mine.



Färgbild 31. Harnäsgruvans malm. Kopparkis (mest i de på bilden vertikalt stående sprickorna) och pyrit i en kvartsmassa. RN 65747/12973; 0,8 ggr naturlig storlek. Foto © 1995 P.H. Lundegårdh.
Sulphide mineralisations in a groundmass of quartz. The vertical cracks contain auriferous chalcopyrite, the more irregular sulphide patches are mostly made up of pyrite. The Harnäs Mine.



Färgbild 32. Gediget guld i mjölkkvarts, 12 ggr förstoring. Harnäsgruvan, Sillerud. Foto © Reine Fahlstad 1995. Ur "Stenar och fossil", Norstedt Prisma, Stockholm 1998, s. 25.
Native gold together with milky vein quartz in the ore of the Harnäs Mine.

Förekomster av ilmenit och sulfidmalm i västra Värmland

Per H. Lundegårdh

Ilmenitförekomster

av Per H. Lundegårdh

I Sverige förekommer ilmenit främst i form av sägringar (avblandningar) ur titanomagnetit och bildar då vanligen lameller. De största fyndigheterna av titanmalm ligger i Småland och Norrland.

I Värmlands län förekommer ilmenit sporadiskt, huvudsakligen i söder och väster. Två fyndigheter har tidigare uppmärksammats och brutits. Den större av dessa är Spesseruds gruva, som ligger norr om Spesseruds by, ca 400 m nordväst om torpet Rävängen i trakten av Glava. Koordinaterna i rikets nät (RN) är 66116/13134.

Gruvan har ytmåtten 4x6 m. Den är nedsprängd i en pegmatit bestående av grå kvarts, vit oligoklas och blekröd mikroklin. Pegmatiten är rik på ilmenit, vanligen aggregat av flera individ med oregelbundna, glänsande ytor. Färgen och utseendet påminner starkt om grovkristallin järnglans (hematit). Detta ledde till att man i början av 1900-talet bröt vad man trodde var järnmalm. Man nådde dock inte många meter ned i berget innan misstaget uppdagades och gruvan övergavs. Bottnen är nu dold under stora skut. Enligt analysen i tabell 1 innehåller utskrädd malm 50% Tio_2.

En fyndighet av samma slag är Hults närbelägna skärpning, RN 66118/13135. Här har föga arbete utförts men så är också utgåendet av pegmatit mycket mindre än i Spesseruds gruva. Ilmeniten visar en svag magnetism.

Längst i norr ligger den ena av länets minsta ilmenitförekomster. Väster om Dalby k:a, högt upp i Branäsbergets östsluttning, RN 67296/13437, har en platta av ilmenit påträffats i röd förgnejsad Värmlandsgranit av Hagforstyp. Den andra lika obetydliga förekomsten ligger vid Strömyran väster om Stöllet och Norra Ny k:a, RN 66992/13588. Här har i ett lokalt block vid en skogsbilväg påträffats en 2–3 mm tjock platta av starkt glänsande ilmenit i ljusgrå till röktonad kvarts, som också innehåller en blekt gräsgrön apatitkristall. Kvartsen omges av en delvis glimmerrik, rödgrå gnejs.

Öster om Nollaberget (Nullaberget), vid vägen 11 km nordväst om Östmark k:a, RN 66963/13250, har man hittat en centimetertjock lätt bucklig platta (färgbild 30) lik den ovan beskrivna men svagt magnetisk. Plattan omges av grå kvarts som gränsar mot en vackert tvillingstreckad albitkristall. Omgivningen utgörs av biotit- och kloritdominerad småkornig metabasit. I närheten anstår hyperit.

Strax norr om Europaväg 18 och 5 km väster om Segmon, RN 65745/13379, skär byvägen norrut mot Stubbkärr genom en oregelbunden gång av grovkristallin, ställvis halvgenomskinlig, vit oligoklas eller albit åtföljd av biotit, klorit och spridda aggregat av gräsgrön apatit. Oligoklasen har lokalt färgats röd av hematitkorn. Gången följer gränsen mellan rödslirig grå gnejs och grågrönsvart till svart, fin- till fint medelkornig, amfibolitisk metabasit. Den är rik på svartglänsande omagnetisk ilmenit i form av mer eller mindre defekta kristaller som i stor utsträckning samlats till aggregat. Ilmeniten innehåller så mycket som 52,6% TiO_2 (tabell 1).

I Gräsdalen, sydvästra delen av Karlstad, RN 658595/136600, slår gångar av lätt deformerad, röd skriftgranit och pegmatit genom en gråröd gnejsgranit. Gångar av både tektoniskt störd och helt opåverkad småkornig granit finns också. I skriftgraniten och pegmatiten förekommer ilmenit i form av lameller i titanomagnetit. Ilmeniten skiljer sig här från den vanliga i Värmland genom en hög halt av MnO, 18,55% (tabell 1). Endast det ovan beskrivna ströfyndet av ilmenit i Branåsbergets östsluttning uppträder i en miljö liknande den i Gräsdalen men har på grund av sin obetydlighet ej analyserats.

Väster om Älvåker, i norra utkanten av Karlstad, RN 659040/136745, finns i en rödgrå gnejsgranit gångar av gråvit, ilmenitförande pegmatit med oligoklas som huvudsaklig fältspat. Ilmeniten innehåller 49,80% TiO_2.

I Kronoparken, östra delen av Karlstad, RN 65897/13733, har en egendomlig pegmatit påträffats i gråsvart, småkornig metabasit. Pegmatiten består av vit oligoklas, lätt gråaktig kvarts och några stora aggregat av grön apatit tillsammans med glänsande svart ilmenit som delvis kristalliserat i form av upp till centimetertjocka plattor. Pegmatiten har samma karaktär som den ovan beskrivna från trakten av Stubbkärr .

Enligt Gustaf Flink (1910, s. 62) har i 'Strands grufva' VNV om Strands gård i Värmskog fg påträffats 'titanjärn', dvs ilmenit, i form av 'oregelbundna klumpar eller plattor, stundom af en knuten hands storlek. Glänsande afsöndringsytor förekomma och äfven antydan till kristallisation. Mineralet åtföljes af stora apatitkristaller i kvarts.'

'Titanjärn' används numera bara som benämning på legeringar av järn och titan. Flinks beskrivning visar att det i Strands gruva syns vara fråga om samma slags paragenes som enligt texten ovan iakttagits vid Stömyran. Knytnävsstora aggregat av ilmenit finns dock varken där eller ens i Spesserudsgruvan med dess titanrikedom.

Trots bemödanden har ödegruvan väster om Strand inte kunnat återfinnas. Ändå är den utsatt på översiktskartan s. 217 i Tegengrens monografi från år 1924. Enligt denna skulle de ungefärliga koordinaterna vara 65959/13319.

Flertalet av de nu rapporterade småförekomsterna av ilmenit är posttektoniska. Endast det manganrika fyndet i Gräsdalen ligger i en tektoniskt störd bergart.

Särskilt intresse tilldrar sig mineralparagenesen albit eller oligoklas, ilmenit och aggregat av grön apatit i Kronoparken och söder om Stubbkärr. Apatit finns också invid den lilla ilmenitplattan vid Stömyran väster om Stället, men här saknas natronfältspat. Enligt Flink (se ovan) är förhållandet detsamma i Strands ödegruva. Båda de sistnämnda fyndigheterna innehåller dessutom väl utvecklade kristaller av apatit.

Tabell 1. Analyser av ilmenit från södra och västra Värmland.
Analyses of ilmenite from southern and western Värmland.

	Lameller ur titanomagnetit, Gräsdalen, Karlstad (658595/136600) *Lamellae in titanomagnetite from gneissic granite* Analys från SGU i Uppsala	Ur oligoklaspegmatit, v. om Älvåker, Karlstad (659040/136745) *From oligoclase-pegmatite* SGU, Uppsala	Ur albitdominerad pegmatit[1], s. om Stubbkärr, Ed (65745/13379) *From apatite-bearing albite-pegmatite* Dan Holtstam, Riksmuseet	Ur oligoklaspeg Spesseruds, gruva, Glava (66116/13134) *From oligoclase-pegmatite* SGU, Uppsala
Vikt-% av				
FeO	29,65	47,50	46,4	47,40
MnO	18,55	2,15	0,9	2,27
TiO_2	51,25	49,80	52,6	50,00
MgO	0,135	0,17		0,165
Na_2O	0,000	0,023		0,013
CaO	0,000	0,023		0,011
Al_2O_3	0,113	0,125		0,064
SiO_2	0,025	0,090		0,11
Cr_2O_3	0,000	0,028		0,035
K_2O	0,001	0,004		0,005
S:a	99,72	99,91	99,9	100,7

[1] med körtlar av grön apatit

Tabell 2. Sulfidmineraliseringar i västra Värmland, huvudsakligen malmgångar. Vanligaste malmmineral nämns först. Koordinater i rikets nät från norr till söder.

Sulphide ore in western Värmland. Minerals recorded in order of frequency, locality coordinates according to the Swedish net.

	Allmänt uppträdande malmmineral	Glesare eller ställvis förekommande malmmineral
66999/13448 Fagerbergs koppargruva, 12C Torsby NO		Kopparkis, magnetkis
66857-58/13324 Röna, 12C Torsby NO, Cu 3,88%, Ag 0,150%, Au<0,01 g/t	Kopparglans	
66653/13383 Silverbäcken, 12C Torsby SO	Zinkblände	
66617/13155 & 66285/131472 Kyrkskogen, 12C Torsby SV, Au £0,5 g/t	Kopparkis, pyrit, magnetitkis	
665795/131480 Gruvtorpet, 12C Torsby SV, Cu 8,5%, Ag 135 g/t, Au 4,8 g/t	Bornit	Malakit (sekundär)
665655/131837 Ekhöjden, 12C Torsby SV	Magnetkis	
66553/13190 Ekåsen, 12C Torsby SV	Magnetkis	Blyglans
665505/132115 Backgruvan, 12C Torsby SV, Cu 0,69%, AG 39g/t, Au<0,5 g/t	Kopparkis, pyrit	Bornit, magnetit
66542/13199 Bortan, 12 Torsby, Cu<4-16%, glans, Au≤ 2 g/t	Kopparkis, pyrit	Covellin, kopparglans, bornit, zinkblände, magnetkis
66536/13224 Jägmästargruvan, 12C Torsby SV	Kopparkis	
66522/13257 Fredros gruvor, 12C Torsby SV	Pyrit, kopparkis	Safflorit el. koboltglans, bornit, covellin, koppar (sekundär)
66489-96/13278-81 Mangens norra gruvor, 11C Arvika NO	Kopparkis	Pyrit, bornit, molybdenglans (sällsynt)
66493/13363 Trötvik, 11C Arvika NO	Pyrit	
66481/13285 Mangens Storgruva, 11C Arvika NO, Cu≤7%, Au ≤1,2 g/t	Kopparkis	Magnetit
66472/13280 Abborrtjärnsgruvorna, 11C Arvika NO	Pyrit, kopparkis	Magnetkis
66444-45/13306-07 Norra Ängen, 11C Arvika NO	Kopparkis, pyrit	Zinkblände, bornit
664375/133145 Mellanängen, 11C Arvika NO	Pyrit	Kopparkis
66433/13322 Södra Ängen, 11C Arvika NO	Pyrit	Kopparkis
663935/131380 Tobols silvergruva, 11C Arvika NV	Zinkblände	Blyglans
66331/12947 Brattåsen, 11C Arvika NV, Cu£11,6%, Ag 50 g/t, Au 0,05 g/t	Kopparkis, bornit	Krysokolla, koppar (sekundära)
663570/133685 Görantorp, 11C Arvika NO	Pyrit	Kopparkis (ytterst sällsynt)
66331/12947 Lundens guldgruva, 11B Koppom NO, Au<0,1 g/t (uppgift från Eda kn)		Pyrit
663285/131895-900 Tollesruds silvergruva, 11C Arvika NV		Pyrit o. sulfidmineral
66313/12962 Lundstorpet 11B Koppom NO, Au 0,3 g/t (i brunnsborrkax)		Kopparkis, pyrit

66228/12971 Gruvudden, Mjögesjön, 11B Koppom SO, Cu 0,373%, Bi 151, Pb 21, Zn 35, Ag<2, Au 0,01 g/t	Kopparkis, pyrit	
66216/12977 Ö om Korsbysätern, 11B Koppom SO, Cu 0,473%, Pb 36, Zn 71, Ag 9,0, Au 8,5 g/t (ANALYTICA) Au 4,0 g/t (MINPRO) Cu 0,262%, Bi 216, Pb 23, Zn 61, Ag<2, Au 2,68 g/t (SGAB, Luleå)	Pyrit	Kopparkis
661655/129670 Koppartjärnen, 11B Koppom SO	Järnglans, götit, pyrolusit	Pyrit, kopparkis (sällsynt)
661595/133450 Edane silvergruva, 11C Arvika SO		Blyglans (sällsynt)
66149/12951 Lyssås gruvor, 11B Koppom SO	Järnglans	Pyrit
66124/13026-27 Glassnäs, 11C Arvika SV, Rikmalmsprov: MnO£27% (SGU), Pb 9,77%% Cu 0,901%, Ag 69, Au 5,0 g/t (ANALYTICA)	Götit, hausmannit	Blyglans, kopparkis, zinkblände, pyrit, freibergit
66120/13034 Styggdalen, 11C Arvika SV	Pyrit	Kopparkis
66085-86/13141-42 Glava gamla koppargruvor (Övre Rud), 11C Arvika SV	Kopparglans	Bornit, kopparkis, pyrit, blyglans, järnglans
66076/13348 Norra Gärdsjö, 11C Arvika SO	Kopparkis	Krysokolla (sekundär)
660545/128400 Löserud, 11B Koppom SO		Pyrit, kopparkis (sällsynt)
660525-35/131575-95 Glava kopparfält (Yttre Rud), 11C Arvika SV, Cu 1,4%, Ag 63, Au 4,0 g/t I ren bornit Ag 2642, Au 168 g/t (beräknat ur analysen)	Bornit	Kopparglans, digenit, covellin, kopparkis (sparsamt), koboltglans, zinkblände, greenockit (sällsynta)
66049-50-50/13360-62 Södra Gärdsjö, 11C Arvika SO. I tedraedrit Ag 3-6%	Blyglans, tetreedrit	Zinkblände, kopparkis
66048/13155 SV om Glava kopparfält, 11C Arvika SO, Ag 420, Au 8 g/t (rikmalm, SGAB, Luleå)	Bornit	Malakit (sekundär)
66033/13373 Edsbråten, 11C Arvika SV	Blyglans, pyrit, kopparkis	Zinkblände
6010/13330-31 Näs, 11C Arvika SO	Zinkblände	Blyglans, pyrit
65992-93/13359-60 Vegerbol, 10C Åmål NO	Pyrit, blyglans, zinkblände	Kopparkis
65989/13366-67 Karsbol, 10C Åmål NO	Pyrit, järnglans	Blyglans
65981/13396 Degerbynäs silvergruva, 10C Åmål NO		Järnglans, (blyglans?)
65963/13256 Stömne gamla koppargruva, 10C Åmål NO Något finfördelat gediget guld iakttaget	Pyrit, kopparglans järnglans	Linneit, millerit, bornit, zinkblände, covellin, digenit
65943-44/13418-10 Kyrkebol, 10C Åmål NO, Cu 0,25-2,7%, Au 0,1-1 g/t	Pyrit, kopparkis	Covellin
65940/13299 Göksbol, 10C Åmål NO	Zinkblände	
65938/13379-80 Grindsbol (Grinsbol), 10C Åmål NO	Pyrit, kopparglans, kopparkis	Bornit, krysokolla
65936/13255 Stömne nya (västra) koppargruvor, 20C Åmål NO	Kopparkis	Bornit
65935/13366 Borgebol (Högen), 10C Åmål NO	Pyrit, kopparkis	
659095/128795 Furskog, 10B Årjäng NO	Magnetkis	Kopparkis, molybdenglans
65898/13193 Stömne södra koppargruvor, 10C Åmål NO		Kopparkis, pyrit
65888/13108 Klintgruvan, 10C Åmål NV, Au 3 g/t		Kopparkis, bornit
65838/13172 Norra Botten- el. Kniphöjdsgruvan, 10C Åmål NV		Pyrit, kopparkis

658240-60/131685-95 Södra Bottengruvorna, 11C Åmål NV, Cu 30-8668, Pb<20-71571, Zn 8-50, Ag<2-76, Au<2-76 g/t	Pyrit, kopparkis	Blyglans
65820/12994 Intakan, 10B Årjäng NO, Cu 3,3%, Ag 155, Au 2,5 g/t	Bornit	Kopparkis, malakit, krysokolla, digenit
65805/13320 Backagruvan, 10C Åmål NO		Pyrit
65780/13342[1] E18 nordöst om Segmon, 10C Åmål NO Cu 5,6%, Ag 113 g/t, Au 0,2 g/t	Bornit, kopparkis	Kopparglans
65772/12774 Skenhall, 10B Årjäng NO	Molybdenglans	Kopparkis
65769-771/12961-958 Västra Boda, 10B Årjäng NO Au i friskt ytnära berg 0,2-15,4 g/t	Pyrit	Kopparkis
65770/129625 Skärpningar vid Vassjön nära Bodatorp, 10B Årjäng NO	Pyrit	Järnglans
657645/129610 Bodatorpsgruvan, 10B Årjäng NO, Cu 15,8, Ag 5,0, Au<0,1 g/t		Pyrit
657478/132845 Dösslinggruvan, 10C Åmål SO, I kopparkisrikt prov Cu 8,2%, Ag 168, Au 6,2 g/t	Kopparkis, pyrit	Koboltit el. safflorit, covellin
65746-48/12970-74 Harnäsgruvan, 10B Årjäng SO I ytnära (djup 0-2 m) kisförande gångkvarts Au 2,1-17,3 g/t, i råmalm bruten under 1993-95 Au 1993 uppemot 5 g/t och 1995 ned mot 1,5 g/t	Pyrit	Blyglans, kopparkis, zinkblände, covallin
65746/13281 Vägskärning norr om Kölverud, 10C Åmål SO I malmrikt parti Cu 11,3%, Pb 0,30%, Zn 0,05%, Ag 776 g/t, Au 32,9 g/t	Kopparkis, pyrit	Blyglans
65738/13432 Ekholmsgruvorna, 10C Åmål SO		Magnetkis, pyrit, kopparkis, bornit
65727/12988 Silvergruvan, Torgelsbyn, 10B, Årjäng SO I malmkörtel Cu 1,32%, Pb 11,57%, Zn 8,61% Ag 71 g/t, Au 0,31 g/t	Pyrit, kopparkis, blyglans, zinkblände	Covellin
657233/129725 Grällsbygruvan, 10B Årjäng SO		Pyrit
65425/13477 Millesviks gruvor, 9C Mellerud NO		Pyrit

[1] Huvudgång N45°Ö här redovisad; en yngre gång, N65°V med enbart kopparkis slår igenom.

Kompletterande upplysningar om tabellens fyndigheter lämnas dels i Lundegårdh 1995, dels på följande sidor.

Västra Värmlands sulfidmineraliseringar

De kända sulfidmineraliseringarna i mellersta och västra Värmland uppräknas från norr till söder i tabell 2. Denna översikt sammanfattar med några tillägg fyndigheterna i den redan utgivna beskrivningen av berggrunden i östra och mellersta delarna av Värmlands län (Lundegårdh 1995). Följaktligen kommer inga beskrivningar av fyndigheterna att presenteras men däremot en sammanfattning av deras karaktärsdrag liksom även vad man nu vet om deras uppkomst och förändringar.

Större brytning har skett i ett fåtal gruvor, nämligen Vegerbols gruvor i Värmskog, Glava koppargruvor, Mangens gruvor i Gräsmark och Harnäsgruvan (färgbilderna 31–32) i Sillerud. Övriga gruvor är i de flesta fall snarare vad man kallar skärpningar – små påhugg utförda i undersökningssyfte eller för utvinning av mycket begränsade malmkvantiteter. Vegerbols gruvor hör till den mineralisering som kallas Värmskogsgångarna. Dessa beskrivs utförligt i Tegengren m.fl. (1924). Ytterligare information finns i Johansson (1984, 1985).

Värmskogsgångarna har genomgående väst- till västnordvästlig strykning och brant stupning. Johansson (1985, s. 9) särskiljer följande fyra 'zoner' av mineraliseringar; jfr fyndighetsbeskrivingarna i Lundegårdh 1995, s. 116 ff.:

1. Grindsbolzonen med de små kopparförande gångarna vid Grindsbol, Göksbol, Fjöle och Stömne (se även nedan).
2. Näs–Vegerbol–Karlsbolzonen, ca 7 km lång, med bly-zink-silvergångarna vid Näs, Vegerbol och Karlsbol (Karsbol) samt den lilla ofyndiga gången vid Degerbynäs.
3. Södra Gärdsjözonen som domineras av bly-zink-silverfyndigheten vid Södra Gärdsjö och har kopparfyndigheterna i Glava som möjlig fortsättning mot väster. (Glava kopparfält och Glava gamla koppargruva). Båda utgör dock mineraliseringar av helt annan typ, se nedan.
4. Edanezonen med en liten gruva i fattig silverhaltig blyglansimpregnation långt norrut i Brunskog fg.

Som framgår av Lundegårdh (1994, s. 116 ff.) finns i Värmskog utöver de nu nämnda zonerna ytterligare fyndigheter bland vilka Kyrkebol tilldrar sig särskild uppmärksamhet genom en viss förhöjning av guldhalten jämfört med övriga gångar i området (Lundegårdh 1995, s. 157–158).

Alm och Sundblad (1994) delar upp malmgångarna i sydvästra Värmland enligt följande.

1. Koppardominerade gångar med kopparkis och/eller bornit.
2. Bly- och kopparhaltiga gångar där pyrit överväger men även blyglans och kopparkis förekommer.
3. Zink- och blyrika gångar med zinkblände och blyglans jämte strövis uppträdande pyrit och kopparkis.

4. Manganförande gångar med blyglans, kopparkis och hausmannit. (Även andra manganmineral finns; se nedan.)

Till den första gruppen förs här Kölverud (Värmlands Nysäter), Intakan och Glava. Till den andra räknas Harnäs, Mjögesjön och Södra Bottengruvan, till den tredje Silvergruvan i Sillerud och Vegerbol, samt till den fjärde Glassnäs.

Ytterligare ett förslag till indelning av gångarna i sydvästra Värmland har presenterats av författaren. Efter kompletterande undersökningar har indelningen fått följande utseende:

1. Kvartsgångar med bornit, kopparglans och kopparkis: Intakan, strykning N 60°V (kopparglans saknas); E18, skärning nordöst om Segmon, nu delvis övertäckt av vägen, strykning ca N–S; Glava gamla eller Övre Ruds koppargruvor, strykning N–S (bornit underordnad, kopparkis mindre vanlig); Glava kopparfält, strykning N–S (kopparkis ovanlig). Skärpning SV om Glava kopparfält, strykning N20°V (endast bornit).
2. Kvartsgångar med pyrit- och kopparkis: Kölverud (Värmlands Nysäter), strykning N 85°Ö; Silvergruvan i Sillerud, strykning N 80–85°Ö (blott delvis; se även 5 nedan); Mjögesjön, strykning N–NNV.
3. Kvartsgångar, huvudsakligen med pyrit: Södra Bottengruvan, strykning N 20°Ö; Harnäsgruvan, strykning N 60–70°V, Västra Boda, strykning N 55–70°V.
4. Kvartsgångar med pyrit åtföljd av kopparkis och i flera fall blyglans: Vegerbol, strykning N 70°V, Karlsbol (Karsbol), strykning N 70°V, Kyrkebol, strykning N 80–90°V (blyglans saknas); Grindsbol, strykning Ö–V (blyglans saknas men kopparglans vanlig); Borgebol (Högen), strykning Ö–V (blyglans saknas).
5. Kvartsgångar med blyglans åtföljd av zinkblände och kopparkis: Södra Gärdsjö, strykning Ö–V; Silvergruvan i Sillerud, strykning N 80–85°V (endast delvis, se även 2 ovan); Glassnäs, strykning N 60–70°V (även manganmineralisering).

Åldersförhållandena i de nu uppräknade mineraliseringarna har undersökts dels av Alm (1991), dels av författaren. Vid Mjögesön och i Södra Bottengruvan har Alm iakttagit kopparkis i sprickor genom pyrit. Författaren har sett detsamma i Harnäsgruvan (färgbild 31). Här har dessutom både Alm och författaren observerat att blyglans förtränger kopparkis.

Under E 18 nordöst om Segmon har Gunnar Sätterman i Lindfors funnit att en smal kopparkisförande kvartsgång slår genom den ovan nämnda, nordligt strykande, kopparrika gången. Den övertvärande gången har strykningen N 65°V och syns, trots den avvikande orienteringen, höra till författarens grupp två i schemat ovan.

Sulfidmineraliseringarna i västra Värmland är väsentligen posttektoniska i förhållande till den förhärskande svekonorvegiska deformationen i denna del av landskapet. Viss deformation kan dock iakttas i gångarnas kvarts. Rörelser längs sprickplan har också konstaterats, i flera fall med betydande förkastningar som resultat, t.ex. i Harnäsbergets östbrant och i dalen nedanför liksom även under Vassjön väster om berget

(se Lundegårdh 1995, s. 167). Dessa rörelser har förmodligen orsakats av den kaledoniska orogenesen och/eller den permiska aktiviteten i Osloområdet.

Sulfidmineralens kristallisation har ägt rum på måttligt djup och visar ett starkt temperaturberoende. Vid tiden för mineraliseringarna fanns redan huvuddelen av Sveriges berggrund. Det mesta talar nämligen för att de sulfidmalmförande kvartsgångarna i västra Värmland bildades mellan 700 och 900 miljoner år tillbaka. Visserligen upphörde den svekonorvegiska orogenesen för drygt 900 miljoner år sedan, men några mineraliserande förelöpare till den magmatiska aktivitet som gav upphov till Bohus- och Blomskogsgraniterna är icke kända. Däremot borde åtminstone en del gångar ha kunnat bildas ur restlösningar från graniternas magmor. Klart relaterade till graniterna är dock endast de västsvenska och sydnorska molybdenmineraliseringarna, i västra Värmland exemplifierade av Skenhall nära Dalslandsgränsen söder om Trankils kyrka.

Särskilt bornit-kopparkis-kopparglansmineraliseringarna av Glavatyp (1 i författarens schema ovan) avviker från vad man väntar sig av restlösningar från Blomskogsgranitens intrusion. Sannolikt får man också skilja ut denna mineralisering från övriga mineraliseringar i författarens schema. Den når heller inte djupt, mindre än 100 m i Glava kopparfält enligt elektriska mätningar och kärnborrningar, de senare utförda under författarens ledning i början av 1990-talet.

Scherbina (1941) har undersökt mineraliseringen i Glava kopparfält medan den senaste och sannolikt sista gruvdriften ägde rum. Han anser att mineraliseringen ägt rum långt innan Blomskogs- och Bohusgranitmagmorna intruderade, till och med före den svekonorvegiska orogenesen. Denna uppfattning står dock i kontrast mot gångarnas posttektoniska karaktär.

Gångarna i författarens båda grupper 2 och 3 förefaller att höra till en och samma mineralisering. De betraktas numera som utlöpare från en mäktig likartad mineralisering i närliggande delar av Norge, främst Eidsvollfältet i Akershus fylke och flera fyndigheter i den angränsande södra delen av Hedmark fylke (jfr Alm & Sundblad 1994 och Ihlen m.fl. 1995). Gemensamt för dem är i flera fall betydande guldhalter, vilka föranlett en omfattande gruvdrift i Eidsvollfältet, särskilt kring Gullverket fram till år 1905, och på 1990-talet i Harnäsgruvan (färgbild 32). I Eidsvollfältet finns stora potentiella guldtillgångar medan Harnäsgruvan och likartade mindre fyndigheter i västra Värmland visat mot djupet snabbt avtagande guldhalter och därför bedöms som ekonomiskt mindre intressanta. Detsamma gäller de kisförande kvartsgångar som förekommer i norra Dalsland, i några fall tillsammans med blyglans som i Horntvetens gruva norr om Färgelanda.

Associationen bornit-kopparkis i grupp 1 närmast ovan uppträder även i norra Dalsland, exempelvis i Kesebol och Slädekärr.

Närmare upplysningar om sulfidmalmer i västra Värmland ges i första delen av beskrivningen till berggrundskartan över Värmlands län, SGU Ba 45:1.

Finds of ilmenite

In western and central Värmland six finds of massive ilmenite and one of lamellae in titano-magnetite have been made. The greatest deposit, Spesserud in Glava, Arvika (Swedish net coordinates 66716/13134), has been mined on a small scale. A second deposit in the near vicinity, Hult (66118/13135), has been tested for mining. Both display numerous crystal aggregates in grey-red pegmatite. An analysis is found in Table 1.

At Stubbkärr in Ed, Grums (65745/13379) a minor dyke of white pegmatite dominated by albite contains numerous aggregates and plates of ilmenite (Table 1) frequently associated with green aggregates of apatite grains. A similar though smaller find has been made in Kronoparken, east Karlstad (659040/136745).

In Gräsdalen, southwest Karlstad (658595/136600) red-grey gneissic granite contains aggregates of titano-magnetite with lamellae of an exsolved ilmenite variety rich in manganese (Table 1). West of Älvåker in northwest Karlstad (659040/136743), another gneissic granite, here red-grey, contains aggregates of common ilmenite (Table 1).

Northwards in west Värmland, at Nollaberget, Östmark, Torsby (66963/13250), a plate of massive crystalline ilmenite measuring 1 cm across and bordering on albite occurs in metabasite. At Stömyran in Norra Ny, Torsby, a similar though smaller plate of ilmenite has been found together with a pale green apatite crystal in smoky quartz surrounded by red-grey gneiss.

Further to the north, in the eastern part of Branäsberget, Dalby, Torsby (67296/13437), still another small ilmenite plate has been found in red gneissic Hagfors granite.

Sulphide mineralisations

Numerous small sulphide mineralisations occur in western Värmland, to the west of the river Klarälven (Table 2). Most of these are mineralised quartz dykes with high or vertical dips. Allmineralisations except the following ones have been mined or superficially tested: 66313/12962 Lundstorpet, 66216/12977 east of Korsbysätern, 65780/13342 highway E18 northeast of Segmon, and 65746/13281 highway E18 north of Kölverud.

Only few mines have given considerable outcome, though little of no profit, viz. Vegerbol in Värmskog, Grums (lead and silver), Glava in Arvika (copper and gold), Mangen in Gräsmark, Sunne (copper) and Harnäs in Sillerud, Årjäng (gold).

During the field wotk for the Geological Survey bedrock map of Värmland, five groups of ore dykes have distinguished in western Värmland, viz.

1. Quartz dykes with pyrite and chalcopyrite, strikes in general N–S to NW–SE

and dips vertical to high. Examples: Glava copper mines, 660525-35/131575-95 and 66085-86/13141-42.

2. Quartz dykes with pyrite accompanied by chalcopyrite, strikes either N80–85°E or N–NNW, dips vertical to high. Examples: Kölverud (Nysäter), 65746/13281, strike N85°E, Mjögesjön, 66228/12921, strike N–S.

3. Quartz dykes mainly with pyrite accompanied by a little chalcopyrite, strike N55–70°W, dip high. Example: Harnäs mine (with occasional galena), 65746-48/12970-74.

4. Quartz dykes with pyrite accompanied by some chalcopyrite and frequently also galena, strike N50–90°W, dip high. Example: Vegerbol mine, 65992-93/13359-60.

5. Quartz dykes with galena accompanied by sphalerite and chalcopyrite, strike N60–90°W, dip high. Examples: Silvergruvan, Torgelsbyn, 65727/12988, Glassnäs mines, 66124/13026-27.

Silvergruvan ore can be seen on the back cover of this book, Harnäs ore in colour photo 31. Harnäs and Silvergruvan dykes are in part composite, the former towards the east containing late galena accompanied by sphalerite and the latter including a separate mass of quartz with scattered pyrite grains.

The sulphide mineralisations of western Värmland seem to have occurred 700–900 Ma ago, not far from the cease of the Sveconorwegian orogenesis. The sulphide minerals appear to have crystallized at moderate depth and temperature. Accessible gold has entered various sulphides in several dykes. At Kölverud chalcopyrite has been preferred, at Harnäs and Västra Boda pyrite. Mining operations have here shown that strong selective weathering has decomposed accessible pyrite. Enclosed gold was then released and could sink to the basal parts of the weathered rock under the influence of heat generated by the decomposition of the pyrite. According to Oen and Kieft (1984), gold should be able to migrate and recrystallize at temperatures as low as around 102°C. Colour photo 32 shows secondarily aggregated Harnäs gold in quartz from the uppermost weathered part of the ore-bearing dyke. The average gold content here amounts to 80 ppm whereas it is restricted to about 10 ppm in unaffected adjacent parts of the dyke.

Litteratur

Alm, E., 1991: En mineralogisk studie av Au-, Ag-, Bi-, Te-, Se- och Ge-förande kvartsgångar i sydvästra Värmland. *Inst. f. geologi o. geokemi, Stockholms Universitet.*

Alm, E. and Sundblad, K., 1994: Sveconorwegian polymetallic quartz veins in Sweden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie 1994:1.*

Flink, G., 1910: Bidrag till Sveriges mineralogi II. *Kungliga Vetenskapsakademiens arkiv för kemi, mineralogi och geologi.*

Ihlen, P.M., Pedersen, M., and Stendal, H. (eds.), 1995: Gold mineralization in the Nordic countries and Greenland. *Grønland Geol. Unders., Open File Series 95/10.*

Johansson, Å., 1984: The Geology and Genesis of Lead-Zinc Veins in Sweden. *Medd. fr. Stockholms Universitets Geol. inst., 262.*

Johansson, Å., 1985: the Dalslandian Sulphide-bearing Quartz Veins of Dalsland and Värmskog, southwest Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 809.*

Lundegårdh, P.H., 1995: Fyndigheter av nyttosten och malm i Värmlands län. *I* Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län: Östra och mellersta Värmlands berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:1.*

Oen, I.S., and Kieft, C., 1984: Paragenetic relations of Bi-, Ag-, Au-, and other tellurides in bornite veins at Glava, Värmland, Sweden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie 194:3.*

Scherbina, A.S., 1941: Die goldreiche Kupferglanz-Bornit-Lagerstätte von Glava im Wermland, Schweden, und ihre geologische Stellung. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Beil. Bd 76, Abt. A.*

Tegengren, F., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca 17.*



Distribution

SGU
Box 670
751 28 UPPSALA
Tel 018-17 90 00
Fax 018-17 93 70

Tryck: Wikströms Tryckeri AB, Uppsala 1998

ISSN 0373-2657
ISBN 91-7158-602-4