

Beskrivning till berggrundskartan 5B Varberg NO

Inger Lundqvist & Leif Kero



Beskrivning till berggrundskartan
5B Varberg NO

Inger Lundqvist & Leif Kero

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
5B VARBERG NO

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7158-851-7

Omslagsbild: Varbergs fästning. Varberg (7 g).
6336700/1284000 (koordinater i rikets nät).

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Lenanders Grafiska AB, 2008

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Inledning	4
Tidigare arbeten	4
Metodik	4
Översikt	5
Bergartsbeskrivning	7
Ytbergartsgnejs	7
Gnejsig granit, granodiorit och tonalit	8
Granatförande amfibolit	13
Fint medelkornig, svagt gnejsig granit	16
Metamafit	17
Charnockit	18
Ögonförande granit (Torpagranit)	22
Pegmatit	27
Diabas	28
Sandstensfyllda sprickor	29
Metamorfos	31
Strukturgeologi	32
Nyttosten	33
Geofysik	35
Markmätningar och provtagningar	36
Tyngdkraftsmätningar	38
Övriga fältarbeten	39
Bearbetning av flyggeofysiskt mätunderlag och markmätningar	40
Bearbetning av tyngdkraftsmätningen	40
Bearbetning av magnetiska data från flygmätningarna	42
Bearbetning av VLF-data från flygmätningen	46
Radiometriska mätresultat från flygmätningen	47
Petrofysik	47
Resultat från mineralmagnetiska mätningar i Lund	49
Internationella artiklar om stark remanent magnetisering rörande kartområdet	52
Summary	52
Rock descriptions	53
Geophysics	55
Litteratur	56

INLEDNING

Kartområdet Varberg NO är beläget i sydvästra Sverige och omfattar ett kustområde ca 80 kilometer söder om Göteborg. Närmast havet är landet låglänt och består i den sydvästra delen av en relativt hållfattig kustslätt. Mot öster och nordöst höjer sig landet och bildar ett småkuperat landskap där de högsta höjderna når drygt 150 meter över havsytan. Kartområdets norra och östra delar är hållrika och området är till stor del skogbeväxt omväxlande med barr- och ädel-lövskog. Jordarterna på den uppodlade kustslätten består till största delen av grovmo och glacial lera. Jordarterna i dalgångarna inom de norra och östra delarna av kartområdet utgörs också de av glacial lera och grovmo medan höjdområdena täcks av morän.

Berggrunden består av prekambrika bergarter, dvs. bergarter som är äldre än 545 miljoner år. Strax utanför kustlinjen överlagras den prekambrika berggrunden av bergarter bildade under perioden krita för 142 till 66 miljoner år sedan.

TIDIGARE ARBETEN

Över kartområdet utgavs år 1893 en berggrundskarta i skala 1:200 000 med beskrivning av Eugène Svedmark (SGU Ba 13). Han skriver bland annat om ”Varbergsgniten” (eg. charnockit), en bergart som tilldragit sig intresse både ur geologisk synpunkt och från stenindustrin.

Redan A.E. Törnebohm beskrev kortfattat 1880 bergarterna i Varbergstrakten. Percy Quensel besökte Varberg på 1940-talet och karterade och beskrev områdets geologi (Quensel 1951). Fred. A. Hubbard arbetade inom samma område och utsträckte dessutom karteringen till området norr om Varberg (Hubbard 1975). Mohanna Ramzi Al-Jawadi (1992) förlade sitt doktorsarbete till området.

Norr om kartområdet finns en modern berggrundskarta i skala 1:50 000 med beskrivning av Inger Lundqvist utgiven 1997 (SGU Af 187). Öster om området finns en översiktlig provisorisk berggrundskarta i skala 1:250 000 (SGU Ba 41) med beskrivning av Lennart Samuelsson m.fl. (1998). Den är i huvudsak en sammanställning av äldre kartmaterial. I samband med en inventering av stenbrott i Hallands län gjordes en sammanställning i skala 1:250 000 av befintligt kartmaterial över Hallands län (Lundqvist & Wik 1998).

Under de senaste decennierna har Mylonitzonen och de olika regionalmetamorfa händelserna i området tilldragit sig intresse och resulterat i ett flertal artiklar (Andersson 2001, Andersson m.fl. 2002, Berglund 1997, Söderlund 1999, Talbot & Heeroma 1989, Åhäll 1995).

METODIK

Den berggrundsgeologiska kartläggningen ägde rum under åren 1993 till 1995. Som extrageologer deltog Charlotte Cederbom (1994–1995), Johan Berglund (1994), Anders Jägryd (tidigare Persson, 1993–1995) och Anders Scherstén (1995). Sammanställningen av kartan har gjorts av Inger Lundqvist. Det geofysiska fältarbetet har utförts av Martin Christiansen. Tolkningen av det geofysiska materialet har gjorts av Martin Christiansen (1998) och Leif Kero. Kemiska analyser har gjorts på 23 prover. 85 st. tunnslip har undersökts varav 48 har punkträknats. Parametermätningar har gjorts på 137 bergartsprov.

Hällbilden är tagen från jordartskartan SGU Ae 102 Varberg NO (Påsse 1990). De kemiska analyserna har utförts vid SGAB Analyticas laboratorium, Luleå. Tunnslipen har framställts av Minoprep, Hunnebostrand.

ÖVERSIKT

Sydvästsveriges berggrund, även kallad den sydvästsvenska gnejsregionen, är en del av den Baltiska eller Fennoskandiska urbergsskölden. Denna har en äldre (arkeisk) kontinentkärna i öster och nordöst mellan Karelen och Kolahalvön och har successivt växt till mot väster och sydväst i flera steg. Bildandet av berggrunden i sydvästra Sverige är ett sådant steg och inleddes för ca 1 700 miljoner år sedan.

Traditionellt har gränsen mellan Sydvästsveriges berggrund och den äldre berggrunden i öster satts i Protoginzonen (fig. 1). Gränsen sammanfaller i stort med gränslinjen mot ett sammanhängande bälte av graniter (det transskandinaviska magmatiska bältet eller TMB), där de s.k. Smålands- och Värmlandsgraniterna dominerar. Nya undersökningar har emellertid visat, att bergarter av samma typ som TMB också uppträder väster om den traditionellt angivna gränslinjen och att de dominerar norr om Väneren inom det östra segmentet (s. 6). Berggrunden strax öster om Protoginzonen har också omvandlats på liknande sätt som den väster om zonen under den senaste bergskedjebildningen (den svekonorvegiska). Avgränsningen österut av sydvästra Sveriges berggrund är alltså ännu inte helt klar.

I söder begränsas regionen av förkastningar i den s.k. Tornquistzonen med nordvästlig riktning genom norra Skåne. I norr fortsätter de sydvästsvenska bergartsleden in i sydöstra Norge där de täcks av den skandinaviska fjällkedjans betydligt yngre bergarter. Osloområdet gravsänka med kambrosiluriska sedimentbergarter och permiska, magmatiska bergarter utgör ett avbrott i den prekambrika berggrundens fortsättning mot väster. Berggrunden i södra Norge bildades under samma tidsperiod som den i sydvästra Sverige och anses utgöra en fortsättning på den sydvästsvenska gnejsregionen.

Kännetecknande för berggrunden i sydvästra Sverige är att den bildats under lång tid, ca 800 miljoner år och att den i samband med åtminstone två bergskedjebildningar (orogener) påverkats av genomgripande deformation och omvandling (metamorfose). Den äldre av bergskedjebildningarna (den gotiska) inträffade för ca 1 750 till 1 550 miljoner år sedan och drabbade området väster om Mylonitzonen (fig. 1) och troligen också området söder om Väneren. För ungefär 1 150 till 900 miljoner år sedan inträffade den svekonorvegiska bergskedjebildningen, som påverkade hela den sydvästsvenska gnejsregionen och området strax öster därom. Bergarter som bildats vid jordytan har härigenom kommit att veckas ned i jordskorpan till stora djup (10 till 40 km) för att sedan genom höjning (t.ex. blockrörelser) och erosion åter komma upp till ytan. Då dessa vertikala rörelser varit olika stora inom olika delar av regionen, ger studier av dagens bergyta kunskap om vad som tidigare skett på olika djup vid bildandet av berggrunden i sydvästra Sverige. För drygt 1 400 miljoner år sedan utsattes området mellan Protoginzonen och Mylonitzonen söder om Väneren för förhöjda tryck och temperaturer och berggrunden omvandlades och deformerades lokalt under granulitfacies- eller t.o.m. eklogitfaciesförhållanden.

Den sydvästsvenska gnejsregionen (fig. 1) delas i två områden av Mylonitzonen, det östra resp. det västra segmentet. Det östra segmentet omfattar området mellan Mylonitzonen och Protogin-

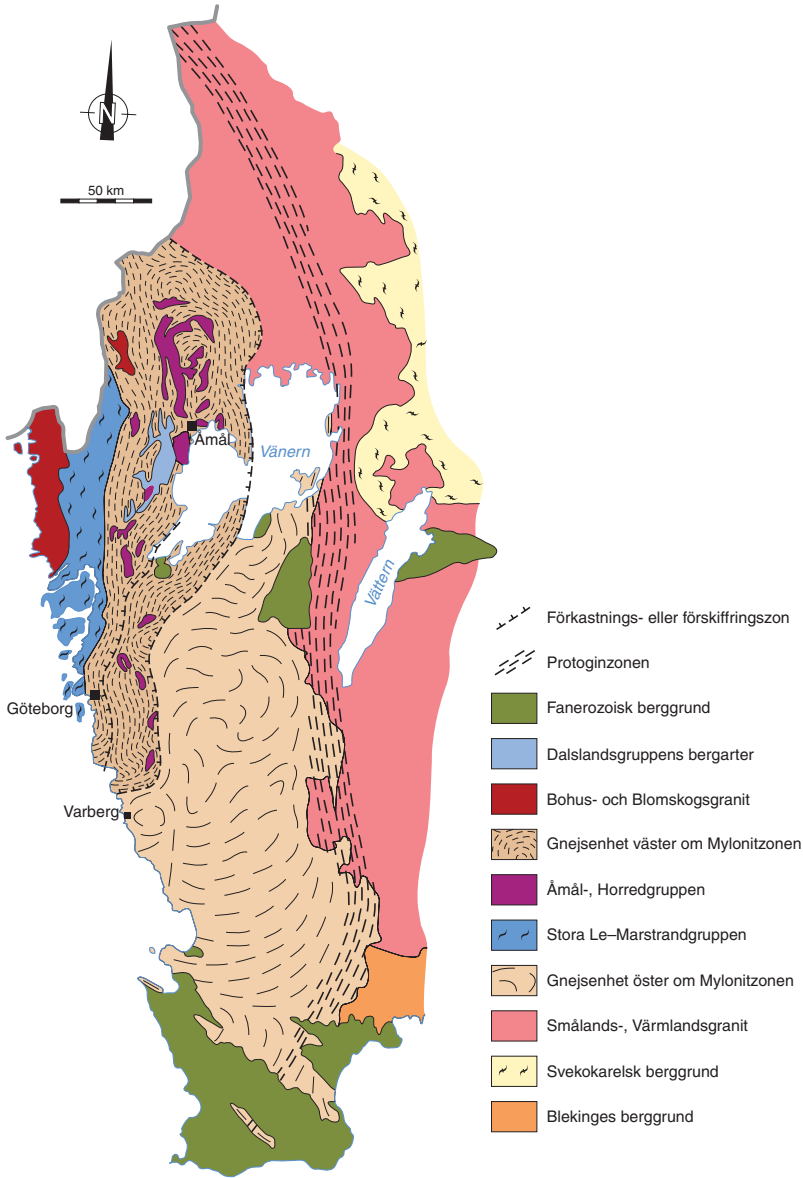


Fig. 1. Översiktlig karta över berggrunden i sydvästra Sverige.
Simplified map of the bedrock of south-western Sweden.

zonen och berggrunden domineras av mer eller mindre starkt gnejsiga och ådrade, magmatiska bergarter. Norr om Vänern och i den östligaste delen av området söder om Vänern ingår starkt deformerade Smålands- och Värmlandsgraniter, som bildades för 1 845 till 1 650 miljoner år sedan. Söder om Vänern dominerar magmatiska djupbergarter, som trängde in i jordskorpan för ca 1 700 till 1 600 miljoner år sedan. De består av mer eller mindre starkt ådrade gnejser, som har

granitisk, granodioritisk eller tonalitisk sammansättning. I dessa bergarter intruderade magmor för ca 1 550 miljoner år sedan, som bildar mindre massiv inom berggrunden. För knappt 1 400 miljoner år sedan intruderade magmor, som bildade bergarten charnockit (Varbergscharnockit) och ögonförande graniter (Torpagranit) och för drygt 1 200 miljoner år sedan magmor, som likaledes bildade ögonförande graniter men även syeniter (Segmongranit, Vårgårdagranit). Det finns också talrika granitiska mobilisat, som i flera områden bildat stora och relativt homogena kroppar. Utöver huvudbergarterna finns små inslag av ytbergartsgnejs och mafiska bergarter.

Bergarterna i det östra segmentet skiljer sig strukturellt från dem i det västra, som domineeras av nord-sydliga strukturer. I det östra segmentet är strukturerna mycket mer heterogena. I Värmland är nord-sydliga till nordvästliga strukturer vanligast, medan bergarterna i området söder om Vänern i större utsträckning har öst-västliga strukturriktningar.

Traditionellt har berggrunden i sydvästra Sverige delats in i segment, som skiljs åt av nord-sydliga rörelsezoner: Protoginzonen, Mylonitzonen, Göta älvlinjen. Huvuddeformationen i dessa zoner är relativt ung (svekonorvegisk) och tvärrar bitvis över äldre strukturer. Uppenbarligen speglar zonerna i första hand yngre deformationer, även om de på många ställen sammanfaller med och överpräglar äldre deformationszoner och gränser mellan berggrundsenheter.

Inom den sydvästsvenska gnejsregionen är amfibolitfacies den förhärskande metamorfosgraden. Öster om Mylonitzonen finns det dock i delar av Västergötland och Halland områden där bergarterna genomgått granulitfaciesomvandling. Berggrunden har vid två tillfällen, dels för drygt 1 400 miljoner år sedan, dels under den svekonorvegiska bergskedjebildningen för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan, utsatts för mycket höga tryck och temperaturer och därvid omvandlats och deformerats. Granulitfaciesomvandlade bergarter innehåller bl.a. mineralen pyroxen, ortoklas och granat.

Kartområdet är till största delen beläget strax söder om Mylonitzonen och berggrunden utgör en del av det östra segmentet. I den allra nordvästligaste delen, vid Klosterfjorden (9 f–g), berörs dock området av Mylonitzonen och tangerar därmed det västra segmentet.

BERGARTSBESKRIVNING

Ytbergartsgnejs

Ytbergartsgnejs finns huvudsakligen på två ställen inom kartområdet och det rör sig bara om ytmässigt små förekomster. Den ena sträcker sig från Åskloster (9 g) mot nordnordöst och den andra finns i trakten av Lindberg (8 h). Dessutom förekommer mer eller mindre assimilerade skivor av trolig ytbergartsgnejs i ett stråk mellan Trönninge (8 h) och Rolfstorp (8 j). Förekomsterna utgörs av skivor i berggrunden och de har nordöstlig till öst-västlig riktning och stupar medelbrant till brant mot norr. De är medveckade i den övriga berggrunden och följer omgivande bergarters strykningsriktning.

Ytbergartsgnejsen är den äldsta bergarten inom kartområdet. Det finns ingen datering, men gnejsen måste vara äldre än omgivande ådergnejs, som är knappt 1 700 miljoner år, eftersom den förekommer som skivor (brottstycken?) i den. Ytbergartsgnejsen är kraftigt omvandlad och inga primära texturer eller strukturer finns bevarade. Bergarten är dock finkornig till fin medelkornig, heterogen och på vittrad yta syns en tydlig bandning (fig. 2), varför den har tolkats som en ytberg-

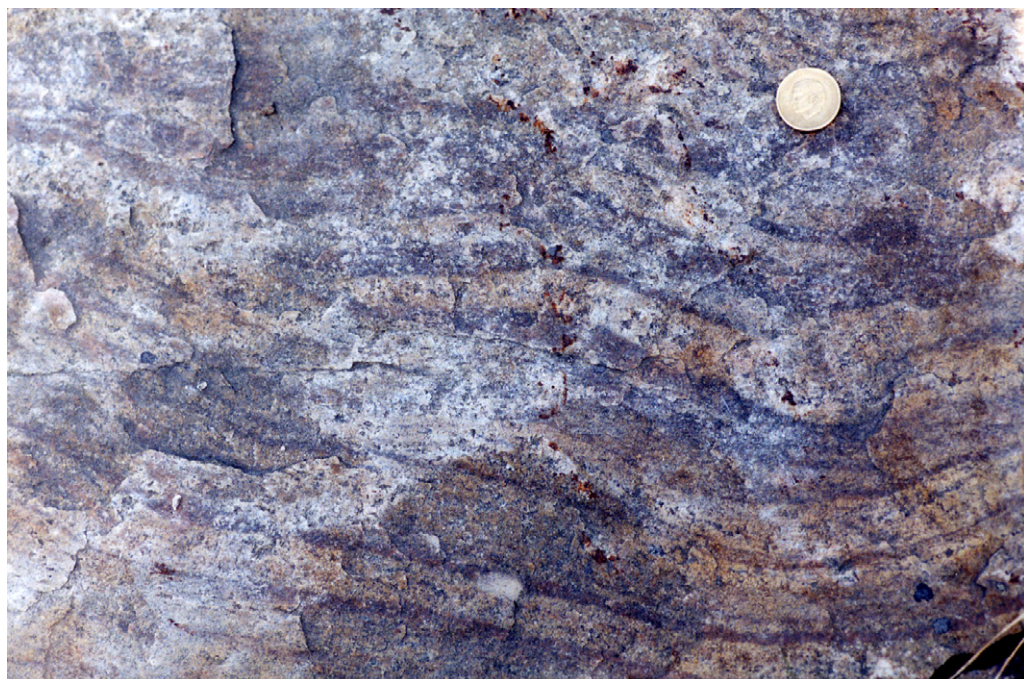


Fig. 2. Finkornig, grå, bandad ytbergartsgnejs. Lindberg (8 h). 6342120/1287430 (koordinater i rikets nät).
Fine-grained, grey, well-banded supracrustal rock.

art. Banden har en tjocklek på någon centimeter upp till en halv meter. Materialet kan ha avsatts i form av sediment eller ha haft vulkaniskt ursprung, som senare eventuellt har omlagrats. Då gnejsen är isoklinalveckad och enbart förekommer som skivor i berggrunden är det omöjligt att avgöra hur mäktiga avlagringarna ursprungligen har varit. Gnejsens färg varierar från rödgrå till grå och mörkt grå. Mineralsammansättningen består av kvarts, mikroklin, ortoklas, plagioklas, pyroxen, hornblände och biotit i varierande mängd. Dessutom förekommer mindre mängder av apatit, granat, zirkon och opakmineral. På ett ställe har sillimanit iakttagits. Gnejsen har tunna kvartsådror. Bergarten har omvandlats och deformerats under granulitfaciesförhållanden vid åtminstone två tillfällen. Den första omvandlingen skedde för drygt 1 400 miljoner år sedan och den andra under den svekonorvegiska bergskedjebildningen för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan. Ytbergartsgnejsen genomslås av pegmatitgångar.

Gnejsig granit, granodiorit och tonalit

Den dominerande bergarten inom kartområdet är den granitiska till tonalitska gnejs, som troligen bildades för ca 1 670 till 1 690 miljoner år sedan och som tillhör det östra segmentet (s. 5). Mylonitzonen, som delar den sydvästsvenska berggrunden i två segment (fig. 1), återfinns på nord- och sydsidan av Klosterfjorden (9 f–g) i den nordvästra delen av kartområdet. Berggrunden norr om Klosterfjorden tillhör därmed det västra segmentet.



Fig. 3. Kraftigt deformerad ådergnejs. Mylonitzonen. Lerhuvudet (9 g). 6347360/1280060 (koordinater i rikets nät).
Strongly deformed, veined gneiss. The Mylonite Zone.

Den granitiska till granodioritiska gnejs som tillhör det västra segmentet bildades för ca 1 580 miljoner år sedan (Andersson m.fl. 2002) under den bergskedjebildningsperiod, som avslutades för ca 1 550 miljoner år sedan och som drabbade det västra segmentet. Bergarterna har magmatiskt ursprung och utgör en kalkalkalin svit. Färgen varierar från gråröd till grå. Plagioklaskornen innehåller ställvis små epidotkristaller och därmed får plagioklasen en svagt grön färgton. Vanligen är det ingen skarp gräns mellan de olika sammansättningarna utan de övergår gradvis i varandra. Inom Mylonitzonen tycks det dock vara skarpa gränser, men de är tektoniskt betingade och bergarten får här ett närmast bandat utseende (fig. 3). Kornstorleken varierar från fint medelkornig till grovt medelkornig och bergarten är ådrad. Gnejsen innehåller sporadiskt med upp till halvmeterstora, starkt tillplattade mafiska enklaver. Bergarten genomslås av metamafit-, pegmatit- och aplitgångar. De metamafiska gångarna är ställvis boudinerade och bildar nu linsformade partier i berggrunden.

Bergarten har omvandlats och deformerats under två bergskedjebildningsperioder. Den första, den gotiska, ägde rum för ca 1 700 till 1 550 miljoner år sedan och den svekonorvegiska för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan. Under båda perioderna omvandlades berggrunden under amfibolitfaciesförhållanden. Den sista omvandlingen skedde för ca 980 miljoner år sedan (Andersson m.fl. 2002) och lokalt skedde det en granatbildning i ådergnejsen.

Inom kartområdet har Mylonitzonen en öst–västlig sträckning och den stupar medelbrant till brant mot norr. Zonen innehåller sporadiskt med tunna horisonter av mylonit, de flesta knappt

centimeterbredda. Deformationszonen har varit aktiv vid flera tillfällen under den svekonorvegiska bergskedjebildningen: först under en överskjutningsfas då berggrunden väster om Mylonitzonen sköts upp relativt det östra segmentet och därefter under avslutningsfasen då de västra delarna gled tillbaka (utvidgning av jordskorpan) och området öster om Mylonitzonen höjdes. Berggrunden omvandlades och deformerades under överskjutningsfasen för ca 980 miljoner år sedan (Andersson m.fl. 2002) under granulitfaciesförhållanden. Under avlastningsfasen, som påbörjades för ca 960 miljoner år sedan (Möller 1999), genomgick bergarterna en retrograd omvandling i amfibolitfacies. Troligen skedde avlastningen snabbt eftersom det i det östra segmentet finns mineral bevarade, som bildades under granulitfaciesförhållanden.

Den granitiska till tonalitiska gnejsen inom resterande del av kartområdet hänförs till det östra segmentet. Bergarten har magmatiskt ursprung och intruderade troligen för ca 1 690 miljoner år sedan enligt en U-Pb-datering av zirkon från ett bergartsprov taget i Dagsås strax öster om kartbladsgränsen (Söderlund 1999). Även andra dateringar från södra delen av östra segmentet (Möller m.fl. 2007) har gett åldrar i samma tidsintervall (1 670 till 1 690 miljoner år). Den U-Pb-datering, som är gjord på ett prov taget i Valinge (8i) visar förmodligen en blandålder, då zirkonerna har flera påväxningszoner från senare omvandlingsperioder.

Gnejsens sammansättning varierar från granitisk (fig. 4) till tonalitisk, men den tonalitiska varianten förekommer bara sparsamt. Mineralinnehållet redovisas i tabell 1 och kemiska analyser i tabell 2. Kvartsen förekommer ställvis i långa, utdragna, smala band och kalifältspaten är pertitisk. Mineralkornen bildar 120° vinklar med varandra speciellt i de områden där bergarten är granulitfaciesomvandlad. På kartan har markerats var mineralet hypersten (en pyroxen) har



Fig. 4. Granitisk gnejs. Brogård (5i). 6327210/ 1294890 (koordinater i rikets nät).
Granitic gneiss.

observerats i slipprov. Bergartens färg varierar från röd till grå och kornstorleken varierar från fint medelkornig till grovt medelkornig. Vanligtvis är gnejsen ådrad (fig. 5) med upp till flera centimeter breda ådror. I vissa områden, såsom inom nordöstra delen av kartområdet och i ett par öst-västriga stråk söder om Rolfstorps kyrka (8 j), är gnejsen ögonförande och innehåller linsformade, upp till två centimeter stora, röda fältspatansamlingar. Bergarten är storskaligt veckad, vilket framgår tydligt om man följer de mörka, granatförande bergarterna, som är medveckade. Gnejsens magnetiska susceptibilitet varierar mellan 10 och $19\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Bergarten har varit med om åtminstone två metamorfa händelser. Under en intraorogen period för ca 1 460 till 1 420 miljoner år sedan omvandlades berggrunden under granulitfaciesförhållanden och det skedde en nytillväxt av zirkon (Söderlund 1999, Möller m.fl. 2007).

TABELL 1. Mineralfördelning i gnejsig granit, granodiorit och tonalit (volym-%).
Modal compositions of gneissic granite, granodiorite and tonalite (vol.%).

Prov nr <i>Sample No.</i>	IML93 0039	AIP94 0539	IML95 0104	IML93 0043	IML93 0109	AIP93 0263A	IML95 0111	CHC94 0130	IML93 0005	AIP93 0260
Kvarts	32,1	30,2	23,8	31,5	27,8	31,8	18,6	30,4	24,2	20,6
Ortoklas	41,7			1,0	30,2		25,4	22,6		
Mikroklin		41,9	41,7	30,1		25,8			28,1	3,1
Plagioklas	19,0	24,8	30,5	34,4	36,7	36,8	36,6	36,0	42,3	60,8
Pyroxen	0,1		0,8		0,2		3,5		+	
Hornblände	2,8	0,2	1,4		1,0		9,0		3,7	0,1
Biotit	3,0	0,2	0,6	2,8	2,7	4,1	3,4	9,6	1,1	11,9
Klorit			+	+						
Muskovit				+		0,2				
Allanit		+								
Granat		1,2		+			0,1	1,2		0,4
Apatit	+		0,2		+		+		+	0,2
Titanit	+							+	+	+
Zirkon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	0,1
Karbonatmineral	+						+	+	0,7	
Opakmineral	1,3	0,2	1,0	0,2	1,4	1,3	3,4	0,2	0,6	2,1
Summa	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Antal räknade punkter: 1000 st./slip.

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

IML930039	Gnejsig granit, granulitfaciesomvandlad	Ragnarp (9j). 6345300/1296600
AIP940539	Gnejsig granit	Varberg (7h). 6339070/1285640
IML950104	Gnejsig, ådrad granit	2 km SÖ Tvååker (5i). 6327200/1294800
IML930043	Gnejsig granit	2 km N Skällinge (9j). 6346000/1298900
IML930109	Gnejsig granit, granulitfaciesomvandlad	Valinge (8i). 6343000/1293150
AIP930263A	Gnejsig, ådrad granodiorit	1 km NÖ Lindberg (8h). 6343560/1289510
IML950111	Gnejsig granodiorit, granulitfaciesomvandlad	Tvååker (5i). 6329800/1292510
CHC940130	Gnejsig, ådrad granodiorit, granulitfaciesomvandlad	Bönarpesjö (9i). 6345930/1292000
IML930005	Gnejsig, ådrad, ögonförande granodiorit	2 km NÖ Brostorp (9j). 6349000/1298900
AIP930260	Gnejsig, ådrad tonalit	Svenstorp (8h). 6343780/1289250

Det är inte klarlagt om det var under denna tid som åderbildningen skedde, men i prov från Dagsåstrakten, strax öster om kartområdet, har det inte påvisats någon tidigare metamorf händelse (Söderlund 1999). Däremot har det påvisats en tidigare omvandling för ca 1 540 miljoner år sedan i prov tagna i Söndrum utanför Halmstad (Rimsa m.fl. 2007). För ca 1 150 till 900 år sedan ägde den svekonorvegiska bergskedjebildningen rum och bergarten omvandlades återigen under granulitfaciesförhållanden. Det västra segmentet sköts upp över det östra segmentet och de högsta trycken och temperaturerna uppnåddes för ca 970 till 960 miljoner år sedan. Trycket var så högt som 8 till 12 kbar, vilket motsvarar ett djup på ca 30 till 45 kilometer i jordskorpan, dvs. en bergskedja av Himalajas storlek. Temperaturen var ca 680 till 800 °C (Johansson m.fl. 1991). Därefter skedde en snabb avlastning, då det västra segmentet gled tillbaka relativt det östra och berggrunden genomgick en retrograd omvandling från högtrycksgranulitfacies till högre amfibolitfacies. Deformationen under den svekonorvegiska perioden tros ha varit i det närmaste penetrativ, dvs. nästan helt genomgripande (Söderlund 1999).

I vissa mindre områden (10–1 000 m²) har bergarten granulitfaciesmineralogi med ortoklas, ortopyroxen och klinopyroxen. Sådana områden förekommer främst i den mellersta och södra delen av kartområdet, t.ex. vid Öströ (6j). Bergarten har här en gröngrå färg och den är gnejsig eller massformig. Dessa förekomster har utnyttjats för tillverkning av gat- och kantsten (s. 33).

TABELL 2. Kemiska analyser av gnejsig granit, granodiorit och tonalit (vikt-%).
Chemical analyses of gneissic granite, granodiorite and tonalite (weight-%).

Prov nr <i>Sample No.</i>	IML95 0104	AIP94 0539
SiO ₂	72,6	76,6
Al ₂ O ₃	14,6	12,7
CaO	1,38	0,435
Fe ₂ O ₃	1,90	1,76
K ₂ O	4,77	4,64
MgO	0,388	0,170
MnO	0,0469	0,0380
Na ₂ O	3,61	3,24
P ₂ O ₅	0,0899	0,0400
TiO ₂	0,354	0,146
Summa	99,7	99,7
(ppm)		
Rb	121	163
Sr	238	54,2
Zr	75,6	310
U	0,432	3,32
Th	15,2	7,55

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

IML950104 Gnejsig, ådrad granit
AIP940539 Gnejsig granit

2 km SÖ Tvååker (5 i). 6327200/1294800
Varberg (7 h). 6339070/1285640

Gnejsen, som tillhör det östra segmentet, genomslås såväl av mörka mafiska gångar som av pegmatit- och aplitgångar.

Granatförande amfibolit

En mörk bergart där mineralinnehållet till stor del utgörs av hornblände (amfibol) kallas med ett övergripande namn för amfibolit. Inom kartområdet förekommer bergarten som långsmala, ställvis boudinerade, ganska små kroppar utdragna i gnejsighetsriktningen och därmed påvisar de den storskaliga veckningen. Rikligast uppträder de i den nordöstra delen av området, dvs. i trakten av Stamnared (9 i), Valinge (8 i) och nordöst om Rolfstorp (8 j). Dessa förekomster kan följas i ett stråk från Varberg österut förbi Gödestad (7 i) mot Ugglarp (8 j) där stråket böjer runt och fortsätter västerut mot Långås (8 i) och vidare nordväst mot Lindberg (8 h). Därefter fortsätter stråket i nordöstlig riktning förbi Valinge (8 i) och Skällinge (8 j) där det böjer av mot sydöst och fortsätter utanför kartområdet där det återigen böjer om och på nytt dyker upp strax norr om Skällinge (8 j). Sedan fortsätter det mot nordväst, böjer av mot sydväst och återfinns söder om Stamnareds kyrka (9 i), fortsätter till Bönarpesjön (9 i) där stråket böjer av mot norr till Östra Derome (9 h). Därefter följer det i stort sett Torpagranitens (s. 22) sydöstgräns mot östnordöst. Sydöst om Varberg i trakten av Spannarp (6 i) och Träslövsläge (6 h) finns ett flertal små, långsmala kroppar utsträckta i nordvästlig riktning från Karlsberg (5 j) norrut mot Varberg. Dessutom förekommer det en kropp en knapp kilometer sydöst om Rolfstorps kyrka (8 j) och



Fig. 5. Ådrad, granitisk gnejs. Tvååker (5 i). 6329950/1292360 (koordinater i rikets nät).
Veined, granitic gneiss.

en på Balgö (8 f–g) nordväst om Varberg. Amfiboliten uppträder också som smala gång- eller skivliknande partier i de ådergnejsomvandlade graniterna, granodioriterna och tonaliterna men även i charnockiten och Torpagraniten.

Amfiboliterna har magmatiskt ursprung och magmorna intruderade förmodligen vid flera olika tidpunkter, eftersom de olika kropparna har deformerats och omvandlats i olika grad. Troligen är de flesta äldre än 1400 miljoner år, då de tycks ha påverkats av den granulitfacies-metamorfos, som skedde för ca 1 460 till 1 420 miljoner år sedan. Dock finns det åtminstone en förekomst, som är yngre (s. 17). Detsamma gäller en del av de gång- eller skivliknande förekomsterna i charnockiten och Torpagraniten. Det är emellertid svårt att skilja dem åt i fält, varför de fått samma färg på kartan.

Bergarten är mörkt grå till svart. Kornstorleken varierar från fint medelkornig till grovkornig men är vanligen grovt medelkornig. Bergarten är gnejsig men i de yttre delarna av förekomsterna kan den ställvis vara ådrad. De inre delarna kan vara massformiga, framför allt i de något större kropparna. Amfiboliten är mjukt veckad på en del platser. Mineralinnehållet utgörs framför allt av plagioklas och de mörka mineralen hornblände och pyroxen men också något biotit. Dessutom förekommer så gott som alltid granat (fig. 6). Granathalten varierar både inom och mellan förekomsterna och uppgår som mest till ca 30 volymprocent. Även storleken varierar från någon millimeter upp till fyra centimeter och granaterna är polykristallina och spruckna. Pyroxenen utgörs främst av klinopyroxen (diopsid) men även ortopyroxen (hypersten) förekommer någon

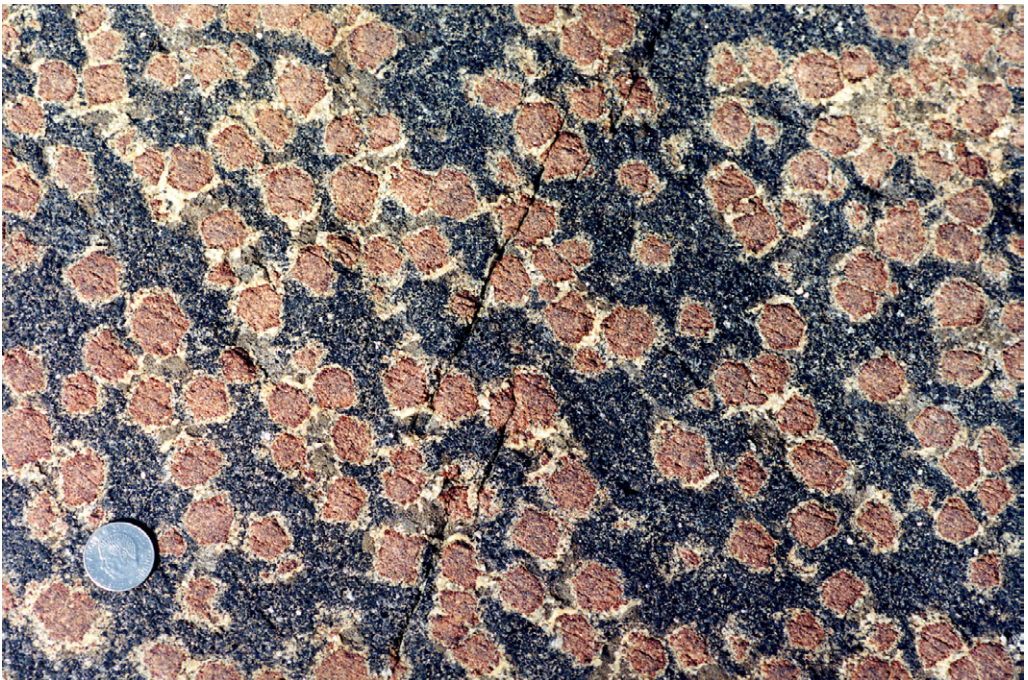


Fig. 6. Granatförande amfibolit. Getterön (7g). 6339230/1281950 (koordinater i rikets nät).
Garnetiferous amphibolite.

gång i de områden, som på kartan har markerats med granulitfaciesomvandling. Även de små förekomster, som återfinns i det västra segmentet (s. 5) norr om Klosterfjorden (9 f–g), har liknande mineralogi, men de saknar pyroxen och ibland också granat. Mineralinnehållet redovisas i tabell 3 och kemiska analyser i tabell 4. Amfibolitens magnetiska susceptibilitet varierar mellan 1000 och $15\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Två av förekomsterna uppvisar ett något annorlunda utseende än de övriga. I den på Balgö (8 f–g) nordväst om Varberg och i den en knapp kilometer sydöst om Rolfstorps kyrka (8 j) är amfiboliten bandad. Banden är centimeter- till halvmeterbredda och kornstorleken varierar från finkornig i vissa band till grovkornig i andra. Även mineralsammansättningen varierar; de band som är rika på mörka mineral är mörkt grå till svarta medan de plagioklasrikare är ljus grå till grå. Amfiboliten är också mer deformerad i vissa band. Förekomsten sydöst om Rolfstorps kyrka (8 j) sträcker sig österut och i Obbhult, som ligger omkring en halv kilometer öster om kartområdet, utgörs mineralen i de grovkornigare banden bl.a. av primär ortopyroxen, plagioklas och kyanit, dvs. mineral som förekommer i högtrycksgranulitfaciesomvandlade bergarter. U-Pb-datering av zirkoner från förekomsten i Obbhult har gett en ålder runt 1 400 miljoner år (Charlotte Möller muntligt medd. 2008).

TABELL 3. Mineralfördelning i granatförande amfibolit (volym-%).

Modal compositions of garnetiferous amphibolite (vol.%).

Prov nr Sample No.	IML93 0088	AIP94 0472	AIP94 0529	IML95 0141	IML93 0057	IML93 0105
Kvarts		0,5	2,3			
Mikroklin	+				+	0,9
Plagioklas	23,0	6,9	18,6	28,4	38,7	46,4
Pyroxen	7,0	7,6	19,6	21,0	30,2	0,1
Hornblände	44,4	45,3	46,0	29,8	25,8	35,1
Biotit	4,4	0,6			1,4	3,9
Allanit		+	+			
Granat	15,6	26,9	11,1	11,7	2,4	9,0
Apatit	0,6	+	+	+		0,5
Titanit		0,1			+	
Zirkon		+				
Karbonatmineral			+			0,1
Opakmineral	5,0	2,1	2,4	9,1	1,5	4,0
Summa	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Antal räknade punkter: 1000 st./slip.

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

IML930088	1 km SÖ Valinge (8 i). 6342300/1293900
AIP940472	Getterön (7 g). 6338970/1282100
AIP940529	Varberg (7 h). 6336380/1286440
IML950141	Båtsberg (8 i). 6340610/1291400
IML930057	Björkhem (9 j). 6348300/1296690
IML930105	1 km SV Valinge (8 i). 6342700/1292410

TABELL 4. Kemiska analyser av granatförande amfibolit (vikt-%).
Chemical analyses of garnetiferous amphibolite (weight-%).

Prov nr <i>Sample No.</i>	IML93 0088	AIP94 0472	AIP94 0529
SiO ₂	45,2	48,1	48,0
Al ₂ O ₃	17,0	13,8	13,6
CaO	9,27	9,85	11,1
Fe ₂ O ₃	16,8	16,5	16,4
K ₂ O	0,570	0,550	0,389
MgO	6,23	6,69	7,27
MnO	0,207	0,323	0,299
Na ₂ O	2,46	1,88	1,55
P ₂ O ₅	0,540	0,230	0,229
TiO ₂	2,60	2,24	2,24
Summa	100,9	100,2	101,1
(ppm)			
Rb	9,48	18,4	22,6
Sr	335	174	103
Zr	247	171	148
Cr	203	207	142
Ni	76,7	68,4	59,6
Co	58,1	59,9	46,6
V	250	410	434

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät.

IML930088	1 km SÖ Valinge (8 i). 6342300/1293900
AIP940472	Getterön (7 g). 6338970/1282100
AIP940529	Varberg (7 h). 6336380/1286440

Fint medelkornig, svagt gnejsig granit

I trakten av Stamnared (9 i) finns några små kroppar med ljus röd, svagt gnejsig, delvis stänglig granit (fig. 7). Bergarten förekommer också som gångar i den äldre berggrunden inom kartområdet. Kornstorleken varierar men är för det mesta fint medelkornig. På en del ställen är dock bergarten grovkornig och kan inom små ytor t.o.m. vara pegmatitisk, dvs. mineralkornen är upp till decimeterstora. Graniten består till övervägande del av kvarts, kalifältspat (mikroklin) och plagioklas. Biotit och eventuellt muskovit finns i små mängder liksom opakmineral. Kvartskornen är många gånger utdragna till långa streck. Bergarten bildades då berggrunden utsattes för förhöjd temperatur och förhöjt tryck under metamorfosperioderna. Bergarterna reagerar då först genom att mineralen omkristalliserar. Om tryck och temperatur blir än högre börjar vissa mineral (framför allt kvarts och kalifältspat) att smälta. Dessa små smältor kan stanna på platsen där de bildats eller ansamlas till större volymer och tränga kortare eller längre sträckor upp genom jordskorpan. De bildar därmed större eller mindre massiv och gångar. Graniten kan innehålla mer eller mindre uppsmälta brottstycken av omgivande bergarter. På en del platser kan det vara



Fig. 7. Gnejsig granit. Stamnared (9i). 6347340/1293820 (koordinater i rikets nät).
Gneissic granite.

svårt att dra gränsen mellan graniten och omgivande berggrund, då det kan vara en gradvis övergång dem emellan. Graniten är inte daterad men bildades förmodligen under den metamorfa period som inträffade för ca 1 460 till 1 420 miljoner år sedan. Förekomsterna är utsträckta i den förhärskande gnejsighetsriktningen och tycks vara medveckade i berggrunden.

Metamafit

Metamafit förekommer på ön Norra Horten (9f) i den nordvästra delen av kartområdet inom den del, som förs till det västra segmentet (s. 5). Metamafiten har magmatiskt ursprung och magman tros ha intruderat under samma tidsperiod som de drygt 1 300 miljoner år gamla ögongraniterna i det västra segmentet, eftersom bergarten har samma omvandlingsgrad som de metamafiter, som är associerade med dessa ögongraniter.

Metamafiten är fint medelkornig till grovkornig och färgen grå till svart. I regel är den massformig men i kantzonen och i smala svekonorvegiska skjuvzoner är den gnejsig. Metamafiten utgörs av omvandlad gabbro och diorit men det finns också partier som uppvisar diabastextur. Sammansättningen varierar alltså inom kroppen. Det finns i regel ingen skarp kontakt mellan de olika varianterna utan de övergår gradvis i varandra. Det finns dock grovkorniga, mer mafiska partier, som har relativt skarp kontakt mot omgivningen.

Den massformiga metamafiten har brutits i ett par mindre stenbrott på ön under 1800-talet och materialet har använts som blocksten.

Charnockit

Charnockit är en mindre vanlig bergart, som bildas vid hög temperatur och högt tryck. Ursprunget är omdiskuterat och tros vara antingen magmatiskt eller en omvandling (granulitfacies-metamorfo) av befintlig bergart. Definitionsmässigt (Holland 1900) består bergarten av kvarts, fältspat, hypersten (en ortopyroxen) och järnmalmsmineral (magnetit, ilmenit m.fl.). Typisk är också förekomsten av antipertit, avsaknad av tvillingbildning i plagioklasen samt förekomst av både orto- och klinopyroxen liksom granat. Fältspaten består av ortoklas (en kalifältspat) och plagioklas. Namnet charnockit har bergarten fått efter en gravsten i Indien, gjord av denna bergart, där en man vid namn Job Charnock är begravd.

Charnockiten har tilldragit sig stort intresse både vetenskapligt och ekonomiskt. A.E. Törnebohm och E. Svedmark noterade i slutet av 1800-talet att bergarten var av stort intresse. På 1940-talet undersökte P. Quenzel området närmare liksom F. Hubbard på 1970-talet. M.R. Al-Jawadi (1992) förlade sitt doktorsarbete till Varbergstrakten. Charnockiten, som också kallas för Varbergsgranit, har haft stor ekonomisk betydelse för Halland och Varbergsområdet. Den bröts under senare hälften av 1800-talet och första hälften av 1900-talet (s. 33) och otaliga är de stenbrott, som vittnar om detta. På grund av bergartens ekonomiska betydelse och dess sällsynthet har charnockiten blivit vald till Hallands landskapssten.

Charnockiten förekommer i ett stråk, som sträcker sig från Apelviken (6h) i söder, genom Varberg och Getterön (7g) till den lilla ön Sadeln (8f) i norr. Den finns också på Trönningenas (8g) och östra delen av Balgö (8g). Charnockiten är nära associerad med en ögonförande granit, Torpagranit (s. 22), vars huvudsakliga utbredning finns nord och nordöst om Trönningenas (8g). Även inom charnockitförekomsten uppträder små områden där charnockiten gradvis övergår i röd, ögonförande granit. Norr om Apelvikhöjd (7g) och på västsidan av Getterön (7g) finns exempel på detta. Inom Torpagranitens utbredningsområde finns ställen där graniten övergår i charnockit, såsom i trakten av Jordbro (9h) och Bromsbärshult (9h), samt norr om Hulta (9i).

På Balgö (8f–g) finns en granatförande amfibolit, som på sydvästsidan av ön uppvisar granulitfaciesmineralogi. Utseendemässigt påminner den om den granatförande amfiboliten sydöst om Rolfstorp (8j), som är daterad till ca 1 400 miljoner år (s. 15). U-Pb-dateringar av zirkoner från charnockiten och Torpagraniten har gett åldrar på ca 1 400 miljoner år. Några kontakter mellan amfiboliten på Balgö och omgivande charnockit och Torpagranit finns inte synliga, så i vad mån amfiboliten är associerad med charnockiten och graniten återstår att utreda.

Charnockiten i Varberg har magmatiskt ursprung. U-Pb-datering av zirkoner från ett prov taget i stenbrottet söder om Varbergs fästning har gett en ålder på ca 1 400 miljoner år. En senare provtagning och undersökning har visat att zirkonerna är magmatiska med svekonorvegisk påväxning (Leif Johansson muntligt medd. 2007). På enstaka platser finns brottstycken av ådergnejs. Några klippande kontakter mot omgivande bergarter har däremot inte noterats.

Den omgivande ådergnejsen är på flera platser granulitfaciesomvandlad (s. 12) och de har markerats på kartan. I vissa av dessa små områden har bergarten omvandlats under så höga tryck och temperaturer att mineralogin motsvarar den i charnockiten och bergarten har antagit samma gröngrå till mörkt grå färg som charnockiten har. På dessa platser är det dock en gradvis övergång mellan ådergnejsen och det granulitfaciesomvandlade partiet, dvs. här är det en metamorf påverkan som orsakat den charnockitiska bergarten.



Fig. 8. Charnockit. Apelvikens Sanatorium (6 g). 6335210/1284000 (koordinater i rikets nät).
Charnockite.

Charnockiten har en gröngrå till mörkt grå, nästan svart färg (fig. 8) och vittringsytan får en karaktäristisk, smutsigt gulbrun ton (fig. 9). Kornstorleken varierar mellan fint medelkornig och grovkornig (fig. 10 och 11). Ställvis är bergarten jämnkornig, ställvis strökornsförande (fig. 12) med upp till åtta centimeter stora ortoklas- eller plagioklaskristaller. Mineralkornens begränsningsytor bildar vanligen 120° vinklar med varandra. Bergarten är massformig till folierad men i smala nordvästliga stråk är den gnejsig med medelbrant nordöstlig stupning. Charnockitens sammansättning varierar från granitisk och granodioritisk till kvartsmonzonitisk och monzodioritisk. De ingående mineralen utgörs huvudsakligen av kvarts, ortoklas, plagioklas, hypersten, diopsid, hornblände och malmmineral. Ortoklasen är pertitisk och plagioklasen antipertitisk, dvs. ortoklasen innehåller avblandningar av plagioklas och plagioklasen av ortoklas. Plagioklasen saknar i princip tvillingbildning. Dessutom förekommer biotit, apatit, zirkon och granat. Mineralfördelningen redovisas i tabell 5 och kemiska analyser i tabell 6. I fält är det svårt att avgöra bergartens sammansättning på grund av den mörka färgen. Charnockitens magnetiska susceptibilitet varierar mellan 2000 och 8000×10^{-5} SI-enheter.

Charnockiten har omvandlats under granatamfibolit- till granulitfaciesförhållanden under den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan. Omvandlingen skedde för ca 975 till 955 miljoner år sedan (Andersson m.fl. 2002). Då nybildades t.ex. klinopyroxen och granat, men det finns primär ortopyroxen (hypersten) kvar (Leif Johansson muntligt medd.). Foliationen och den stråkvisa gnejsigheten bildades troligen också vid detta tillfälle.

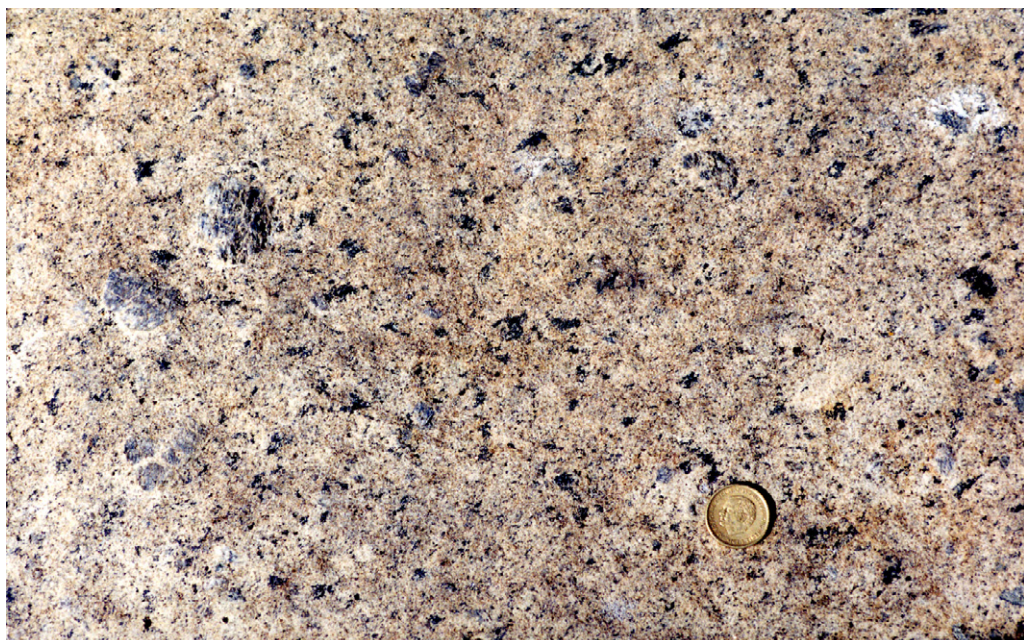


Fig. 9. Charnockit. Vittrad yta. Getterön (7 g). 6337800/1282230 (koordinater i rikets nät).
Charnockite. Weathered surface.



Fig. 10. Fint medelkornig och grovkornig charnockit. Vittrad yta. Getterön (7 g). 6337820/1282310 (koordinater i rikets nät).
Finely medium-grained and coarse-grained charnockite. Weathered surface.



Fig. 11. Grovkornig charnockit. Vittrad yta. Apelvikens Sanatorium (6 g). 6335270/1283920 (koordinater i rikets nät).

Coarse-grained charnockite. Weathered surface.



Fig. 12. Strökornsförande charnockit. Vittrad yta. Apelvikens Sanatorium (6 g). 6335020/1284040 (koordinater i rikets nät).

Porphyritic charnockite. Weathered surface.

På några platser förekommer brottstycken av omgivande bergarter i charnockiten. I stenbrottet söder om Varbergs fästning finns meterstora brottstycken av en mörk, gnejsig bergart med en smal pegmatitgång, och på den nordvästra udden på Trönningenäs (8 g) och på Stora Skrivareklippan (7 g) finns brottstycken av ådergnejs. Charnockiten genomslås av amfibolit- och diabasgångar. Amfibolitgångarna har nordvästlig riktning, de är upp till ett 40-tal meter breda och stupar brant till medelbrant mot nordöst. De har omvandlats under den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden och innehåller granat. Diabasgångarna har nordvästlig till nordnordvästlig riktning och stupar brant till medelbrant mot nordöst. De är som mest meterbreda och har troligen bildats under den äldre delen av den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden. Det finns också ett flertal sandstensfyllda sprickor (s. 29) främst på Getterön (7 g).

Ögonförande granit (Torpgranit)

En ögonförande granit har större strökorn eller kristallaggregat av fältspat (vanligen kalifältspat) omgivna av finkornigare mineral. Ögonen består antingen av en kristall (monokristallina) eller

TABELL 5. Mineralfördelning i charnockit (volym-%).
Modal compositions of charnockite (vol.-%).

Prov nr <i>Sample No.</i>	AIP94 0505	AIP94 0456	AIP94 0504	AIP94 0507
Kvarts	15,4	28,2	18,2	22,6
Ortoklas	25,7	36,2	42,9	
Mikroklin	+			38,1
Plagioklas	44,7	23,8	26,5	33,1
Pyroxen (orto-)	1,4		1,8	
Pyroxen (klino-)	4,4		2,2	
Hornblände	3,5	9,2	3,5	2,3
Biotit	0,5	0,5	0,3	2,2
Muskovit				+
Klorit				0,4
Granat	0,8	0,3	+	
Apatit	0,3	0,1	0,8	+
Titanit				+
Zirkon		+	+	+
Karbonatmineral				0,1
Opakmineral	0,3	1,7	3,8	1,2
Summa	100,0	100,0	100,0	100,0

Antal räknade punkter: 1000 st./slip.

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

AIP940505	Charnockit	Stenbrottet, Varbergs fästning (7 g). 6336410/1284200
AIP940456	Charnockit	Trönningenäs (8 g). 6340770/1282960
AIP940504	Charnockit	Apelviken (7 g). 6335180/1284010
AIP940507	Rött, granitiskt parti i charnockit	1 km S Varbergs fästning (7 g). 6335690/1284250

flera (polykristallina) och formen kan vara rektangulär, rundad eller linsformad. I det senare fallet är ögonen deformerade (pressade).

Den ögonförande graniten inom kartområdet har fått namnet Torpagranit på grund av att den finns i trakten runt Torpa (9 h). Den förekommer i ett område från Trönningenäs (8 g) norrut till Grässkär (9 f) och öarna väster därom och vidare österut förbi Västra Derome (9 h). Kroppen har en skivliknande form och stupar medelbrant mot nordväst. Omkring en kilometer öster om Åskloster (9 g) har graniten förkastats ca 200 meter i nordvästlig riktning.

Graniten har magmatiskt ursprung och magman trängde in i de numera ådrade och gnejsiga graniterna till tonaliterna (s. 10) för ca 1 400 miljoner år sedan. U-Pb-datering av zirkoner från ett prov taget omkring två kilometer väster om Torpa kyrka har gett en ålder på ca 1 380 miljoner år (Åhäll m.fl. 1997). U-Pb-datering (zirkoner) på ett prov taget ca 10 kilometer norr om Varberg har gett en ålder på ca 1 400 miljoner år (Andersson m.fl. 2002). Torpagraniten är associerad med charnockiten (s. 18) och liksom det finns röda, ögonförande, granitiska partier i charnockiten finns det mörka, charnockitiska partier i Torpagraniten. Ett sådant sträcker sig i nordnordvästlig riktning ungefär från Nygård (9 h) mot Dalmans (9 h).

TABELL 6. Kemiska analyser av charnockit (vikt-%).
Chemical analyses of charnockite (weight-%).

Prov nr <i>Sample No.</i>	AIP94 0505	AIP94 0456	AIP94 0504	AIP94 0507
SiO ₂	61,2	65,0	64,7	72,3
Al ₂ O ₃	16,7	15,6	13,6	13,7
CaO	3,52	3,12	2,85	1,35
Fe ₂ O ₃	7,08	5,45	7,33	2,74
K ₂ O	3,83	4,45	4,32	5,11
MgO	0,868	1,10	1,27	0,443
MnO	0,175	0,106	0,172	0,0478
Na ₂ O	4,52	3,88	3,25	3,12
P ₂ O ₅	0,469	0,429	0,599	0,129
TiO ₂	1,14	1,07	1,27	0,458
Summa	99,5	100,2	99,4	99,4
(ppm)				
Rb	55,3	112	94,6	126
Sr	356	263	205	161
Zr	627	601	522	475
U	0,323	1,04	0,403	2,63
Th	0,843	2,07	1,76	2,58

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

AIP940505	Charnockit	Stenbrottet, Varbergs fästning (7 g). 6336410/1284200
AIP940456	Charnockit	Trönningenäs (8 g). 6340770/1282960
AIP940504	Charnockit	Apelvikén (7 g). 6335180/1284010
AIP940507	Rött, granitiskt parti i charnockit	1 km S Varbergs fästning (7 g). 6335690/1284250



Fig. 13. Charnockitiskt parti i Torpagranit. 2 km väster Torpa (9 h). 6345600/1284720 (koordinater i rikets nät). *Charnockitic Torpa granite.*

Torpagraniten är röd till grårod förutom i de charnockitiska delarna, som är mörkt grå till svarta (fig. 13). Bergarten är medel- till grovkornig (fig. 14) och mestadels ögonförande. Formen på ögonen varierar. Vissa är rektangulära och de består för det mesta av en kristall medan andra är rundade eller linsformade och består av flera mineral-korn. De största ögonen har en storlek på 8×5 centimeter. Vanligen är de dock ca $1 \times 2-3$ centimeter. Ögonen består av fältspat, vanligen kalifältspat i form av ljusröd mikroklin, men i de charnockitiska partierna består de av mörkt grå till mörkt blåviolett ortoklas. Ortoklaskristallerna är många gånger tvillingbildade (Karlsbader-tvillingar) och har rikligt med plagioklasavblandningar. Det finns ställen där fältspatögonen har en kärna av ortoklas, som omges av mikroklin. I mikroskop syns att ortoklasen omvandlats till mikroklin med början i de yttre delarna. I bland annat Tofta (8 h) finns mikroklinögon omgivna av en zon med plagioklas, som i sin tur omges med en zon av mikroklin (fig. 15). Det finns också mindre partier inom Torpagraniten, som är fint medelkorniga och jämnkorniga och som förmodligen är det sista som kristalliserade ur magman. Torpagraniten har granitisk sammansättning men underordnat finns det delar av graniten med dragning mot kvartssyenitisk och kvartsmonzonitisk sammansättning. Mineralen utgörs främst av kvarts, mikroklin (eller ortoklas), plagioklas, honblände och biotit. Ställvis finns rester av pyroxen, som för övrigt omvandlats till hornblände. Mineralinnehållet redovisas i tabell 7 och kemiska analyser i tabell 8. Torpagraniten har ett huvud- och spårelementmönster som tyder på en alkali-kalktrend (Brewer & Åhäll muntl. medd. 2003). Graniten är massformig till gnejsig men i smala nordvästliga,



Fig. 14. Torpagranit. Bläshammar (8 h). 6342480/1284780 (koordinater i rikets nät).

Torpa granite.



Fig. 15. Torpagranit med mantlade mikroclinögon. Tofta (8 h). 6343850/1287360 (koordinater i rikets nät).

Torpa granite with mantled microcline phenocrysts.

nordliga och nordöstliga, svekonorvegiska skjuvzoner är den starkt defomerad och ögonen så kraftigt utdragna att bergarten liknar en ådergnejs (fig. 16). Bergartens magnetiska susceptibilitet varierar mellan 20 och $4\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Under den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan deformerades och omvandlades Torpagraniten under granulitfaciesförhållanden. Temperaturen beräknas ha varit ca 750 °C och trycket motsvarande ett djup i jordskorpan på ca 35 km (Johansson m.fl. 1991, Al-Jawadi 1992, Johansson & Johansson 1993). Bergarten förgnejsades delvis och stråkvis (s. 33) deformerades den kraftigt. Den i stort sett massformiga graniten övergår i en starkt pressad, ådergnejsliknande bergart (fig. 16). Övergången mellan deformerade och icke deformerade partier kan vara gradvis men också närmast knivskarp. Inom dessa zoner är graniten ställvis mjukt veckad med en våglängd på ca två till tre meter. Veckningen syns på vertikala hälltytor. I deformationszonerna är bergarten aldrig charnockitisk.

Några intrusivkontakter mot omgivande bergarter har inte observerats. De flesta kontakterna är dock inte synliga utan jordtäckta och de få som är exponerade är starkt deformerade. Ögongra-

TABELL 7. Mineralfördelning i ögonförande granit, Torpagranit (volym-%).

Modal compositions of porphyritic granite, Torpa granite (vol.-%).

Prov nr Sample No.	AIP93 0110	AIP94 0433	AIP93 0269	AIP93 0027	AIP93 0138
Kvarts	31,4	21,6	25,8	19,0	22,6
Ortoklas				+	35,6
Mikroklin	26,4	37,5	31,7	22,8	
Plagioklas	22,2	30,7	30,1	35,2	31,9
Pyroxen (orto-)					1,1
Pyroxen (klino-)					0,6
Hornblände	12,7	6,0	7,8	6,4	4,8
Biotit	4,2	2,2	2,8	12,2	0,5
Klorit		+	+		
Muskovit		+			
Epidot			0,2		
Granat	0,1	0,7		0,6	0,6
Apatit	0,3		0,1	1,6	0,4
Titanit				+	+
Zirkon	+	+		+	+
Karbonatmineral		+	+		
Opakmineral	2,7	1,3	1,5	2,2	1,9
Summa	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Antal räknade punkter: 1000 st./slip

Provlokaler

Localities

Koordinater i rikets nät

AIP930110	Torpagranit	Fäxas (9 h). 6348460/1285330
AIP940433	Torpagranit	Gamla Varberg (8 g). 6342490/1284750
AIP930269	Torpagranit	Tofta (8 h). 6343850/1287350
AIP930027	Torpagranit	Härders (9 h). 6349880/1287970
AIP930138	Charnockitiskt parti i Torpagranit	Bromsbärshult (9 h). 6347960/1286010

nitén innehåller sparsamt med gnejsiga, i en del fall ådrade, mafiska, skivliknande brottstycken. Graniten genomslås av pegmatit- och aplitgångar (se nedan) liksom metamafitgångar (s. 14). I fält är det många gånger svårt att avgöra om den mörka bergarten är ett brottstycke eller en gång, då kontakten mot graniten inte är blottad. En dryg kilometer sydväst om Tofta (9 h) finns några sandstensfyllda sprickor (s. 29).

Pegmatit

Pegmatit är en grovkornig, granitisk bergart, där de ingående mineralen utgörs av kvarts, kalifältspat och plagioklas, biotit eller muskovit. Kornstorleken kan växla även inom en och samma förekomst. Enstaka mineral kan ha en diameter på flera meter.

Inom hela kartområdet finns det pegmatitgångar, men de är ojämförligt vanligast inom den norra delen, norr om en linje mellan Lindberg (8 h) och Skällinge (8 j). I mindre omfattning förekommer smala aplitgångar. Gångarna är av olika ålder och har bildats vid flera olika tillfällen. De äldsta är medveckade i berggrunden och kan ställvis vara avslitna (boudinerade) i mindre bitar, medan de yngre slår rakt igenom övriga bergarter. De allra yngsta pegmatitgångarna bildades

TABELL 8. Kemiska analyser av ögonförande granit, Torpagranit (vikt-%).
Chemical analyses of porphyritic granite, Torpa granite (weight-%).

Prov nr Sample No.	AIP93 0110	AIP94 0433	AIP93 0269	AIP93 0138
SiO ₂	63,8	68,2	69,0	67,1
Al ₂ O ₃	14,2	14,6	14,6	15,0
CaO	2,98	1,93	1,74	2,34
Fe ₂ O ₃	7,20	3,89	3,69	4,17
K ₂ O	4,45	5,37	5,13	5,16
MgO	1,39	0,704	0,552	0,788
MnO	0,154	0,0917	0,0806	0,0838
Na ₂ O	3,25	3,05	3,32	3,35
P ₂ O ₅	0,479	0,229	0,169	0,299
TiO ₂	1,21	0,628	0,522	0,711
Summa	99,1	98,7	98,8	99,0
(ppm)				
Rb	125	167	170	130
Sr	241	192	202	240
Zr	740	666	419	577
U	1,03	1,29	0,796	0,877
Th	3,22	5,48	4,90	2,22

Provlökaler

Localities

Koordinater i rikets nät

AIP930110	Torpagranit	Fäxas (9 h). 6348460/1285330
AIP940433	Torpagranit	Gamla Varberg (8 g). 6342490/1284750
AIP930269	Torpagranit	Tofta (8 h). 6343850/1287350
AIP930138	Charnockitiskt parti i Torpagranit	Bromsbärshult (9 h). 6347960/1286010



Fig. 16. Deformerad Torpagranit. Bläshammar (8 h). 6342480/1284780 (koordinater i rikets nät).
Deformed Torpa granite.

troligen under den äldre delen av den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden för 1 150 till 900 miljoner år sedan. Någon datering av pegmatit från kartområdet finns inte, men gångarna måste vara yngre än Torpagraniten (s. 22), eftersom de klipper graniten. Bredden på gångarna varierar och de är som bredast ca 40 meter. Bara en pegmatitförekomst är så stor att den har markerats med egen färg på kartan. Den återfinns omkring två kilometer sydöst om Rolfstorp (8 j). Ställvis förekommer det brottstycken av sidoberget i pegmatiten.

I Derometrakten norr om Torpa (9 h) och sydväst om Årnäs (9 g) finns ett flertal pegmatitbrott (s. 33) upptagna i de yngre pegmatitgångarna, där man brutit fältspat och i mindre utsträckning kvarts och glimmer.

Diabas

Diabas är en basisk gångbergart, där de viktigaste mineralen utgörs av pyroxen och plagioklas. Plagioklaskristallerna är listformade och omsluts av pyroxen i en s.k. ofitisk textur.

Diabasgångar har påträffats på Trönningenäs (8 g) och på ön Sadeln (8 f). Bergarten är fin-kornig, massformig till svagt folierad och mörkt grå till svart. Gångarna har nordvästlig till västnordvästlig riktning och de är för det mesta brantstående. Bredden varierar från några centimeter upp till två meter. Diabasen är omvandlad och mineralet pyroxen har i de yttre delarna av kristallerna omvandlats till hornblände. Mineralogiskt utgörs den av kvarts (0–5 volymprocent), plagioklas (30–40 volymprocent), pyroxen (0–10 volymprocent) och hornblände (45–60

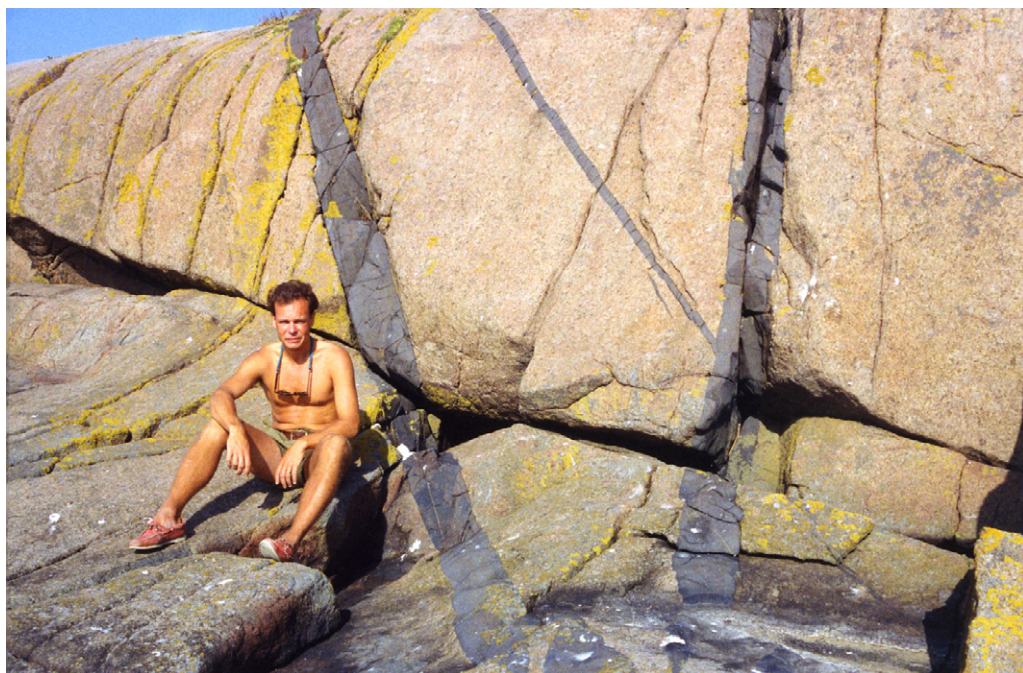


Fig. 17. Diabasgångar, som klipper charnockit. Sadeln (8f). 6342140/1277860 (koordinater i rikets nät).
Dolerite dykes, cutting charnockite.

volymprocent), biotit (5–10 volymprocent). Bergartens magnetiska susceptibilitet varierar mellan 500 och $5\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Det har inte gjorts någon åldersbestämning på diabasen. Gångarna klipper dock charnockiten (fig. 17) och innehåller också brottstycken av denna bergart, som är ca 1 400 miljoner år gammal (s. 18), så de är yngre än charnockiten. Det innebär att diabasgångarna kan ha bildats under svekonorvegisk tid för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan.

Sandstensfyllda sprickor

Sandstensfyllda sprickor (s.k. sandstensgångar) har påträffats främst på Getterön (7 g), på Trönningenäs (8 g) och knappt två kilometer sydväst om Tofta (8 h). Den senare förekomsten finns inte längre, då berget sprängdes bort i samband med motorvägsbygget. Då dessa sprickor i regel är smala (1–3 cm) är de lätta att förbise och det finns förmodligen många fler inom kartområdet. Sandstensfyllda sprickor har påträffats inom stora delar av sydvästra Sverige från Brålanda i Dalsland till Varbergstrakten. Samuelsson (1975) har undersökt sandstensfyllda sprickor företrädesvis i ett område öster och nordöst om Göteborg. Sprickriktningen varierar, men de flesta har västnordvästlig riktning, även om det inom kartområdet också förekommer nordnordöstliga till östnordöstliga riktningar. Sandstensgångarna är brantstående och har vanligtvis en bredd på upp till fem centimeter (fig. 18). Den synliga längden är självfallet beroende av hållens storlek. På vertikala bergtytor syns det att sprickorna har ungefär samma bredd hela vägen och att de



Fig. 18. Sandstensfyllda sprickor i charnockit. Trönningenäs (8 g). 6340400/1282950 (koordinater i rikets nät).
Fissures filled with sandstone in charnockite.

åtminstone kan vara tio meter djupa. Sandstenen är vanligen ljusgrå, finkornig och hård. Kornstorleken varierar mellan 0,05 och 0,5 mm. Kornen är vanligen rundade och små bergartsfragment förekommer lokalt. Mineralinnehållet utgörs av kvarts (55–95 volymprocent), kalifältspat (1–5 volymprocent), plagioklas (0–2 volymprocent) och med ett lerigt matrix, som ställvis kan vara kalkrikt. Dessutom förekommer små mängder av biotit, kalcit, hornblände, pyroxen, pyrit, zirkon och turmalin (Fred. H. Hubbard muntl. medd. 1981). Några fossil har inte påträffats i sandstenen men i förekomsten sydväst om Tofta (8 h) har spor- eller algliknande mikroffossil (akritarker) återfunnits (Christer Eklund muntl. medd. 1990), som tyder på mellankambrisk (ev. överkambrisk) ålder (ca 520–500 miljoner år).

Bildningen av de sandstensfyllda sprickorna anses ha skett på följande sätt (Samuelsson 1975, Fred. H. Hubbard muntl. medd. 1981): på den prekambriiska berggrundsytan hade det avlagrats sand, som ännu inte hade hårdnat till sandsten. Under en period i yngre kambrium öppnades sprickor momentant i samband med jordbävningar och den ännu inte konsoliderade sanden sögs ned i sprickorna. Där hårdnade den senare till sandsten. Väggytorna i sprickorna är inte vittrade. Hade det varit sprickor som sandkornen successivt hade sedimenterat i, hade väggytorna förmodligen varit vittrade. På en del ställen finns det brottstycken av omgivande bergart i sandstenen och det ses som ytterligare ett bevis för snabb öppning av sprickorna. De enda förekomsterna av kambrisk sandsten i närheten av de sandstensfyllda sprickorna är sandstenen i Västgötabergen. Detta ger en anvisning om att de kambrosiluriska avlagringarna har haft en betydligt större utbredning än vad de har i dag.

METAMORFOS

Sydvästsvenska gnejsregionen (s. 5) delas av Mylonitzonen i det östra respektive det västra segmentet. Kartområdet består i nordväst av den allra sydligaste delen av västra segmentet och den västligaste delen av Mylonitzonen. Största delen av kartområdet tillhör alltså det östra segmentet. De två segmentens inbördes relationer är inte helt klarlagda. Klart är dock att de har omvandlats (metamorfoserats) under olika förhållanden.

I det östra segmentet söder om Vänern tycks de äldre gnejserna ha åldrar på ca 1 660 till 1 690 miljoner år. I Söndrum norr om Halmstad har en undersökning av ca 1 660 miljoner år gamla, charnockitiserade ådergnejsar visat (Leif Johansson muntl. medd. 2007) att zirkonerna har en påväxningszon som bildades för ca 1 540 miljoner år sedan. Åderbildningen tros också ha skett vid denna tidpunkt. Charnockitomvandlingen (granulitfaciesmetamorfos) av ådergnejsen skedde för ca 1 400 miljoner år sedan. De yngsta ådrorna, som ”klipper” den charnockitomvandlade bergarten, bildades för ca 970 miljoner år sedan under svekonorvegisk tid. Bergarten har alltså omvandlats under tre metamorfosperioder.

Vid Öströ (6j) en knapp kilometer öster om kartområdet har en annan undersökning (Söderlund 1999) visat att den ca 1 690 miljoner år gamla ådergnejsen (U-Pb-datering av zirkon) omvandlades under granulitfaciesförhållanden under en period för ca 1 440 till 1 420 miljoner år sedan. Även ådergnejsbildningen skedde förmodligen vid detta tillfälle. För ca 975 till 955 miljoner år sedan omvandlades och deformerades ådergnejsen under övre amfibolit- till högtrycksgranulitfaciesförhållanden. Här har man inte sett något spår av den omvandling som skedde för ca 1 540 miljoner år sedan i Söndrum.

I ett prov från Torpaganiten taget ca 10 kilometer norr om Varberg har nytillväxt av zirkoner daterats (U-Pb-metoden) och gett en ålder på ca 970 miljoner år (Andersson m.fl. 2002) dvs. svekonorvegisk ålder.

Berggrunden, som tillhör det östra segmentet, har alltså omvandlats vid kanske tre tillfällen. Den äldsta omvandlingen, som har kunnat spåras i Söndrum norr om Halmstad, skedde för ca 1 540 miljoner år sedan. För drygt 1 400 miljoner år sedan omvandlades berggrunden under granulitfaciesförhållanden och bergarterna uppvisar ställvis charnockitmineralogi. Under den svekonorvegiska bergskedjebildningen, som ägde rum för ca 1 150 till 900 miljoner år sedan, omvandlades och deformerades berggrunden under övre amfibolit- till högtrycksgranulitfaciesförhållanden. Detta skedde för ca 970 till 960 miljoner år sedan i och med att det västra segmentet sköts upp över det östra längs Mylonitzonen och orsakade en förtjockning av jordskorpan med högre tryck och temperaturer i det östra segmentet som följd. Trycket var ca 8 till 12 kilobar, vilket motsvarar ett djup på ca 30 till 45 kilometer i jordskorpan och temperaturen var ca 680 till 800 °C (Johansson m.fl. 1991). Därefter skedde en avlastning av området, som påbörjades för 960 till 955 miljoner år sedan (Möller 1999) i samband med att det västra segmentet gled tillbaka relativt det östra. I och med det skedde en retrograd omvandling, dvs. mineral som kräver lägre tryck och temperaturer nybildades, då berggrunden inte längre utsattes för de höga tryck och temperaturer som den gjorde tidigare. Avlastningen måste ha skett relativt snabbt eftersom mineral, som kräver höga tryck och temperaturer för att bildas, inte hann ombildas utan delvis fortfarande finns kvar i bergarterna.

Inom kartområdet är det bara berggrunden norr om Klosterfjorden (9 f–g) som säkert tillhör det västra segmentet. Ådergnejserna på norra sidan av halvön vid Årnäs (9 f–g) söder om Klos-

terfjorden är inte daterade, men har omvandlats under högre tryck och temperatur än de norr om Klosterfjorden, vilket skulle kunna tyda på att de tillhör östra segmentet. Den metamorfa gränsen går i Klosterfjorden. Deformationen i Mylonitzonen har drabbat båda områdena.

Ådergnejserna norr om Klosterfjorden är ca 1 580 miljoner år gamla (Andersson m.fl. 2002). Dateringen är gjord på ett prov taget precis norr om kartbladsgrens. U-Pb-datering av nybildade zirkoner och nytillväxt på äldre zirkoner från provet har gett en ålder på ca 980 miljoner år. Gnejsen har omvandlats under amfibolitfaciesförhållanden med lokal granatbildning. Omvandlingen ägde alltså rum något tidigare (ca 10 miljoner år) här än i östra segmentet och under något lägre temperatur och tryck. I provet upptäcktes inte att någon nytillväxt av zirkon skulle ha ägt rum för ca 1 400 miljoner år sedan, något som ju skedde i bergarterna i det östra segmentet.

Ådergnejserna söder om Klosterfjorden och norr om Torpagraniten har omvandlats under granulitfaciesförhållanden, dvs. under en högre metamorfosgrad än de norr om Klosterfjorden. Omvandlingen och deformationen tycks vara likåldrig med eller något yngre än granulitfaciesmetamorfosen i Varbergstrakten och tros ha skett för ca 970 miljoner år sedan (Johansson & Kullerud 1993). Tryck och temperaturer var tillräckligt höga för att partiellt smälta granitiska bergarter. Härefter skedde en retrograd omvandling av mineralen. Granat och pyroxen omvandlades till amfibol, biotit och plagioklas. Ådergnejserna har inte daterats och eventuell nybildning av zirkon vid senare metamorfa händelser har inte heller undersökts.

STRUKTURGEOLOGI

Bergarterna inom kartområdet har omvandlats (s. 31) och deformerats vid flera tillfällen. Det har medfört att de olika bergartskropparna har blivit utsträckta i den rådande gnejsighetsriktningen och att bergarterna blivit gnejsiga och ådrade i olika grad. I området runt Klosterfjorden (9 f–g) i den nordvästra delen av kartområdet återfinns den södra delen av Mylonitzonen, som skiljer det västra segmentet från det östra. Mylonitzonen stryker inom kartområdet i stort sett i öst–västlig riktning, men böjer av mot norr i den östra delen. Zonen stupar medelbrant mot norr. Mineralstängligheten är mestadels vinkelrät mot strykningsriktningen och stupar också den medelbrant mot norr. Gnejserna är här kraftigt ådrade, men mylonitiska led förekommer ytterst sparsamt. Deformationen har till stor del skett under den svekonorvegiska bergskedjebildningsperioden för 1 150 till 900 miljoner år sedan.

Bergarternas utsträckning och gnejsighetens strykningsriktning är nordvästlig i den södra delen av kartområdet söder om en linje mellan Varberg, Spannarp (6i) och Järnvirke (5j). Stupningsriktningen är huvudsakligen medelbrant mot nordöst. Norr om denna linje svänger strykningsriktningen mot norr för att därefter vika av mot öster. I området öster om Varberg och mot Gödestad (7i) och Rolfstorp (8j) är riktningen öst–västlig med medelbrant till brant nordlig stupning. Bergarternas mineralstänglighet har ungefärlig öst–västlig riktning och stupar 0° till 25° antingen mot öster eller väster.

Norr härom kan man få en inblick i berggrundens veckmönster genom att följa de granatförande amfiboliterna. De finns i ett stråk från Varberg österut mot Uggarp (8j) där de böjer av norrut och sedan fortsätter mot väster till Långås (8i). Därefter kan de följas mot nordväst till Lindberg (8h). Stråket fortsätter i östnordöstlig riktning förbi Valinge (8i) och Skällinge (8j) där det böjer mot sydväst och fortsätter in på angränsande kartområde där det böjer av mot norr

och därefter på nytt dyker upp inom kartområdet norr om Skällinge (8j). Det fortsätter mot nordväst, böjer av mot sydväst och återfinns söder om Stamnareds kyrka (9i) varefter det kan följas till Bönarpesjön (9i) där stråket böjer av mot norr, därefter återigen mot nordöst parallellt med gränsen till Torpagraniten. Gnejsen stupar huvudsakligen medelbrant mot norr förutom i veckomböjningarna och i området mellan Valinge (8i) och Bönarpesjön (9i), där den stupar medelbrant till brant mot söder. Mineralstängligheten är också inom denna del av kartområdet öst-västlig, men stupar här 20 till 50° mot öster.

Charnockitens och Torpagranitens gränser löper i stort sett parallellt med gnejsighetens strykningensriktning. Även dessa bergarter har omvandlats och deformerats under den svekonorvegiska bergskedjebildningen och är delvis folierade till gnejsiga. Strykningensriktningen är omkring öst-nordöstlig och stupningen medelbrant mot nordnordväst. Charnockiten genomdras av nordvästliga zoner där bergarten är gnejsig. Torpagraniten är mycket kraftigt deformerad i zoner med nordvästlig, nordlig eller nordöstlig riktning (fig. 16).

NYTTOSTEN

Varbergstrakten har varit ett intressant område ur stenindustriell synpunkt. Dels fanns det bergarter som var lämpliga för gat- och kantstenstillverkning, dels hade området ett gynnsamt läge för export till exempelvis Tyskland och Danmark (Asklund 1947). Brytningen var omfattande och det finns ett oräkneligt antal större eller mindre brott inom kartområdet. Verksamheten bedrevs till största delen under senare hälften av 1800-talet och första hälften av 1900-talet. På 1940-talet fanns bara några få brott kvar som var i drift, bl.a. det söder om Varbergs fästning. Bergarten man bröt var framför allt charnockit, men även den granitiska och den granulitfaciesomvandlade gnejsen. Gatsten av charnockit användes som mittrandsten på stensatta vägar, eftersom den är mörk och färgmässigt bryter mot den vanliga gatstenen.

Även blocksten tillverkades av charnockit och såldes under namnet Varbergsgranit. Under senare delen av 1800-talet exporterades bl.a. fasadsten till Tyskland. Charnockiten får dock en smutsigt gulbrun vittringsyta och reklamationerna uteblev inte. Även Varbergs fästning (omslagsbilden) är till stor del uppförd i charnockit. Materialet är från brottet söder om fästningen, vilket innebär att brytningen där startade redan på 1200-talet. Brottet är ca 200 × 110 meter stort och har ett djup på 30 till 40 meter. Numera finns det simbassänger och tennisbanor i det gamla brottet. Som kuriosa kan nämnas att år 1869 fick Kullgrens Enkas stenbrott i Varberg en beställning på två lejon för att pryda Feenteichbrücke i Hamburg. Också brovalven levererades från Varberg. Även metadioriten och metagabbron på ön Norra Horten (9f) har brutits som blocksten. Där fanns några små brott, men de var nedlagda i början av 1900-talet. I Tångaberg (8g) har man brutit blocksten i Torpagraniten. Brottet är ca 100 × 100 meter, men verksamheten är numera avslutad och brottet igenfyllt. Torpagraniten har dessutom brutits i ett antal små brott och använts som blocksten lokalt. Detsamma gäller ådergnejserna.

Kvarts, fältspat och något glimmer har brutits i de så kallade Deromegruvorna (fig. 19) omkring två kilometer nord och nordöst om Torpa (9h) och i två små brott i trakten av Årnäs (9g). Brytningen skedde under första hälften av 1900-talet (Sundius 1952). Fältspaten och kvartsen användes inom porslinsindustrin och till glasframställning. Glimmern användes till fönster i ugnar och kaminer. Under andra världskriget fick glimmern stor betydelse inom den elektriska



Fig. 19. Pegmatitbrott. Västra Derome (9 h). 6347740/1287230 (koordinater i rikets nät).

Quartz-feldspar quarry.

industrin och inom radiotekniken. Numera används den som fyllnadsmineral i takpapp, asfalt, gummi, färg, plaster och putsbruk. Mald glimmer har också använts vid tapettillverkning i sidenimitationer. Brotten är upptagna i unga pegmatitgångar, som har öst–västlig eller västnordvästlig riktning och som är brantstående (s. 27). Pegmatiten består av röd, pertitisk kalifältspat, plagioklas, sparsamt med biotit och grovkornig magnetit. De skiljer sig utseendemässigt från Bohuspegmatiterna, som har skär kalifältspat och muskovit. De två största brotten ligger några hundra meter sydväst om Västra Derome by (9 h). Det norra brottet har brutits främst på fältspat medan det södra brutits på kvarts. Det norra är ca 35 × 25 meter stort med ett djup på 35 meter. Det ska finnas orter både mot sydväst och öster, vilket tyder på att gången har oregelbunden form. Kvartsbrottet togs upp i en flackt liggande lins och det är ca 60 × 40 meter stort. Kvartslinsen var ca 20 meter tjock och tunnade ut mot öster. Linsen omges av två till tre meter stora, röda kalifältspatkristaller och i gränsen mellan fältspaten och kvartsen finns en till knappt två meter långa glimmerpackar. Produktionen i de här två gruvorna uppgick till ca 17 000 ton fältspat, 22 000 ton kvarts och 75 ton glimmer.

I dagsläget finns bara verksamhet i två stenbrott inom kartområdet. Det ena ligger en kilometer sydöst om Valinge (8 i) och det andra omkring en kilometer sydsydväst om Skällinge (8 j). I båda bryts krossberg (makadam).

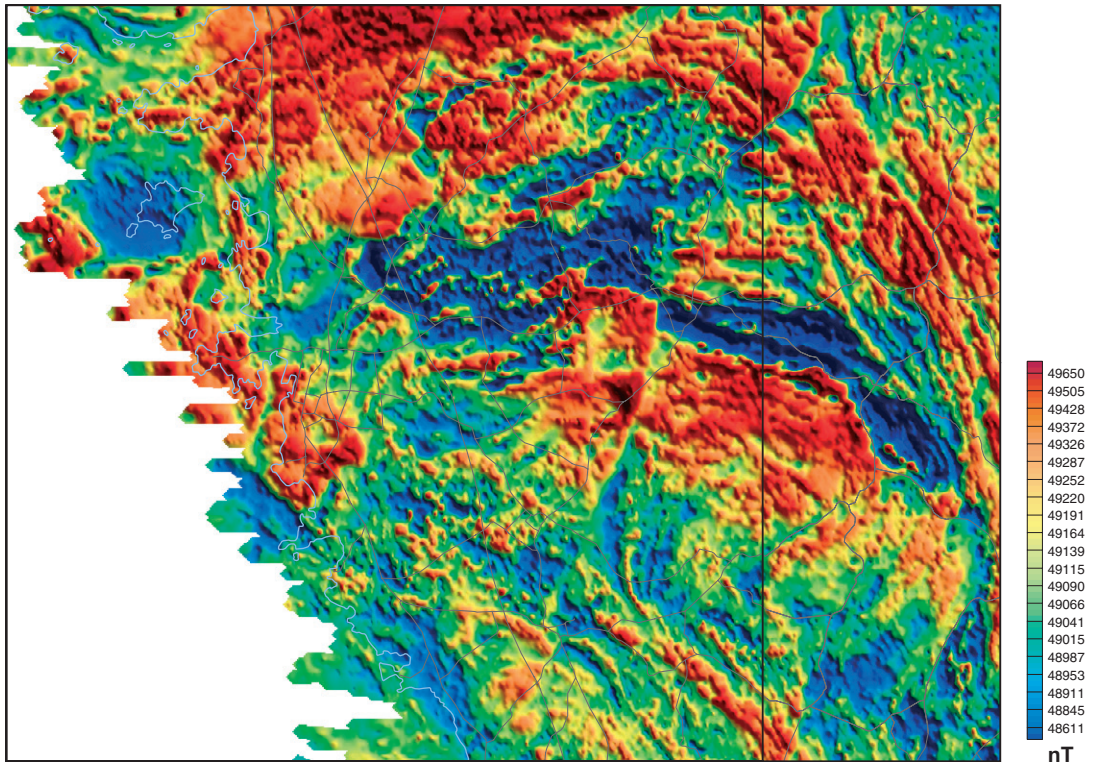


Fig. 20. Det magnetiska totalfältet redovisat i färgskala. Kartområdet ligger inom den markerade ramen. Kustlinjen är markerad med blå kontur. Vägnetet med grå färg.

The total magnetic field in colour scale. A blue line represents the coastline and grey lines are roads.

GEOFYSIK

De geofysiska flygmätningarna över kartområdet utfördes under somrarna 1990 och 1991. Mätningarna gjordes längs linjer i öst-västlig riktning på 30 m höjd över marken och med 200 m linjeavstånd. Över samhällen gjordes mätningarna på omkring 50 m flyghöjd. På grund av ett flyghaveri säsongen 1990 har olika insamlingssystem använts för mätningen 1990 respektive 1991.

Under flygmätningen registreras det magnetiska totalfältet, det elektromagnetiska fältet och den naturliga radioaktiva gammastrålningen samtidigt med den radarhöjd flygplanet har vid mätögonblicket. Data för det elektromagnetiska fältet har registrerats från två sändare. De två förstnämnda mätningarna är s.k. potentialfält, vilket ger möjlighet till filtreringar av data med en metodik som är väl beprövad inom vetenskaperna matematik och fysik. I figur 20 redovisas det magnetiska totalfältet i färg tillsammans med vägnät och kustkontur för kartområdet utökat med angränsande område några kilometer åt öster. Ur VLF-data från de olika insamlingssystemen arbetades fram en skenbar resistivitets- och faskarta över området. Figur 21 visar skenbar resistivitet med en överlagrad hållbild med svarta konturer samt en kustlinje i blått.

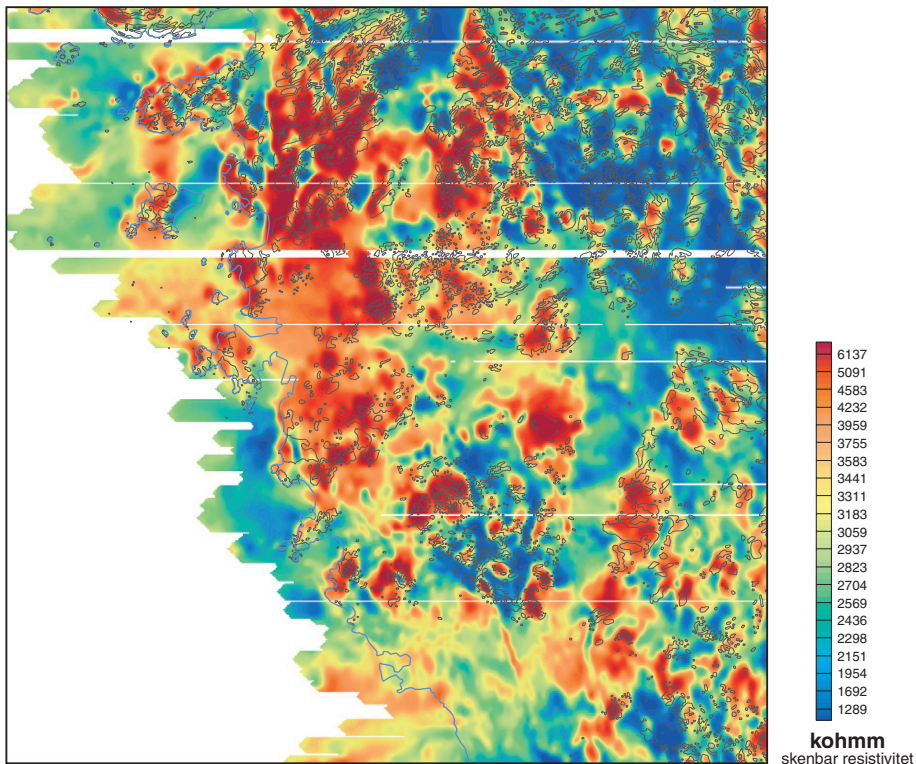


Fig 21. Flygmätningens VLF-data omräknade till skenbar resistivitet. Kustlinjen är markerad med blå linje. Hällkonturer i svart.

The airborne VLF-data processed to apparent resistivity in colour scale. Outcrop outlines in black. The coastline is represented by a blue line.

Den tredje mätmetoden, den radiometriska, är en mätning av gammastrålningen från det naturliga radioaktiva sönderfallet, som gör det möjligt att beräkna halterna av huvudelementet kalium och spårämnenäna torium och uran samt att därur beräkna radium- och gammaindex. En karta som visar gammastrålningen i ternär form visas i figur 22. Kartan beskrivs mer i detalj under kapitlet radiometriska mätresultat från flygmätningen.

Programvaran Oasis montaj™ (Geosoft inc.) har använts för flertalet av de digitala bearbetningarna.

MARKMÄTNINGAR OCH PROVTAGNINGAR

De geofysiska markmätningarna och bergartsprovtagningen, som utfördes sommaren 1995, gjordes av dåvarande extrageofysiker Martin Christiansen efter en introduktion av Inger Lundqvist över geologin i området och av Sven Aaro (SGU) för de geofysiska mätningarna. Han har mätt tyngdkraft (255 nya mätstationer), tagit 123 bergartsprov, varav 12 st. orienterade, gjort magnetiska markmätningar såsom profilmätningar, samt mätningar in situ av hållsusceptibilitet

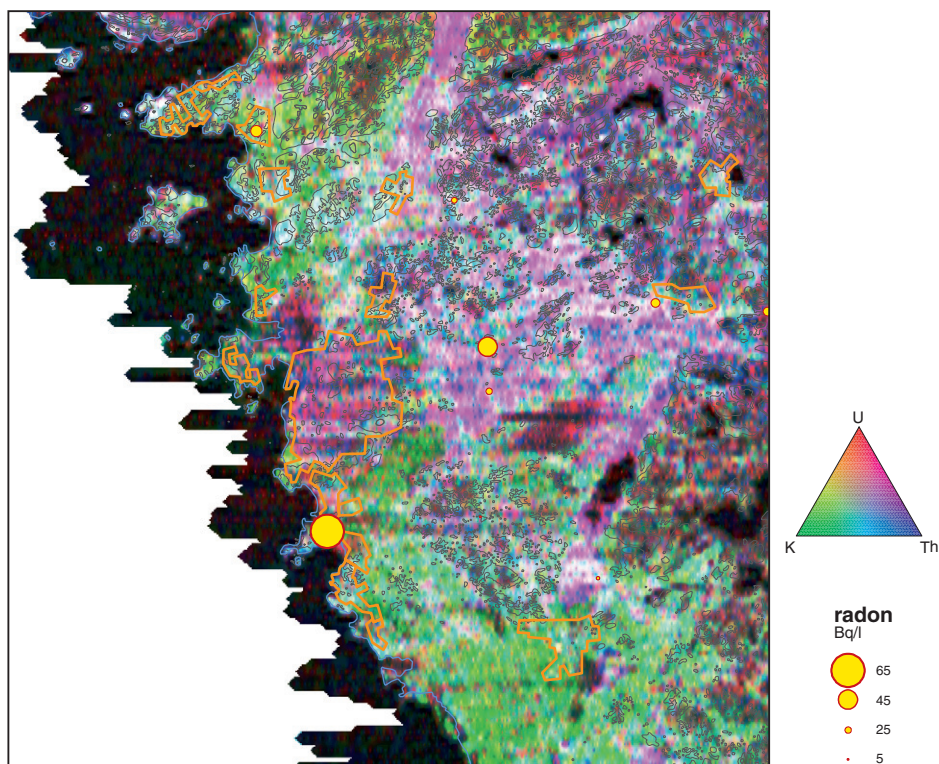


Fig. 22. Ternär presentation av radiometriska gammastrålningsdata från flygmätningen samt resultat från mätningar av radonhalt i brunnsvatten (SGUs brunnssdatabas). Hällkonturer i svart. Tätorter med orange kontur.
Ternary representation of the airborne radiometric measurements and radon in water data from drilled wells. Outcrop outlines are shown in black contours and urban areas in orange.

inom kartområdet. Resultaten har använts och redovisats i en rapport med titeln "Gravity and magnetic interpretation of the Varberg Charnockite" (Christiansen 1998). Där görs en mycket omfattande analys av tyngdkraftsdata och magnetfältdata samt en utförlig redovisning av det insamlade provmaterialets petrofysiska egenskaper för de olika ingående bergarterna. Hänvisning till den publikationen görs ofta i denna beskrivning och den rekommenderas för detaljstudier. Den slutliga geologiska kartbilden har en del preciseringar och förändringar av bergartsindelningen men det är marginella förändringar. Publikationen inkluderar både läge (rikets nät) och värde på samtliga prov varför den är en god redovisning av de geofysiska insatserna i fält. Delar av de i Christiansen (1998) redovisade petrofysiska resultaten visas här i annan form med provens värde i symbolform och mätningarnas läge med geofysiska grunddata som bakgrund. Det har även tillkommit en del resultat efter 1998 liksom mycket intressanta internationella publikationer beträffande uppbyggnaden av den mycket kraftiga remanenta magnetiseringen i vissa delar av kartområdet och utanför detsamma.

Orsakerna till de unika magnetiska anomalierna inom kartområdet visar på en mycket stor omvänd remanent magnetisering inom kartområdet (7–8 h–j) och i dess närhet. Därför har en

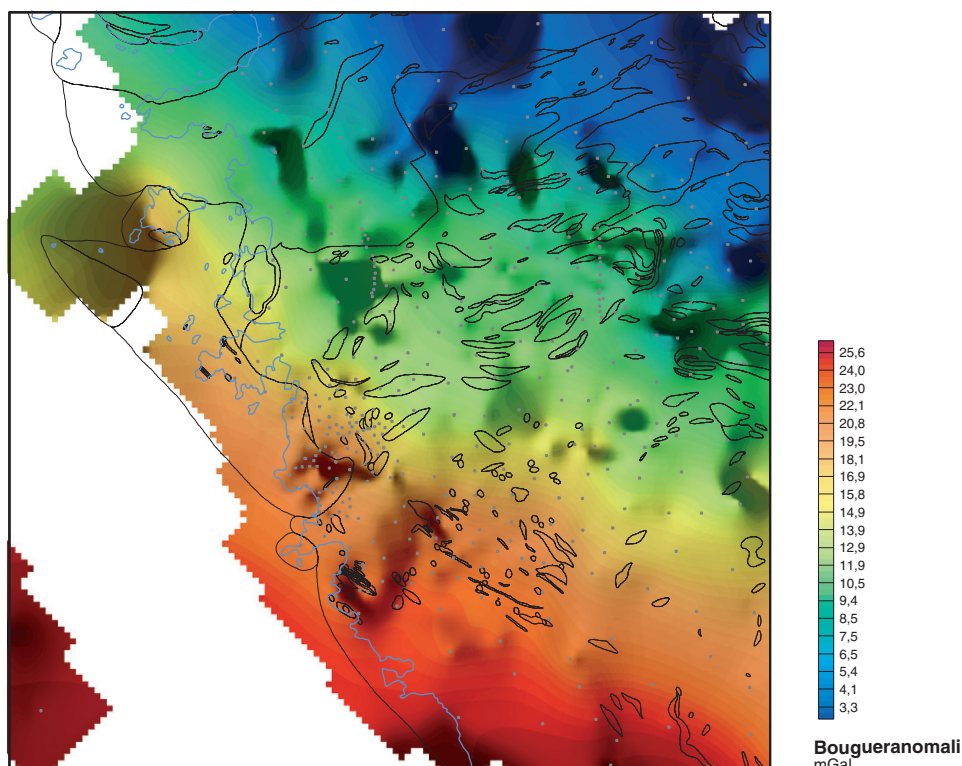


Fig. 23. Tyngdkraftsdata i rasterform med mätpunkter i grått och bergartsgränser i svart.
Gravity data in grid form with measuring points in grey. Bedrock outlines in black.

del mer detaljerade mineralmagnetiska mätningar beställts och utförts 1995 av Göran Bylund i Lund på de orienterade prov tagna av M. Christiansen. Resultaten redovisas under avsnittet petrofysik.

Tyngdkraftsmätningar

Tyngdkraftsmätningar kan användas för att analysera massfördelningen på olika djup i berggrunden. Punkttätheten i SGUs databas för detta område var före år 1995 mycket låg och utgjordes av Lantmäteriverkets regionala mätdata. Mätpunkttätheten har ökat från en station per 2,8 km² till en per 0,9 km². Resultatet efter mätkampanjen 1995 är sammanställt i figur 23, där tyngdkraftsdata redovisas som en rasterbild i färgskala tillsammans med bergartskonturer i svart och mätpunkternas läge med grå punkter. För mer information hänvisas till Christiansen (1998). Instrumentet som använts är en Worden-gravimeter och mätförfarande och beräkningsmetodik beskrivs ingående i rapporten.

En förtätning av tyngdkraftspunkterna har utförts främst vid Varberg men även längs två mätpunktslinjer inom de områden i östra delen av kartområdet med mycket låg magnetisk total-

fältsstyrka. Dessa mätresultat har använts för några geofysiska modellberäkningar tillsammans med data från de geofysiska flygmätningarna.

Information om SGUs flyg- och tyngdkraftsmätning finns på SGUs webbplats www.sgu.se.

Övriga fältarbeten

Insamling av bergartsprov (137 st) för bestämning av densitet och magnetiska egenskaper har utförts inom kartområdet i huvudsak av M. Christiansen. Enstaka markprofilmätningar av magnetfältet har utförts i samband med att orienterade prov insamlats för att utröna orsaken till de kraftiga, öst–västliga magnetiska totalfältminimum som finns i mitten och mot de östra delarna av kartområdet. Orienterad provtagning med en solkompass (Henkel & Nisca 1978) har utförts vid 12 lokaler och koncentrerats inom de två områden, som har en magnetisk totalfältsnivå mer än 1 500 nT under normalnivån 49 147 nT. För magnetometerprofilerna på marken har instrumentet Scintrex MP-2 använts.

De orienterade proven är tagna för att kunna bestämma den dominerande remanenta magnetiseringens storlek och riktning för bergarterna nära orterna Gödestad (7i) och Trönninge (8h). Spridningen av provtagningslokaler för bergartsprov är vald så att formen av charnockiten kunde beräknas med god noggrannhet. Andra delar är också väl täckta. Emellertid har de mineralmagnetiska mätningarna visat att det är storleksordningen och stabiliteten på den magnetiska remanensen inom området som är unik. Dessa områden kan därför lätt avgränsas med en hög precision på de flygmagnetiska kartorna. De mineralmagnetiska undersökningarna ger indirekt även viktig information om bergarternas bildningsdjup och ålder.

Mätningar av magnetisk susceptibilitet på håll har utförts av berggrundsgeologer under åren 1993–1995 i varierande omfattning och 699 av dessa finns i databaser. I figur 24 redovisas dessa mätningar som gröna trianglar med logaritmisk proportionell skala på en gråskalebild av de ytnära magnetiska orsakerna framtagna enligt en metodik föreslagen av Jacobsen (1987). Hällsusceptibilitets storleksordning är relativt väl korrelerad till magnetfältets variationer utom i de områden där den kraftiga, omvända magnetiska remanensen dominerar (fig. 24). Inom dessa områden kompliceras de magnetiska analyserna av att det även finns mycket låga susceptibiliteter, som på uppmätta prov visar sig ha en överraskande kraftig remanent magnetisering. Tyvärr finns det få orienterade prov i dessa magnetiska strukturer. Susceptibilitetsinstrumentet som använts är modellen JH-8 från Geoinstruments, Finland som har en upplösning på 1×10^{-5} SI-enheter.

Några markuppföljningar med gammaspektrometer har inte utförts, så den gammastrålningsinformation som föreligger är den från den geofysiska flygmätningen som visas i figur 22 tillsammans med radonhalter i vatten från SGUs brunnnsdatabasarkiv. Information om vattenföring i bergborrade brunnar har överlagrafs flygmätningens VLF-data i figur 25.

Resultaten från fältarbetena är redovisade i detalj i Christiansen (1998) och kompletterad i avsnittet petrofysik.

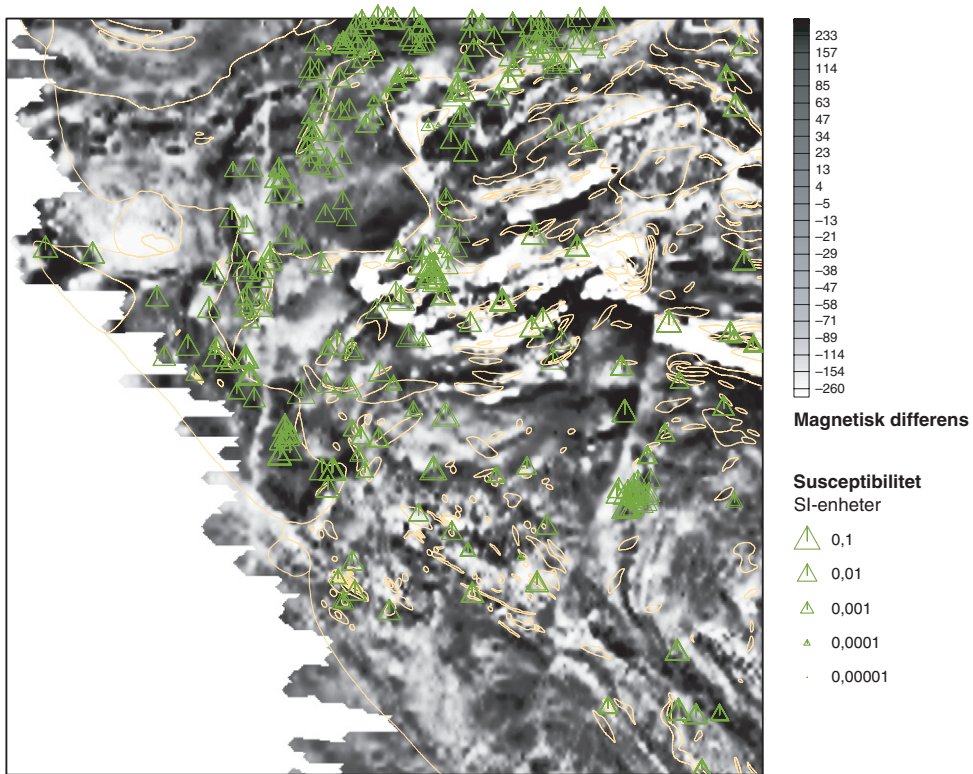


Fig 24. Resultat av magnetiska susceptibilitetsmätningar på håll visas i logaritmisk skala mot en bakgrund av de mer yttnära magnetiska orsakerna.

Susceptibility measurements in logarithmic scale on the magnetisation from the uppermost parts of the crust in greyscale.

BEARBETNING AV FLYGGEOFYSISKT MÄTUNDERLAG OCH MARKMÄTNINGAR

Bearbetning av tyngdkraftsmätningen

I Christiansens (1998) är bearbetningen av de båda potentialfälten, magnetfält och tyngdkraftsfält, utförligt redovisade. Resultatet av filtreringar med fokusering på att bestämma djup och djupvariationerna av charnockiten i Varberg har utförts och enligt de redovisade modellberäkningarna är charnockiten 200 till 800 m mäktig.

En tydlig gradient dominerar Bougueranomalifältet i figur 23, som även visar de berggrundsgeologiska gränserna i svart samt tyngdkraftsmätningar som grå punkter. En koncentration av mätstationer vid Varberg och några linjeförtätningar kan ses i figuren. För att skapa en bild som mer framhäver den massfördelning som föreligger inom de översta kilometrarna av jordskorpan har en s.k. Jacobsen-separation utförts 1987. Resultatet visas som tyngdkraftsresidualkarta i figur 26 med bergartsgränser i svart och de densiteter som bergartsproven har som grå cirklar. Korrelationen är god mellan provdensiteterna och denna residualanomalikarta som visar på områden som domineras av tunga (röda områden) eller lätta bergarter (blå områden). Inga stora

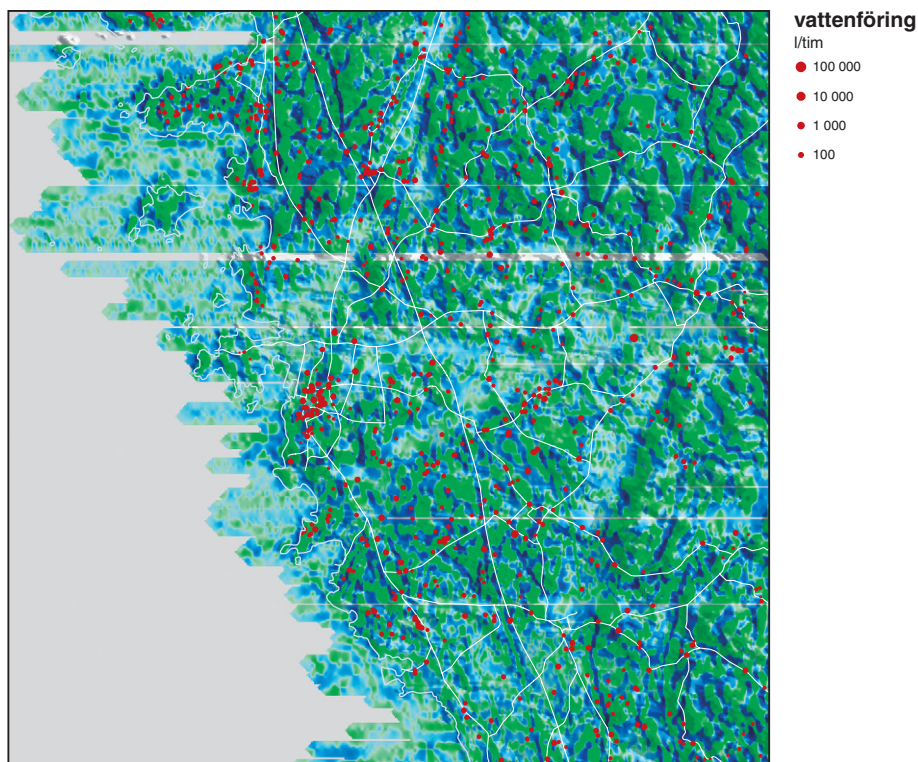


Fig. 25. Flygmätningens VLF-data i form av en riktningsoberoende s.k. Peaker real kombinerad med en skuggbild av Lantmäteriverkets 50 m höjddata. Blå färg indikerar god elektrisk ledare. De röda prickarna visar lägen för bergborrade brunnar. Cirklarnas storlek är proportionell mot vattenföringen. Vagnät i vit färg.

The airborne VLF-data combined with elevation data from the Land Survey of Sweden and water content data from drilled wells represented by red dots proportional to the water content. Blue colours indicate good conductors. Roads in white.

tyngdkraftsanomalier föreligger inom området, vilket innebär att densiteterna varierar måttligt. De mycket tunga amfiboliter som finns har därmed ingen stor utbredning yt- eller volymmässigt, vilket även den geologiska uppföljningen på de blottningar som föreligger visar. Torpaganriten i norra delen av kartområdet ger ett distinkt minimum på tyngdkraftskartan och de prover som tagits har låg densitet.

Variationerna i densitet inom kartområdet är små, mest beroende på att gnejsig granodiorit dominerar inom större delen av kartområdet och att endast små partier av gnejsig granit och amfibolit ingår. Det föreligger dock områden inom den gnejsiga granodioriten som har klara tyngdkraftsunderskott, speciellt i de delar som domineras av bergarter med omvänd magnetisering vid bl.a. Gödestad (7 i) och som kommenteras i detalj i nästa kapitel. En del låga densiteter föreligger inom gruppen gnejsiga granodioriter (fig. 27) och för dessa kan den residuala tyngdkraftskartan (fig. 26) ge en indikation om läge och utbredning.

Amfiboliten på ön Balgö (8f–g) genererar ett massöverskott tillsammans med den till synes omgivande charnockiten. Hur fördelningen dem emellan är på djupet beror på de antaganden

som görs. En modellering visar på att en god anpassning erhålls av en skålformad kropp med en diameter på omkring 4 km och med ett djup på cirka 400 m. Amfiboliten ger då en förhöjning av ca 1,5 mGal.

Bearbetning av magnetiska data från flygmätningarna

Amfiboliten på Balgö har en extremt låg susceptibilitet och extremt låg remanent magnetisering inom denna bergartsgrupp och det är dessa två värden som avviker från grupptillhörigheten i figur 27. Det föreliggande magnetiska minimat kan användas för geofysiska modellberäkningar. Modellen med en omgivande charnockit med 800 m djup och med det petrofysiskt erhållna medelvärdet på susceptibiliteten 0,046 SI-enheter samt ett uppmätt lågt Q-värde på 0,21 genererar en skålformad amfibolit med mycket flacka kanter och med ett djup på 400 m även utifrån den magnetiska mätningen. Det är en av de många möjliga lösningarna som kan anpassas till både de magnetiska mätningarna och tyngdkraftsmätningarna. Jacobsens (1987) separationsteknik för magnetdata visar på en djupare orsak rent våglängdsmässigt, men också denna typ av flacka, tunna och långsträckta kroppar ger ett vågmönster av denna typ som visas i figur 28. Med tanke

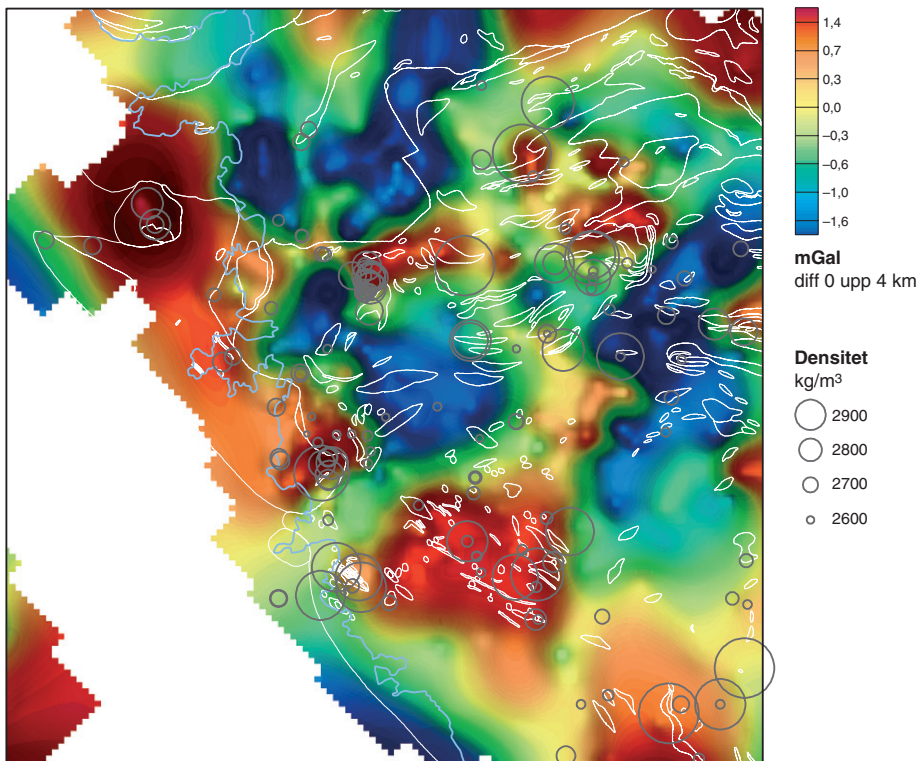


Fig. 26. Residual av tyngdkraftsdata. Densitetsvärden som grå cirklar. Bergartsgränser i vitt.
Residual map of gravity data. Density values are represented by grey circles, bedrock outlines in white.

på de petrofysiska data som föreligger, så är den tunna ”skålen” mer trovärdig. En omvänd svag remanent magnetisering på amfiboliten kan dock inte uteslutas.

Den magnetiska flygmätningen visar på en mycket liten variation i det magnetiska totalfältet inom stora delar av kartområdet (fig. 20). Maximum för det magnetiska totalfältet är 50 698 nT och minimum det mycket låga värdet 45 526 nT. Medelvärdet är 49 147 nT. Det utmärkande för kartområdet är de partier med mycket kraftiga magnetiska minimum (7 h–j och 8 h–j) vilka därför kommer att kommenteras mer i detalj (fig. 20). Ett av dessa områden har varit föremål för detaljerade studier av McEnroe m.fl. (2001).

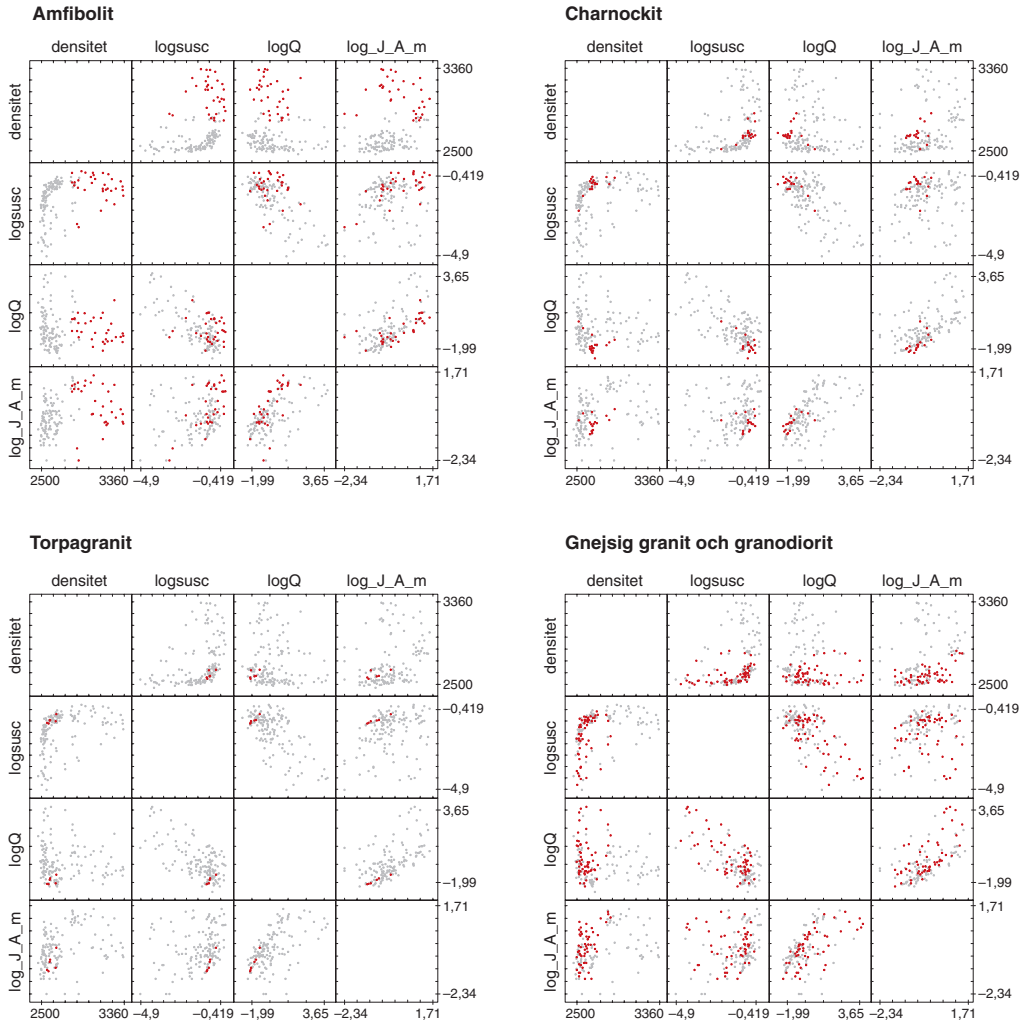


Fig 27. Diagram över amfibolit, charnockit, Torpgranit, gnejsig granit och gnejsig granodiorit. Densitet i linjär skala och remanens, Q-kvot och magnetisk susceptibilitet i logaritmisk skala.

Diagram for amphibolite, charnockite, Torpa granite, gneissic granite and gneissic granodiorite. Density in linear scale and remanens, Q ratio and susceptibility in logarithmic scale.

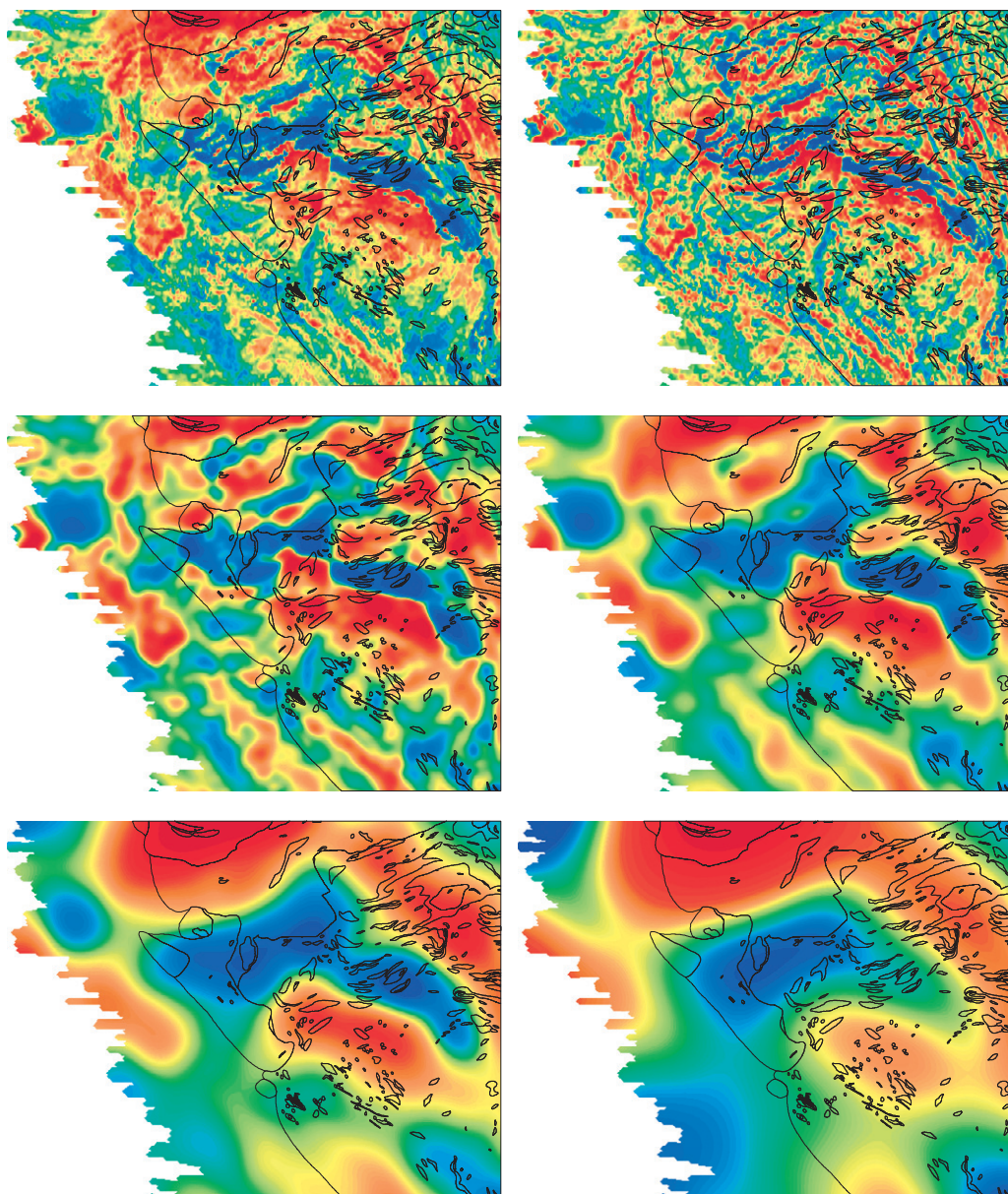


Fig. 28. Filtrering av magnetiska data från flygmätning. Filtreringen framhäver magnetfältet som orsakas av ett visst djupsnitt av jordskorpan. Bergartsgränser inom artområdet 5B NO har markerats med svarta linjer. I översta raden till vänster visas ett ej filterat magnetiskt totalfält och till höger ett magnetiskt totalfält efter filtrering för att framhäva magnetiska källor på djup mellan ytan och 250 m. I mittraden visas filtrering för djupskikten 250 m till 500 m (vänster) respektive 500 m till 1000 m (höger) och i undre raden visas filtreringen för djupskikten 1000 m till 2500 m (vänster) respektive 2500 m till 5000 m (höger).

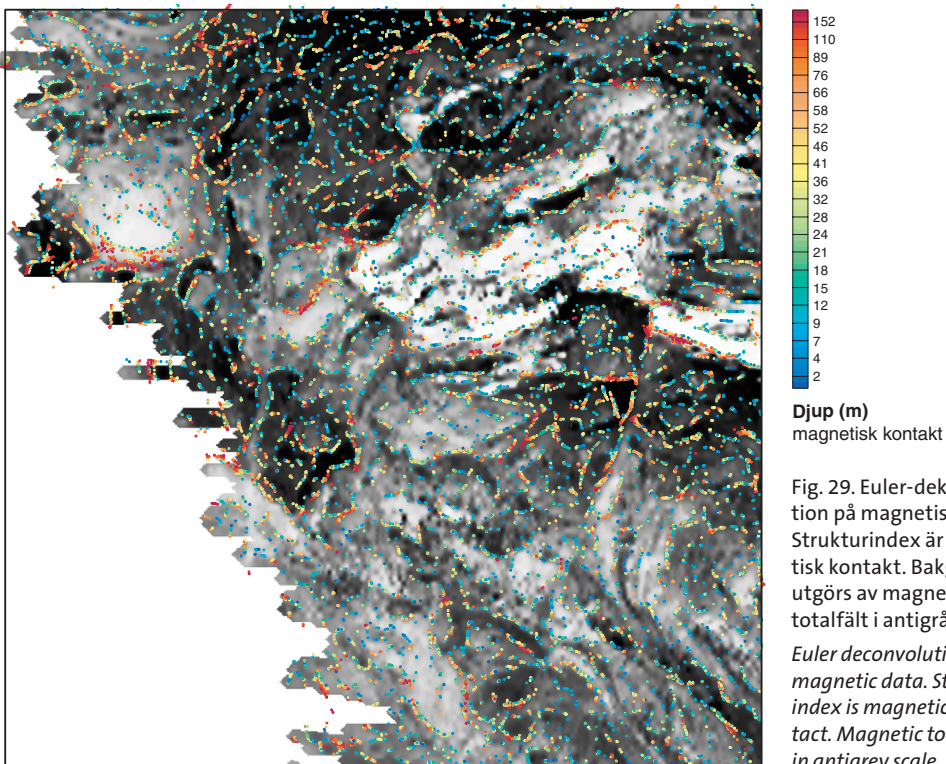
Filtered magnetic data for sources at different depths. Top row from left to right, the magnetic total field and magnetic sources from the surface to 250 m, the middle row shows sources from 250 m to 500 m (left) and 500 m to 1000 m (right), the bottom row shows sources from 1000 m to 2500 m (left), and 2500 m to 5000 m (right).

Ett antal filtreringar har utförts med teknik beskriven av Jacobsen (1987) här kallad Jacobsens separationsteknik. Denna filtreringsmetod har använts för att generera den översiktssbild som framhäver magnetiseringen från objekt, som kan beräknas föreligga inom olika djupsnitt. Även en publikation av Pedersen (1991) om ekvivalenta magnetiska källor erhållna ur potentialfält är tillämplig.

Magnetiseringen i sex djupsnitt över kartområdet har tagits fram för att preliminärt bedöma djupgåendet hos de magnetiska källorna (fig. 28). Djupgåendet hos de kroppar som genererar de magnetiska anomalierna är som synes minst en kilometer eller mer. Detta gäller dock ej amfiboliten vid Balgö som tidigare kommenterats. Även charnockiten, med stor bredd i förhållande till djup, ger sken av ett för stort djupgående i denna typ av filtrering.

Filtreringar enligt Jacobsens separationsteknik visar på att bergarter med kraftig, omvänd magnetisering har ett djupgående på flera kilometer. De mafiska delarna finns i områden där tyngdkraftsdifferenser på endast en halv mGal föreligger. Detta innebär att de bergarter som föreligger i ytan, gnejsiga graniter och gnejsiga granodioriter som har likartade magnetiska egenskaper, men med betydligt lägre densitet än amfiboliterna, dominerar även på djupet. Regionalt utgör detta område norra delen av en stor tyngdkraftsförhöjning.

Läget och djupet till de många ytliga magnetiska kontakter som kan beräknas med Euler-dekonvolution (Thompson 1982, Reid m.fl. 1990) sammanfaller endast bitvis med föreliggande bergartsgränser (fig. 29). Det beror till stor del på att den stora variationen i de magnetiska egen-



skaperna inom detta kartområde endast delvis är kopplat till bergartsklassningen. De magnetiska kontakterna orsakas av relativt små men distinkta och uthålliga variationer som är möjliga inom en och samma bergartsklass.

Den yngre och mer spröda tektoniken med nordnordostlig riktning, som klipper de långvägiga strukturerna orsakar en tydlig förskjutning inom det lågmagnetiska området. Det syns tydligt i magnetfältet några kilometer norr om Grimeton (7j) och zonen sträcker sig längs hela kartområdet. Förskjutningen verkar vara en högerörelse. De stupningar som redovisas i de geologiska observationerna och i de geofysiska modellberäkningarna är likartat branta mot norr, så det kan vara fråga om både en enkel sidoförskjutning och en förskjutning i vertikalled med västra sidan upp. Zonen stupar mot väster, är svagt böjd och uppträder ungefär vinkelrätt mot det magnetiska anomalimönstret längs efter zonen inom området (fig. 20). Rörelsebeloppet i horisontalled är här omkring 1 km. Rörelsebeloppet, riktningen och anomalins form och motsvarande mönster österut antyder en ålder som är likåldrig med Vättern-tektoniken. En ung nord-sydlig, relativt rak lågmagnetisk zon passerar Varberg.

De högre totalmagnetiska nivåerna sammanfaller ofta med relativt hög susceptibilitet i berggrunden enligt mätningar gjorda i fält (fig. 24). Den magnetiska remanensen är större för de prov som tagits i områden med extremt låga totalmagnetiska nivåer. I de fall där orienterade prov tagits har remanensen visat sig vara uppåtriktad och motverkar därmed den inducerade magnetiseringen.

De anomala magnetiska områdena har även tilldragit sig internationellt intresse. Vid t.ex. Gödestad (7i) har amfiboliter provtagits för mycket ingående och avancerade mineralmagnetiska mätningar (McEnroe m.fl. 2001). Delar av dessa data ingår även i en alternativ ny hypotes för hur denna form av extrem remanent magnetisering kan skapas i jordskorpan, förekomma i naturen och eventuellt även på andra planeter såsom Mars. Detta behandlas i Robinson m.fl. (2002).

Bearbetning av VLF-data från flygmätningen

VLF-data, som erhållits från två av varandra oberoende sändare, är bearbetade till en s.k. Peakerkarta, vilket är en riktningsoberoende real- och imaginärbild. Programvaran är delvis utvecklad i samarbete med Uppsala universitet (Persson m.fl. 2001). Inom kartområdet redovisas real-delen med en höjdreliëfkarta i gråskala som bakgrund (fig. 25). De elektriska ledarna visas i blå till grön färgskala, där blå färg visar på bättre ledningsförmåga. Vattenföringsdata från bergborrade brunnar redovisas med röda fyllda cirklar för olika vattenföringsklasser. Informationen om de bergborrade brunnarna kommer från SGUs brunnarsarkiv.

En skenbar fas- och resistivitetskarta för området har kunnat sammanställas trots de olika mätsystem som använts p.g.a. flyghaveriet 1990 (Becken & Pedersen 2003, Persson m.fl. 2002). Skenbar resistivitet redovisas tillsammans med hållbilden i figur 21. Som synes är dalgångarna där lera och grovmo dominerar relativt sett ledande jämfört med de mer höglänta och välblottade delarna där morän ingår. Ett område med relativt välledande berggrund, blå färg i figuren, med en bredd på 5 km i de norra delarna, finns i nordöstra hörnet av kartområdet (6–9 i–j). Området har en tydlig västlig kant från Ö. Derome (9i) ner till Gödestad (7i) och söderut mot Store mosse (6j). Delar med mer ledande jordarter förekommer, men området är relativt välblottat. Vattenföringen i de bergborrade brunnarna inom detta område är inte högre än i omgivningen,

snarare lägre (fig. 25). Söder om Nycklamossen (9j) öster om Valinge (8i) finns ett mycket välblottat område med en extremt god skenbar ledningsförmåga. Någon uppenbar förklaring till detta finns inte för närvarande.

Radiometriska mätresultat från flygmätningen

Den flygburna radiometriska mätningen har inte kompletterats med markmätningar med gammapektrometer, vilket numera sker rutinmässigt. Redovisningen av gammastrålningsdata visas i ternär form med data från flygmätningen (fig. 22). De ljusa delarna visar hög total gammastrålning och de mörka delarna indikerar låga gammastrålningsnivåer. Röda nyanser anger att uran dominerar, blå att torium dominerar och gröna att kalium dominerar. En hållbild har lagts på den ternära redovisningen med svart kontur. Bergarterna inom området är relativt lågstrålande, dvs. det är genomgående låga halter av radioaktiva element över större delen av de blottningar som föreligger. De områden som har förhöjda värden är de kvartära avlagringarna som domineras av leror och grovmo i dalgångarna. I radonsammanhang är dock leror av mindre intresse p.g.a. sin täthet jämfört med grovmo. Det föreligger för närvarande inga markradonmätningar i områden med grovmo i SGUs databaser.

De enstaka mätpunkter på radon i vatten, som finns i SGUs brunnsarkiv, har lagts på den ternära gammastrålningskartan (fig. 22). De tio punkter som visas i figuren har relativt låga halter av radon och de ligger klart under den gräns när åtgärder mot radon föreslås, vilken är 1 000 Bq/l. Högsta uppmätta halt är 88 Bq/l. Låga toriumvärden i berg verkar också föreligga inom kartområdet. Torium orsakar den kortlivade radioaktiva gasen toron. Halterna av radon och toron i vattnet från kommunala vattenverk är så låga att de inte innebär någon hälsorisk.

Den totala gammastrålningen anges med ett s.k. aktivitetsindex, tidigare kallat gammaindex. Beräkning av aktivitetsindex sker med formeln $m_\gamma = C_K/3000 + C_{Ra}/300 + C_{Th}/200$. I formeln är C_K koncentrationen av kalium-40, C_{Ra} är koncentrationen av radium-226 och C_{Th} är koncentrationen torium-232, alla i enheten Bq/kg. Aktivitetsindex bör för byggnadsmaterial vara mindre än 2 (Åkerblom m.fl. 2000) enligt de nordiska rekommendationerna. Lokala variationer kan förekomma, varför markmätningar i vissa fall kan bli aktuella. De gammastrålningshalter som flygmätningen registrerat, omräknat till gammaindex, kan studeras i figur 30. Låga gammastrålningshalter föreligger genomgående på de blottade delarna av berggrunden.

Blockstensprodukter har ett föreslaget övre gränsvärde för gammaindex på 6, vilket innebär att bergarterna inom kartområdet ligger klart under detta övre gränsvärde.

PETROFYSIK

De petrofysiska delarna är redovisade i den rapport som tidigare refererats (Christiansen 1998). Ytterligare ett par figurer har dock framtagits för att visa läge och storlek på de petrofysiska egenskaperna mot en bakgrund av geofysiska grunddata. I figur 31 visas den remanenta magnetiseringen som röda cirklar i logaritmisk skala mot en bakgrund av det magnetiska totalfältet i antigråskala. Framför allt visar figuren att storleken på de värden som föreligger inom områden med lägre magnetisk totalfältstyrka är distinkt större än i omgivningen. Nivån på den remanenta magnetiseringen utanför dessa områden är också av en storleksordning som

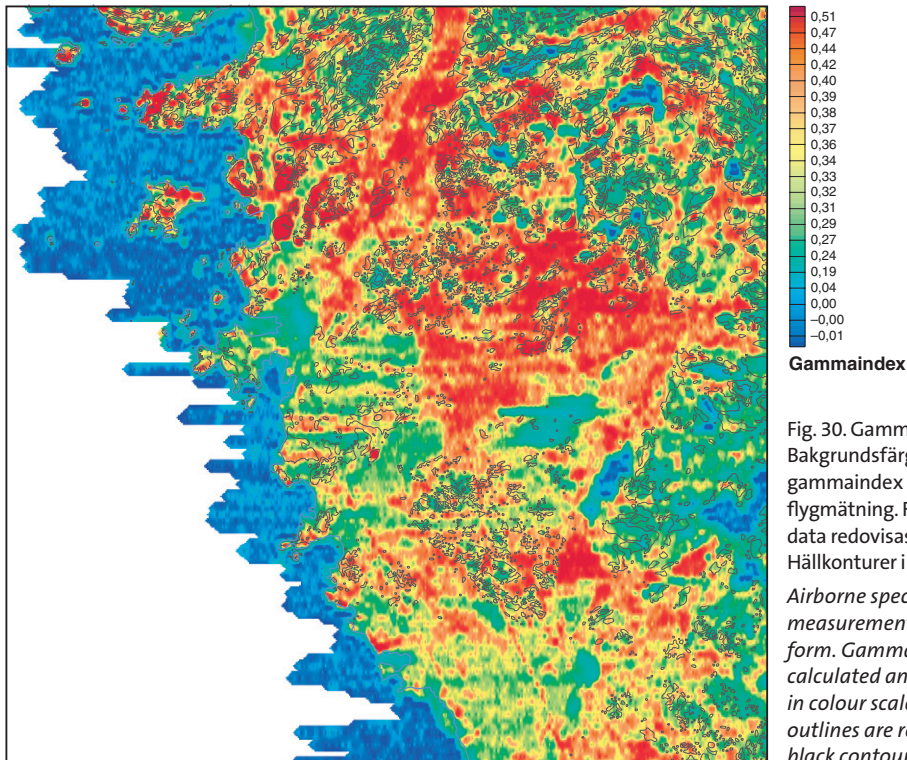


Fig. 30. Gammalindex. Bakgrundsfärgen anger gammalindex baserat på flygmätning. Flygmättningsdata redovisas i rasterform. Hällkonturer i svart. *Airborne spectrometric measurements in grid form. Gammalindex is calculated and represented in colour scale. Outcrop outlines are represented in black contours.*

är väsentlig för anomalibilden. Detta blir än tydligare då Q-kvoten (remanens/magnetisk susceptibilitet) redovisas med symboler (gula cirklar i fig. 32) och i scattergram (fig. 27). Provet utanför de låga totalmagnetiska nivåerna har Q-kvoter som är relativt stora. Fler orienterade prov hade behövts för en mer ingående analys av skillnader och likheter mellan områdena.

Skillnaden i de remanenta magnetiseringarnas riktning för bergarterna i området är avgörande faktorer för magnetfältsbilden. Modellerings visar, att trots de mycket stora variationer som föreligger i storleksordningen för susceptibilitet och remanent magnetisering genererar dessa likartade totalmagnetiseringsnivåer (fig. 33). Kontakterna mellan områden med olika magnetisering har åskådliggjorts med hjälp av Euler-dekonvolution (fig. 28).

En redovisning av multiscattergram för amfibolit, charnockit, Torpaganit, gnejsig granit och gnejsig granodiorit visas i figur 27, där röda markeringar i respektive diagram motsvarar respektive bergarter mot bakgrund (grå) av samtliga mätresultat.

Charnockiten har en medelhög densitet och låg remanens medan susceptibiliteten är hög, Q-kvoten är låg. De få proverna från Torpaganiten visar relativt hög susceptibilitet och en låg remanens, vilket även ger en låg Q-kvot. Densiteten är låg. De gnejsiga graniterna har låg densitet och de magnetiska egenskaperna visar en låg till medelhög susceptibilitet liksom remanens. Detta ger en låg till medelhög Q-kvot. Amfiboliten har de högsta värdena beträffande både susceptibilitet, remanent magnetisering och densitet medan Q-kvoterna är medelhöga.

Orsaken till områdets speciella magnetfältssignalement kan tillskrivas den ytmässigt dominerande gnejsgranodioriten. Den har låg till medelhög densitet (2 619–2 680 kg/m³) och kraftigt

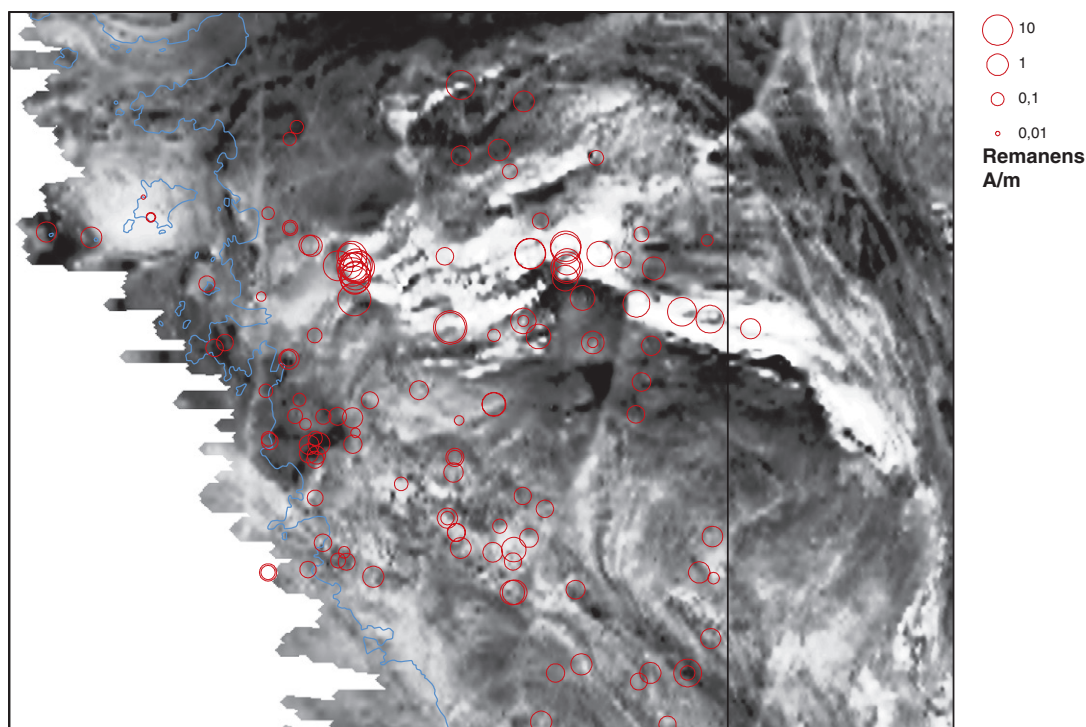


Fig. 31. Remanent magnetisering för petrofysiska prov (A/m) i logaritmisk skala på magnetiskt totalfält i gråskala. *Remanent magnetisation (A/m) in logarithmic scale from petrophysical samples displayed on the magnetic total field in grey scale.*

varierande magnetisk susceptibilitet, från ca 100×10^{-6} till $20\,000 \times 10^{-6}$ SI-enheter. Eftersom den remanenta magnetiseringen i denna bergart är mer eller mindre konstant hög fås i vissa fall mycket höga Q-värden (50–1 200) vilket i praktiken betyder att magnetfältets signalement bestäms av den remanenta magnetiseringen. Det är anmärkningsvärt att prover med dessa egenskaper har en orientering av den remanenta magnetiseringen som är motriktad mot jordmagnetfältet och därmed försvagar det. Här finns alltså en enkel förklaring till varför prover av högmagnetiska gnejsgranodioriter återfinns i områden med mycket låg magnetfältsintensitet.

Kompletterande tyngdkraftsmätningar längs profillinjen i figur 33 visar att de mafiska bergarter som provtagits inte har så stor bredd som modellen visar för den gröna kroppen. Den magnetiska anpassningen är god, men bergartens densitet förorsakar i modellen ett massöverskott som inte motsvaras av tyngdkraftsdata.

Resultat från mineralmagnetiska mätningar i Lund

Några orienterade prov har analyserats i Lund av Göran Bylund år 1995. Den anisotropimätning på susceptibiliteten som utförts har gett på värden på omkring 1,35, vilket visar på att ett annat mineral än magnetit förekommer. I de flesta analyserade proven ingår dock också magnetit.

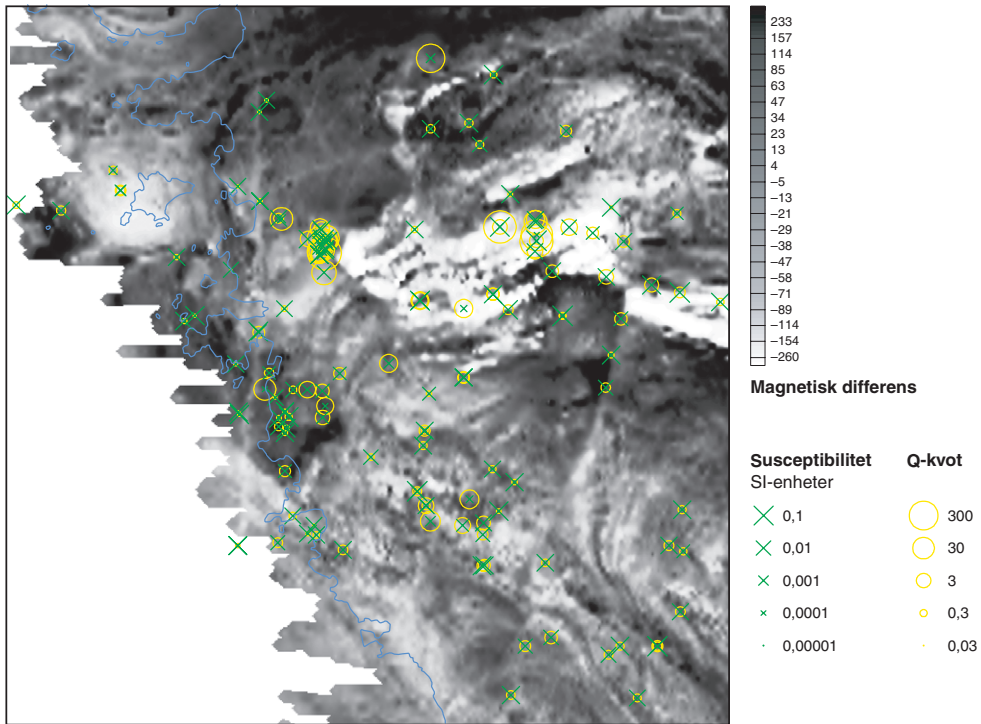


Fig. 32. Susceptibilitet och Q-kvot för petrofysiska prov i logaritmisk skala på magnetiskt totalfält i gråskala. *Susceptibility and Q ratio for petrophysical samples in logarithmic scale displayed on the magnetic total field in grey scale.*

Det innebär att bergarten präglas av en relativt kraftig magnetisk foliation (oblat susceptibilitetstensor).

Mätningarna utförda av G. Bylund visade att tre prov indikerade en curietemperatur (blockningstemperatur) mellan 570 och 610 °C. Två av proven består av amfibolit medan det tredje är en gnejsgranodiorit. Ett prov från Gödestad hade ett något lägre placerat curieintervall, ca 565–605 °C. Värmebehandlingen förorsakade förändringar i mineralsammansättningen också i detta prov så att susceptibiliteten steg markant.

Den i bergarterna ingående magnetiska fasen är sannolikt titanomagnetit med sammansättningar nära ren magnetit eller ren titanohematit. Ren hematit har en curietemperatur på 680 °C och ren magnetit 578 °C. Resultaten är inte entydiga men en blandning mellan ren magnetit och titanohematit eller enbart titanohematit är sannolik. Ett av amfibolitproven visade hög coersivitet vid växelströmsdemagnetiseringen, vilket är typiskt både för magnetit i enkel-domänform och för titanohematit. Växelströmsdemagnetiseringen visade hög coersivitet, och fält upp till 100 mT (1 000 Oe) påverkade inte provens magnetism. Endast den gnejsiga granodioriten innehåller mineral med låg coersivitet. Endast 10 % av den ursprungliga styrkan fanns kvar efter demagnetisering till 20 mT (200 Oe). Som nämndes tidigare är riktningen av den remanenta magnetiseringen uppåtriktad både för amfiboliter och de gnejsiga granodioriterna inom områden som domineras av kraftiga magnetiska minimum.

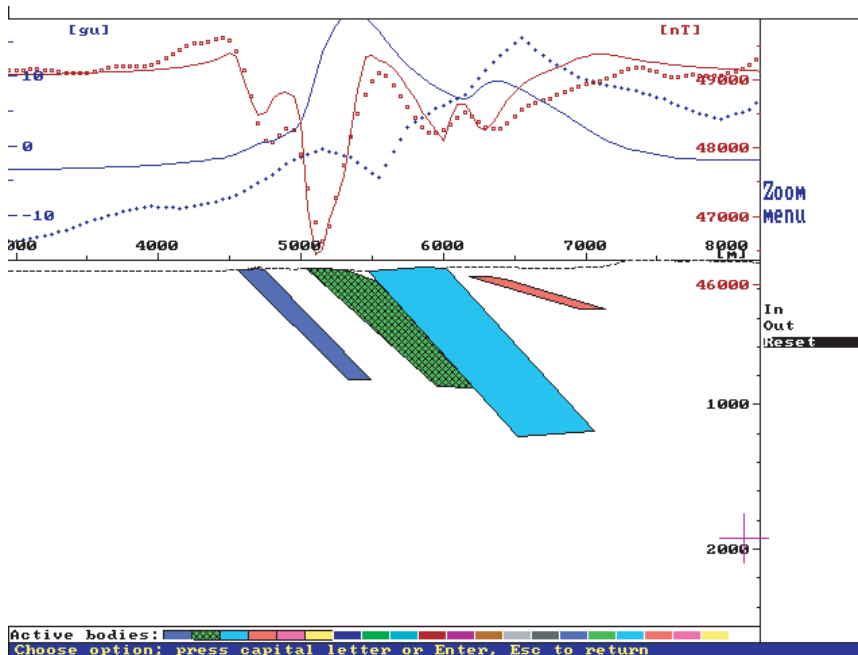


Fig. 33. Modellberäkning av nord-sydlig profil vid Gödestad (7i). Data som använts är från de prov som tagits vid respektive modellkroppens läge. De redovisas från vänster till höger. Röd heldragen linje: modellens magnetfältrespons. Röd prickad linje: magnetiskt totalfält. Blå heldragen linje: modellens tyngdraftsrespons. Blå prickad linje: tyngdraftsältet.

A model from the Gödestad (7i) area in a north to south profile. The petrophysical data for the model bodies are from the oriented samples along the profile. They are displayed from left to right.

	Densitet (kg/m ³)	susceptibilitet (SI-enheter)	Q-kvot	remanens inklination (I)	deklination (D)
	Density (kg/m ³)	susceptibility (SI units)	Q ratio	remnant inclination (I)	declination (D)
Mörkt blå / Dark blue	2688	0,017	4,8	-51°	69°
Grön / Green	2920	0,14	2,6	-52°	140°
Ljust blå / Light blue	2680	0,0001	740	-56°	340°
Röd / Red	3118	0,0057	49	-52°	140°

En av de nya intressanta aspekter som har framkommit i denna undersökning är att det finns prov som har en mycket låg inducerad magnetisering i kombination med kraftig remanent magnetisering. Några av de erhållna provvärdena med låg susceptibilitet på de orienterade och icke orienterade bergartsproven uppmärksammades ej tillräckligt för att inkludera dem i de mineralmagnetiska mätningarna 1995.

Bylunds undersökningar av de magnetiska egenskaperna visade att de magnetiska mineral som ingår är magnetit och titanohematit, varav det senare har självreverserande egenskaper. Dessa magnetiska mineral kräver hög temperatur (över 600 °C) och högt tryck för att bildas vilket bör ha skett på stort djup i jordskorpan (McEnroe m.fl. 2001). Liknande bildningsdjup har erhållits för andra mineral i området (Möller m.fl. 1998, Andersson 2001).

Internationella artiklar om stark remanent magnetisering rörande kartområdet

I en artikel av Robinson m.fl. (2002) refereras till publikationer rörande detta kartområde. En modell för den detaljerade laminerade uppbyggnaden av de magnetiska mineralen hematit och ilmenit presenteras för att förklara denna typ av kraftig remanent magnetisering.

En del av underlaget för denna artikel utgörs av prover som tagits inom kartområdet vid Gödestad (7i). Den flyggeofysiska mätningen har visat på att här föreligger områden med en extrem magnetisering. Underlaget till artikeln kommer delvis från resultaten i en annan publikation av McEnroe m.fl. (2002).

Den lanserade teorin av Robinson m.fl. (2002) är att dessa låga totalmagnetiska nivåer visar på bergarter, som erhållit en omvänd remanent eller självreverserande magnetisering vid stora djup och vid en temperatur runt 600 °C. Remanensen är inte enbart av termoremanent karaktär utan även en kemisk remanent del bildas (CRM) vid avsvälningen. Resultat från röntgenanalyser (EDX), elektronmikroskopi (TEM) samt så kallad Electron Energy Loss Spectroscopy (EELS) har använts för att ta fram teoretiska modeller av kristallgitterstrukturer som kan förklara den kraftiga, stabila remanenta magnetiseringen. Man har också försökt att ge en bild av samspelet mellan ilmenit- och hematitstrukturen under bildningsprocessen. Robinson m.fl. skriver: Emellertid är den sammanlagda remanenta magnetiseringen i ilmenit-hematitförande bergarter orsakad av kemisk magnetisering av hematit producerad av lösning över ett temperaturintervall och för en liten variation av sammansättning kombinerad med magnetisering av ilmenit eller ilmenitlika faser av gränsytor magnetiskt låsta av hematit av en mekanism inte fullt förklarad i detalj.

SUMMARY

The bedrock of the map area constitutes part of the south-west Swedish gneiss region. Traditionally, the boundary between the bedrock of south-west Sweden and the older bedrock to the east has been placed in the Protogine Zone. The boundary largely coincides with the boundary with a continuous belt of granites, the Transscandinavian Magmatic Belt (TMB). To the south, the area is bounded by fault lines in the so-called Thornqvist Zone, which runs in a north-westerly direction through northern Skåne. To the north, the south-west Swedish rocks continue into south-eastern Norway, where they are interrupted by the younger rocks of the Scandinavian mountain chain.

The bedrock within the south-west Swedish gneiss region can be divided into segments separated by shear zones with a north-south orientation. One of them is the Mylonite Zone, which divides the area into two parts, an eastern and a western segment. The bedrock of the map area consists of part of the eastern segment in close association with the Mylonite Zone, which touches upon the north-westernmost part of the area.

The oldest rock in the map area is the supracrustal gneiss which is probably of both volcanic and sedimentary origin. The volcanic and sedimentary rocks were deposited almost 1 700 million years ago. Lavas and ash flows were deposited and simultaneously partly redeposited by the continuous erosion. Approximately 1 690–1 670 million years ago, large volumes of melted rock (magmas) intruded the earth's crust and thus the supracrustal rocks. These magmas solidified at a depth of approximately 10 kilometres and created the rock that dominates the map area today.

A calmer period followed, after which, approximately 1 400 million years ago, the magmas that crystallized as charnockite and porphyritic granite (Torpa granite) were formed. These rocks are situated in the western and north-western parts of the map area. Some of the minerals in them indicate that they were formed at great depth and at very high temperatures.

Approximately 1 150 million years ago an orogeny began in south-western Sweden, ending roughly 900 years ago. In the map area, deformations and mineral metamorphoses that require very high temperatures and pressure (granulite-facies) bear witness to this orogeny. The present bedrock surface would at that time have been positioned at a depth of 30–45 kilometres and heated to roughly 700–750 °C. It is probable that some of the pegmatite dykes and dolerites were formed at this time.

Again a calm period followed. The mountains were weathered down and eventually a peneplain was formed. Some 600 million years ago, the sea intruded over this peneplain. On the sea floor sand, clay and chalky mud were deposited, eventually hardening to sandstone, slate and limestone. These rocks are now largely gone. They have been eroded and transported away by ice sheets. Remains of these sedimentary rocks can be found in the hills of Västergötland and in fissures filled with sandstone in the map area.

Rock descriptions

Supracrustal rock is the name given to rocks that have been formed on the earth's surface. They can be of volcanic or sedimentary origin. Within the map area only small deposits that can be interpreted as supracrustal rocks can be found. They most likely consist of metavolcanites. No sedimentary or volcanic textures have been seen, however. These rocks are found as more or less assimilated xenoliths in the veined gneisses. Most are found in the neighbourhood of Trönninge (8 h) and in a belt extending eastwards from Trönninge towards Rolfstorp (8 j). The largest of these occurrences (approximately 50 by 200 metres) is situated at the crossing of the road and the railway a kilometre west of Lindberg (8 h). A larger, more coherent area is found east of Åskloster (9 g). The rock is gneissic, fine- to medium-grained, light to dark grey and banded. The individual bands vary in thickness from a few centimetres to tens of metres.

The dominant rock of the map area consists of gneiss of granitic, granodioritic or tonalitic composition. The gneiss is of magmatic origin, and was probably formed 1 690–1 670 million years ago. Rocks of different composition usually merge gradually into each other, and only in a few instances has a sharp lithological contact been seen. The granodioritic and granitic compositions are the most common. The rock is usually greyish red to grey, medium-grained, gneissic and veined. Locally, red, round to oval feldspar augen with a diameter of at most two centimetres are found. The rock has undergone several periods of deformation and metamorphism and has thus been gneissified, veined and folded. In some places the gneiss has been recrystallized under granulite-facies conditions and now forms a dark greenish grey rock. This dark rock is found as small lens-shaped parts or irregular sections in the veined gneiss, or as larger areas of several hundred square meters. In the vicinity of Varberg the recrystallized gneiss has been quarried for paving stone.

Dark, mafic rocks are found in a number of small occurrences distributed over the map area. These rocks are of magmatic origin and are thought to belong to several generations owing to their

differing degree of deformation and metamorphism. The older mafic rocks are veined, especially in the rim zone, but otherwise they are isotropic to gneissic. They are folded in the same way as the surrounding veined gneisses. The rocks are dark grey to black. The constituent minerals are mainly plagioclase, pyroxene, hornblende and garnet. The quantity and size of the garnet grains are very variable. The younger metamafic rock is isotropic to foliated. These dark rocks are also found as dykes, xenoliths or lenses in the surrounding bedrock.

A red, granitic rock is found in a number of localities, especially around Stamnared (9 i). The deposits are relatively small, long and narrow. In addition, the rock is found as dykes distributed over most of the map area. The granite is foliated to gneissic and red to greyish red. It is normally medium-grained, but in some localities it is coarse-grained, giving the rock an almost pegmatitic appearance. This granite was formed by partial melting when the bedrock was subjected to increased temperature and pressure. The localized melts collected and penetrated shorter or longer distances through the earth's crust. There they formed bodies ranging in size from major massifs to dykes. The granite can contain more or less melted fragments of the surrounding rocks. In some places it is difficult to distinguish the granite from the surrounding rock, as the transition between them is gradual.

The rock charnockite forms at high pressures and temperatures. It shows a characteristic mineral composition consisting of quartz, orthoclase (a potassium feldspar), plagioclase, ortho- and clinopyroxene, hornblende, biotite, garnet and ore minerals. Its colour is greenish grey to dark greenish grey, and it shows a characteristic yellow-brown weathered surface. The charnockite of this area is found from Apelviken (6 g–h), in the southern part of Varberg, northwards to Trönningenäs (8 g). It is of magmatic origin and was formed roughly 1 400 million years ago. During the last orogeny, 1 150 to 900 million years ago, the rock was subjected to granulite-facies metamorphism. The composition of the rock varies between granitic, granodioritic and monzodioritic. The charnockite is isotropic to gneissic. In some places it is porphyritic (orthoclase), in others medium-grained and in yet other locations it has coarser components intermixed with the medium-grained. The rock has been extensively quarried, mainly for use as paving stone, although it has also been used for dimension stone.

A porphyritic granite (Torpa granite) is found in a belt from Trönningenäs (8 g) and north-east past Torpa (9 h). This granite was formed about 1 400 million years ago, and has a close association with the charnockite. It is of granitic to monzodioritic composition, and normally greyish red in colour. The minerals consist primarily of quartz, potassium feldspar (microcline), plagioclase, biotite and hornblende, with or without pyroxene. Smaller areas exist within the granite where the rock is dark greenish grey. In these parts, the minerals consist of quartz, potassium feldspar (orthoclase), plagioclase, pyroxene, biotite, hornblende and garnet; in other words minerals formed at high temperatures and pressures. The granite is medium-grained and mostly porphyritic. The porphyroclasts are rounded or rectangular and varies in size from one to six centimetres in diameter. They consist of potassium feldspar (microcline or orthoclase) and are locally mantled with plagioclase. The rock is normally isotropic but can in certain zones be strongly gneissic. It has been quarried to some extent for use as dimension stone.

Dykes of pegmatite of different ages are found within the entire area. The oldest are folded with the surrounding rock and have in places been boudinaged. The youngest pegmatites cut through, and are thus younger than, rocks that are 1 400 million years old. The pegmatite is

of granitic composition and is coarse-grained. Locally grains can be several metres in size. The minerals are mainly quartz, microcline, plagioclase and biotite. The younger dykes in the area north of Torpa (9 h) have been quarried. During the first half of the twentieth century, feldspar and quartz in particular, but also biotite, were extracted here.

Dolerites are found primarily along the coast, possibly owing to the higher degree of bedrock exposures in these areas. The dykes are oriented north-west or west-north-west and are seldom more than a metre in width. The dolerite is dark, fine-grained to finely medium-grained, and is mainly composed of the minerals plagioclase and pyroxene, partly recrystallized to hornblende. The age of the dolerite is not known, but it must be less than 1 400 million years old, since it cuts through rocks of that age.

Fissures filled with sandstone are found in several places in the area. Especially along the coast where a great deal of bedrock is exposed, many such fissures have been discovered. In inland areas only one location is marked on the map, roughly one kilometre south-west of Tofta (8 h). Many more are likely to be present in the map area, but as the fissures are narrow, they are difficult to find in areas with denser vegetation cover. Fissures of this kind are commonly found in clusters. Their orientation varies, but most seem oriented west-north-west, although fissures oriented north-north-east are also common. The fissures are steep and rarely more than five centimetres in width. The sandstone is light to dark grey, fine-grained and hard. The sand grains consist for the most part of quartz. Local acritarchs indicating a Mid Cambrian (possibly Upper Cambrian) age of 520–500 million years have been noted. These sandstone-filled fissures are thought to have been formed in the following way: during the Cambrian period, sand was deposited on the floor of the sea covering the area at that time. Before the sand had solidified to sandstone, fissures momentarily opened up in the bedrock during earthquakes in the younger Cambrian. The sand was sucked into them and eventually formed sandstone. The sand cannot have been deposited in existing fissures, as no signs of weathering can be seen on the side surface of the fissures.

Geophysics

Airborne geophysical measurements were carried out during the summers of 1990 and 1991 using a line spacing of 200 m and a ground clearance of 30 m. Over urban areas the ground clearance was increased to approximately 50 m. A new measuring system was used 1991, owing to a plane crash in 1990. A map of the total magnetic field is shown in Figure 20 and of the induced electromagnetic field (VLF) in Figure 21. The VLF data have been processed to produce an apparent resistivity map (Becken & Pedersen 2003, Persson et al. 2001). The gamma radiation is presented in ternary form in Figure 22. From these gamma-ray measurements the ground concentrations of the naturally occurring radioactive isotopes potassium, uranium and thorium were calculated. Gravity measurements were made during the summer of 1995 and the results are presented in Christiansen (1998). Figures 23 and 26 show the Bouguer anomaly map and a residual gravity anomaly map. The specifications for the measurements are presented in Christiansen (1998) and in some detail on the SGU website, www.sgu.se.

The gravity measurements indicate that the charnockite areas and the amphibolite on the island of Balgö (8 f–g) consist of thin bodies. The depth of the charnockite is calculated by

Christiansen (1998) to be 800 to 200 m thick. The amphibolite at Balgö (8 f–g) is shaped like a thin bowl and is approximately 400 m thick.

The airborne measurements of gamma radiation are displayed in ternary form in Figure 22. As the investigated area is well exposed, the airborne gamma radiation results are also recalculated as gamma index values and shown in Figure 30. The airborne measurements show somewhat lower values than ground measurements, owing to moisture in thin layers of soil and vegetation, which reduces the gamma radiation. Due to the good resolution of the measurement, the main road E6 can be seen on these radiation maps, owing to the rock material used as aggregate in the road. Areas with an increased gamma radiation are situated in the valleys and consist mostly of clay and silt. The bedrock in the area has low radiation values.

The VLF data from two transmitters have been processed to provide a apparent resistivity map. A 5 km wide area in the north-east corner of the map can be seen in Figure 25, showing very low apparent resistivity, even for large areas with outcrops. The reason for this is not fully understood.

Data from the airborne magnetic measurements, processed using a separation technique proposed by Jacobsen (1987), are displayed in Figure 28. With this technique, the charnockite areas and the amphibolite on Balgö (8 f–g) tend to show to great depths, owing to their flat-lying structures.

A total of 137 bedrock samples were collected for measurements of density and magnetic properties. Results of the petrophysical measurements for the amphibolite, charnockite, Torpa granite, gneissic granite and gneissic granodiorite are presented as a multiscatter diagram in Figure 27.

There are areas dominated by large magnetic minima that contain amphibolites and gneissic granodiorites with high susceptibilities and a strong reverse magnetization, 10 A/m. There is also gneissic granodioritic bedrock within these areas, with low susceptibility and a fairly high reverse remanent magnetization, which then generates magnetic minima of almost the same size.

In the summer of 2003 the measurement of the magnetic component of the airborne geophysical program was completed in the south of Sweden. The south of mainland Sweden is now covered with a line spacing of 200 m and a ground clearance of 30 and 60 m. The magnetical measurements show the overall regional trends, with a richness of detail in the magnetic pattern. There is now a magnetic context for the new age determinations in these areas (Möller et al. 1998, Anderson 2001) and for future scientific work. These magnetic measurements provide a basis for a better interpretation and a deeper understanding of the geological processes involved.

LITTERATUR

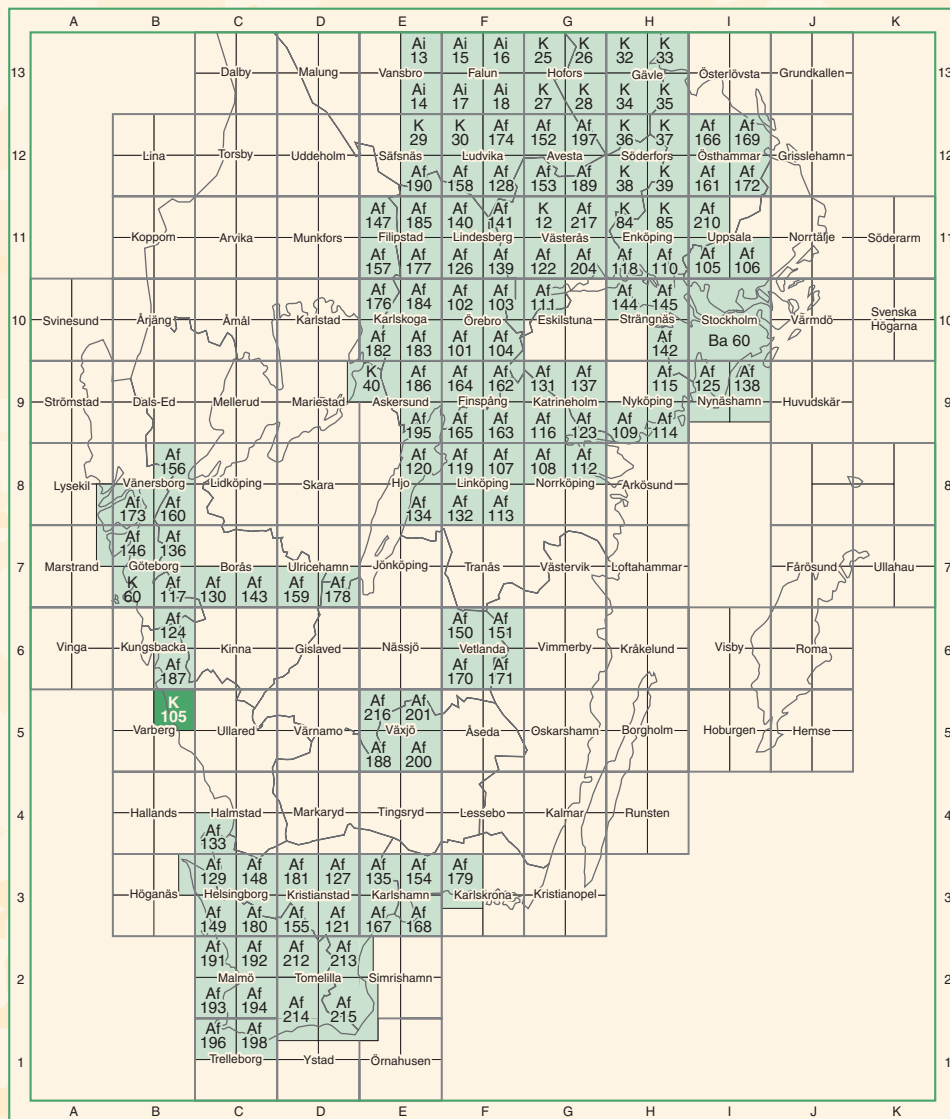
- Al-Jawadi, M.R., 1992: *An investigation of the metamorphosed basic rocks of SW Sweden and their role in the proterozoic petrogenetic development of the region*. Phil. Doc Thesis. Faculty of Science and Philosophy. University of Dundee, 1–237.
- Andersson, J., 2001: *Sveconorwegian orogenesis in the southwestern Baltic Shield*. Doktorsavhandling Lunds Universitet, Lund, Sverige.
- Andersson, J., Möller, C. & Johansson, L., 2002: Zircon geochronology of migmatitic gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic Shield. *Precambrian Research* 114, 121–147.

- Asklund, B., 1947: Svenska stenindustriområden I-II. Gatsten och kantsten. *Sveriges geologiska undersökning C 47*, 187 s.
- Becken, M. & Pedersen, L.B., 2003: Transformation of VLF anomaly maps into apparent resistivities and phase. *Geophysics* 68, 497–505.
- Berglund, J., 1997: *Midproterozoic evolution in south-western Sweden*. Doktorsavhandling Göteborgs Universitet, Göteborg, Sverige.
- BFS, 1990: Nybyggnadsregler ändringar. *Boverkets författningssamling, BFS 1990:28, Nr. 2*. Stockholm.
- Christiansen, M., 1998: Gravity and magnetic interpretation of the Varberg Charnockite. *Göteborgs universitet, Institutionen för geovetenskaper, avdelningen för geologi B111*, 64 s.
- Engdahl, M., Samuelsson, L., Lundqvist, I. & Bengtsson, S., 1994: Inventering av naturgrus och krossberg i Hallands län. *Länsstyrelsen i Hallands län, Miljövårdsenheten 1994:23*, 404 s.
- Henkel, H. & Nisca, H.D., 1978: A rock sample orientation system used by the Geological Survey of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 740*, 15 s.
- Holland, T.H., 1900: The charnockite series, a group of Archean hyperstenic rocks in Peninsular India. *Mem. Geol. Survey of India 28:2*.
- Hubbard, F.H., 1975: The Precambrian crystalline complex of south-western Sweden. The geology and petrogenetic development of the Vargberg Region. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 97*, 223–236.
- Jacobsen, B.H., 1987: A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps. *Geophysics* 52, 1138–1148.
- Johansson, L. & Johansson, Å., 1993: U-Pb age of titanite in the Mylonite Zone, southwestern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115*, 1–7.
- Johansson, L., Lindh, A. & Möller, C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenvillian) highpressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 183–292.
- Kletetschka, G., Wasilewski, P.J. & Taylor, P.T., 2002: The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics* 347, 167–177.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Andra Upplagan. Studentlitteratur, Lund, 491 s.
- Lundqvist, I., 1997: Beskrivning till berggrundskartan Kungsbacka SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 187*, 88 s.
- Lundqvist, I. & Wik, N.-G., 1998: Industriella mineral och bergarter i Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och Meddelanden 96*, 126 s.
- Lundqvist, T., 1979: The Precambrian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 768*, 87 s.
- McEnroe, S.A., Harrison, R. J., Robinson, P., Goila, U. & Jercinovic, M.J., 2001: Effect of fine-scale microstructures in titanohematite on acquisition and stability of natural remanent magnetization in granulite facies metamorphic rocks, southwest Sweden: implications for crustal magnetism. *Journal of Geophysical Research* 106, 30523–30546.
- Möller, C., 1998: Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Sweden: Petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 641–656.

- Möller, C., 1999: Sapphirine in SW Sweden: a record of Sveconorwegian (-Grenvillian) late orogenic tectonic exhumation. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 127–141.
- Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I. & Hellström, F., 2007: Linking deformation, migmatite formation and zircon U-Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 727–750.
- Pedersen, L.B., 1991: Relations between potential fields and some equivalent sources. *Geophysics* 56, 961–971.
- Persson, L., Becken, M., Daniels, J. & Antal, I., 2001: New developments in the processing and interpretation of airborne VLF-EM data. *69th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, San Antonio. Extended Abstract.*
- Påsse, T., 1990: Beskrivning till jordartskartan Varberg NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 102*, 117 s.
- Quensel, P., 1951: The Charnockite series of the Varberg district on the south-western coast of Sweden. *Arkiv för mineralogi och geologi. Kungliga Svenska Vetenskapsakademien. Band 1, Nr 10*, 227–332.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. & Somerton, I.W., 1990: Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Rimsa, A., Johansson, L. & Whitehouse, M.J., 2007: Constraints on incipient charnockite formation from zircon geochronology and rare earth element characteristics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 357–369.
- Robinson, P., Harrison, R.J., McEnroe, S.A. & Hargraves, R.B., 2002: Lamellar magnetism in the haematite-ilmenite series as an explanation for strong remanent magnetization. *Nature* 418, 517–520.
- Samuelsson, L., 1975: Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 711*, 43 s.
- Samuelsson, L., Larson, S.Å., Åhäll, K.-I., Lundqvist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. *Sveriges geologiska undersökning Ba 41*, 32 s.
- Svedmark, E., 1893: Beskrifning till kartbladet Varberg. *Sveriges geologiska undersökning Ab 13*, 1–26.
- Sundius, N., 1952: Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. *Sveriges geologiska undersökning C 520*, 231 s.
- Söderlund, U., 1999: *Geochronology of tectonothermal events in the parautochthonous eastern segment of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen, southwestern Sweden*. Doktorsavhandling Lunds Universitet, Lund, Sverige.
- Talbot, C.J. & Heeroma, P., 1989: Cover/basement relationships in the SW Swedish gneisses near Varberg. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 105–119.
- Thompson, D.T., 1982: EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Törnebohm, A.E., 1880: Mikroskopiska bergartsstudier. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 57, 22 s.
- Åhäll, K.-I., 1995: Crustal units and the role of the Mylonite Zone system in the Varberg – Horred region, SW Sweden. *GFF* 117, 185–198.

- Åhäll, K.-I., Samuelsson, L. & Persson, P.-O., 1997: Geochronology and structural setting of the 1.38 Ga Torpa granite; implications for charnockite formations in SW Sweden. *GFF* 119, 37–43.
- Åkerblom, G., Mjølnes, L., Annanmäki, M., Magnusson, S., Strand, T. & Ulbak, K., 2000: *Naturally occurring radioactivity in the Nordic countries – recommendations*. ISBN 91-89-230-00-0.

Utgivna kartblad



Sveriges geologiska undersökning
 Box 670
 751 28 Uppsala
 Tel: 018-17 90 00
 Fax: 018-17 93 70
www.sgu.se

Uppsala 2008
 ISSN 1652-8336
 ISBN13: 978-91-7158-851-7
 Tryck: Lenanders Grafiska AB