

Beskrivning till berggrundskartan del av Österåkers kommun

Sven Lundqvist & Mehrdad Bastani



ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-198-0

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Metagranit med olikformiga strökorn av kalifältspat
(6606750/1650250).

© Sveriges geologiska undersökning, 2013
Layout: Jeanette Bergman Weihed, SGU

INLEDNING

Österåkers kommun ligger inom Stockholms län och har en total landyta på 310 km² inräknat ett antal öar varav Ljusterö och Ingmarsö är de största. Under 2004 och 2005 har berggrundskartering, provtagning och revisionsarbete samt geofysisk undersökning utförts i de delar av kommunen som saknade modern berggrundsinformation, dvs. den del av kommunen som ligger inom kartområdet 11J Norrtälje SV. Berggrundskarteringen har endast bedrivits på fastlandet och denna yta omfattar 64 km². Blottningsgraden av berggrunden, dvs. hållfrekvensen, är hög inom hela kartområdet och når ca 30 %. De västra delarna av kommunen ligger inom kartområdena 11I Uppsala SO och 10I Stockholm NO, där moderna berggrundskartor finns (Stålhös 1972, Persson m.fl. 2001). Övriga arbeten som berör kartområdets eller intilliggande områdens bergarter är bland annat Fries m.fl. (1863), Törnebohm (1880, 1881, 1882), Svedmark (1883) och Blomberg (1889).

GEOLOGISK METODIK

De metoder och den bergartsindelning som har använts vid kartering och sammanställningsarbete följer i allt väsentligt Wikström (1981) medan nomenklatur, speciellt avseende orogener, följer Wahlgren m.fl. (1996).

Platsangivelser ges med Ortsnamn som återfinns på den berggrundsgeologiska kartan samt med Lantmäteriets kod för ekonomisk ruta (t.ex. Vira bruk, 1 a) eller med koordinater i rikets nät (RT90).

Som underlag vid berggrundskarteringen har moderna fastighetskartor i skala 1:12 500 använts. Hällars lägen har registrerats under jordartskarteringen av området (Persson 2000) och dessa har sedan överförts till fastighetskartorna. Berggrundskartan del av Österåkers kommun ligger till grund för den samtidigt framställda Bergkvalitetskartan del av Österåkers kommun (Göransson m.fl. 2008).

GEOFYSISK METODIK

Över undersökningsområdet finns moderna geofysiska data om det jordmagnetiska fältets totalintensitet, markens naturliga gammastrålning och det elektromagnetiska fältet inom VLF-området. Mätningarna är gjorda 1995 från flygplan på cirka 60 m höjd, längs nord-sydliga linjer med 200 m avstånd och med cirka 17 m mellan mätpunkterna. Tyngdkraftsfältet har mätts på 100 lokaler med ett punktavstånd på ca 1–1,5 km över hela kommunen. Geofysiska markmätningar som består av strålningsmätning med gammaspektrometer samt provtagning på berghållar gjordes på 38 lokaler inom berggrundskarteringsområdet. Samtliga geofysiska data finns lagrade i SGUs databaser.

BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

Berggrunden inom kartområdet tillhör den sydvästra delen av den fennoskandiska (baltiska) urbergs-skölden. Huvuddelen av bergarterna bildades i samband med den så kallade svekokarelska orogeneren för cirka 1 950–1 750 miljoner år sedan (Lundqvist 1979). Berggrunden utgör en liten del av den vidsträckta, nu kraftigt nedvittrade svekokarelska orogenen (bergskedjan). Denna orogen omfattar hela östra Sverige och delar av västra Finland (Lundqvist 1979). De nedan använda begreppen "tidig-", "syn-" eller "senorogen" relaterar här till den svekokarelska orogenerens huvudfas (den huvudsakliga deformationen med veckning och regionalmetamorfos) som antas ha ägt rum för mellan 1 880 och 1 800 miljoner år sedan (Lindström m.fl. 2000). De bergarter som omvandlades under den svekokarelska orogenerens huvudfas har prefixet "meta-" framför sitt namn, t.ex. metagranit.

Kartområdet domineras ytmässigt helt av cirka 1 890–1 870 miljoner år gamla (Stephens m.fl. 1999), relativt grovkorniga, tidigorogena metaintrusivbergarter, vars kornstorlek visar att de har bildats på stora djup i jordskorpan. Underordnat förekommer syn- till senorogena metaintrusivbergarter som smärre

kroppar och gångar, vilkas absoluta åldrar inte är fastställda. Den enda ytbergarten som observerats (bergart vilkens ursprungsmaterial har avsatts på jordytan – vattenavsatt såväl som landavsatt) är ett brottstycke av en metavulkanisk bergart.

De ovan nämnda bergarterna bildas vid konvergerande tektoniska plattgränser, där oceanisk skorpa subduceras, dvs. trycks eller dras ned under kontinental skorpa. Detta sker idag t.ex. längs Sydamerikas västkust där Stilla Havsplattan subduceras under den sydamerikanska plattan. Denna subduktion leder till att smält berg (magma) bildas som genom olika processer förflyttas inom jordskorpan. En del magma kyls av långsamt och stelnar nere i skorpan till djup- och gångbergarter (intrusiva bergarter) medan annan magma stiger ända till jordytan där den avsätts som vulkaniska bildningar (s.k. extrusiva eller effusiva bergarter). I samband med fortsatt eller förnyad orogenes förflyttas stora bergmassor i både ytnära delar av jordskorpan och mot djupet. Bergarter som förs ned på stora djup utsätts för höga tryck och temperaturer och omvandlas, metamorfoserar, innan de eventuellt slutligen smälter. Under kulminationen av den svekokarelska orogenesen har det undersökta områdets bergarter metamorfoserats, deformerats och eventuellt gett upphov till en mindre mängd nya smältor. Bergarternas nuvarande exponering vid jordytan har möjliggjorts av upplyftande och åtföljande erosion av berggrunden.

BERGARTER

Bergarterna inom det undersökta området bedöms representera ett relativt snävt tidsintervall av magmatisk och tektonisk aktivitet, men variationerna inom och mellan de olika bergarterna är komplexa och talrika.

Svekofenniska ytbergarter

Ett fåtal brottstycken av okänd ålder och härkomst har noterats. De består av finkorniga, grå, folierade, jämnkorniga metamorfa bergarter som underordnat innehåller linsformade mafiska inneslutningar (fig. 1). Det enda fyndet av en tydligt vulkanogen bergart utgörs av ett brottstycke som har observerats vid 6610080/1651550 (ca 2 km sydväst om sjön Lagen). Det kantiga brottstycket mäter ungefär en halv gång en meter och bergarten är en röd, finkornig metaryolit som tidigare beskrivits av Stålhös (1972) som leptit eller leptitgnejs. Åldern på denna bergart är cirka 1 910–1 890 miljoner år (Stephens m.fl. 1999).

Svekokarelska metaintrusivbergarter och gångbergarter

De tidigorogena och de syn- till senorogena metaintrusivbergarterna består av sura till basiska bergartstyper. De felsiska metaintrusiva bergarterna (metagranitoider: metagranit, metagranodiorit och metatonalit) är med få undantag penetrativt folierade eller stängliga, medan de mafiska, grövre metaintrusiva bergarterna (metakvartsdiorit, metadiorit och metagabbro) inte uppvisar en lika påtagligt utbildad deformationsstruktur. De finkorniga, mafiska metaintrusivbergarterna är vanligtvis folierade. Strukturer i grovkorniga bergarter är mestadels otydligt utbildade, och på små, blottade ytor kan dessa bergarter ge ett massformigt intryck. Metagranitoiderna är vanligen starkare folierade och i flera fall rödfärgade intill de mafiska metaintrusivbergarterna. Foliationen skär vanligtvis diskordant över gränserna mellan de olika leden (fig. 2). Detta tyder på att en överpräglade deformation har ägt rum i nära samband med eller efter stelnandet av samtliga metaintrusivbergarterna. Karaktäristiskt för metagranitoiderna är att flera olika led återfinns tillsammans på en skala av decimetrar till tiotals meter. Områden med stor komplexitet och snabb växling mellan bergarterna är i de flesta fall belägna i anslutning till stora metadiorit- till metagabbrokroppar. Kartområdets bergarter är med få undantag fria från ådring och migmatitomvandling. De observationer av ådring som finns dokumenterade har gjorts i finkorniga mafiska bergarter och i en metatonalit.



Figur 1. Ojämnkornig till porfyrisk, huvudsakligen stänglig metagranit med eventuellt äldre inneslutning av ådrad, folierad bergart innehållande mafisk lins (66o8958/1654611).



Figur 2. Bergartskontakt mellan metatonalit och metagranit. Foliationen är konformt utvecklad i bergarterna, och skär diskordant över kontakten (66o76oo/165347o).

Tidigorogena metaintrusivbergarter

Porfyriska metagranitoider

Relativt stora, homogena områden med små- till grovporfyrisk metagranit till metagranodiorit dominerar i områdets södra och västra delar. Strörkornen utgörs av kalifältspat, plagioklas och kvarts, av vilka kalifältspat dominerar. Kalifältspatströrkornens form varierar från rektangulära till runda (fig. 3), vilket antyder att flera generationer uppträder tillsammans. Ställvis är denna bergartsgrupp rik på hornblände. Mafiska enklaver förekommer i metagraniten till metagranodioriten, framför allt i närheten av metadiorit- och metagabbrokroppar. På ett flertal platser har en frånvaro av strörkorn eller en avtagande strörkornshalt observerats i närheten av metadiorit- och metagabbrokroppar. Typiskt är också att skillnader i mineralogi, textur och bergartsuppträdande kan förekomma både skarpt avgränsade och gradvis övergående i varandra. Då dessa variationer präglar ett större område och är själva huvudkaraktären av bergarten, har detta kunnat visas i kartbilden med egna bergartsytor. Variationerna uppträder dock vanligtvis på decimeter- och meterskala och är för små för att representeras med egna ytor i kartbilden.

Susceptibiliteten i metagranit till metagranodiorit varierar mellan 18 och $3\,700 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Sex prover av metagranit till metagranodiorit visar att densiteten varierar mellan 2 636 kg/m³ och 2 746 kg/m³. Strålningsmätning med gammaspektrometer på berghällar av dessa bergartstyper visar att kaliumhalten, som har ett starkt samband med kalifältspatinnehållet i bergarten, varierar mellan 1,7 % och 3,7 %. Metagraniterna har högre kaliumhalt och lägre densitet medan metagranodioriterna har lägre kaliumhalt och högre densitet.

Områdets tidigorogena metaintrusivbergarter varierar kraftigt. De är mycket saliska till granodioritiska, grå till röda, fint medelkorniga till grovkorniga, har jämnkornig till ojämnkornig grundmassa, är mer eller mindre hornbländeförande och mer eller mindre porfyriska. Den dominerande karaktären, förutom närvaron av strörkorn, är dock ojämnkornighet, penetrativ foliation eller stänglighet, stora korn-



Figur 3. Metagranit med olikformiga strörkorn av kalifältspat (6606750/1650250).

storlekar och rödgrå till grårod färg. Det som på berggrundskartan markerats som porfyrisk metagranit till metagranodiorit motsvarar ett fältuppträdande med en tydligt porfyrisk textur medan metagraniter till metagranitoider som på kartan markerats som icke-porfyrisk i fält kan omfatta bergarter som är sporadiskt eller glest porfyrisk. I tidigare arbeten har porfyrisk metagranitoider i området och angränsande områden benämnts bland annat Vaxholmsgranit (Asklund 1931, Stålhös 1969) med övervägande röda, 1–3 cm stora strökorn, och Arnögranit (Törnebohm 1880, 1881), som är grå och mer eller mindre porfyrisk.

En för området särpräglad varietet förekommer vid Smällen (1b), väster om Gregersboda, och utgörs av en röd, småporfyrisk, fint medelkornig till medelkornig metagranit med jämnkornig grundmassa. Geofysisk markmätning finns bara i en lokal på denna metagranit. Den magnetiska susceptibiliteten på hällen varierar mellan 119 och 1730×10^{-5} SI-enheter. Kaliumhalten varierar mellan 3,5 och 4,2 %, uranhalten mellan 3,1 och 7,2 ppm och toriumhalten mellan 15,8 och 22,5 ppm. Ett prov taget från metagraniten har en densitet på 2626 kg/m³.

Sydvästra hörnet av kartområdet delar koordinat med det sydostliga respektive nordostliga hörnen på kartområdena 11I Uppsala SO och 10I Stockholm NO, inom vilka porfyrisk bergarter återfinns: Vaxholmsgraniten, Arnögraniten och även Åkersbergasyeniten (Möller & Stålhös 1964). En salisk, grovkornig, granitisk bergart som är rumsligt nära associerad med Åkersbergasyeniten har åldersbestämts (Persson & Persson 1997). Åldern har bestämts med hjälp av U-Pb-metoden på zirkon och den är 1875 ± 6 miljoner år. Det är rimligt att den åldern är representativ även för de porfyrisk bergarterna inom det aktuella kartområdet.

Övriga metagranitoider

Det är vanligt att ovanstående bergarter gradvist eller skarpt övergår i strökorfsfattiga eller strökorfsfria varieteter av metagranit till metagranodiorit. Dessa uppvisar förutom avsaknaden av strökorfs samma variationer i sammansättning, färg, textur och kornstorlek, men upptar en liten del av områdets yta. Gruppen innefattar trots sin ringa utbredning flest antal individuella varieteter av de tidigorogena meta-intrusivbergarterna. Förutom de generellt grövre och mer heterogena bergartsleden är även mer homogena, jämnkorniga, rent medelkorniga och rent grovkorniga led inkluderade i denna grupp. De tydligt olika karaktärerna som noteras i fält medförde till en början en indelning av bergarterna i en ohanterligt stor mängd bergartstyper. Individkaraktärerna talar för en stor mängd magmapulser som alla har en lokalt unik bildningshistoria vad gäller ursprunglig sammansättning, magmablandning och kristalliseringsförhållanden. Trots det har de flesta av dessa olika bergartstyper bedömts tillhöra de tidigorogena meta-intrusivbergarterna grundat dels på förekomsten av blandningskontakter mot de porfyrisk bergarterna, dels på gradvisa övergångar och på den likartade och konforma strukturutvecklingen i bergarterna. Omvänt resonerat har inte några observationer gjorts av skillnader i mineralogi, generationsuppträdande, textur eller struktur som skulle tala för en betydande ålders- eller genesskillnad.

En bergartstyp intar en särställning som länk mellan de relativt sett tidigare och de senare magmapulserna. Det är en salisk, röd till rödgrå, massformig till folierad, medelkornig, mycket jämnkornig granit, som har observerats på ett fåtal platser inom kartområdet. Dess homogenitet ger bergarten ett intryck av att vara en senare puls, men blandningskontakter, gemensam strukturutbildning, lokalt varierande kornstorlek och ställvis gradvisa övergångar till omgivande metagranitoider vid 6607460/1653480 (500 m väster om Lillsjön) låter den föras till gruppen med tidigorogena bergarter.

Petrofysiska mätningar visar att dessa metagraniter till metagranodioriter har densiteter mellan 2614 och 2758 kg/m³ med ett medelvärde på ca 2666 kg/m³. Strålningsmätning med gammaspektrometer på fem hållar visar att de här metagranitoiderna innehåller 1,7–4,3 % kalium, 2,6–11,7 ppm uran och 10,4–36,0 ppm torium.

Enklaver av mafiska bergarter uppträder också i de ovan beskrivna, icke-porfyrisk metagraniterna till metagranodioriterna, framför allt i närheten av kroppar av metadiorit och metagabbro. Metagraniterna till metagranodioriterna utgör vanligtvis långsträckta kroppar angränsande mot andra bergartsled, men mer isolerade plutoner förekommer också, exempelvis nordväst om Boda (1a) samt mellan sjöarna

Ruggen (0–1 a) och Viren (1a). Små kroppar ligger både som gränsbergart mot andra bergartstyper och som isolerade förekomster i större plutoner.

Metagranodioriter till metatonaliter förekommer framför allt i de norra och östra delarna av kartområdet. En stor, sammanhängande pluton av dessa bergarter i nordöstra delen av kartområdet upptar omkring en tredjedel av kartområdets yta och plutonens sydvästra utbredningsgräns (mot de porfyriska bergarterna) stryker ostsydost över hela kartområdet. Metagranodioriterna till metatonaliterna är i normalfallet medelkorniga och jämnkorniga. De har en varierande hornbländehalt och uppvisar en svagt utvecklad deformationsstruktur. Troligtvis dominerar metatonalit i denna grupp och motsvarar vad som sedan gammalt benämnts Uppsalagranit (Törnebohm 1880, 1881). Högre densitet ($2\,743\text{--}2\,899\text{ kg/m}^3$) och lägre strålningsnivå (kaliumhalt $1,0\text{--}2,8\%$, uranhalt $0,9\text{--}4,9\text{ ppm}$ och toriumhalt $2,1\text{--}8,0\text{ ppm}$) tyder på att de här bergarterna innehåller mer mörka och tunga mineral än de tidigorigena metagraniterna till metagranodioriterna. Norr och öster om sjön Viren (1a) finns en intrusion av metagranodiorit till metatonalit som innehåller rosafärgade fältspater och är tydligare deformerad. Vid mikroskopering av bergarten kunde det konstateras att fältspatinnehållet uteslutande utgörs av plagioklas, som är kraftigt omkristalliserad och troligtvis därför rödfärgad.

Mafiska enklaver är vanligt förekommande i metagranodioritiska till metatonalitiska bergarter och enklavrika varieteter hittas i många fall intill metadiorit- och metagabbrokroppar. I områden som domineras av granitiska till granodioritiska bergarter uppträder granodioritiska till tonalitiska bergarter vanligen som tunna led i kontakt mot kroppar av metadiorit till metagabbro. Det är även typiskt för de granodioritiska till tonalitiska bergarterna att amfibolitiserade, basiska bergarter uppträder som ore-gelbundna kroppar. Gradvisa övergångar är inte vanliga mellan granitiska och tonalitiska bergarter, men magmablandningsstrukturer är däremot vanliga mellan granitiska, granodioritiska och tonalitiska bergarter. Detta stärker uppfattningen att bergarterna bildades ur likåldriga magmor som kristalliserade och deformerades tillsammans.

Metadiorit och metagabbro finns huvudsakligen i tre stora intrusioner inom kartområdet. Ett större område förekommer runt sjön Ruggen, och två stora långsträckta områden med nordostlig utsträckning förekommer norr och öster om detta. Utöver dessa tre finns ett flertal mindre kroppar spridda över kartområdet. Dessa basiska bergarter upptar omkring en femtedel av kartområdet. Strax norr om sjön Ruggen förekommer ett mindre område med homogen, medel- till grovkornig, svart metagabbro.

Metadiorit till metagabbro har en ganska hög densitet, mellan $2\,845$ och $2\,965\text{ kg/m}^3$ med ett medelvärde på ca $2\,936\text{ kg/m}^3$. Susceptibiliteten varierar mellan 57 och $1\,850 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Metadioriten till metagabbbron har lägre strålningsnivå än de surare bergarterna med kaliumhalter på $0,6\text{--}1,4\%$, uranhalter på $0,3\text{--}2,0\text{ ppm}$ och toriumhalter på $1,7\text{--}4,4\text{ ppm}$. Generellt har dessa basiska metaintrusivbergarter höga densiteter (upp till $3\,059\text{ kg/m}^3$) och låga strålningsnivåer.

Metadioriten till metagabbbron är mycket heterogen och har varierande kornstorlek, struktur och textur. Stålhös (1969, 1972) har utförligt beskrivit de olika basiska metaintrusivbergarterna i området. Ultrabasiska sliror och partier förekommer i heterogena delar av de basiska bergarterna. De är ställvis finkorniga och porfyriska med $1\text{--}5\text{ mm}$ stora strökorn av plagioklas eller hornblände. I kontaktzoner till intilliggande metagranitoider uppträder metadiorit till metagabbro på ett flertal ställen som intrusionsbreccia med kantiga fragment. Ett antal platser uppvisar dessutom breccior där mellanmassan inte utgörs av den omgivande metagranitoiden utan i stället av en homogen kvarts-fältspatmassa. Detta är troligtvis kvarts-fältspatläpta tektoniska breccior (fig. 4). Finkorniga, folierade varieteter av metadiorit till metagabbro innehåller i varierande omfattning tunna band och sliror av metatonalit. Uppträdandet liknar i vissa fall ådror, men företeelsen är troligtvis ett resultat av magmablandning och deformation. Metatonaliten uppträder även tydligare som enklaver i metadioriten till metagabbbron, vilket ytterligare bekräftar ett nära samband i tid mellan intrusionen av granitoider och mafiska intrusivbergarter (fig. 5). För en mer omfattande diskussion rörande intrusivbergarternas inbördes genetiska förhållande och åldersrelationer hänvisas till Stålhös (1972) och referenser däri.



Figur 4. Breccierad metadiorit till metagabbro, läkt av kvarts-fältspatmassa (66o763o/165oo5o).



Figur 5. Porfyrisk metadiorit till metagabbro med både gradvis blandade och skarpt avgränsade inneslutningar av metatonalit (66o685o/165421o).

Kvartsdioritiska till tonalitiska bergarter kännetecknas inom kartområdet av stor likhet med basiska metaintrusivbergarter, men skiljer sig från dessa genom innehållet av en varierande mängd kvarts. Den typiska metakvartsdioriten till metatonaliten är svart till mörkt grå, jämnkornig, finkornig till fint medelkornig och svagt stänglig till folierad. Den förekommer i samtliga fall angränsande till större kroppar av metadiorit till metagabbro. Gradvisa övergångar mellan metatonalit och metakvartsdiorit respektive metakvartsdiorit och metadiorit till metagabbro är regel. Områdena med den största variationen och den mest komplexa fördelningen av bergarter är koncentrerade runt de stora kropparna av metadiorit till metagabbro, framför allt de två södra.

Syn- till senorogena metaintrusivbergarter

Metagranitoider

Finkorniga till fint medelkorniga metagranitoider är mycket vanliga men de utgör volymsmässigt en liten del. De finkorniga till fint medelkorniga metagranitoiderna är vanligtvis jämnkorniga, grå till röda och ställvis aplitiska och uppträder både som sliror, gångar och mindre kroppar. Endast en av dessa kroppar är tillräckligt stor för att återges som yta på berggrundskartan. Genom observationerna inom kartområdet och information från tidigare arbeten (Svedmark 1883, Blomberg 1889, Stålhös 1972) tolkas merparten av dessa finkorniga granitoider tillhöra ett senare skede av den svekokarelska orogenesens huvudfas. De representerar troligen en sen fas av de magmapulser, som gett upphov till de dominerande tidigorogena bergarterna i kartområdet. Antagandet stöds av att de uppvisar likartade variationer i sammansättning och struktur som de tidigorogena bergarterna. Sammansättningen varierar från granitisk till tonalitisk, halten av hornblände och glimmer varierar på ett jämförligt sätt och de är vidare penetrativt folierade, där parallellorienteringen utgörs av både mineralorienterad glimmer och utdragna kvarts-fältspataggregat. Foliationen och stängligheten i de finkorniga granitoiderna är alltid konform med de tidigorogena bergarternas struktur, medan däremot kontakterna kan vara såväl konkordanta som diskordanta mot foliationen.

En varietet av dessa finkorniga till fint medelkorniga metagranitoider, med oklar genetisk ställning, är granitiska bergarter som är helt saliska, rosa, kvarts-kalifältspatdominerade och glimmerfattiga men ändå folierade till stängliga. Ett fåtal kroppar av dessa metagraniter är av sådan omfattning att de kan representeras med ytor på berggrundskartan. Strålningsmätning med gammaspektrometer finns bara på en lokal och den visar att kaliumhalten är mellan 3,1 och 3,6 %, uranhalten mellan 3,4 och 4,5 ppm och toriumhalten mellan 13,1 och 16,1 ppm. Bergartsprovet har en densitet på 2 670 kg/m³. Det allmänna uppträdandet ger intrycket att detta är en senorogen granit, men dess utsträckning i deformationsriktningen tillsammans med omkringliggande bergartskroppar, samt avsaknaden av odeformerade varieteter och klippande relationer till de tidigorogena metaintrusivbergarterna, har bidragit till att den förts till metaintrusivbergarterna. I hållområdet norr om Björktorpet (1a–b) uppträder den rosa metagraniten växelvis med amfibolitisk metadiorit till metagabbro (med endast ett fåtal meter i taget), utan att det helt går att avgöra deras relativa åldersförhållande. Inget pekar dock på en tydlig åldersskillnad.

Ett antal pegmatiter med vindlande kontakter mot omgivande bergarter, vanligtvis konkordanta med omgivande strukturer, utgör också sena, syntektoniska pulser. Pegmatitiska körtlar har observerats i övergångszoner mellan flera av metaintrusivbergarterna.

Gångbergarter

Basiska metaintrusivbergarter uppträder också som decimeter- till meterbredda, raka, välavgränsade gångar. Dessa gångar uppträder glest spridda över området och har troligtvis trängt in i berggrunden i anslutning till senorogen sprickbildning (fig. 6). Gångarna är metamorfa (amfibolitomvandlade) och uppvisar en tydlig foliation. Endast ett fåtal observationer har gjorts av dessa amfibolitgångar, men de är med all sannolikhet av den typ och ålder som tidigare beskrivits från Herrängstrakten (Magnusson



Figur 6. Metagranit till metagranodiorit med syn- till senorogen gång av metadiorit till metagabbro (6608420/1654400).

1940) och som Stålhös (1969, 1972, 1991) utförligt beskriver och benämner intraorogena gånger. Kontaktrelationer mot omgivande bergarter visar att de är yngre än de tidigorogena metaintrusivbergarterna och äldre än de massformiga, klippande, sen- till postorogena graniter som dominerar i både Upplands- och Stockholmsområdet. Trots närheten till Stockholmstraktens ådergnejsiga bergarter med inslag av massformiga, sen- till postorogena graniter, representerar kartområdets bergarter ett kortare tidsintervall mellan de äldsta och yngsta bergarterna och uppvisar en geologisk miljö mer lik den i centrala Uppland.

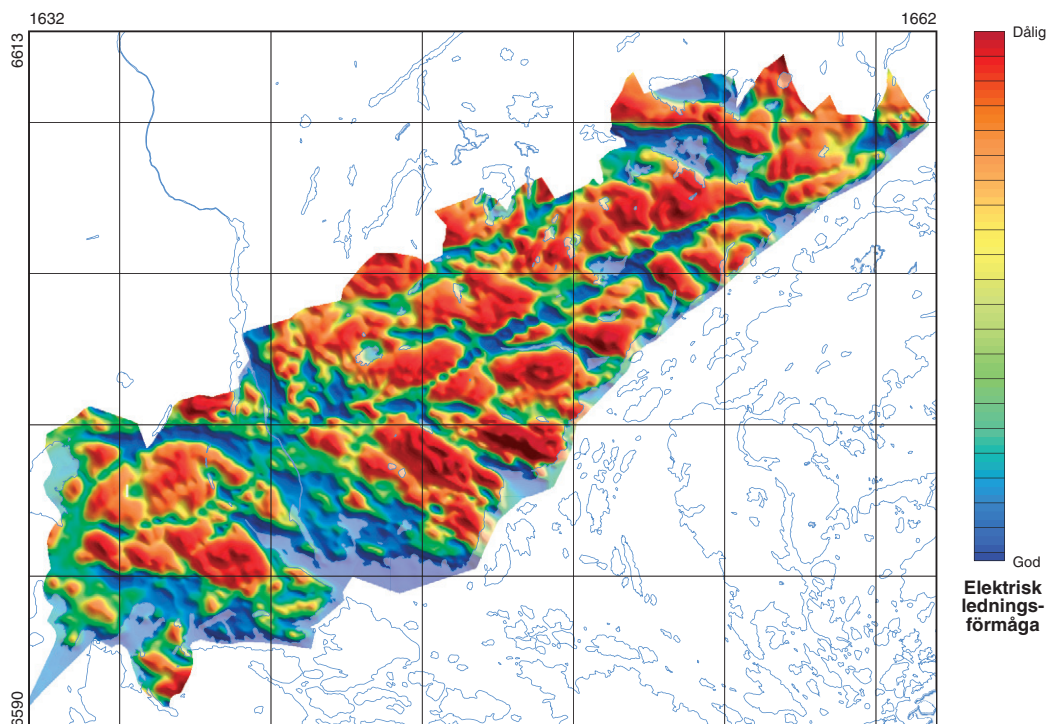
Ett fåtal observationer av odeformerade, senorogena pegmatiter och apliter har gjorts. De är tydligt klippande, raka och decimeter- till meterbredda och de kan eventuellt anses som postorogena intrusivbergarter. Även små ådror och decimeterstora körtlar av pegmatitiskt material förekommer.

ALLMÄN GEOFYSIK

Elektromagnetiska VLF-data visar variationer i markens elektriska ledningsförmåga och används i första hand som underlag för tolkning av spröd tektonik. Spröda deformationszoner utgörs generellt av områden med krossat berg vilket gör dem lättvittrade och lätteroerade samt potentiellt rikt vattenförande. Vattenförande sprickzoner och deformationszoner i berggrunden uppträder på VLF-kartor som långsträckta zoner med hög, elektrisk ledningsförmåga. Även grafit- och magnetkisförande bergarter kan identifieras med hjälp av elektromagnetiska VLF-data.

Variationer i magnetfältet beror framför allt på bergarternas innehåll av magnetiska mineral. Den magnetiska anomalikartan kan därför ge information om vissa bergarters utbredning och om strukturella drag i berggrunden.

Tyngdkraftsfältet påverkas bland annat av bergarternas densitet och ger viktig information om strukturella drag i tre dimensioner. Tyngdkraftsmätningar är utförda med ett punktavstånd på ca 1–1,5 km. Resultaten från tyngdkraftsmätningarna redovisas i form av Bougueranomalier.



Figur 7. Kartan visar variationen i markens elektriska ledningsförmåga beräknad från elektromagnetiska VLF-data över undersökningsområdet. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda 1995 på 60 m flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och ett mät-punktsavstånd på 17–40 m. Flygriktningen är nord–sydlig över undersökningsområdet.

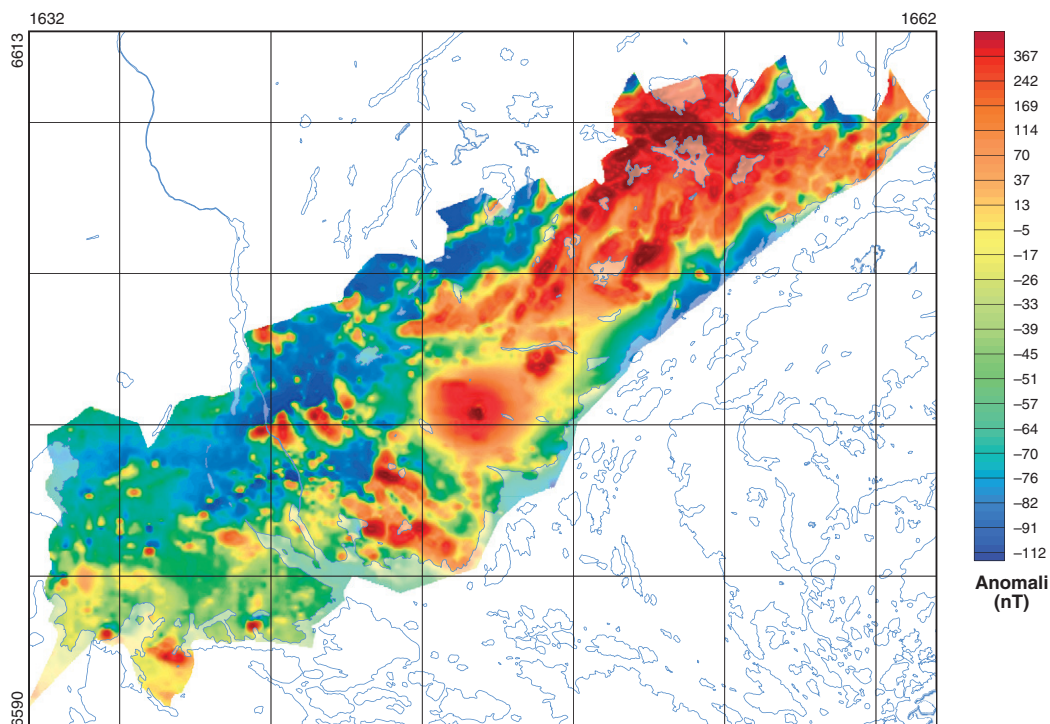
Mätning av markens gammastrålning ger en bild av hur naturligt förekommande radioaktiva isotoper av uran, torium och kalium är fördelade i det översta (ca 3 dm) skiktet av jordtäcket eller berggrunden. Mätresultaten används vid tolkningen av berggrundskartan, men framför allt för att identifiera områden med risk för förhöjda radonvärden.

Geofysiska markmätningar omfattar mätningar av den naturliga gammastrålningen och magnetisk susceptibilitet på berghällar samt provtagning för bestämning av densitet och remanent magnetisering. Markmätningarnas huvudsakliga syfte är att följa flygmätta anomalier, dvs. att försöka knyta anomalien till en viss bergart och att ge detaljbilder av anomalier för exempelvis beräkning av geologiska modeller.

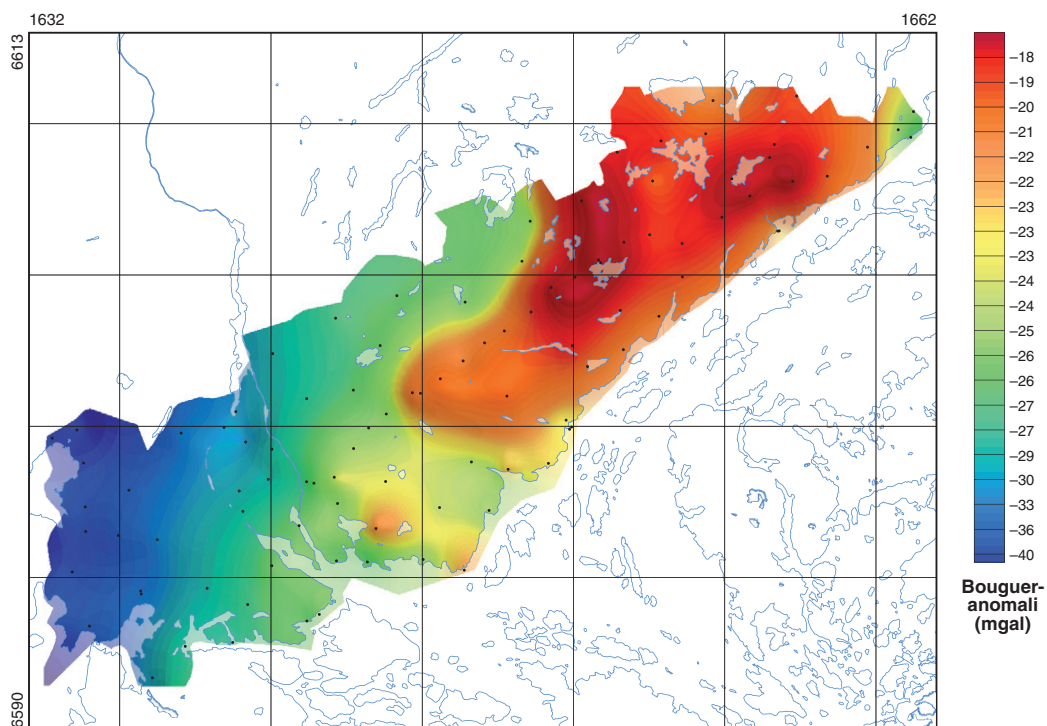
GEOFYSISK ÖVERSIKT

I kartan över markens ledningsförmåga (fig. 7) visar VLF-data kartområdets zoner med hög elektrisk ledningsförmåga. Det mest framträdande anomalimönstret utgörs av ett fåtal långsträckta zoner som stryker i nordostlig riktning. Dessa korsas i sin tur av ett flertal mindre, sydostliga stråk, som i de flesta fall är svagare än de nordostliga. Den bredaste anomalin inom kartområdet är dock sydostlig.

Den magnetiska anomalikartan (fig. 8) över det aktuella området visar på kraftigt varierande magnetiseringsnivåer. Kartans magnetiseringsmönster visar också två tydliga anomaliriktningar, med nordostliga anomalistråk över hela kartområdet och ett bredare, ostsydostligt, starkt positivt anomalistråk i kartområdets norra del. Denna bredare, ostsydostliga anomali sammanfaller med den ovan nämnda sydostliga zonen med hög elektrisk ledningsförmåga. De flesta av de positiva magnetfältsanomalierna orsakas av basiska intrusiva bergarter. Den mest framträdande anomalin i undersökningsområdet orsakas av den metadiorit till metagabbro som tillhör de tidigorogena metaintrusivbergarterna. Den har en susceptibilitet som varierar mellan 73 och $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. De flesta starka magnetfältsanomalierna sammanfaller även med tyngdkraftsanomalier (fig. 9) som tyder på ett stort tyngdkraftsoverskott. Den högsta densiteten ($3\,059 \text{ kg/m}^3$) i undersökningsområdet har uppmätts hos den tidigorogena metadioriten till



Figur 8. Magnetisk anomalikarta över kartområdet. Mätdata är reducerade till epok 1965.o. Kartan visar totalfältets avvikelser från DGRF 1965.o. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda 1995 på 60 m flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och ett mätpunktsavstånd på 17–40 m. Flygriktningen är nord-sydlig över undersökningsområdet.



Figur 9. Bouguer-anomalikarta över kartområdet. Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckta som bouguer-anomali (IGSN71) och baseras på mätningar med ett mätpunktsavstånd på ca 1–1,5 km. Mätpunkterna är markerade med svarta prickar.

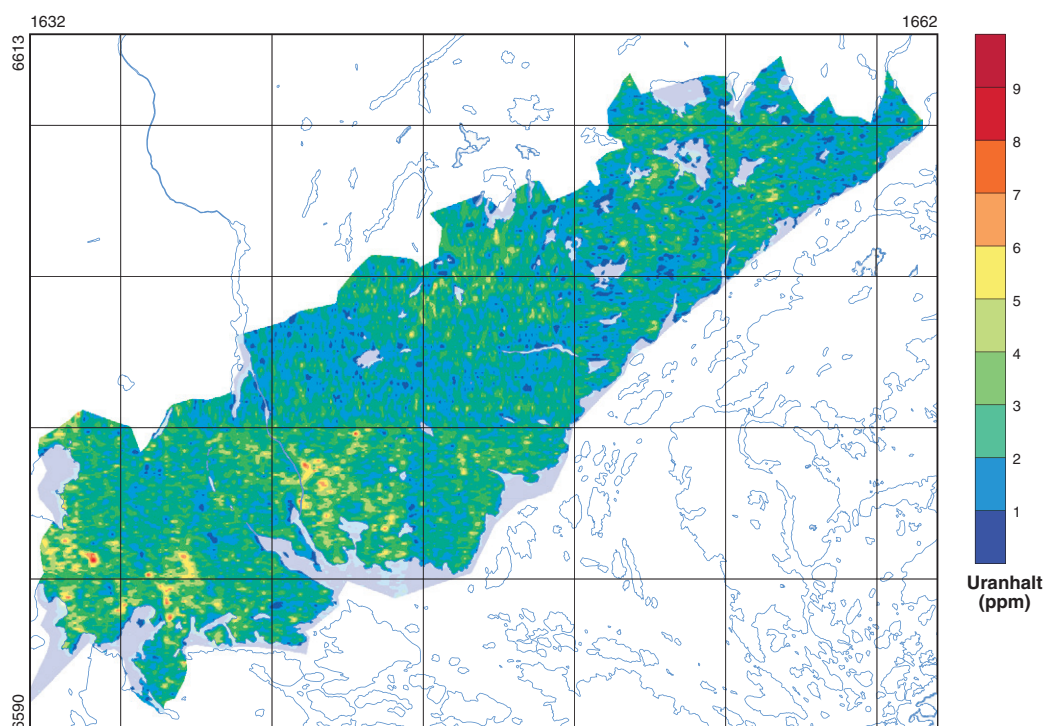
metagabbbron. I den sydöstra delen av undersökningsområdet, där de tidigorogena metagraniterna till metagranodioriterna ligger, uppträder en negativ magnetfältsanomali och en relativt svagt positiv tyngdkraftsanomali. Susceptibiliteten hos sex prover från dessa bergarter visar en varierande magnetisering (susceptibilitet mellan 18 och $3\,700 \times 10^{-5}$ SI-enheter) med en bimodal spridning. Henkel (1994) visar att den låga moden orsakas av paramagnetiska mineral, t.ex. biotit eller hornblände, och att den höga moden orsakas av ferromagnetiska mineral, t.ex. magnetit. Prover med låg densitet uppvisar den lägsta susceptibiliteten och prover med hög densitet har högst susceptibilitet. Kaliumhalten har mätts på hällar med granitiska till granodioritiska bergarter och den varierar mellan 1,7 och 3,7 % vilket huvudsakligen visar på ett varierande innehåll av kalifältspat. Kaliumhaltens variation har ett tydligt samband med bergartsammansättningen med höga kaliumhalter i granit och låga halter i granodiorit. Variationen i kaliumhalt har också ett starkt samband med densitetsvariationen, dvs. högre kaliumhalt motsvarar lägre densitet.

I de sydvästra delarna av undersökningsområdet syns ett tyngdkraftsunderskott på Bougueranomalikartan (fig. 9). Underskottet orsakas till största delen av de tidigorogena metagranitoiderna som har en densitet på ca $2\,700 \text{ kg/m}^3$ (medelvärde).

Kartan över markens uranhalt (fig. 10) visar låga halter över hela undersökningsområdet. Strålningsmätning med gammaspektrometer på berghällar visar att de tidigorogena mafiska intrusivbergarterna har den lägsta strålningsnivån. Den högsta kaliumhalten (medianvärde på 3,4 %), den högsta uranhalten (medianvärde på 5,5 ppm) och den högsta toriumhalten (medianvärde på 20,8 ppm) finns hos den tidigorogena, rödgrå till röda, fint medelkorniga till grovkorniga metagraniten till metagranodioriten.

METAMORFOS

Kartområdet ligger inom det som Stålhös (1991) kallar den medelmetamorfa zonen som täcker stora delar av Bergslagen och Uppland. Temperaturen anses maximalt ha nått 600–650 °C med tryck mellan 3



Figur 10. Karta över markens uranhalt i kartområdet. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda 1995 på 60 m flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och ett mätpunktsavstånd på 17–40 m. Flygriktningen är nord–sydlig över undersökningsområdet.

och 4 kb. Våra fältobservationer stöder detta. Såväl högmetamorfa mineral (granat, sillimanit etc.) som ådergnejsomvandling och migmatisering saknas inom kartområdet. Stålhös (1991) anför stabiliteten av muskovit i närvaro av kvarts som den undre gränsen mellan medelmetamorfa och högmetamorfa förhållanden. Kartområdets bergarter innehåller så lite muskovit att en sådan bekräftelse av det metamorfa tillståndet inte har varit möjlig. De få korn av muskovit som dock har hittats har legat intill kvarts.

STRUKTURER

Berggrunden och berggrundsytan i kartområdet har formats och påverkats av både plastisk och spröd deformation. Den plastiska deformationen har resulterat i en penetrativ foliation och stänglighet i bergarterna. Veckstrukturer är dock sällan observerade. Den spröda deformationen har resulterat i sprickor och förkastningar. Struktureologiskt domineras området av en nordostligt till ostenordostligt strykande och huvudsakligen brant stupande foliation (65–90°). Den åtföljs av en stänglighet som stupar brant (60–90°) och vars strykning i stort är parallell med foliationen. Den magnetiska anomalikartan (fig. 8) visar en bandning av positiva och negativa anomalier som har en dominerande nordostlig strykning. Bandningsmönstret korrelerar väl med foliationsmönstret och styrs troligtvis gemensamt av områdets struktureologiska utveckling. Bergartsgränserna och foliationen följer i övrigt varandra till viss del i mjuka, böljande och även veckade former, vilket antyder att bergartskropparnas utbredning är styrd av tektoniska processer.

Karaktäristiskt för kartområdet är en kilometerbred, plastisk deformationszon som löper i ostsydostlig riktning. Både regionalt utvecklad foliation och stänglighet böjer in i zonen i en dextral skjuvrörelse. Dessutom har en stark stänglighet utvecklats i bergarterna i zonen. Dessa strukturella förhållanden visar att skjuvrörelsen har skett efter huvuddelen av de utbildade strukturerna, och troligen senorogent under tillräckligt höga temperaturer och plastiska förhållanden. Skjuvzonen sträcker sig över hela kartområdet men dess fortsättning utanför kartområdet är okänd. Den kan följas från västra kanten på sjön Lagen (2 a), över Vira bruk (1 a) till sydost om Losjön (0–1 b). Denna dextrala skjuvzon är inte tidigare beskriven i området och benämns härfter Virazonen. Virazonen sammanfaller med de ostenordostliga stråken av starkt positiva magnetiska anomalier och hög elektrisk ledningsförmåga. Dessutom sammanfaller Virazonen med den ovan beskrivna utbredningsgränsen mellan porfyrisk, granitisk till granodioritisk bergarter och jämnkorniga, tonalitiska bergarter. Längs Virazonen råder en stor komplexitet och variation i fördelningen av bergarter. Den längsta av de mafiska kropparna, den sydöstra, är också tydligt påverkad av den dextrala rörelsen i Virazonen. Den sydvästra hälften av bergartskroppen stryker mot nordost medan den nordostliga är tydligt nedböjd och stryker mot ostenordost.

Kartområdets branta stängligheter främst mot nordost avviker något från den dominerande stupningen mot öst som karaktäriserar stängligheter och småveckaxlar från Södermanland till Hälsingland (Stålhös 1991, Sjöström & Bergman 1998, Persson 2002). Skillnaden är dock inte så stor att kartområdets strukturer kräver en ny tolkning av den tektoniska utvecklingen. De dominerande strukturerna i kartområdet är utbildade i en storskalig veckskänkel som löper längs den sydöstra Upplandskusten och bildar det norra veckbenet av den så kallade Norrtäljesynformen (Sjöström & Bergman 1998). Stålhös (1991) har beskrivit de penetrativa, nordostliga planstrukturerna i kartområdet som en del av de axialplansfoliationer som är utbildade i denna veckskänkel. Foliationen har av Stålhös (1991) också antagits innehålla en sinistral rörelsekomponent. Vecken tillhör de storskaliga F3-veck som beskrivs av bland andra Persson (2002). Tillsammans med Virazonens sydostliga utbredning bildar dessa två strukturellriktningar inom kartområdet sålunda ett konjugerande system med en tidigare, sinistral, sydvästlig deformationskomponent och en senare, dextral, sydostlig komponent, vilket är analogt med flera deformationszoner i östra Mellansverige (Sjöström & Bergman 1998, Sjöström m.fl. 2004). Förekomsten av parallella stängligheter och foliationer i området avviker från strukturerna i omgivande områden, men har beskrivits från ett flertal sinistrala skjuvzoner i östra Mellansverige (Sjöström & Bergman 1998, Sjöström m.fl. 2004).

De tektoniska strukturerna är en del av den storskaliga veckdeformation som har påverkat östra Mellansverige och som är tydligast utbildad längs kustområdena. Dessa strukturer är ett resultat av en för-

kortning av jordskorpan i ungefär nord–sydlig riktning för 1870 till 1800 miljoner år sedan (Stephens & Wahlgren 1996, Stephens & Ahl 2001, Persson 2002).

De strukturella formlinjerna (plastisk deformation) som markerats på kartan är baserade på foliationsmätningar.

Geofysiskt och topografiskt underlag har använts för att tolka spröd deformation inom kartområdet. De mest framträdande zonerna visar sig inom kartområdet främst som lerfyllda sänkor eller långsträckta våtmarker och sjöar. Det är därför troligt att dessa motsvarar deformationszoner av krossat, eroderat och vattenförande berg. Av bergarternas utbredning framgår också att bergarterna i flera fall, framför allt de basiska bergarterna, begränsas av dessa zoner. Kartan över markens elektriska ledningsförmåga (fig. 7) visar också att de positiva anomalierna är som störst där anomalistråk korsar varandra. Kartområdets tre största sjöar Lagen, Ruggen och Viren är belägna på sådana platser.

De spröda deformationszonernas riktning sammanfaller i flera fall med de plastiska zonernas riktning, vilket antyder en kontinuerlig deformation av berggrunden under avtagande temperatur. Ytterligare information om områdets spricktektonik lämnas på bergkvalitetskartan (Göransson m.fl. 2008).

REFERENSER

- Asklund, B., 1931: De arkeiska bildningarna. I W. Ramsay (red.): *Geologiens grunder del II*, 3:e uppl. Holger Schildts förlag, 149–262.
- Blomberg, A., 1889: Beskrivning till kartbladet Penningby. *Sveriges geologiska undersökning Aa 100*, 45 s.
- Fries, J.O., Wahlqvist, A.H. & Törnebohm, A.E., 1863: Några ord till upplysning om bladet »Stockholm». *Sveriges geologiska undersökning Aa 6*, 75 s.
- Göransson, M., Bastani, M. & Lundqvist, S., 2008: Bergkvalitetskartan del av Österåkers kommun. *Sveriges geologiska undersökning K 125*.
- Henkel, H., 1994: Standard diagrams of magnetic properties and density – a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics* 32, 43–53.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Studentlitteratur, Lund, 491 s.
- Lundqvist, T., 1979: The Precambrian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 768*, 87 s.
- Magnusson, N.H., 1940: Herrängsfältet och dess järnmalmer. *Sveriges geologiska undersökning C 431*, 86 s.
- Möller, H. & Stålhös, G., 1964: Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 1*, 148 s.
- Persson, C., 2000: Jordartskartan 11J Norrtälje SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ae 132*.
- Persson, K.S., 2002: Deformation zones in models and nature. *Acta Universitatis Upsaliensis, Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 788, 152 s.
- Persson, L. & Persson, P.-O., 1997: U-Pb datings of the Hedesunda and Åkersberga granites of south-central Sweden. *GFF* 119, 91–95.
- Persson, L., Sträng, M. & Antal, I., 2001: Berggrundskartan 10I Stockholm, skala 1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning Ba 60*.
- Sjöström, H. & Bergman, S., 1998: Svecofennian metamorphic and tectonic evolution of east central Sweden. *Research report, Sveriges geologiska undersökning*, 188 s.
- Sjöström, H., Högdahl, K., Persson, K.S. & Bergman, S., 2004: The shear zones of Central Sweden (Abstract). *GFF* 126, 35–36.
- Stephens, M.B. & Wahlgren, C.-H., 1996: Post-1.85 Ga tectonic evolution of the Svecokarelian orogen with special reference to central and SE Sweden (Abstract). *GFF* 118, A26–A27.
- Stephens, M.B. & Ahl, M., 2001: Key igneous associations in the time-period 1.91–1.67 Ga (Fennoscandian Shield, eastern Sweden), relationship to deformation/metamorphism and a conceptual tectonic model (Abstract). I K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): TIB-2001, Workshop about and

- excursion to the Transscandinavian Igneous Belt 13–19.8 2001, Part 1 Workshop program and abstracts. *Geocenter report nr. 18, Turku University/Åbo Akademi*, 8–9.
- Stephens, M.B., Ahl, M., Alm, E., Bergman, T., Finn, K., Lundqvist, S., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M., Sjögren, P., Stejskal, V., Thelander, T., Wahlgren, C.-H. & Wikström, T., 1999: Syntes av berggrundsgeologisk och geofysisk information, Bergslagen och omgivande områden. I C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1998. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 98*, 105–122.
- Stålhös, G., 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 24*, 190 s.
- Stålhös, G., 1972: Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 105–106*, 168 s.
- Stålhös, G., 1991: Beskrivning till berggrundskartorna Östhammar NV, NO, SV, SO med sammanfattande översikt av basiska gångar, metamorfos och tektonik i östra Mellansverige. *Sveriges geologiska undersökning Af 161, 166, 169, 172, 249* s.
- Svedmark, E., 1883: Beskrivning till kartbladet Vaxholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 88*, 62 s.
- Törnebohm, A.E., 1880: *Allmänna upplysningar rörande geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag*. På bekostnad af Jernkontoret upprättad af A.E. Törnebohm. Stockholm, 36 s.
- Törnebohm, A.E., 1881: *Beskrifning till blad N:o 5 af geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag*. På bekostnad af Jernkontoret upprättad af A.E. Törnebohm. Stockholm, 48 s.
- Törnebohm, A.E., 1882: *Beskrifning till blad N:o 6 af geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag*. På bekostnad af Jernkontoret upprättad af A.E. Törnebohm. Stockholm, 37 s.
- Wahlgren, C.-H., Bergman, S., Lundström, I. & Stephens, M.B., 1996: Terminologi. I C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1995. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 84*, 152–154.
- Wikström, A., 1981: Metodik och bergartsindelning tillämpad vid berggrundskartering i södra och mellersta Sverige i skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning, särtryck ur SGU Af 24* s.

