

- Observed hill / Observed outcrop
- Skärning på sulfidmalin / Supide prospect
- Punktangivelse för bestämning av radiumindex >1.0 / Location for determination of radium index >1.0
- Litologisk kontakt / Lithological contact
- Litologisk kontakt, osäker position / Lithological contact, uncertain position
- Plastisk skjövzon, t.v., d.v. vertikal, symbolerna i det tänkta blocket, t.h. / Ductile shear zone, left, d.v. vertical, symbols in the indicated downthrown block, right
- Mylonit / Mylonite
- Spärr deformationsson / Britt deformation zone
- Lineament, geofysiskt indikerat / Lineament, geophysically indicated
- Deformationslinje, t.v., vänster rörelse, mitten, revers rörelse, t.h. / Deformational line, left, sinistral movement, middle, reverse movement, right
- Uppåtbestämningspil, pilen pekar mot yngre skikt / Upward determination, arrow pointing towards younger beds
- Lagring, gradtal för stupning / Bedding, dip in degrees
- Foliation, gradtal för stupning, t.v., ökad stupning, mitten, vertikal stupning, t.h. / Foliation, dip in degrees, left, dip unknown, middle, dip vertical, right
- Foliation, vändande srykning, gradtal för stupning, t.v., känd stupningsriktning, ökad antal grader, mitten, vertikal stupning, t.h. / Foliation, undulating strike direction; dip in degrees, left, dip direction indicated, dip unknown, middle, dip vertical, right
- Plastisk skjövzon, gradtal för stupning, t.v., känd stupningsriktning, ökad antal grader, t.h. / Ductile shear zone; dip in degrees, left, dip direction indicated, dip unknown, right
- Plastisk skjövzon, ökad stupning, t.v., vertikal stupning, t.h. / Ductile shear zone; dip unknown, left, dip vertical, right
- Spärr deformationsson, känd stupningsriktning, ökad antal grader, t.v., vertikal stupning, t.h. / Britt deformation zone; dip direction indicated, dip unknown, left, dip vertical, right
- Geofysiskt indikerad struktur, känd stupningsriktning, ökad antal grader / Structure indicated from geophysical data, dip direction indicated, dip unknown
- Stängighet, gradtal för stupning / Lineation, plunge in degrees
- Vecksel, gradtal för stupning / Fold axis, plunge in degrees
- Ådergnejsornadad, t.v., migmatitiserad, t.h. / Altered to veinot gneiss, left, migmatitized, right
- Lagrad, t.v., kuddad, östväst, t.h. / Bedded, left, pillow structure, right
- Magnetit / Magnetite
- Inneslutning, delvis assimilerad; metasedimentär bergart, t.v., metagranitoid, t.h. / Fragment, partly assimilated metasedimentary rock, left, metagranitoid, right
- Inneslutning, kantig; metabasalt, t.v., felsisk metavulkanit, t.h. / Fragment, angular; metabasalt, left, felsic metavolcanic rock, right

SVKOKARELSKA, SYN- OCH SENOROGENA INTRUSIVBERGARTER
SVKOKARELIAN, SYN TO LATE OROGENIC INTRUSIVE ROCKS

- Granit eller pegmatit av Skellefte typ, <50 m bred gång, Radiumindex 0,4±0,3 / Granite or pegmatite of Skellefte type, <50 m wide dyke
- Granit, apilt-pegmatitlig migmatitgranit, Radiumindex 0,7±0,6 / Granite, apilt-pegmatitic schizitic migmatite granite
- Granit, sannolikt av Skellefte typ, med <2 cm stora rektangulära kalifältpatrasker, Radiumindex 0,5±0,2 / Granite, probably of Skellefte type, with <2 cm large rectangular phenocrysts of K-feldspar

SVKOKARELSKA, TIDIGOROGENA INTRUSIVBERGARTER
SVKOKARELIAN, EARLY OROGENIC INTRUSIVE ROCKS

- Metagranitoid, t.v., <50 m bred gång, t.h. / Metagranitoid, left, <50 m wide dyke, right
- Metagranit / Metagranite
- Metagranoidit, Radiumindex 0,2±0,01 / Metagranoidite
- Metatellit, Radiumindex 0,2±0,01 / Metatellite
- Metagabbro, Radiumindex 0,2±0,01 / Metagabbro

SVKOFENNISKA YTBERGARTER
SVKOFENNIAN SUPPACRUSTAL ROCKS

- Zon med förhöjd magnetsbarhet och elektrisk ledningsförmåga, sannolikt föranledd av magnetisk och grafit i horisonter av svartkifler, <50 m tjocka. Huvudsakligen geofysiskt indikerade. / Zone with increased magnetic susceptibility and electric conductivity, probably caused by graphite and graphite in horizons of black schist, <50 m thick. Mostly interpreted from geophysical data.
- Metasementär bergart, Radiumindex 0,2±0,1 / Metasedimentary rock
- Metagångavacka, Radiumindex 0,2±0,1 / Metagangavacka
- Metagangavacke / Metagangavacke
- Svartkifler, huvudsakligen geofysiskt indikerad, Radiumindex 0,3±0,1 / Black schist, mainly interpreted from geophysical data
- Basisk metavulkanit, Radiumindex 0,1 / Basic metavolcanic rock
- Basisk metavulkanit, amfibolit, som <50 m bred horison / Basic metavolcanic rock, amphibolite, as <50 m wide horizon
- Metadacit / Metadacite

Radiumindex är ett mått på mängden radium som ingår i ett material. Detta index skall för byggnadsmaterial vara mindre än 1,0 (BFS 1990:28). Radiumindex = 1,0 motsvarar ca 16 ppm uran eller 200 Bq/kg radium-226. Angivet radiumindex baseras på regionalt spridda mätningar och redovisas som medelvärde och standardavvikelse. Lokala variationer gör att korrepterande mätningar i vissa fall kan bli aktuella. Mer information kan erhållas från SGU.

KORTFATTAD BESKRIVNING

Berggrunden inom Bolidenbladen är av proterozoiska ålder och utgör en del av den Baltiska (eller Fennoskandiska) urbergsskolden. Stora delar av denna urbergsskold drabbades av omfattande deformationer och omvandlingar (metamorfos) under den svkokarelska orogensen för ca 1800–1800 miljoner år sedan. Områdets yttre bergarter räknas till de s.k. svkofenniska bildningarna, vilka hade börjat bildas för ca 1900 miljoner år sedan och som bl.a. kännetecknas av att de drabbats av den svkokarelska orogensen. Det av metavulkaniska bergarter dominerade området på kartbladet Boliden SV ingår dessutom i det s.k. Skelleftefältet, vilket kännetecknas av de rikligt malmförande, metavulkaniska bergarterna längs Skellefteälven. Nedanstående framställning, vilken är gemensam för alla fyra Bolidenbladen, är väsentligen en förenklad, uppdaterad och omedelbar version av Antal & Lundström (1995), Lundström & Antal (1998) och Lundström & Antal (1997) till vilka hänvisas för ytterligare information.

BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

Skelleftefältets metavulkaniska bergarter, de s.k. Skelleftevulkaniterna, började bildas för ca 1800–900 miljoner år sedan. Dessa underlag är ökad, men skulle kunna vara sådana ca 2 miljoner år gamla yttre bergarter som bildats i Luleåområdet i Luleå- och Gamsområdet (Wassström 1993, 1996, Eliasson & Ståring 1998). Några direkta motsvarigheter är inte kända från det här beskrivna området, men såväl ingångar som brottstycken (fig. 1) av metasedimentära bergarter förekommer i området Skelleftevulkaniterna. Vulkanismen har följaktligen både föregåtts av och skett samtidigt med sedimentation, delvis i ganska djupa vatten. Områdets äldsta bergart är en ca 1900 miljoner år gammal intrusivbergart (Blåström & Wehler 1969) söder om Björkdal (2). Denna skulle alltså kunna vara en del av yttre bergarternas underlag, men dess kontakter är så deformerade att detta ej gått att fastställa med säkerhet. Skelleftevulkaniterna har i stor utsträckning avlagrats och stelnat under vatten, sannolikt ganska nära stranden av en kontinent. Möjligen har kontinentalt utgjort underlag för de s.k. Arvidsjaurvulkaniterna, vilka just kännetecknas av att de avlagrats på land eller i ganska grunt vatten. De förekommer rikligt i Arvidsjaurvattnet och återfinns inom det här undersökta området i ett isolerat parti i Kamsånområdet (7–8b).

Arvidsjaurvulkaniterna anses vara 1875–1880 miljoner år gamla, d.v.s. de är jämnåldriga med eller något yngre än Skelleftevulkaniterna. Malmbländningen i Skelleftevulkaniterna medförde i många fall kraftiga kemiska ämnesutbyten och mineralomvandlingar. Inom Arvidsjaurvulkaniterna sågas däremot i stor utsträckning spår av dylika kemiska omvandlingar och malmer. Framför allt inom Skelleftevulkaniterna förekommer talrika, yttligt stelnade intrusivbergarter som anses ha bildats i vulkanernas magmakammare. Dessa yttiga intrusivbergarter är bestådda med de ikäldriga s.k. tidigorogena intrusivbergarterna som stelnat på större djup (se nedan). Efterhand som den vulkanism som skapade Skelleftevulkaniterna avklingade, blev sedimentationen åter dominerande, vilket visar att metavulkaniterna ligger av yngre metasedimentära bergarter. Denna övergång skedde gradvis, vilket kan ses genom att de metavulkaniska och metasedimentära bergarterna växellagras och blandats med varandra i en övergångszon. I samband med den svekokuarelska orogensen ned-sänktes den ovan beskrivna, äldre berggrunden till stora djup i jordkorpan. Berggrunden veckades och deformationades och smälte delvis upp till migmatiter. I vissa områden bildades betydande mängder granitmalmer, vilka nu stelnat till s.k. synorogena intrusivbergarter (migmatitgraniter). De åtföljs av pegmatiter som lokalt är rika på sällsynta mineral och grundämnen, t.ex. turmalin, rhenium, litium. Migmatitgraniterna övergår på många ställen till mera homogena, s.k. senorogena graniter, vilka i Västerbotten ofta kallas Skelleftegraniter och som är ca 1800 miljoner år gamla. Regionalmetamorfosen antas ha kulminerat för 1800–1850 miljoner år sedan i Skelleftefältet och söder därför. När därför har man däremot funnit indikatorer på väsentligt äldre deformationer och metamorfa omvandlingar. I det här undersökta området tycks också åtminstone vissa bergarter ha deformerats innan de ca 1875 miljoner år gamla djupbergarterna norr om Skavaståsk (4d) intruderade (Lundström m.fl. 1997, 1999). De nedan använda begreppen "tidigrogen", "synrogen", "senrogen" hänförs sig emellertid till den yngre av dessa omvandlingar, eftersom den vanligen upptäcks och den svekokuarelska orogensen huvudsakligen samtidigt med eller strax efter Skelleftegraniterna intruderade de s.k. Renforsmagraniterna. De antas ha bildats på större djup i jordkorpan än Skelleftegraniterna och vara 1780 till 1800 miljoner år gamla. Efterhand som de intruderade i bergarter som redan veckats och metamorfoserats, saknar de väsentligen anknytning till de orogena omvandlingarna och kallas därför sen- till postorogena intrusivbergarter. Sedan Renforsmagraniterna intruderat, var den här beskrivna delen av jordkorpan så stel att den endast kunde deformeras vidare genom uppräckning längs vissa långsträckt deformationer. Dylika zoner kännetecknas nu av rikligt med sprickor, breccior och kvartsångar.

SVKOFENNISKA YTBERGARTER
Sura och intermediära, metavulkaniska bergarter (gula färger på kartorna)

Skelleftevulkaniter

Sura och intermediära Skelleftevulkaniter dominerar i kartområdet sydvästra del (0–4, a–f) där de ingår i en mot öster konvax, antiklinal struktur, se nedan. Dessutom förekommer spridda inlagringar av sura metavulkaniter i de metasedimentära bergarterna öster om Boliden. Skelleftevulkaniterna bildades dels som lavor eller yttiga, vulkaniska intrusioner, dels som vulkaniska löslöslövningar. Skelleftevulkaniterna består av massiva, homogena bergarter som kännetecknas av gles förekommande, någorunda välbevarade strökar av plagiokas och ställvis kvarts. Dessa bergarter har markerats med ett "K" (för koherent metavulkanisk bergart) i kartorna. Denna typ är vanligare i Bolidens västra delar än i dess östra. Den har delvis på två platser inom det undersökta området, nämligen väster om Blåvattnet (0b) till 1885 miljoner år (Blåström & Wehler 1996) och i Bolidengruvan (0d) till 1889–15 miljoner år (Bergman Wehler m.fl. 1996). Sydost om Jöm (4a) och söder om Renström (1a) gränslas sådana metavulkaniska intrusivbergarter (subvulkaniter) på flera håll mot äldre, tidigorogena intrusivbergarter av s.k. Jömsjö, varför de ibland upptäcks som deras nedlag. Skelleftevulkaniternas löslövningar bildades ursprungligen av askpartiklar, stenar och block som slungades ut vid vulkanutbrotten. De består nu dels av sorterade, delvis pimpstenförande, massiva, metavulkaniska sandstenar och breccior (fig. 2), dels av väsoorterade, skiktade till lagerade metavulkaniska sand- och siltstenar. De senare förefaller att vara vanligare i metavulkaniternas östra delar, där inlagringar av metasedimentära bergarter (bl.a. kalksten), också är vanligare än i väster. I öster är dessutom de metavulkaniska brecciorerna mer heterogena, pimpstenfattigare och mer omsedimenterade än i väster, varför det östra området verkar ha legat längre från vulkancentra än det västra.

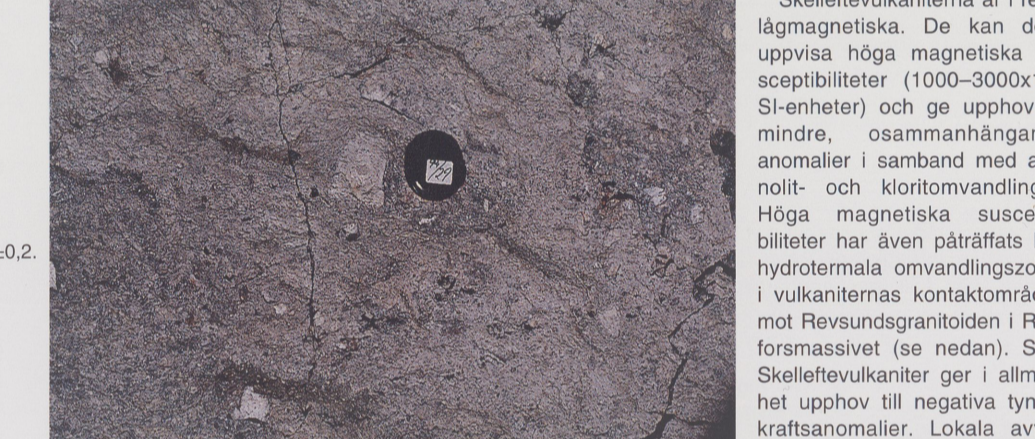


Fig. 2. Metavulkanisk masslöslövning med lavbrottstycken (ljusa) och pimpstenförande sandstenar (mörka, krökta). Torberget (2c).

Arvidsjaurvulkaniter

Flyttiska Arvidsjaurvulkaniter av dominerande asklöslövstyp förekommer i Kintån-Kamsånområdet (7–8b). Den helt dominerande bergarten är en rödaktig, mycket riklig, gles plagiokas-porfyrloslövstyp, mycket välbevarad kull. Den innehåller mestadels pimpstenfragment som kan vara kraftigt tilläpplade (s.k. kamme). Undantagsvis förekommer kvartsporfyriska eller rent järnkammare varianter, främst i områdets nordostligaste delar. Litolysin och stålulit förekommer och de tycks övergå till kamme-texturerna. Omsedimenterade, vulkaniska metasandstenar med fragment av dessa flammbrändande luffar finns vid söder om Hemmyrbäck (7c, se nedan). De visar att pimpstenfragment hunnit tilläpplats till kamme redan under asklöslösningsavslutningskedjan, vilket endast är möjligt i landavsattna, vulkaniska bildningar. Ett par smärre förekomster av lavalkonkater bergarter har också hittats. Arvidsjaurvulkaniterna skiljer sig från Skelleftevulkaniterna genom sina vanligen höga magnetiska susceptibilitetsvärden, vilka kan uppgå till mellan 1000 och 2000x10⁻³ SI-enheter. De saknar i regel remanent magnetisering. Arvidsjaurvulkaniternas sura led, vars medelvärdet är ca 2800 kg/m³ ger upphov till en negativ tyngdkraftsanomali i Kintån-Kamsånområdet. Magnetiska, gravimetriska och geofysiska data visar att de sura metavulkaniternas utbredning mot djupet är runt 1,5–2 km. Arvidsjaurvulkaniterna har också generellt högre radioaktiv strålning än Skelleftevulkaniterna. Arvidsjaur- och Skelleftevulkaniternas spektrometrisk bestämda sammansättningskillnader belyses av fig. 3.

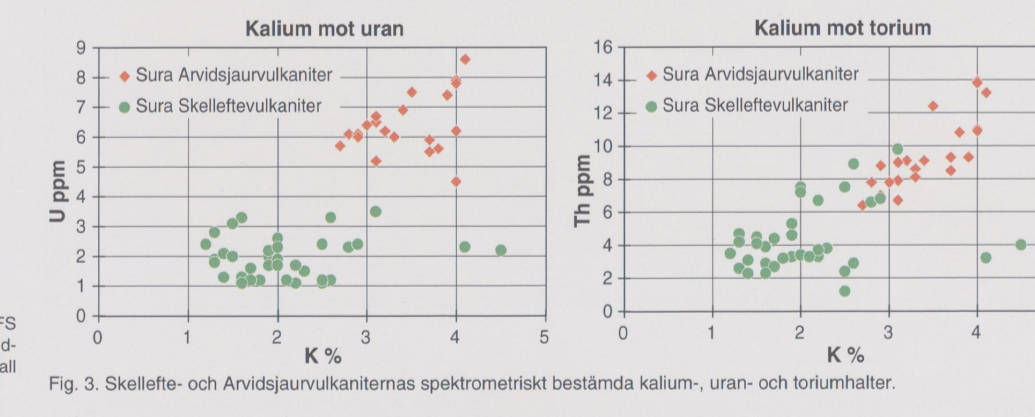


Fig. 3. Skellefte- och Arvidsjaurvulkaniternas spektrometriskt bestämda kalium-, uran- och toriumhalter.

Omsedimenterade, metavulkaniska bergarter (grön och gul färg med grå prickar på kartorna) förekommer i nära anslutning till de ovan beskrivna Arvidsjaurvulkaniterna i Kintån-Kamsånområdet (7–8b) sydvästra del. Måttigt omsedimenterade, vulkaniska konglomerat och sandstenar förekommer här närmast den skjövzon som avgränsar yttre bergarterområdet från Jömsgrändensområdet. På flera håll ingår malmbildnings, konglomeratiska led med väl rundade, dimor, G1-metagranitoid (4), se nedan. Sandstenarna har genomgått en klart vulkanisk sammansättning och västlar om Tallbackaberget (6–7c) förekommer en tydlig gradvis skiktning med sydlig ovanvänd. En liknande sandstensavlagring förekommer runt Hemmyrbäck (7c). Dessa vulkaniska metasedimentärbergarter bildades ursprungligen i mycket nära anslutning till

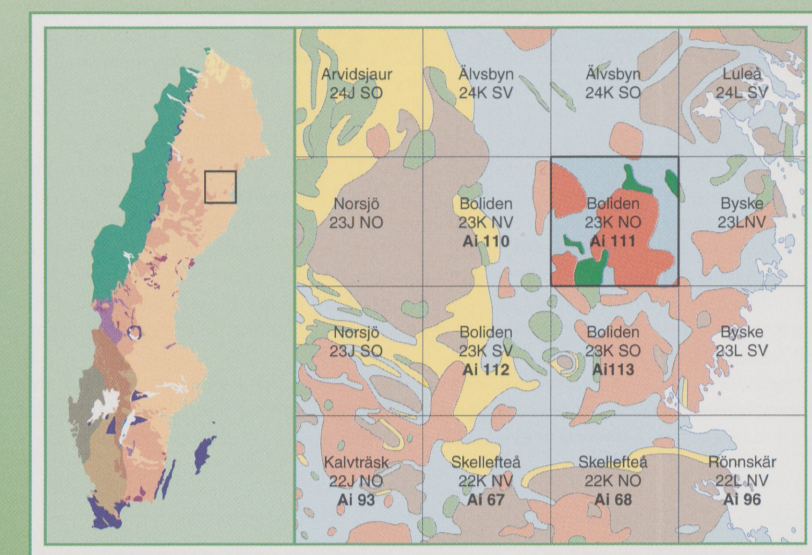


Fig. 4. Konglomerat med bolar av bl.a. Jöm G1-metagranitoid. Väster om vägen, sydost om Boliden (7b).

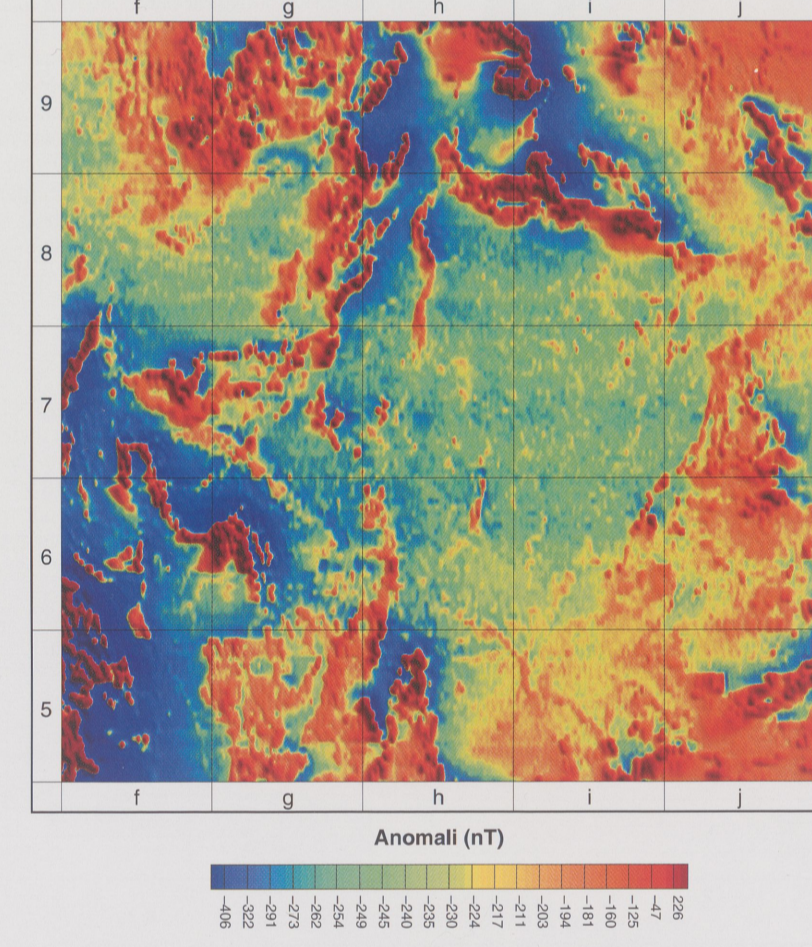
Basiska metavulkaniska bergarter (ljusare grön färg på kartorna)

Amfibolitiska metavulkaniter med basaltbasinsättning har påträffats i de metasedimentära bergarter som överlagras de ovan beskrivna, sura till intermediära Skelleftevulkaniterna. Amfiboliterna är lokalt välbevarade kuddlavor (fig. 5). Basiska gångar är däremot sällsynta. Spridda, smärre metabasaltgångar har (Fortsättning på kartans baksida)

Berggrundskartan
23K Boliden NO
Bedrock map
Skala 1:50 000

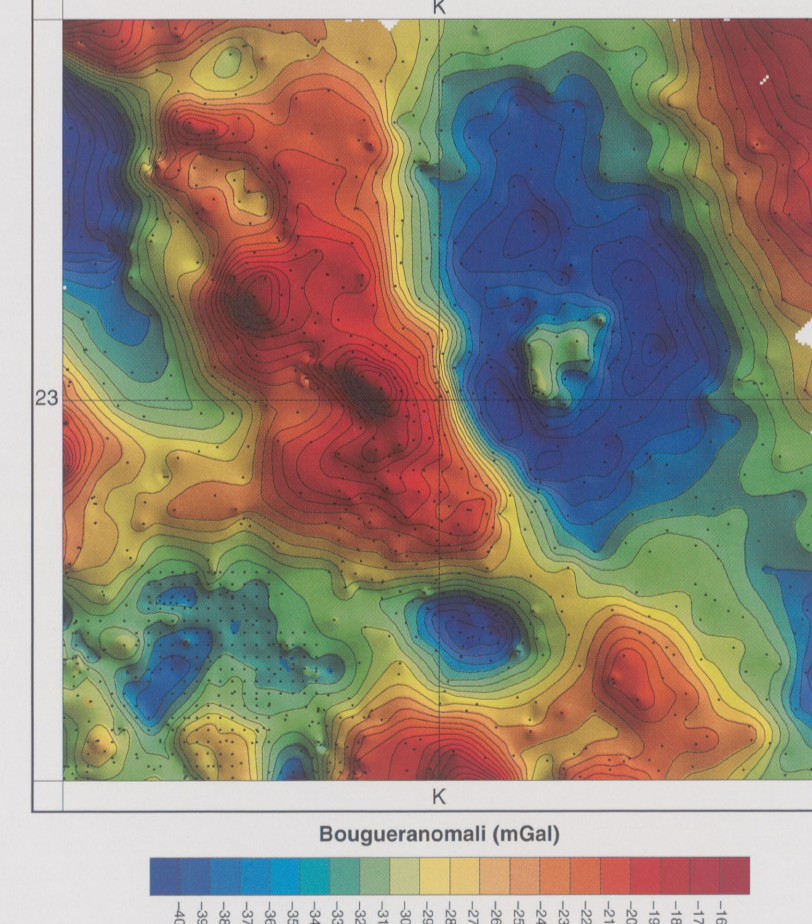


MAGNETISK ANOMALIKARTA



Magnetisk anomalikarta över kartbladsområdet 23K Boliden NO (skala 1:250 000). Magnetiska data är reducerade till epok 1985.0. Kartan visar totalfältets avvikelse från DGMF 1985.0. Den baseras på flygburna mätningar utförda på 30 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst-västlig flygriktning.

BOUGUERANOMALIKARTA



Bougueranomalikarta över kartbladet 23K Boliden NO (skala 1:50 000). Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckt som bougueranomali (GSM71), och baseras på tyngdkraftsmätningar med ett målpunktsavstånd 0,2 till 0,3 km.

Den geologiska karteringen har utförts åren 1960–1997 av Ingemar Lundström med bistånd av entagologerna Mats Andersson, Magnus Fröberg, Karin Höglund, Fredrik Strandberg och Hans Axelsson. Den geofysiska tolkningen, baserad på magnetiska, elektriska och redbetriska flygräddningar, tyngdkraftsmätningar, magnetiska mätningar samt petrofysiska undersökningar, har utförts av bilka Antal samt av personal från den geofysiska enheten i Boliden: medicinske entagologerna Jöns Andersson, Helena Dogal och Mats Lundqvist; Boliden AB och Tema Mining AB har väsentligt bidragit med geologisk och geofysisk material.

Kartan är sammanställd av I. Lundström och I. Antal. Renringning i digital form har gjorts av M. Andersson och I. Källberg. Kartan kan även levereras i digital form.

SGU serie Ai nr 111
BERGGRUNDSKARTAN
23K BOLIDEN NO

dock i fält påträffats väster om Bolden (0d) och väster om Degerträsket (6d). Enligt uppgift har även rikigt med metabasgångar påträffats vid bormingar i metavulkaner väster om Bolden (0d).

De amfiboliska metavulkaner som påträffades i de metasedimentära bergarterna uppvisar höga susceptibiliteter på 800–150 x 10³ SI-enheter. Den höga magnetiska susceptibiliteten samt magnetisens höga rementia magnetisering (0-värden upp till 400 har mätts) förorsakar gradienter upp till 10000 nT/m. Resultat från VLF-mätningar längs markprofiler talar för att basiska led kan förekomma inlagrade i de metasedimentära bergarterna även på de norra bölorna.

Norr om Bolden (0d) och väster om Björkdal (2f) har flera flertal metabasitkroppar markerats i kartan. Dessa "metabasasser" är emellerit svårå, eftersom metabasitliknande bergarter även tycks ha uppkommit genom en specialiserad sorts omvandling (akrolinitblastas, "ak" i kartorna) i de sura metavulkanerna.



Fig. 5. Kuddaväxter i metabasalt 1,5 km väster Klintån (0f).

Associerade med utöver beskrivna Arvidsjaurulkanterna i Klintån-Kämsånområdet (7–8 b) förekommer på Granhultberget (7c) ganska finkorniga metabasalter. De visar lokalt tecken på att ha intruderat i en oksidolerad, vattenförsärg omgivning och bildat *pepparkäks*-tyfoklastiska kontaktar mot denna. Metabasiterna omfattar således bl.a. tydligt vinklat led. Dessa metabasalter har emellerit ökat förhållande till de gabbroer och ibland grovt plagioklasporfyritiska, ibland kvarts-amygdalösa och mera djupbergartsbetonade led som dyker upp här och var i hela området. Tex. norr om Sundheden (6c). Metabasiterna uppträder således både som djup- och ybergarter på olika stratigrafiska nivåer. Startk förfädrade till förgnjade varieteter utgör dessutom den dominerande bergarten i ett starkt deformerade blocket runt Brännbergsliden (8b) i områdets nordvästra del.

De basiska metavulkanterna ger upphov till högmagnetiska anomalier på den magnetiska anomalkartan. Orsaken till anomalierna är dessförst hög susceptibilitet som vidlaggats upp till mellan 2000 och 6000x10³ SI-enheter. De har densiteter mellan 2901 och 2897 kg/m³ och förorskar en positiv tyngkraftsanomal.

Metasedimentära bergarter (blå färg på kartorna)

En tjock packe metasedimentära bergarter, vilka närmast metavulkanterna innehåller en hel del vulkaniskt material, förekommer stratigrafiskt öster om Skelleftevulkanterna. Närmast metavulkanterna påträffas på många håll även isotropiska svartskiffer, vilka framträder som tydliga ledhorisonter på de magnetiska totalfältskartorna. De är också väl indikerade på de elektromagnetiska (VLF-) kartorna. Orsaken till anomalierna är varigen en hög rementent magnetisering av magnetisk. Småare sulfidgångar är vanliga i dessa bergarter sydost om Storkäglétråsk (3f) och väster om Degerträsk (6d). På ungefär samma stratigrafiska nivå uppträder stöviga ett polykrist. matsatst konglomerat med ganska välrundade kläster av gångkvarts, svartskiffer, metagrävackor och grönsten. På Putarliden (4c) har ett decimeterstort, välrundat djupbergartemagnet påträffats i ett skiktat konglomerat (fig. 6). Liknade konglomerat uppträder även på flera håll i de metasedimentära bergarterna norr om Degerträsket (6d), dock utan att på samma sätt utgå i en ledhorison.

Öster om och stratigrafiskt över konglomerat-svartskifferzonen följer metagrävackor i vilka väl utbildade sedimentstrukturer såsom strömskikningar, graderade skiktningar, beläsningsstrukturer och convolute föds är vanliga. De metasedimentära bergarterna avspeglar tydligt den tilliggande metamorfa omvandlingen mot öster. De sedimentära primärstrukturerna är bäst bevarade i väster, närmast metavulkanerna, d.v.s. i de metasedimentära bergarternas stratigrafiskt lägsta delar. De är här kör-orient, andakvat och granat. Mot öster blir bergarterna allt mera rektaltillärande och forskårlade och är i de östra delarna även migmatitomvandlade, se nedan.

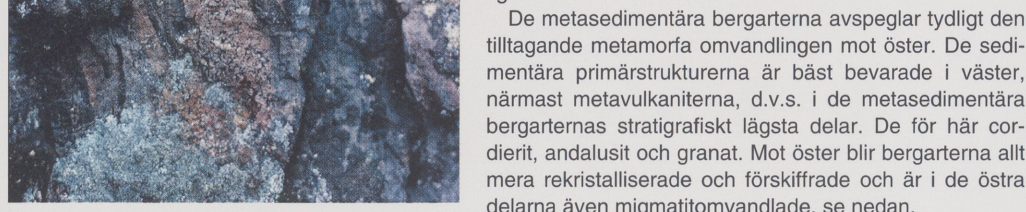
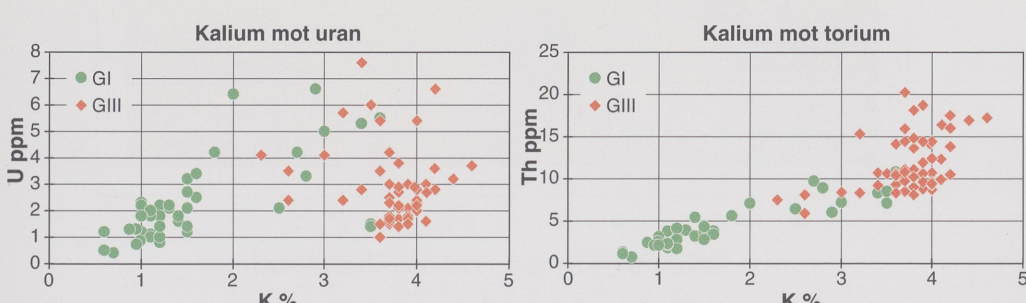


Fig. 6. Fuktligt konglomerat med tvål av akvat djupbergart. Fällnings N-suttning (4c).

SVKOKARELSKA, TIDIGOROGENA INTRUSIVBERGARTER

De äldre, tidigoroena intrusivbergarterna förekommer dels i ett stort massiv norr om Jörn (4a), dels som en mängd smärre, sura till basiska massiv över hela bildområdet. Jörmassivets bergarter indelas av Wilson m.fl. (1987) i fyra varianter, benämnda GI, GII, GIII och GIV, varav endast de tre förrändarna återfinns på Boldenbladen. Wilson m.fl. (1987) mäter att GI till 1873,5 miljoner år, GII till 1873,5 miljoner år och GI till 1888,7 miljoner år. Jörmassivet gränsar på sin sydöstra sida till svårlokade porfyrbergarter som mycket liknar yttre, metavulkaniska intrusioner, se ovan, men likväl genomstås av typisk GIII-granitoid. Wilson m.fl. (1987) sammanställer Jörmassivets petrologiska egenskaper. GI- och GIII-enheternas spektrometrikt bestäms sammanstängningskriterier framgår av fig. 7.



Metagranitoider (jusare brun färg på kartorna)

Jörn GI-metagranitoiden är en mestadels grå, medelkornig, massformig, järnrikomig metagranitoid till metatallit med granoblastisk textur och karaktäristiska grå till blå kvartsom. Den har en varierande, på många håll hög, magnetisk susceptibilitet. GI-metagranitoiden genomått rikost av sura och basiska gångbergarter. Dessa är finkorniga och sammolt yttigare intruderade i massivets södra delar än i dess norra där de har mera uttalad djupbergartskaraktär.

Jörn GII-metagranitoiden är en snarlik, mer finkornig, grå metagranitoid, vilken på Boldenbladen bara uppträder i en enda håll, varifrån det ovan nämnda dateringsproget. GII-metagranitoiden är en mestadels kraftigt forskållad metatallit, vilken utgör värdeberget för guldmalmen i Björkdal (2f), samt en metagranitoid. Intrusionen sammanfaller med en tydlig, negativ tyngkraftsanomal. Denstelen vararier mellan 2696 och 2740 kg/m³ vilket är högt för ett förårra masseroktett. Detta kan tolkas som att metatalliten skjujts upp som en flackliggande, tunn skiva över en lättare metagranit/metagranitoid vilken är djupare än 2–3 km (se profil på SO-bladet). En annan tolkning är att metagranitoiden är mer homogen och djupgående (ett par km) och har flackare kontaktar i norr och öster och branta i sydväst och söder. Båda tolkningarna förfädrar att det finns tunga, sannolikt basiska led på djupet under de sura metavulkanerna väster. De sura metavulkanernas medeldensitet (ca 2680 kg/m³ i ej aktnititomvandlade varianter) är nämligen för låg för att ensamma kunna förklara tyngkraftsanomalin. Väster om Björkdalintrusionen förekommer emellerit även tunga, basiska, eventuellt kalkomvandlade, bergarter.

På Rengårdsberget (1a), förekommer en ljus grå, medelkornig, massformig metatallit, vilken övergår i en kvartsporty, som sannolikt är en subvulkanisk intrusion.

Väster om Stavårträsk (4f) och runt Blankforsen (8c) förekommer ljus grå, väsentligen massformiga, ljusa, tondjemiska metatalliter med en metakort, granoblastisk textur. Metatalliten vid Stavårträsk har tylligen daterats till 1874,3 miljoner år (Lundström m. fl. 1999). Såväl ålder som textur talar förålligen för att detta är tidigoroena intrusivbergarter trots att de på Putarliden och norr Åseltet (8d) klippte äldre skiffriktare konglomerat. Blankforsenaltiten uppvisar på många håll magmaländningsstrukturer. Intrusivberget norr om Klockskålet (2b) är massformig och har akiggranitisk sammansättning. Den är åtminstone delvis abltomvandlad.

Kraftigt folierade metagranitoider förekommer i de högmeteromfa områdena. Bl.a. vid Ostvik (1j) och öster Degerträsk (6f) förekommer smärre, metatallitiska och metakonglastiska massiv. På Gornåsen är lokalt migmatiskt blandade. Längs dess östra och södra kontakt innehåller den ljusa metatalliten som har åldersbestäms till 1872,2 miljoner år (Lundström m.fl. 1997), holtelsomvandlade sedimentester. Intrusionen framträder som en rund högmagnetisk anomal på den magnetiska anomalkartan och ger upphov till masseroktett på tyngkraftskartan. Geofysiska data tyder på att intrusionen är ca 1,5–2 km djup.

Metagabbroer och metadiotiter (mörkare grön färg på kartorna)

Metagabbro vid Åkerberg (5g) som är värdebergart för guldmalmen i Åkerbergsgruvan (4g), består i ett äldre massiv öster om Fällors (6g). Gabbroen, som varigen har densiteter över 3000 kg/m³, orsakat ett fliet men tydligt tyngkraftsvärdeokt, vilket talar för att gabbroer ligger som en flack skiva. Vanligen är metagabbroer massformig, järnrikomig, fin- till medelkornig och något granoblastisk. Liksom den snarika metadiotiten vid Storkäglétråsk (3f), vilken synes tydligt på den magnetiska anomalkartan som en rund intrusion, har Åkerbergsgabbroen lokal en svag magnetisk lagring. En järnrikomig, grå, massformig granoblastisk metagranitoid vilken präliminärt åldersbestämts till 1,87–1,88 miljarder år (Billström, munt. medd. 1997), genomåttar metagabbro. Dylka metagranitoider förekommer även som smärre lagerintrusioner i de metasedimentära bergarterna. De har tydligt drabbats av samma vödelomformering som de metasedimentära bergarterna, varför såväl de som bergarterna vid Åkerberg rikades till de tidigoroena intrusivbergarterna.

Intrusivet norr om Stavårträsk (4f) består av massformiga, ljus grå och mörkt gråvartna, fin medelkorniga, järnrikomiga metatalliter med väl bevarade steningstrukturer. De ljusare och mörkare tyema är lokalt migmatiskt blandade. Längs dess östra och södra kontakt innehåller den ljusa metatalliten som har åldersbestäms till 1872,2 miljoner år (Lundström m.fl. 1997), holtelsomvandlade sedimentester. Intrusionen framträder som en rund högmagnetisk anomal på den magnetiska anomalkartan och ger upphov till masseroktett på tyngkraftskartan. Geofysiska data tyder på att intrusionen är ca 1,5–2 km djup.

Mellan Granhultberget (7c) och Sundheden (6c) förekommer ganska stora, basiska intrusivkroppar med välbevarade, rikligt pegmatiskt grova steningstrukturer. Dessa åldersbestäms till en lokal alteromvandling och övergår i yttiga, kvartsamig utgående intrusioner och ybergarter, möjligen relaterade till Arvidsjaurulkanterna enligt ovan. Dessa basiska intrusivkroppar ger tillsammans med de tunga metasedimentära bergarterna (densiteter mellan 2740 och 2850 kg/m³) upphov till en positiv tyngkraftsanomal av regional karaktär (se bougeranomalikartan).

Graniter (mörkare brun färg på kartorna)

Jörn GIII-graniten är en röd, massformig, fin till grovt medelkornig granit med tydligt, höga rektaltillärande steningstextur. Den förefaller alltså att ha undsuppigt den rektaltilläring som drabbat GI. GIII genomstås heller inte av några gånger men klipper lokala, plastiska deformationzoner (mylonitzoner) i GI, varför den

måste vara väsentligt yngre än GI. GIII-graniten på Höbergsliden (9b) har åldersbestämts till minst 1862 miljoner år (Lundström m. fl. 1997). GIII-graniten ger upphov till ett tyngkraftsunderskott vilket förklaras av dess låga densiteter (2500–2650 kg/m³). Kontaktan mellan GIII och GII-enheterna framgår tydligt av både den magnetiska anomalkartan och tyngkraftskartan. Tyngkraftsdata, fysikaliska data och petrologiska data visar att GIII-granitiden går djupare än 5 km och har ganska branta kontaktar.

SVKOKARELSKA, SYN- OCH SENOROGENA INTRUSIVBERGARTER (röd färg på kartorna)

Stora delar av området runt Byiske-, Åby- och Klubbåvama (ungefär 6e–4f) domieras av heterogena, ljus röda, ojämnkorniga medelkorniga, pegmatit-aplitiska, glimmerfatta och massformiga, migmatittaktiska, ljusa graniter. De är ofta uran-anomala. På 14 lokaler av 30 påträffades uraninnehåll som överstiger 16,2 ppm uran, vilket ger ett radiumvärde på 1 i den högsta uranhalten på 100 ppm uraninnehåll. Halter och centra tros ha skapat yttrema förhållanden för malmsörningar och malmbildning (Allen m.fl. 1996).

Boldenmalmen (0d), vilken bröts mellan 1925 och 1867, består av ett flertal malmtypor. Massivmalmen består av en mängd komplexa sulfidmalmer och omges av klort- och sericitiska omvandlingszoner. Malm- och omvandlingszonerna skär diskontinert över en mycket biotitig, bl.a. en diaktisk intrusivbergart, varför den måste ha förtärgat redan existerande bergarter. Denna massivmaln, vilken domieras av arsenikkis- och svavelkisdomierade linser, breccioras av kvarts-, kopparkis- och guldrika ådror, vilka sannolikt bildats i samband med en omfattande deformation (Allen m.fl. 1996). Malmzonen och dess omgivning omges av kraftigt förskladade, klortiserade och doltomiserade omvandlingszoner.

Peitkissmalmen (2a), varav den södra bröts sedan 1992 och den norra nyligen provrutats, skiljer sig åt på flera sätt. Den norra är beligen i tyofiska, metavulkaniska masslödesavlagringar och har bildats på samma sätt som Renströmsmalmen. Den södra malmen omges av intensiva omvandlingszoner och består av flera linser i både metavulkaniska intrusivbergarter och masslödesavlagringar i vilka malmomvandlingarna iklledes måste ha skett efter bergarternas ursprungliga bildning. Både Peitkissmalmen är oblotade och ligger långt från såväl skjuvzoner som de omgivande deformationerna (Allen m.fl. 1996). Malmzonen och dess omgivning omges av kraftigt förskladade, klortiserade och doltomiserade omvandlingszoner.

Längselmalmen (0c) bröts mellan 1956 och 1991 och tycks iklaka ha förtärgat pipertiska, metavulkaniska, masslödesbreccior.

Kanbergsmalmen samt *Östra* och *Västra Åkullamalmen* (1c) är ej beskrivna i litteraturen, men de ligger i ett område som kännetecknas av abrupta växlingar mellan metavulkaniska intrusioner, masslödesavlagringar och mera metasedimentära bildningar. Kanbergsmalmen började brytas 1967 och Åkullamalmen bröts båda under 1940- och 50-talet. Östra Åkullamalmen bröts under 1990-året i ett dagbrott.

SVKOKARELSKA, SEN-TILL POSTOROGENA INTRUSIVBERGARTER (ljusare röd färg på kartorna)

Massformiga granitoider av Revusindstyp med centimeterstora kaillitfalspaögon förekommer bl.a. norr om Ersmark (0) och vid Renfors (1b). Båda massiven har magmaländningsstrukturer i begränsad omfattning och består av kaillitfalspaforfyritiska, mestadels massformiga, grå till rödliga, grovt medelkorniga granitoider. Ersmarkmassivet har tonmått till granodioritmalmavandling medan Renforsmassivet domineras av granitiska sammansättningar, men granodioritiska led förekommer. På Ersmarkmassivets västida uppträder svagt kontaktmetamorfose och runt Renforsmassivet är den lokalt tydlig.

Ersmarkmassivet bildar en lågmagnetiskt rund struktur. Granitoiden är relativt tung med densiteter mellan 2720 och 2771 kg/m³. Den ger upphov till en positiv tyngkraftsanomal som skär betydligt mot syd-väst. Tyngkraftsbilden kan antingen bero på att plutonen går mycket djupare i sydväst (6–8 km) än i nord-ost eller på att den underlagras av basiska, långa led i sydväst. Renforsmassivet förorsakar ett tyngkraftsunderskott norr om Skelleftefältet. Söder om Skelleftefältet minskar underskottet snarligt. Detta kan bero på att det söder om Skellefte finns yngre bergartslid under Revusindgraniten och att graniten här är tunnare.

Renforsmassivet förorsakar ett tyngkraftsunderskott norr om Skelleftefältet. Söder om Skelleftefältet minskar underskottet snarligt. Detta kan bero på att det söder om Skellefte finns yngre bergartslid under Revusindgraniten och att graniten här är tunnare.

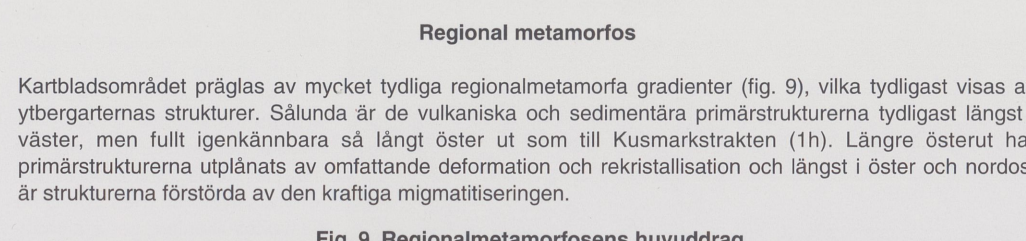
SVKOKARELSKA, SEN-TILL POSTOROGENA INTRUSIVBERGARTER (ljusare röd färg på kartorna)

Massformiga granitoider av Revusindstyp med centimeterstora kaillitfalspaögon förekommer bl.a. norr om Ersmark (0) och vid Renfors (1b). Båda massiven har magmaländningsstrukturer i begränsad omfattning och består av kaillitfalspaforfyritiska, mestadels massformiga, grå till rödliga, grovt medelkorniga granitoider. Ersmarkmassivet har tonmått till granodioritmalmavandling medan Renforsmassivet domineras av granitiska sammansättningar, men granodioritiska led förekommer. På Ersmarkmassivets västida uppträder svagt kontaktmetamorfose och runt Renforsmassivet är den lokalt tydlig.

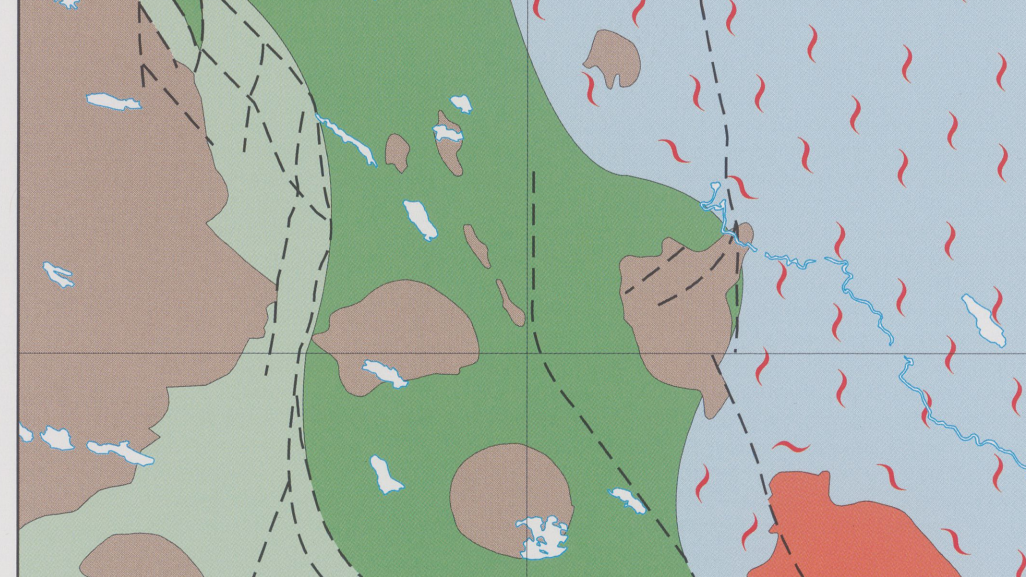
Ersmarkmassivet bildar en lågmagnetiskt rund struktur. Granitoiden är relativt tung med densiteter mellan 2720 och 2771 kg/m³. Den ger upphov till en positiv tyngkraftsanomal som skär betydligt mot syd-väst. Tyngkraftsbilden kan antingen bero på att plutonen går mycket djupare i sydväst (6–8 km) än i nord-ost eller på att den underlagras av basiska, långa led i sydväst. Renforsmassivet förorsakar ett tyngkraftsunderskott norr om Skelleftefältet. Söder om Skelleftefältet minskar underskottet snarligt. Detta kan bero på att det söder om Skellefte finns yngre bergartslid under Revusindgraniten och att graniten här är tunnare.

SVKOKARELSKA, TIDIGOROGENA INTRUSIVBERGARTER

De äldre, tidigoroena intrusivbergarterna förekommer dels i ett stort massiv norr om Jörn (4a), dels som en mängd smärre, sura till basiska massiv över hela bildområdet. Jörmassivets bergarter indelas av Wilson m.fl. (1987) i fyra varianter, benämnda GI, GII, GIII och GIV, varav endast de tre förrändarna återfinns på Boldenbladen. Wilson m.fl. (1987) mäter att GI till 1873,5 miljoner år, GII till 1873,5 miljoner år och GI till 1888,7 miljoner år. Jörmassivet gränsar på sin sydöstra sida till svårlokade porfyrbergarter som mycket liknar yttre, metavulkaniska intrusioner, se ovan, men likväl genomstås av typisk GIII-granitoid. Wilson m.fl. (1987) sammanställer Jörmassivets petrologiska egenskaper. GI- och GIII-enheternas spektrometrikt bestäms sammanstängningskriterier framgår av fig. 7.



Karlbildsområdet präglas av mycket tydliga regionalmetamorfa gradienter (fig. 9), vilka tydligast visas av ybergarternas strukturer. Sållunda är de vulkaniska och sedimentära primärstrukturerna tydligast längst i väster, men fullt igenkännbara så långt öster ut som till Kusmarkstråken (1h). Längre österut har primärstrukturerna upplösts av omfattande deformation och rektaltillastning och längst i öster och nordost är strukturerna förstörda av den kraftiga migmatitseringen.



Hög amfibolicitas. Migmatiter, synorogena migmatitgraniter. Hög amfibolicitas facies. Migmatites, synorogena Late to postorogena intrusive rocks. Sen-till postoroena intrusivbergarter Late to postorogena intrusive rocks. Tidigt oroena intrusivbergarter. Metamorfa omvandlingen dåligt läskad. Early orogenic rocks. Metasoprocic alteration poorly known. Deformationssoner, södra Major deformation zone.

I kartområdets sydvästra hörn förekommer en gradient av samma slag söder om Renström (1a). Denna är emellerit mycket brantare, eftersom välbevarade bergarter som endast omvandats till grönskefacies förekommer i Renström (1a) medan amfibolicitasomvandlade led uppträder redan strax norr om den södra karlgården (se fig. 9). Denna branta gradient beror säkerligen på den nordvästliga skjuvzon som löper strax söder om Rengård (1a), se nedan.

Runt Brännbergsliden (8b) förekommer starkt plastiskt deformerade och rektaltillärande, närmast gnejliga, mestadels metakonglastiska, granoblastiskt mikralitiserade bergarter som utåtts för amfibol- faciesomvandling. De avviker härigenom kraftigt från de argirande, tyofiska, mycket välbevarade Arvidsjaurulkanterna, mot vilka de omvandlade bergarterna har tekniska kontaktar, (se nedan). En nylligen förtärgat radiometrisk åldersbestämning går åldern 1822,7 miljoner år (Lundström & Persson 1999).

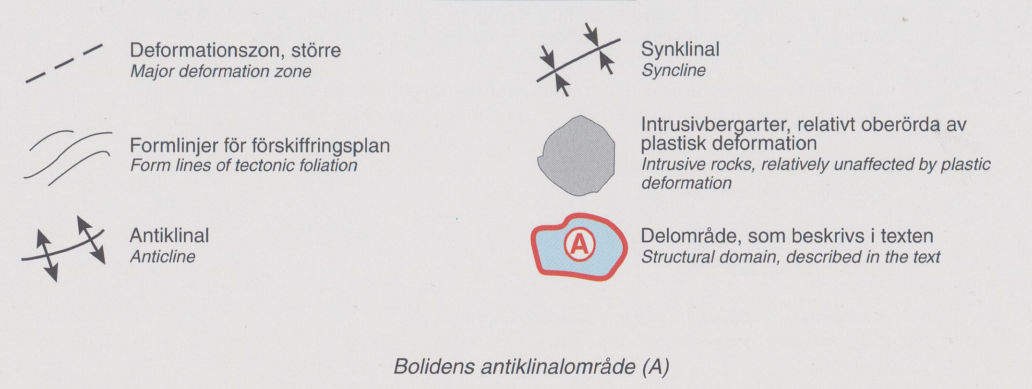
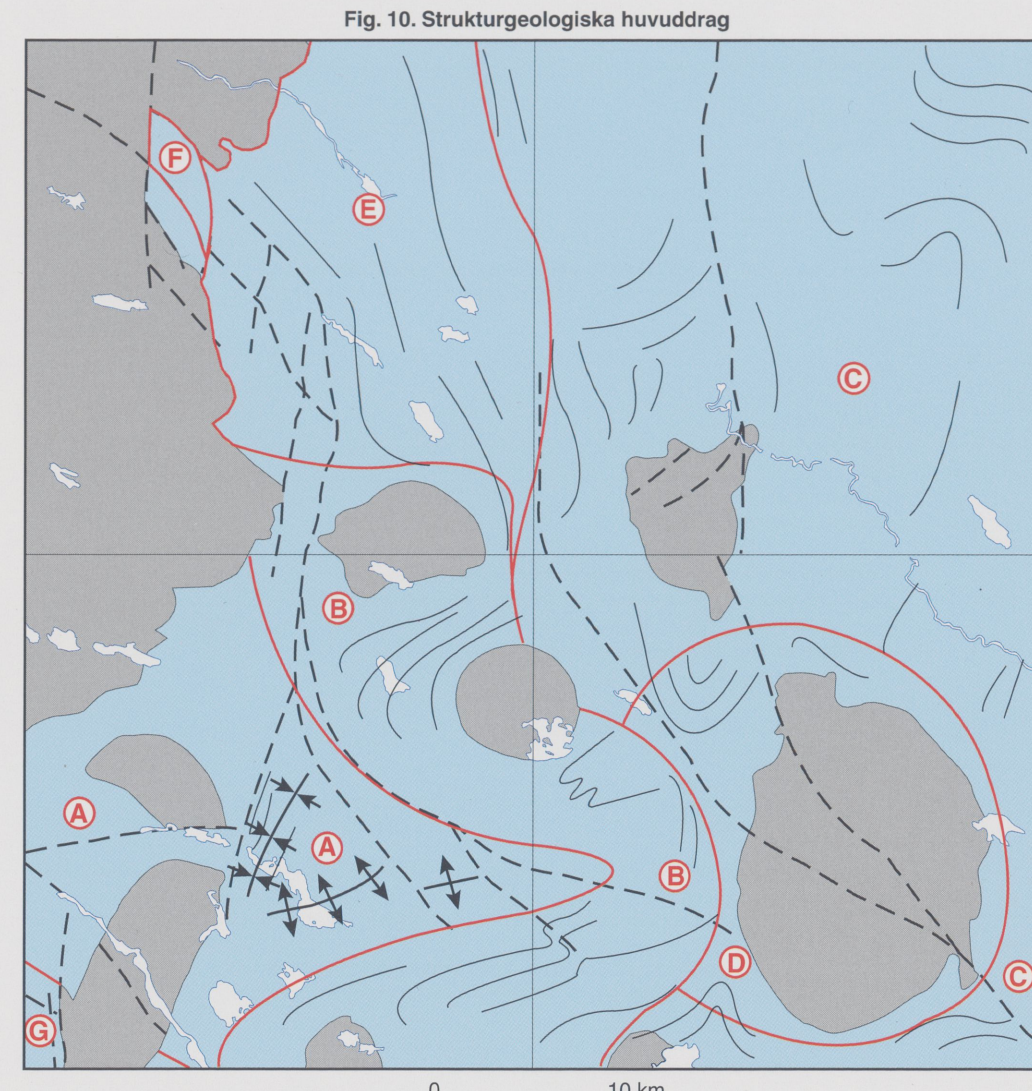
De metasedimentära bergarterna och metagranitoiderna är i kartområdets nordöstra och östra delar mestadels migmatitiserade. De föregår där som kraftigt förskadade rester (paleozoner) i strukturlösa migmatitiska ådror (neozoner). Neozonerna utgör på många håll got och väl tillfren av bergartsmassan och paleozonernas orientering är i skilnata fall påfallande oregelrad. Runt Käge (0) är neozonen inte lika dominerande och migmatiterna har här mera karaktären av ådergnejser med ganska väl parallellorienterade paleozoner.

I områden där regionalmetamorfosen är låga är högst mellersta amfibolicitas och kontaktmetamorfose lokalt lokat. Runt de båda Revusindmassiven och runt Stavårträskruivet förekommer nämligen såväl porfyrblostes som rektaltillastning och misslågningar.

DEFORMATION

Regionala, plastiska deformationer/regional veckning

De huvudsakligen plastiska veckningstrukturer som bildades under den svekokarelska orogenesens kullmination är något olkarterade i olika delar av kartområdet. Kartområdet kan följaktligen indelas i ett antal struktur-geologiska delområden (fig. 10), nämligen:



Området med Skelleftevulkaniter norr om Bolden (0d) kännetecknas av en ganska öppen antiktinal struktur längs en östligt stupande veckvack. Antiktinalen definieras av flera uppåtbästningar och parasitveckens vegenster. Strukturen blir allt tydligare åt väster där den bryts av en nord-syd-skijskuzon ungefär mitt på SV-bladet. Vidare mot nordväst, närmast Jörn (4a), försvagas deformationen snar mer och Jörmassivets metagranitoider är väsentligen odeformerade. Ett antal nordvästliga deformationzoner nordost om Bolden (0d) gör antiktinalens utsträckning osäker också i detta område.

De sydvästra delarna av området med metasedimentära bergarter (B)

De metasedimentära bergarterna närmast Skelleftevulkanterna kännetecknas av forskiffringar som i stort är konforma med Boldenantiktinalen. Lagryggnarna är vanligen parallella med skiffrikteten, men i veck-ombyggningar är veckade lager som klips av axialplanösforskrifning inte ovanliga. Iokaltäse veck indikeras på horisontella ytor genom att lagrens ovanvänder riktar åt olika håll, även i ganska närbeläggna hållar.

De östra delarna av området med metasedimentära bergarter (C)

Speciellt kartområdets nordöstra delar kännetecknas av neozoniska migmatiter vars paleozoner roterats till ett ganska strukturlöst mönster. Paleozonernas forskiffring har här antingen upplösts eller roterats i samband med migmatitbildning. I Kägeområdet (0j) uppträder neozonerna däremot endast som forskiffrings-parallella ådror, varför paleozonernas forskiffringsplan behållit sin orientering bättre.

Ersmarkmassivets kontaktzoner (D)

Runt hela Ersmarkmassivet är de regionala foliationerna omställda till ett kontaktparallellt mönster. Bl.a. framträder denna omställning (0) i Långkärrskicket (0h) och väster om Kusmark (1h) på den magnetiska anomalkartan som två tydliga veckstrukturer. Ersmarkmassivet har också själv en viss kontaktparallell matiolation.

Ybergarternas område norr om Stavårträsk (E)

Ybergarterna norr om Stavårträsk (4d) kännetecknas av NNV-liga planstruktur och birst på påtagliga veckstrukturer. Planösforskrifningen är mera genomgående i de metasedimentära bergarterna än i Kämsånområdet (7–8 b) Arvidsjaurulkanter, i vilka primärt anlagda planstruktur såsom ignimbritsmihtighet, är bevarade. Dessa vulkaniska planstrukturer bildar en mot nordost svagt konkav struktur som stöpar medelbrant åt nordost. Den skärs av en nordväst-styrkande, brantlängande skjuvzon som bildar teknisk kontakt mot de metasedimentära bergarterna nordost om Kämskålet (7c), se nedan.

Brännbergslidens gnejsozon (F)

De förgnjade metatalliterna runt Brännbergsliden (8b) bildar ett block som har drabbats av en intensiv, plastisk deformation. Struktur och metamorfosgrad kontrasterar tydligt gentemot omgivande, mera måttligt deformerade och omvandlade enheter. Blocket begränsas i norr och öst av två kraftiga, plastiska skjuvzoner med flack OSO-lig linieation och moturs-örelse i den norra och medurs-örelse i den södra (läkttigt på horisontella ytor). Dessa begränsande, plastiska skjuvzoner klipper av odeformerade granit-aplitgångar på flera lokaler. Graniterna i dessa gångar liknar på många håll Jörn GIII-graniter, varför deformationen längs skjuvzonerna också bör vara åldern i dessa, men yngre än gnejjsen som enligt ovan befunnits vara 1822,7 miljoner år (Lundström & Persson 1999).

Karlsbäckensområdet (G)

Området sydväst om Skelleftefältet (0–1a) kännetecknas av, mot söder tilliggande rektaltillastning och deformation, möjligen relaterat till den nedan beskrivna, plastiska, nordvästliga deformationssonen.

Sedan den svekokarelska orogenesen kulminerat, koncentreras de fortsatta jordkörperörelserna allmänt till långsträckt zoner, s.k. deformationzoner. I det undersökta området förekommer ett flertal sådana, mestadels nordväst-sydöstliga, nordost-sydvästliga och nord-sydliga, plastiska och spröda deformationssoner.

Plastiska deformationssoner

Myloniter och plastiska deformationstrukturer är vanligare i de nordväst-styrkande zonerna än i de som styrker i nord-sydlig riktning. Flera plastiska, nordvästliga deformationssoner förekommer i Kämsånområdet (7b). De deformerar där Jörn GI-metagranitoider, men överskär såväl av Jörn GIII-graniter, varav följer att de bör ha varit aktiva för mellanlagret 1870 och 1890 miljoner år sedan, se Lundström m.fl. (1999). Söder om Renström (1a) förekommer iklaka en tydlig, plastisk, nordvästlig deformationsson. Den består i sin norra del av ganska gttt liggande mylonitzoner vilka mot söder blir allt mer sammanslagande för att ännu längre mot söder övergå i Karlsbäckensområdet (G, ovan) sannolikt äldre, plastiska deformationsstrukturer. Det södra blocket har rört sig uppfåt i förhållande till det norra i denna zon, vilket förklarar de ovan beskrivna, regionala metakor- och deformationgraderna. Dessa deformationernas saknas helt i det sybarfingen överskärande Revusindgranitområdet runt Renfors (1b), men är uppreparligen yngre än den till 1859 miljoner år daterade granitoid vid Skitråk (på Kalvträskadalen, Wehdel & Vaasjoki 1993), varför de bör ha bildats för mellan 1860 och 1900 miljoner år sedan (fr Bergman Wehdel 1997).

Öster om Fällors (6g) ligger skjuvzon nord-sydlig, plastisk deformationsson. Söder om Fällors har zonens östra sida rört sig upp i förhållande till den västra, medan motastens tyck växla, vilket inllärar att skjuvningen här skapat en flack överslutning mot öster.

I Åkerbergstråken (5g) förekommer talika nord-sydliga skjuvzoner som på många håll visar högerörelse på horisontella ytor.

I Åkerberg-Fällorsområdet (5–6 g) har nord-sydliga skjuvzoner påträffats i samtliga bergarter, inklusive Skelleftefältens ofta tunnastade pegmatiter, varför de bör vara yngre än en 1800 miljoner år.

De nordost-sydöstliga zonerna tycks däremot vara begränsade till metagabbro vid Åkerberg och till ett på samma sätt beröat pegmaterna, varför de bör vara äldre än de nord-sydliga.

Struktureru runt och i intrusivet vid Björkdal (2f) avviker på många sätt från strukturerna i de omgivande områdena. Björkdalstruktureru utmärks framför allt av ett system flackigående, plastiska skjuvzoner, sannolikt kopplade till överskiffringar (se profil på SO-bladet).

Längs många nord-sydliga deformationssoner är spröda strukturer vanligare än plastiska. Speciellt mellan norra karlgården och Stavårträsket (4d) framträder de spröda deformationssonerna tydligt på den magnetiska anomalkartan. De indikeras även på den elektromagnetiska (VLF-) karta.

I samband med de plastiska deformationssonerna förekommer framför allt i området sydväst om Degervattnet (7d) dessutom deformationer på spröd deformation. Längs de nordvästliga zonerna förekommer nämligen såvälvis pseudotachylit och dessa zoner är påfallande ofta förätnade med en mycket skarp morfologisk

MALMER, MINERALISERINAR, INDUSTRIMINERAL OCH NYTTOSTENSFÖREKOMSTER

Inom det undersökta området är ett stort antal malmer, mineraliseringar och nyftostensförekomster kända, varav fem för närvarande bryts. Nedan beskrivs kortfattat några av de bäst kända. Halter och centra tros ha skapat yttrema förhållanden för malmsörningar och malmbildning (Allen m.fl. 1996).

Boldenmalmen (0d), vilken bröts mellan 1925 och 1867, består av ett flertal malmtypor. Massivmalmen består av en mängd komplexa sulfidmalmer och omges av klort- och sericitiska omvandlingszoner. Malm- och omvandlingszonerna skär diskontinert över en mycket biotitig, bl.a. en diaktisk intrusivbergart, varför den måste ha förtärgat redan existerande bergarter. Denna massivmaln, vilken domieras av arsenikkis- och svavelkisdomierade linser, breccioras av kvarts-, kopparkis- och guldrika ådror, vilka sannolikt bildats i samband med en omfattande deformation (Allen m.fl. 1996). Malmzonen och dess omgivning omges av kraftigt förskladade, klortiserade och doltomiserade omvandlingszoner.

Peitkissmalmen (2a), varav den södra bröts sedan 1992 och den norra nyligen provrutats, skiljer sig åt på flera sätt. Den norra är beligen i tyofiska, metavulkaniska masslödesavlagringar och har bildats på samma sätt som Renströmsmalmen. Den södra malmen omges av intensiva omvandlingszoner och består av flera linser i både metavulkaniska intrusivbergarter och masslödesavlagringar i vilka malmomvandlingarna iklledes måste ha skett efter bergarternas ursprungliga bildning. Både Peitkissmalmen är oblotade och ligger långt från såväl skjuvzoner som de omgivande deformationerna (Allen m.fl. 1996). Malmzonen och dess omgivning omges av kraftigt förskladade, klortiserade och doltomiserade omvandlingszoner.

Längselmalmen (0c) bröts mellan 1956 och