Göteborgsområdets berggrund, jordarter och geologiska utveckling

Ulf Bergström, Otto Pile, Philip Curtis & Thomas Eliasson

februari 2022

SGU-rapport 2021:31





Omslagsbild: Schematisk 3D-modell av bergarter och deformationszoner i Göteborgs kommun. Modelleringen har utförts med programvaran GoCad (Paradigm, Mira Geoscience).

Modellen är framtagen av Philip Curtis.

Författare: Ulf Bergström, Otto Pile, Philip Curtis och Thomas Eliasson

Granskad av: Sven Lundqvist och Kristian Schoning

Ansvarig enhetschef: Mugdim Islamović

Redaktör: Johan Sporrong

Sveriges geologiska undersökning Box 670, 751 28 Uppsala tel: 018-17 90 00 e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

INNEHÅLL

Förord	5
Inledning	6
Geologiska kartor över Göteborg	6
Berggrunden	7
Berggrundens uppbyggnad	7
Berggrundens homogenitet	7
Deformationszoner och strukturell uppbyggnad	9
Bergartsbeskrivning	
Sedimentgnejser	
Amfibolit	
Hisingensvitens tonalitiska till granitiska bergarter	
Kungsbackasvitens granitiska bergarter	
Göteborgssvitens tonalitiska till granitiska gnejsbergarter	
Ögongnejs	17
Ytbergartsgnejs	17
Yngre bergarter	
Bergarternas sammansättning och egenskaper	
Naturlig gammastrålning	
Andra geofysiska parametrar	
Mineralogisk sammansättning	
Geokemisk sammansättning	
Bergkvalitet	
Deformation	
Inledning	
Plastisk deformation i Göteborgsområdet	
Plastiska deformationszoner	
Spröd deformation – allmän inledning	
Sprickzoner och förkastningar	
Sprickmätningar	
Sen- till postglacial deformation	
Bergspänningar	
Regionalt spänningsfält	
Lokalt spänningsfält	
Recent seismicitet	
Sammanfattning av Göteborgsområdets berggrundsgeologiska utveckling	
Jordartsgeologi	
Regionalgeologisk bakgrund och sammanfattning	
Högsta kustlinjen och strandförskjutningen	
Jorddjup	
Morän	
Göteborgsmoränen	
Isälvsavlagringar	

Finkorniga glaciala sediment	49
Svallsediment	51
Skaljord	51
Postglaciala finsediment	51
Skred och raviner	51
Torv	54
Referenser	54
Bilaga 1	
Sprickmätningar centrala Göteborg – Västlänken	
Strukturgeologisk domän 1, SD 1	60
Strukturgeologisk domän 2, SD 2	61
Strukturgeologisk domän 3, SD 3	
Strukturgeologisk domän 4, SD 4	63
Strukturgeologisk domän 5, SD 5	64
Strukturgeologisk domän 6, SD 6	65
Strukturgeologisk domän 7, SD 7	66
Bilaga 2	67
Förenklad berggrundsmodell över göteborgs kommun	67
Geologiska enheter i berggrundsmodellen	68
Bilaga 3	73
Byggnadsgeologisk information i SGUs 3D-visare	73
Bakgrund	73
SGUs 3D-visare	74

FÖRORD

Denna rapport utgör ett underlag till den uppdaterade byggnadsgeologiska kartan över Göteborgsområdet som finns på Sveriges geologiska undersöknings webbplats (www.sgu.se). Innehållet är baserat på tillgänglig intern (SGU) och i viss mån extern geologisk information. Syftet med rapporten är att ge en kortfattad beskrivning av de geologiska förhållandena och ge en bild av den geologiska utvecklingen i Göteborgsområdet. Rapporten är uppdelad i två huvudavsnitt där det första behandlar berggrundsgeologin och det andra jordartsgeologin. I rapporten har ansvarsfördelningen i huvudsak varit följande:

Ulf Bergström, Philip Curtis och Thomas Eliasson – berggrundsgeologi Otto Pile – jordartsgeologi

Ett av SGUs pågående engagemang är att förbättra kunskapen om och förståelsen av de geologiska förhållandena i Göteborgsområdet. Syftet är att bättre kunna förse samhället med bästa möjliga geologiska underlag, som kan ha betydelse för olika aspekter på samhällsbyggnad. Med detta i åtanke välkomnar vi synpunkter på rapporten, samt även geologisk information från infrastrukturprojekt som kan bidra till våra egna geologiska tolkningar och modeller.

Denna rapport kommer att följas av insamling och sammanställning av extern information med betydelse för de geologiska förhållandena.

Tack riktas till Sven Lundqvist för granskning av den berggrundsgeologiska och Kristian Schoning för granskning av den jordartsgeologiska delen av rapporten.

INLEDNING

Den byggnadsgeologiska kartan Göteborg avser att förmedla olika geologiska underlag i Göteborgsområdet till användare inom bygg-, planerings-, och transportinfrastruktursektorn (bilaga 3).

Behovet av kunskap rörande de jordartsgeologiska förhållandena och förståelsen av interaktionen med grundvattnet är väletablerad. En tidigare brist på förståelse av betydelsen av denna interaktion resulterade i betydande sättningar i marken och förstörd infrastruktur vilket fick dyrbara konsekvenser i Göteborg. På samma sätt är kunskapen om de geologiska förhållandena och berggrundens plastiska och framför allt sprödtektoniska utveckling en hjälp för att förstå och förutsäga bergstabilitet och grundvattenrörelser vilket framgår av nedanstående citat från boken "Hydrogeologi för bergbyggare" (Gustafson 2009):

"Den geologiska historien - För att förstå spricksystemets inverkan på hydrogeologin kan det vara bra att tänka på att:

- Ju äldre berget är desto fler perioder med sprickbildning har det varit med om.
- Vid varje tillfälle reaktiveras gamla sprickor och ett fåtal nya bildas.
- Ju längre sprickzonerna och sprickorna är desto större rörelser har de som regel tagit upp. Deras uppbyggnad är som regel också mer komplex.
- Förståelse för varför spricksystemet ser ut som det gör får man bäst genom att analysera den geologiska historien"

GEOLOGISKA KARTOR ÖVER GÖTEBORG

Sveriges geologiska undersökning (SGU) har producerat geologiska kartor över Göteborg med omgivning vid ett flertal tillfällen under lång tid. Den äldsta sammanhängande geologiska kartan över Göteborgsområdet är en kombinerad jordarts- och berggrundsgeologisk karta från 1901 (Ac 4) av Albert Blomberg. Den följdes av en nyare kombinerad karta 1931 (Sandegren & Johansson), som kompletterades med kartbladen Onsala (Sandegren & Lundegårdh 1952) och Särö (Lundegårdh & Sandegren 1953), vilka i sin tur följdes av en separat sammanställning av berggrunden i hela Göteborgsområdet (Lundegård 1958). Modernare berggrundskartor omfattar Samuelsson (1978), Samuelsson (1982) samt Lundqvist och Kero (2006) (bilaga 2). Bland moderna jordartskartor i Göteborgsområdet finns Magnusson (1978), Fredén (1983), Adrielsson och Fredén (1987) samt Adrielsson och Klingberg (1989). I en bred satsning mot en utökning och uppgradering av den geologiska informationen i Göteborgs kommun, genomfördes under den senare delen av 1990-talet det så kallade Göteborgsprojektet. Inom den ramen framställdes förutom kompletterande berggrunds- och jordartsinformation också en bergkvalitetskarta (Persson m.fl. 2000), maringeologisk information, en karta över grundvattentillgångarna (Lång 2009), och geokemisk information i ett samarbete mellan teknikkonsultföretaget J&W och SGU (Rundqvist, Johansson & Selinus 2001). De modernare uppdateringarna finns sammanställda digitalt i SGUs kartdatabaser. Äldre geologiska kartor finns att tillgå digitalt på SGUs webbplats (www.sgu.se).

Förutom ovan nämnda kartor över Göteborgsområdet finns också en sammanställning över ekonomiska förekomster i Västra Götalands län i skala 1:250 000 (Wik m.fl. 2002), som finns att tillgå som PDF-fil samt att översiktlig information också kan erhållas via kartgeneratorn och kartvisaren på SGUs webbplats (www.sgu.se).

BERGGRUNDEN

Berggrundens uppbyggnad

Berggrunden i Göteborgsområdet består av urberg, som har en ålder mellan 900 och 1 600 miljoner år. Den berggrundsdel i sydvästsverige, där även berggrunden i Göteborg ingår, kallas Idefjordenterrängen. Den har under geologisk tid i varierande grad omvandlats och deformerats under två kontinentkollisioner med efterföljande bergskedjebyggnad; den gotiska orogenesen (för cirka 1 550 miljoner år sedan) och den svekonorvegiska orogenesen (för cirka 1 050 miljoner år sedan). Idag kan vi dela upp berggrunden i ett antal olika bergarter med olikheter i sammansättning, ålder, och bildningsmiljö. Bergarterna uppvisar också i varierande grad de överpräglade strukturer och spår av metamorf utveckling som de två kontinent-kollisionerna medfört. Deformationszoner med olika karaktär och ålder överpräglar också bergarterna (fig. 1).

I de västra delarna av Hisingen och i den göteborgska skärgården uppträder gnejser; grå, finkorniga, glimmerrika bergarter, som vanligen har tydlig gnejsighet och ådror, bestående av kvarts och fältspat. I några begränsade områden uppträder mer välbevarade texturer i bergarterna som antyder bergartens ursprung som sandiga till leriga sediment, vilket gör att vi kallar dem för sedimentgnejser.

I de östra delarna av Hisingen, de centrala delarna av Göteborg, Mölndal och söderut domineras berggrunden av två generationer av intrusionsbergarter; Hisingensviten och Kungsbackasviten. Hisingensviten består främst av grå till rödgrå, porfyriska och jämnkorniga, granodioritiska bergarter, kompletterade av mindre bergartskroppar av basiska bergarter och rödaktiga graniter. Kungsbackasviten består av röda till ljust rödgrå, granitiska bergarter som kan vara porfyriska (så kallad Askimsgranit) eller mer jämnkorniga. I denna grupp finns också den så kallade RA-graniten som visar högre nivåer av naturlig bakgrundsstrålning. Också här uppträder mindre bergartskroppar av basiska bergarter. I de östligaste delarna av detta berggrundsblock förekommer en stor deformationszon; Göta älvzonen.

Öster om Göta älv och i dess södra förlängning öster om Mölndalsån, uppträder kraftigt deformerade och ådrade gnejser, ursprungligen bildade som intrusionsbergarter, som varierar i sammansättning från tonalit till granit. Inlagrade finns relativt smala, men uthålliga band av så kallad ögongnejs. Göta älvzonen utgör en naturlig västgräns för detta berggrundsblock.

Berggrundens homogenitet

Berggrundens litologiska homogenitet är beroende av i vilken skala den betraktas. I Göteborg består berggrunden i sin helhet av prekambriskt urberg och kan ur det perspektivet betraktas som homogent. Faktorer som dock kan påverka berggrundens homogenitet kan vara stora sammansättningsvariationer inom bergarter internt, förekomst av olika gångbergarter som till exempel diabas, hög frekvens av inneslutningar, olika grader av överpräglande gnejsighet och åderbildning, och alla kan i översiktlig skala bedömas som "homogent heterogena". I Göteborgsområdet är det möjligt att definiera homogenitet utifrån de tre berggrundsblock som är skissade ovan; sedimentgnejserna i väster, granitiska bergarter centralt i staden och kraftigt deformerade och ådrade granitiska gnejser åt öster (fig. 1).

Sedimentgnejserna är mer inhomogena än de granitiska områdena på grund av en mer varierande intern sammansättning, till exempel i variation av halten glimmermineral. Sedimentgnejserna har också mer eller mindre kraftig åderbildning samt förekomst av mafiska band och linser.



- – Plastisk deformationszon
- Vingaporfyr, grå, porfyrisk, 950 miljoner år
- Diabas, mörkt grå, finkornig, massformig, 950 miljoner år
- Pegmatit, ljust rödgrå, grovkornig, cirka 1 000 miljoner år
- Kungsbackasviten 1 360–1 300 miljoner år
- Granit; gråröd–röd, gnejsig
- Granit; porfyrisk, rödgrå
- Gabbro-diorit; mörkt gröngrå, gnejsig
- Stora Le-Marstrandsgruppen, cirka 1 600 miljoner år
- Paragnejs (och diatexit), grå, fint medelkornig, ådrad
- Amfibolit, mörkt gröngrå, finkornig, ådrad
- Ytbergartsgnejs, grå, finkornig, ådrad
- Hisingensviten 1 590–1 520 miljoner år
- Granit; gråröd, gnejsig
- Granodiorit-granit; porfyrisk, rödgrå, gnejsig
 - Granodiorit–granit; jämnkornig, rödgrå
- Tonalit-granodiorit; grå, gnejsig
- Gabbro-diorit; mörkt gröngrå, gnejsig

- Granodiorit–granit; rödgrå–grå, gnejsig och ådrad
- Tonalit–granodiorit; grå, gnejsig och ådrad
- Gabbro-diorit; mörkt gröngrå och gnejsig
- Ögongnejs, grovporfyrisk, rödgrå, gnejsig och ådrad



Figur 1. Berggrundskarta över Göteborgsområdet. Ytterbegränsningarna för Göteborgs kommun visas med blå linje. Domän 1–3 hänvisar till de tre litologiska-strukturella block som finns i Göteborgstraktens berggrund.

De granitiska bergarterna i de centrala delarna är inte lika kraftigt deformerade och metamorfoserade. De innehåller olika diabas-, aplit-, pegmatit- och granitgångar, men dessa antas vara kopplade till den magmatiska utvecklingen och inte till deformation. Dessa bergarter innehåller också inneslutningar av mafiska bergartskroppar av varierande storlek och med varierande ålder.

De gnejsiga intrusionsbergarterna åt öster har förvisso en sammansättning med liknande mafiska inneslutningar och granitiska gångar som bergarterna centralt i staden, men graden av deformation och metamorf överprägling som drabbat bergarterna är mycket högre. Detta ökar bergmassans heterogenitet och ger en mycket mer komplicerad berggrund med täta variationer. De östra gnejserna innehåller, likt sedimentgnejserna i väster, också kraftig åderbildning.

Närhet till större deformationszoner, vilket kan förändra bergarternas egenskaper, väger också in. Betydelsen av berggrundens heterogenitet måste dock bedömas från fall till fall.

Deformationszoner och strukturell uppbyggnad

I Göteborgsområdet uppträder ett antal större deformationszoner i berggrunden. Dessa kan utgöra gränser för de skissartade geologiska områden som är beskrivna ovan eller dela upp berggrunden i mindre block. Det strukturella ramverket med olika deformationszoner i Göteborg finns i den geologiska kartan i figur 1.

Strukturmönstret anlades under utvecklingen av den svekonorvegiska bergskedjebildningen för cirka 1 000 miljoner år sedan. Längs några zoner ser man betydande förskjutningar mellan bergblocken, medan andra kännetecknas främst av krossning utan att förskjutningar kan noteras. Omkristallisering av bergmaterialet, till exempel bildning av myloniter och nybildning av mineral, sker i deformationszonerna och kan ge information om deformationens karaktär och riktning. Bergmaterialets hållfasthet påverkas normalt till det sämre, vilket gör att de eroderas lättare och zonerna har under den geologiska historien utvecklats till dagens dalgångar, där blottningsgraden av hällar är mycket liten. Konsekvensen blir att det finns lite information tillgänglig om zonernas karaktär synlig i markytan, utan man hänvisas till observationer vid en eventuell byggnation under jord med tillhörande markundersökningar som till exempel borrhål. Tolkningen av zonernas riktning och karaktär kommer i stället främst från indirekta tolkningsmetoder där geofysiska data och lasermätta höjddata använts.

Den centrala strukturen är Göta älvzonen som löper i ungefärlig nord-sydlig riktning i Mölndalsåns dalgång genom Göteborg, delar sig i två armar längs Göta älv respektive Klarabergsdalgången och som sedan går ihop igen vid Kungälv. Från denna centrala deformationszon löper ett antal betydande deformationszoner ut åt olika håll. Zonen omfattar förutom smalare zoner med mycket stark deformation och mylonitisering, en flera kilometer bred korridor med ökad deformation, främst utvecklad som en stark gnejsighet och bandning i de olika granitiska bergarterna på bägge sidor om Göta älv och Mölndalsån. Man kan spåra en utveckling av strukturerna i zonen från mer plastisk deformation initialt (som skapar gnejsighet och bandning), och som följs längre fram i den geologiska historien av mer spröd deformation och krossning av berget. Utvecklingen leder också till ökad komplexitet med många mindre relaterade deformationszoner med olika riktning och karaktär. Dessa mindre zoner är ihoplänkade i en bredare korridor.

En betydande utlöpare av Göta älvzonen är den deformationszon som löper längs Nordre älv i sydvästlig riktning.

En annan betydande utlöpare är den västsydvästliga zon som löper från centrala Göteborg längs Göta älvs utlopp mot havet.

Öster om Göta älvzonen finns ett antal betydande zoner i öst–nordöstlig riktning; längs Lärjeåns och Säveåns, Landvettersjöns och Ingsjöarnas dalgångar. Dessa har främst en spröd karaktär och syns tydligt som sänkor i höjddata.

Bergartsbeskrivning

De olika bergarterna i Göteborgsområdet kan delvis länkas till varandra på ett sätt som antyder att de bildats i en gemensam tektonisk miljö. I andra fall är de länkade till varandra genom att de genomgått samma överprägling av deformation och metamorfos. En viktig förutsättning för att kunna göra sådana tolkningar är att det finns både absoluta och relativa åldersbestämningar av bergarterna och de processer som påverkat dem.

Sedimentgnejser

I den västra delen av området, det vill säga i skärgården och västra Hisingen, dominerar grå, finkorniga, gnejsiga och ådrade sedimentgnejser, som benämns Stora Le-Marstrandsgruppen. Bergarterna har under den geologiska historien blivit kraftigt metamorft omvandlade och genomgått en mer eller mindre kraftig partiell uppsmältning. De har en tydlig gnejsighet som generellt stupar brant åt väst eller nordväst. Olika ådrade varianter dominerar, och det är sannolikt att ådringen har uppkommit under flera olika skeden (fig. 2A). Ådringen definieras av ljusa kvarts- och fältspatdominerade band till ådror omväxlande med mörkare glimmerrika band. Ibland är ådrorna pegmatitiska.

Ursprungsmaterialet till Stora Le-Marstrandsgruppens gnejser har utgjorts av leriga till sandiga sediment, bildade ur rasmassor från en forntida kontinentkant ned på botten av en bassängstruktur i djuphavet. Proportionerna mellan de dominerande mineralen glimmer, kvarts och fältspat i bergarten kan variera kraftigt beroende på hur mycket lera som blivit inlagrad i sanden från början. På några ställen, till exempel vid Lilleby havsbad finns små områden där de gnejsiga bergarterna är bättre bevarade och kan uppvisa de olika sedimentära strukturer som visar denna ursprungliga process (fig. 2B). De kvarts-fältspatdominerade delarna av de metasedimentära bergarterna (metagråvacka) är som regel mer välbevarade och inte lika kraftigt gnejsomvandlade och ådrade som de mer glimmerrika (metargillit) bergartsleden. Inom bergarten har också noterats spår av kalkrika band.



Figur 2A. Sedimentgnejs, ådrad tillhörande Stora Le-Marstrandsgruppen. Primär bandning i bergarten är delvis bevarad. Hisingen (?). Foto: Thomas Eliasson.



Figur 2B. Metagråvacka med välbevarade sedimentära strukturer tillhörande Stora Le-Marstrandsgruppens sedimentära bergarter. Geologisk lokal på Nordön, öster om Marstrand, som visar ursprunget på sedimentgnejserna i Göteborgsområdet. Foto: Thomas Eliasson.



Figur 2C. Inneslutning av amfibolit i kraftigt deformerad och metamorft omvandlad sedimentgnejs tillhörande Stora Le-Marstrandsgruppen. Denna bild är tagen på Yttre Ursholmen i Kosters skärgård, men motsvarande situation finns också i Göteborgsområdet. Foto: Thomas Eliasson.

Mineralogiskt består sedimentgnejserna av kvarts, plagioklas och glimmer. Biotit är det dominerande glimmermineralet, men bergarten innehåller i regel relativt mycket muskovit. Epidot är också vanligt, medan kalifältspat är enbart noterat i ett fåtal prover.

I sedimentgnejserna kan man också studera den successiva sekvensen av alltmer metamorfoserade bergarter från välbevarade metagråvackor till gnejser, ådrade migmatiter (fig. 2C) och vidare till en grå, medelkornig, ojämnkornig, närmast massformig granodioritisk till tonalitisk bergart, som kallas diatexit. Diatexiterna har mycket lägre innehåll av muskovit jämfört med sedimentgnejserna och kalifältspat förekommer i högre utsträckning. Diatexiter finns främst i de östra delarna av Stora Le-Marstrandsgruppens utbredningsområde, längs gränsen till Hisingensvitens granitiska bergarter åt öster.

Amfibolit

Som inlagringar i sedimentgnejserna förekommer mörka, finkorniga amfiboliter (fig. 2C). Vanligtvis är inlagringarna i meter-skala, och de ursprungliga banden har slitits sönder till oregelbundna inneslutningar. Liksom omgivande sedimentgnejser är amfiboliterna kraftigt gnejsiga och ådrade. På en del lokaler uppträder mineralet granat i dessa bergarter.

Amfiboliterna har ursprungligen bildats som lavor och gångar med basaltisk sammansättning, vilka förekommit som inlagringar i de sandiga till leriga sedimenten. Denna vulkanism är sannolikt samtida med sedimentationen och antyder att den bassängstruktur som tagit emot det sandiga och leriga rasmaterialet, varit kopplat till tektonisk extension, där förutsättningar funnits för den basaltiska magman att tränga upp mot havsbotten.

Hisingensvitens tonalitiska till granitiska bergarter

Hisingensviten är det gemensamma namnet för en grupp bergarter vars ursprungsmagmor har intruderat de äldre sedimentgnejserna för cirka 1560 miljoner år sedan. De har en varierande sammansättning från mörkt grå, jämnkorniga tonaliter till granodioriter, via ljusare grå till rödgrå, jämnkorniga och porfyriska granodioriter till graniter och vidare till rödaktiga, jämnkorniga graniter. Dessa sammansättningsvariationer kan gradvis glida över i varandra.

Över stora områden i de södra delarna av Göteborg förekommer en ojämnkornig till kalifältspatporfyrisk variant som kallas "Frölundagranit". Mot kustbandet, till exempel vid Saltholmen, förekommer en mer jämnkornig, fint medelkornig och kvartsrik variant av denna bergart. Mot norr domineras Hisingensviten av mörka tonalitiska till granodioritiska led. Mindre bergartskroppar med mafisk sammansättning ligger inkapslade i Hisingensvitens olika bergarter. Som regel förekommer dessa inneslutningar i storleksordningen meter till decimeter. Dessa mafiska inslag tolkas vara jämnåldriga med de olika granitiska bergarterna och detta kan studeras exempelvis vid Smithska udden (fig. 3A). Genom blandningsprocesser mellan dessa olika jämnåldriga magmor kan det också skapas hybridbergarter med intermediär sammansättning (fig. 3B).



Figur 3A. Ljust grå, fint medelkornig fas av "Frölundagranit" med inneslutningar av en jämnåldrig basisk bergart, tolkad som en sönderbruten gång. Smithska udden. Foto: Ulf Bergström.



Figur 3B. "Frölundagranit", ojämnkornig till porfyrisk granodiorit tillhörande Hisingensvitens bergarter. I fotots centrala del kan man se en kontakt mellan granodioriten och en mörkare, besläktad hybridbergart. Järnbrott. Foto: Ulf Bergström.

En del mindre mafiska bergartskroppar av samma ålder som Hisingensviten, förekommer i närbelägna sedimentgnejser. I Hisingensvitens bergarter förekommer också en del något yngre gångar av aplit, pegmatit och diabas.

Vid Hisingensvitens kontakt med sedimentgnejserna åt väster förekommer brottstycken av grå, bandade och ådrade bergarter som tolkas vara xenoliter (främmande inneslutningar) av sedimentgnejserna. Dessa finns i storlekar från ett tiotal meter till några decimeter. Observera att dessa bergarter inte var sedimentgnejser när de intruderades av Hisingsvitens ursprungliga magmor, utan att de då var nyligen förfastade sedimentbergarter längs kontakterna till de intrusiva plutonerna.

Mineralogiskt består majoriteten av Hisingensvitens granodioriter till graniter av kvarts, kalifältspat och plagioklas i ungefär lika delar och biotit. Den tonalitiska komponenten av Hisingensviten innehåller mer plagioklas och vanligen hornblände. Epidot är ett vanligt accessoriskt mineral.

Hisingensvitens bergarter är normalt svagt gnejsiga, men mycket sällan ådrade. Det är vanligt att primära magmatiska texturer finns bevarade och det är förhållandevis enkelt att identifiera de olika typerna i fält med avseende på sammansättning och texturer. Deformationen och gnejsigheten ökar naturligt nog i anslutning till de större deformationszonerna och stråkvis kan bergarterna, till exempel inom Göta älvzonen, vara ådrade.

Kungsbackasvitens granitiska bergarter

Ett stråk av granitiska bergarter sträcker sig i ungefärlig nord–sydlig riktning genom de centrala delarna av Göteborg och Mölndal och vidare åt norr på västra sidan Göta älv. Denna bergartsgrupp har en ålder på cirka 1 320 miljoner år och består främst av rödgrå, porfyriska bergarter med granitisk (till granodioritisk) sammansättning, så kallad Askimsgranit (fig. 4A), och röda (-grå-brun-röda) jämnkorniga graniter. Ett karaktäristiskt drag är förekomsten av mer kvarts-kalifältspat-anrikade graniter som lokalt uppvisar ökande nivåer av naturlig bakgrunds-strålning, så kallade RA-graniter. I dessa bergarter förekommer också mineralet flusspat som ett karaktäristiskt inslag.

Länkade till dessa olika granitiska bergarter finns ett antal separata basiska bergartskroppar, som i många områden uppträder tillsammans med graniterna med frekvent magmablandning (ett uppträdande likt det i Hisingensvitens bergarter) och resulterande hybridbergarter. Till exempel vid Masthuggskyrkan kan man notera samexisterande granitiska och basiska bergarter (fig. 4B). I Säröområdet leder dessa processer till att man har en mörkare, mer granodioritisk typ av Askimsgranit. Det finns också relativt små separata mafiska bergartskroppar som förekommer i de gnejsiga och ådrade graniterna i öster, till exempel vid Chalmers tekniska högskola (Kiel 2003).



Figur 4A. Ojämnkornig till porfyrisk granit tillhörande Kungsbackasviten, så kallad Askimsgranit. Särö. Foto: Fredrik Hellström.



Figur 4B. Askimsgranit (ljus) och en mafisk (mörk), jämnåldrig bergart. Magmorna samexisterar och blandar sig med varandra. Onsala. Foto: Fredrik Hellström.



Figur 4C. Röd, kalifältspatrik granit med högre nivåer av de radioaktiva grundämnena uran och torium, så kallad RA-granit. Hisingen. Foto: Thomas Eliasson.

Mineralogiskt domineras Kungsbackasvitens granitiska delar av kvarts, kalifältspat och plagioklas och glimmerhalterna är ganska låga. Hornblände förekommer och titanit är ett vanligt accessoriskt mineral. Flusspat är ett karaktäristiskt accessoriskt mineral i RA-granit (fig. 4C).

Kungsbackasvitens bergarter uppvisar mestadels kraftig deformation i anslutning till Göta älvzonen, men är i övrigt ganska välbevarade och uppvisar vanligtvis primära magmatiska texturer.

Göteborgssvitens tonalitiska till granitiska gnejsbergarter

Öster om Göta älvzonen uppträder gnejsiga och ådrade bergarter som sorteras in under beteckningen Göteborgssviten. De bildades som en bred samling magmatiska intrusioner för cirka 1 600 miljoner år sedan. Göteborgssviten förekommer tillsammans med likåldriga vulkaniska bergarter i Dalsland, men detta vulkaniska inslag saknas i stort sett i Göteborgsområdet. Sviten varierar sammansättningsvis från tonalit till granit, där tonalitiska och granodioritiska sammansättningar (fig. 5A) är klart vanligast. Dessa bergarter är normalt mörkt grå, fint medelkorniga och jämnkorniga, men mer porfyriska varianter kan förekomma. Granitiska sammansättningar förekommer underordnat i mindre, normalt finkorniga, inlagrande linser i tonaliterna till granodioriterna (fig. 5B), men också i lite större volymer (så kallad Linnarhultsgranit). Ett mineralogiskt kännetecken för dessa är att de vanligtvis är muskovitförande. En porfyrisk granit förekommer i en större bergartskropp vid Lerum. I de tonalitiska och granodioritiska varianterna kan det också förekomma basiska inneslutningar (enklaver) av samma typ som i Hisingensvitens bergarter, indikerande magmablandningsprocesser. I nära anslutning till den porfyriska Lerumsgraniten förekommer ett stort inslag av basiska intrusionsbergarter (Schersten m.fl. 2000). Bland dessa finns också några med ultramafisk sammansättning, till exempel vid Aspens station i Lerum och i Olstorp.

Göteborgssvitens bergarter påminner mineralogiskt om Hisingensvitens bergarter. Granitiska typer är kvarts-kalifältspatrika och tonalitiska till granodioritiska gnejser har normalt lågt innehåll av kalifältspat. Hornblände är ett karaktäristiskt mineral i tonaliterna medan det närmast saknas i de mer granitiska typerna. Epidot är vanligt.



Figur 5A. Gnejsig och ådrad tonalit till granodiorit tillhörande Göteborgssviten. Jonsered. Foto: Ulf Bergström.

Figur 5B. Granit, gnejsig och ådrad, tillhörande Göteborgssvitens bergarter. Bergsjön. Foto: Ulf Bergström.

Göteborgssvitens bergarter har genomgått flera faser av deformation och metamorfos och bevarade primära magmatiska texturer är sällsynta. Detta kan göra det svårt att i fält till fullo bestämma ursprunglig sammansättning och bergartstyp. Bergarterna är genomgående kraftigt gnejsiga, ådrade och ger i många fall ett bandat intryck eftersom det i många hällar är täta variationer mellan olika bergarter. Bandade sekvenser kan också indikera äldre, plastiska deformationszoner, till exempel vid Landvetter (fig. 15). Omkristallisering är vanligt, framför allt i bergarter med mer granitisk sammansättning, vilket kan skapa en närmast massformig textur.



Figur 5C. Ögongnejs tillhörande Göteborgssvitens bergarter. "Ögonen" består dels av äldre, deformerade aggregat av kvarts och fältspat, dels av yngre mikroklinkristaller. Bergsjön. Foto: Ulf Bergström.

Ögongnejs

Inom det östra området med Göteborgssvitens bergarter förekommer en kraftigt porfyrisk bergart som kallas ögongnejs och som bildar uthålliga band med upp till 2 km bredd, inneslutna i de övriga gnejserna. Ögongnejsbanden fungerar som tydliga markörer för en vecktektonik som varit aktiv under svekonorvegisk tid. Intill ögongnejsbanden finns i regel bergarter i Göteborgssviten med mer finkornig textur och med granitisk sammansättning.

Ögongnejsen kännetecknas av stora kalifältspatögon med en storlek som normalt är 2 till 4 cm, men kan i undantagsfall vara upp till 10 cm (fig. 5C). Ögonen visar tecken på upprepad deformation, till exempel genom omkristallisering till kristallaggregat och förnyad kristallisering och tillväxt till stora kristaller. Bergarten har en gnejsig, medelkornig mellanmassa med tonalitisk till granodioritisk sammansättning. Eftersom bergarten har en deformationshistoria som är densamma som omgivande gnejsbergarters, är det naturligt att hänvisa dessa bergarter till samma bildningshändelse, något som också verifierats av åldersbestämningar (Ahlin m.fl. 2006).

Ytbergartsgnejs

I Lerumsområdet förekommer ställvis finkorniga gnejser, normalt med kvarts- och fältspatrika band, som ett underordnat inslag. Dessa kan ibland uppvisa avvikande sammansättningar från den normala magmatiska signaturen i tonaliter till graniter (Samuelsson 1978), till exempel genom mer kalkrika horisonter eller tunna band av järnoxider (observerade vid Gråbo och Stenkullen) eller kvartsrika led (Stora Sandsjön). Mörka basiska lager i finkornig gnejs vid Härsjön har tolkats som basisk vulkanit (Samuelsson 1978). Dessa finkorniga gnejser kan tolkas som metavulkaniska eller metasedimentära bergarter, men de placerats i denna mera allmänt beskrivna grupp eftersom de är svåra att identifiera och skilja från andra bergarter som blivit kraftigt deformerade. Framför allt kan de vara svåra att urskilja från de bandade sekvenser som bildats genom äldre, plastiska deformationszoner. Längre åt norr, i Dalsland, har dock motsvarande bergarter blivit mindre deformerade och metamorfoserade, vilket gör att de lättare kan identifieras som vulkaniska och sedimentära bergarter.

En finkornig gnejs vid Gråbo undersöktes med en åldersbestämning (Petersson m.fl. 2015) vilken visade att bergarten bildats för ungefär 1 640 miljoner år sedan, vilket gör den till något äldre än Göteborgssvitens bergarter.

Yngre bergarter

Pegmatit

Mindre pegmatitgångar och ådror förekommer som en naturlig del i ådrade gnejser. Här är de kopplade till bergarternas deformation och metamorfos och kan ha en varierande ålder och sammansättning (fig. 6A).

På några ställen finns det dock noterat större kroppar av pegmatit som visar intrusiva relationer till omgivande sidoberg, till exempel vid Högsbo, Lerbäck, Kålltorp och Hästevik. Denna grupp av pegmatiter tolkas tillhöra en generation bergarter (Romer & Smeds 1996) som bildades genom uppsmältning (anatexis) i jordskorpan för cirka 1000 miljoner år sedan, kopplad till en sen fas av den svekonorvegiska kontinentkollisionen. Denna typ av pegmatit verkar bara förekomma i de västra och centrala delarna av Göteborgsområdet, väster om Göta älvzonen.

Pegmatiterna är normalt mycket grovkorniga, bestående av varierande mängder av kvarts, kalifältspat, plagioklas och glimmer. Ett dominerande glimmermineral är muskovit. En del pegmatiter kan också innehålla ovanliga mineral, som till exempel beryll i Högsbo.

Diabas

Det förekommer två olika typer av diabas i Göteborgsområdet. Det finns en äldre generation, metadiabaser, som främst kan studeras längs kustbandet där de är lättare att upptäcka. De bildar normalt meterbreda, nord–sydliga och nordöstliga–sydvästliga gångar med intrusiva relationer till sidoberget. Metadiabaserna är finkorniga, mörkt grå till svarta och med en svag förskiffring. Primärt bildad pyroxen är metamorft omvandlad till hornblände, vilket ger en tydlig indikation på att de är äldre än den svekonorvegiska kontinentkollisionen för cirka 1050 miljoner år sedan.



Figur 6A. Pegmatitgångar i granodioritisk "Frölundagranit". Gångarna har en bredd på cirka en halv meter och skär över gnejsigheten i granodioriten. Järnbrott. Foto: Ulf Bergström.



Figur 6B. Öst–västlig Tuvediabas (den mörkare bergarten). Gången är här cirka 10 m bred och klipper över gnejsstrukturerna i den omgivande granitiska berggrunden. Billdal. Foto: Thomas Eliasson.

Det finns också en yngre diabasgeneration, de så kallade Göteborgsdiabaserna som klipper igenom de äldre bergarterna i väst–nordvästlig riktning. Det finns sex större gångar, varav tre på Hisingen och tre i Askimsområdet (fig. 6B). Diabaserna är brantstående och den största, Tuvegången, har en bredd på över 50 m. Göteborgsdiabaserna är mörkt grå, finkorniga till medelkorniga och har generellt en primär mineralogi med plagioklas, olivin, klinopyroxen och opakmineral (främst titanomagnetit). Dessa diabaser har inte drabbats av någon metamorf omvandling och är således yngre än den svekonorvegiska orogenesen, vilket också verifierats med åldersbestämningar (Hellström m.fl. 2004). Diabasgångarnas riktning sammanfaller med en dominerande riktning för spröda deformationszoner och en naturlig tolkning är att de följer redan existerande sprickzoner. Spröd deformation och sprickbildning finns också i ökad utsträckning både i och runt diabasgångarna.

Vingaporfyr

En annorlunda och på många sätt unik bergart uppträder på öarna Vinga, Koholmen och Fjärskären i yttre skärgården. Det är en plagioklas-porfyrisk kvartsmonzodiorit till granit, som innehåller en varierad och omfattande mängd på inneslutningar. Inneslutningarna har olika form och ursprung, inte minst mörka, mer basiska bergartstyper. Vingaporfyren är sannolikt släkt med Göteborgsdiabaserna och har samma ålder (Årebäck m.fl. 2008).

Bergarternas sammansättning och egenskaper

Naturlig gammastrålning

Vår kunskap om den naturliga gammastrålningen baseras på flygburna radiometriska mätningar och uppföljning i fält på hällar med gammaspektrometer. Mätningarna ger den totala gammastrålningen samt halterna av de radiogena komponenterna kalium (K), uran (U) och torium (Th). Radiumindex är ett mått på radiumhalten i ett material och beräknas genom bestämningen av urankoncentrationen. 1 ppm uran motsvarar en aktivitetskoncentration av 12,35 Bq/kg uran-238 och 12,35 Bq/kg radium-226. En äldre rekommendation från de nordiska strålskyddsmyndigheterna (Strålskyddsmyndigheterna i Danmark, Finland, Island, Norge och Sverige 2000) anger att radiumindex för ett byggnadsmaterial bör vara mindre än 1,0, vilket motsvarar 16,2 ppm uran eller 200 Bq/kg ²²⁶Ra. Idag används ett aktivitetsindex för att uppskatta den totala gammastrålningen från ett material (bergart). Aktivitetsindex (AI) beräknas ur aktivitetskoncentrationerna av alla komponenterna ⁴⁰K, ²²⁶Ra (²³⁸U) och ²³²Th enligt:

 $C_{K}/3000+C_{Ra}/300+C_{Th}/200$ där C_{K} = aktiviteten av kalium i Bq/kg. 1 % K = 313 Bq/kg K-40, C_{Ra} = aktiviteten av radium i Bq/kg. 1 ppm U = 12,35 Bq/kg Ra-226, och C_{Th} = aktiviteten av torium i Bq/kg. 1 ppm Th = 4,06 Bq/kg Th-232.

Formeln för aktivitetsindex är beräknad så att stråldosen från en byggnad med golv, väggar och tak, konstruerade av ett material med AI=1, till en person som bor där säkert ska understiga 1 mSv/år, vilket är referensdosen för gammastrålning från byggnadsmaterial enligt den nya strålskyddslagstiftningen. För vidare information om strålning från bergmaterial, se Jelinek och Eliasson (2015).



Figur 7. Karta över den naturliga bakgrundsstrålningen i Göteborgsområdet. Strålningen uttrycks här som Aktivitetsindex (AI), en kombination av de olika komponenterna K, U och Th. De delar med högre bakgrundsstrålning, som visas med röd färgton, är helt kopplade till förekomst av RA-granit. Svarta trianglar visar mätlokaler gjorda på hällblottningar.

Naturlig bakgrundsstrålning, delad i de tre komponenterna K, U och Th, är en egenskap som kan användas för att karaktärisera och särskilja olika bergarter. Generellt har granitiska bergarter högre nivåer av grundämnet K och som normalt följs av högre nivåer av U och Th. Halten av de radiogena komponenterna kan också bero på graniternas bildningsmiljö och magmatiska utveckling. Mörka, mafiska bergarter har låga nivåer av alla tre komponenterna.

I mycket specifika (och sällsynta) fall kan mycket höga halter uppträda och i stället för att känneteckna det som bakgrundsstrålning blir det snarare en fråga om en anrikningsprocess. Dessa processer är helt annorlunda och inte alls lika förutsägbara.

Högre nivåer i den naturliga bakgrundsstrålningen inom Göteborgsområdet styrs helt av förekomsten av Kungsbackasvitens bergarter och framför allt den granitiska variant som kallas RA-granit. Den övriga berggrunden visar en varierande, men normalt sett låg bakgrundsstrålning. Där det förekommer ådrade gnejser i de västra och östra delarna av Göteborgsområdet, är det i första hand de granitiska ådrorna som kan avge en högre strålningsnivå snarare än det normalt gnejsiga sidoberget. Men variationen är stor. Beroende på den ojämna frekvensen av ådror, pegmatit-, aplit- och granitgångar, måste frekvensen av dessa underordnade bergarter beaktas när radonriskbedömning görs för en specifik bergvolym, till exempel vid undermarksprojekt eller bedömning av användning av berggrundsmaterial som ballast för husbyggnadsbetong. I tabell 1 redovisas medelvärden för olika petrofysiska parametrar inklusive de radiometriska för de olika bergartstyperna i Göteborgsområdet, baserat på spridda mätningar. (Vidare redovisas mätpunkter, samt där radiumindex > 1,0 i figur 7.)

Bergartstyp	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Aktivitets- index	Densitet kg/m ³	Susceptibilitet 10 ⁻⁶	N
Diabas	1,02	0,77	1,68	0,17	2 932	39 795	2
Pegmatit							
Kungsbackasviten:							
RA-granit	4,34	12,3	40,9	1,79	2 662	1 519	7
Askimsgranit	4,55	4,60	25,1	1,17	2 648	6 511	6
Askimsgranodiorit	2,73	2,53	9,48	0,58	2 759	705	4
Gabbro-diorit	0,88	1,50	4,45	0,24	2 922	620	2
Hisingensviten:							
Granit	4,8	1,5	8,6	0,73	2 630		1
Granodiorit–granit	2,34	2,5	9,1	0,53	2 690	775	2
Grd–gr, porfyrisk	3,8	1,1	8,5	0,62	2 660		2
Tonalit–granodiorit	2,0	1,9	6,6	0,42	2 708	5 286	8
Göteborgssviten:							
Muskovit-granit	4,3	3,7	13,4	0,88	2 615		2
Porfyrisk granit	3,8	1,7	21,1	0,89	2 670		2
Granit	4,0	2,8	16,0	0,85	2 643		3
Granodiorit–granit	3,2	2,37	13,7	0,71	2 631	9 560	1
Tonalit–granodiorit	2,3	2,1	8,7	0,51	2 778	4 706	10
Gabbro-diorit	0,2			0,02			1
Ögongnejs	3,7	1,9	17,5	0,82	2 684	9 943	4
Stora Le-Marstrand:							
Paragnejser	2,7	2,7	7,8	0,55	2 730	487	6
Diatexiter	2,0	3,5	5,2	0,46	2 800	315	2
Amfibolit	1,3	1,6	2,9	0,26	2 773	300	1

 Tabell 1. Radiometrisk sammansättning och andra petrofysiska parametrar hos bergarterna i Göteborgsområdet.

De ådrade sedimentgnejserna i väster uppvisar ett allmänt aktivitetsindex på cirka 0,5–0,6 för hela bergarten, men vid flera lokaler kan man notera att enskilda pegmatitådror och -gångar kan ha en ökad uranhalt. Volymerna är dock för det mesta mycket små. Amfiboliterna har ett lågt aktivitetsindex.

I de centrala delarna av Göteborgsområdet uppvisar Hisingensvitens bergarter generellt ett förhållandevis lågt aktivitetsindex på cirka 0,7 för de mer granodioritiska-granitiska typerna medan tonalit till granodiorit och gabbro till diorit visar ännu lägre nivåer; 0,3–0,4. Aktivitetsindex för Kungsbackasvitens olika bergarter är allmänt sett högre än motsvarande för Hisingensviten. Porfyrisk Askimsgranit och relaterade, mer jämnkorniga graniter har normalt sett ett aktivitetsindex runt 1 med enstaka avläsningar som kan vara högre. RA-granit, som ju definieras utifrån sitt radiogena innehåll, har ett medelvärde för aktivitetsindex på 1,7. Det är dock en minoritet av alla avläsningar som visar ett aktivitetsindex som är högre än gränsvärdet 2. Den bakgrundsstrålning som är kopplad till RA-graniten, kan dock visa ännu högre värden i vissa kritiska områden.

De förekomster av större pegmatitkroppar som förekommer i Hisingensvitens och Kungsbackasvitens bergarter är dåligt kända när det gäller innehållet av radiogena komponenter, men aktsamhet kan vara på sin plats. De få mätningar som finns tillgängliga för pegmatiter i området antyder att de har starkt varierande halter av radiogena grundämnen, men att enstaka pegmatitgångar kan ha högre nivåer av U och Th. Volymerna av dessa bergarter är dock normalt sett mycket begränsade. En specifik egenskap är att U/Th-förhållandet är avsevärt högre i pegmatiter än vad som gäller för de olika granitiska bergarterna.

De ådrade tonalitiska till granitiska gnejserna i Göteborgssviten har normalt sett låga aktivitetsindex, 0,8–0,9 för de lite mer granitiska typerna och 0,5 för de tonalitiska. Lite högre nivåer kan erhållas vid enskilda avläsningar på gnejser med granitisk sammansättning. Mörka mafiska bergarter har låga värden. Ögongnejsbanden har strålningsegenskaper som liknar de övriga bergarterna i Göteborgssviten. Högre nivåer av bakgrundsstrålning i denna zon kan misstänkas vara kopplad till förekomsten av pegmatitiska gångar och åderbildning.

Andra geofysiska parametrar

Andra geofysiska parametrar som kan användas för att karaktärisera bergarter är densitet och magnetisk susceptibilitet (tabell 1). Urbergets bergarter saknar till stor del porositet, vilket gör att bergarternas densitet speglar mineralinnehållet, kvarts- och fältspatrika bergarter har låg densitet, bergarter med stor andel mörka mineral är tunga (fig. 8 A–D). Susceptibiliteten är ett mått på bergarternas magnetisering, vilket i sin tur beror på innehållet av mineralet magnetit.

Generellt visar de granitiska bergarterna i Göteborgsområdet en densitet på mellan 2620 och 2660 kg/m³, oberoende av ålder och vilken enhet som de tillhör. Både i Hisingensvitens och Göteborgssvitens bergarter visas tydligt trenden från granit till tonalit med stigande densitetsvärden. De allra flesta prover med granodiorit till tonalit visar densitetsvärden över 2700 kg/m³ med ett medelvärde på 2778 kg/m³. I området med sedimentgnejser i väster varierar densiteten mellan sedimentgnejserna och diatexiterna, sannolikt beroende på att den migmatitiseringsprocess som skapat diatexiterna från sedimentgnejserna ger en förändrad relation vad gäller halterna av mineralen kvarts-fältspat.



Figur 8. Petrofysiska egenskaper. Densitet (D) mot aktivitetsindex AI (eller gammaindex). **A.** Kungsbackasvitens bergarter. **B.** Hisingensvitens bergarter. **C.** Göteborgssvitens bergarter. **D.** Stora Le-Marstrandsgruppens bergarter.

Magnetiseringsnivåerna för bergarterna i Göteborgsområdet beror alltså på bergartens primära innehåll av magnetit, men det kan förändras beroende på den strukturella och metamorfa överpräglingen. Detta visas ganska tydligt i kartan över det magnetiska totaltfältet i Göteborgsområdet (fig. 14), där de magnetiska anomalierna följer riktningen för gnejsigheten i de centrala delarna av Göteborg, snarare än de olika bergarternas utbredning. Men det finns några bergarter som uppvisar ett primärt tillstånd av högre nivåer, tydligast av dessa är Tuvediabasen, som visar sig tydligt som ett högmagnetiskt västnordvästligt stråk. Även ögongnejsbanden är tydligt urskiljbara med sina högre magnetiska nivåer. Tyvärr behövs ett större statistiskt underlag än vad som är tillgängligt i tabell 1 för att kunna särskilja alla bergartstyper i Göteborgsområdet med säkerhet.

Mineralogisk sammansättning

Genom att fastställa bergarternas mineralogiska sammansättning kan man bestämma bergarternas nomenklatur, metamorfa facies och dessutom notera en del viktiga egenskaper, som styrs av förekomsten av olika enskilda mineral. Mineralidentifikation görs normalt genom studier i mikroskop och sammansättningen bestäms genom en så kallad modalanalys, där vanligtvis cirka 1000 mineralkorn identifieras och räknas genom en statistiskt säkerställd metodik. Medelvärdet för mineralogiska sammansättningen för de olika bergartstyperna i Göteborgsområdet är presenterade i tabell 2.

Förhållandet mellan de viktiga bergartsbildande mineralen kvarts och fältspat styr magmatiska bergarters nomenklatur enligt ett diagram av Streckeisen (1974). I Göteborgsområdet är det främst de tre bergartsserierna Göteborgssviten, Hisingensviten och Kungsbackasviten (med Askims- och RA-granit) som går att definiera och namnsätta på detta sätt (fig. 9). Bergarterna i Göteborgssviten och Hisingensviten har snarlika egenskaper och visar kontinuerliga trender från gabbro till granit med en tyngdpunkt för tonalitisk till granodioritisk sammansättning. Detta antyder att trots åldersskillnaden på 40–50 miljoner år har dessa bergartssviter ett liknande ursprung och en trolig gemensam bildningsmiljö. Bergarterna i Kungsbackasviten har en ganska annorlunda fördelning av kvarts-fältspatinnehåll i proverna med två distinkt åtskilda populationer i granitiska och mafiska (gabbro till diorit) sammansättningar, en så

Bergartstyp	Kvarts	Kalifält- spat	Plagioklas	Glimmer	Mörka mineral	Opaka mineral (magnetit, sulfider)	N
Diabas							
Pegmatit							
Kungsbackasviten:							
RA-granit	34,4	37,5	20,6	5,1	0,7	0,14	12
Askimsgranit	27,8	36,1	25,1	6,0	2,8	0,12	12
Askimsgranodiorit							0
Gabbro-diorit	2,8	0	38,3	7,1	47,6	2,03	11
Hisingensviten:							
Granit	32,0	31,5	33,0	1,50	1,0	0	2
Granodiorit-granit	32,3	23,8	30,26	11,4	0	0,03	7
Granodiorit–gr, porfyrisk	24,7	24,4	37,2	10,2	0,3	0	6
Tonalit–granodiorit	26,5	6,3	45,3	13,6	3,9	0,25	10
Gabbro-diorit	2,7	3,3	34,9	6,7	47,1	1,3	6
Göteborgssviten:							
Muskovit-granit	38,1	32,3	21,7	5,7	0,3	0,6	7
Porfyrisk granit	35,2	31,4	25,5	6,1	0,57	0,3	5
Granit	32,2	34,8	27,7	5,15	0,11	0,25	7
Granodiorit-granit	30,8	21,0	31,9	10,8	1,8	0,42	7
Tonalit–granodiorit	24,9	5,1	48,8	15,4	5,1	0,15	22
Gabbro-diorit	4,3	0	39,4	10,6	43,5	0,64	5
Ögongnejs	29,4	27,5	34,3	7,	0	0,50	2
Stora Le-Marstrand:							
Paragnejser	31,4	1,0	35,7	22,8	1,1	0,05	19
Diatexiter	22,4	1,8	45,2	19,6	0,45	0,12	12
Amfibolit							

Tabell 2. Medelvärden för mineralogisk sammansättning hos bergarterna i Göteborgsområdet. Medelvärde av N antal prover. Glimmer = biotit, muskovit och klorit. Mörka mineral = olivin, pyroxen, amfiboler inklusive hornblände, serpentin.



Figur 9. Mineralogisk sammansättning och magmatiska bergarters nomenklatur enligt Streckeisen (1974). A. Kungsbackasvitens bergarter. B. Hisingensvitens bergarter. C. Göteborgssvitens bergarter. D. Stora Le-Marstrandsgruppens bergarter. Symboler som i figur 8.

kallad bimodal fördelning. Sedimentgnejser och diatexiter i Stora Le-Marstrandsgruppen är tydligt kvarts-plagioklas-bergarter och kalifältspat förekommer endast i ett fåtal prover.

Metamorf facies är viktig information för att uppskatta bergarternas deformationshistoria och olika tekniska egenskaper. I Göteborgsområdet där berggrunden genom den geologiska historien genomgått två händelser med kolliderande kontinenter, har bergarterna blivit drabbade av en omfattande deformation och metamorfos, vilket lett till nya mineralparageneser och kristallförändringar i bergarterna. Generellt utgår man ifrån att det är den yngre händelsen som är den mest identifierbara, eftersom den överpräglar den äldre. De idag existerande metamorfa mineralparageneserna har alltså skapats under svekonorvegium. Detta skiljer sig från strukturer som gnejsighet och ådring, som kan överleva en metamorf händelse och ge information om förhållandena under den äldre gotiska händelsen. I Göteborgsområdet uppträder mineralparagenesen hornblände-plagioklas utan närvaro av epidot i de olika mafiska bergarterna, vilket är typiskt för en berggrund i amfibolitfacies. Det metamorfa mineralet granat kan förekomma, framför allt i de amfiboliter som finns som inlagringar i Stora Le-Marstrandsgruppen. De primära magmatiska texturerna i bergarterna är generellt utsuddade, förutom i Hisingen- och Kungsbackasviterna, vilket antyder att den metamorfa överpräglingen är lägre i de centrala delarna av Göteborgsområdet, där dessa sviter förekommer. Dessutom är strukturer som gnejsighet svagare utbildad i detta område och ådring saknas normalt. Med undantag för de östra delarna där bergarterna kan ha påverkats av Göta älvzonen.

En viktig mineralogisk parameter är halterna av glimmer i bergarterna. Muskovit förekommer normalt sett mycket underordnat i alla bergarter förutom i Stora Le-Marstrandsgruppens sedimentgnejser och vissa graniter i de östra delarna (de så kallade Linnarhultsgraniterna), som identifierats speciellt utifrån sitt muskovitinnehåll (Samuelsson 1978). Även i dessa graniter överstiger dock muskovithalten i få fall 2 procent. Biotit dominerar glimmerinnehållet i alla bergarter och ökar haltmässigt om man jämför graniter med tonaliter till granodioriter. Mafiska bergarter har normalt sett lägre glimmerhalter med ett biotitinnehåll som brukar ligga mellan 5 och 10 procent. En detalj är att mafiska bergarter kopplade till Göteborgssvitens bergarter har nästan dubbelt så hög glimmerhalt som de annars likartade Hisingensvitens mafiska bergarter, en egenskap som sannolikt påverkar bergarternas hållfasthet till det sämre.

Opaka mineral är metalliska mineral som förekommer i förhållandevis små mängder i bergarterna. Det är vanligen järnoxidmineral som magnetit, men det kan också vara sulfidmineral. Tuvediabasen är den mest magnetitrika bergarten i Göteborgsområdet, vilket också visas tydligt på kartan över det magnetiska totaltfältet (fig. 14). Sulfidmineral är svavelförande mineral, vilka under vissa omständigheter kan genomgå en vittringsprocess där svavlet frigörs och bildar syror, till exempel vid en upplagsplats för losshållet berg. Sulfidmineral i form av pyrit (svavelkis) och pyrrhotit (magnetkis) finns i små mängder i Stora Le-Marstrandsgruppens sedimentgnejser.

I pegmatiter kan man ibland få mineralparageneser med olika sällsynta mineral som en konsekvens av mera extrema sammansättningar i slutfasen av magmornas utveckling. I Göteborgsområdet gäller detta framför allt i den så kallade Högsbopegmatiten, där man hittade ovanliga mineral som beryll i samband med brytning av kvarts och fältspat för keramikindustrin. Höga halter av U och Th skulle också kunna uppträda i de olika pegmatitkomplexen (se ovan), eftersom de sannolikt förekommer som sena magmatiska "restprodukter", men inga sådana mineral har identifierats.

Geokemisk sammansättning

Likt den mineralogiska sammansättningen så kan också geokemisk sammansättning användas för att bestämma bergarternas nomenklatur. Dessutom visar den geokemiska sammansättningen på viktiga ledtrådar angående bergarternas ursprung, bildningsprocesser och tektoniska miljö. Till skillnad från bergartens mineralogi så antas inte den geokemiska sammansättningen påverkas så mycket av mineralomvandlingar under metamorfa förhållanden. Däremot kan olika typer av hydrotermala omvandlingar som är kopplade till deformationszoner, innebära kraftiga grundämnesförflyttningar.

På SGU har provtagning för litogeokemisk analys av bergarter i sydvästsverige skett sedan början av 1970-talet, men normalt sett är det först i mitten på 80-talet som analystekniken var tillräckligt bra för att ge tillförlitliga resultat av både huvudgrundämnen och spårgrundämnen. Olika analysmetoder som XRF (röntgen), INAA (neutronaktivering) och ICP (plasma) fungerar olika bra för olika grundämnen och idag erbjuder kommersiella laboratorium komplexa, sofistikerade analyspaket med blandade metoder för att få en lång lista analyserade spårgrundämnen med låg detektionsgräns.

I figur 10 används ett P-Q-diagram (Debon & LeFort 1983) för att karaktärisera Göteborgs-, Hisingen- och Kungsbackasviternas nomenklatur. Likt resultaten för mineralogisk undersökning så har Göteborgs- och Hisingensviterna likartade kemiska egenskaper, medan Kungsbackasvitens bergarter uppvisar en annorlunda geokemisk signatur.



Figur 10. Litogeokemisk sammansättning och magmatiska bergarters nomenklatur enligt Debon och Lefort (1983). A. Kungsbackasvitens bergarter. B. Hisingensvitens bergarter. C. Göteborgssvitens bergarter. D. Bergarternas magmatiska nomenklatur. Y-axelns grundämnesekvation motsvarar i princip bergartarternas innehåll av kvarts medan x-axelns grundämnesekvation visar bergarternas innehåll av kaliumhaltiga mineral, främst kalifältspat. Symboler som i figur 8.

Diagrammet visar att den geokemiska sammansättningen tämligen subtilt skiljer ut fem olika bergartstyper i Hisingensviten som ockuperar specifika fält i diagrammet. De mörkt grå, mafiska tonaliterna till granodioriterna ockuperar fälten åt vänster i diagrammet, men den porfyriska så kallade Frölundagraniten har en sammansättning i granodiorit- och granitfälten. Mer finkorniga och jämnkorniga typer, som framför allt finns längs kuststräckan Saltholmen–Askim har en tydlig, mer SiO₂-rik karaktär. För Göteborgssvitens bergarter ser man mer av en kontinuerlig trend från de mörka tonalitiska till granodioritiska gnejserna till de gnejser som har en granitisk sammansättning. Kungsbackasvitens olika bergarter har en tydlig så kallad bimodal fördelning, där proverna förekommer i två specifika fält, de mörka mafiska bergarterna i gabbro till dioritfältet och Askims- och RA-graniterna i granitfältet.

En förklaring till de höga U- och Th-halterna i RA-granit går att spåra genom geokemi. Grundämneskvoten Rb/Sr visar i en graf mot SiO₂, graden av kristallfraktionering och hur mycket bergarten utvecklats av i slutfasen av sin magmaprocess. Den uran- och toriumanri-



Figur 11. Grundämneskvoten Rb/Sr **(A)**, som är en indikator på kristallfraktionering i magman, har ett uppträdande mot SiO₂-halten, som stämmer mycket väl med hur U och Th uppför sig **(B)** i Kungsbackasviten. Symboler som i figur 8.

kade RA-graniten är tydligt fraktionerad. U- och Th-innehållet visar en närmast identisk bild, vilket antyder att de förhöjda halterna av radiogena grundämnen sannolikt är kopplade till att bergarten är en slutprodukt i magmautvecklingen och att U och Th anrikats primärt i denna magmarest (fig. 11). Diagrammet antyder också att RA- och Askimsgranit har en gemensam utveckling som en initial magma och att högre strålningsnivåer kan kopplas till sent bildade "bubblor" av RA-granit, som dyker upp i de områden där Askimsgranit förekommer. Vid en jämförelse saknar bergarterna i Hisingen- och Göteborgsviterna denna process med kristall-fraktionering.

Bergkvalitet

Bergkvalitetsundersökningar har genomförts på SGU sedan 1990-talet. När man bedömer bergkvalitet utgår man från ett antal tekniska analyser av de olika bergartstyperna. Med analyserna klassificerar man sedan bergmaterialets lämplighet som ballast för olika användningsområden; byggmaterial för väg, tågbana och för betongtillverkning. De tekniska analyserna kombineras med mineralogiska studier, där kornfogar, kornstorlekar med mera observeras för att man ska kunna se hur bergmaterialets karaktär avspeglas i de tekniska resultaten. Bergkvalitetsinformationen kan naturligtvis också användas vid tunneldrivning och skärningar, både som ett mått på bergartens hållfasthet, och som hjälp vid bedömning av bergmassornas kvalitet som entreprenadberg.

I den tekniska analysen ingår vanligen bestämning av kulkvarnsvärde (AN-värde), Los Angelestal (LA-tal) och micro-Devalvärde (MDE). Kulkvarnsvärdet är liksom micro-Devalvärdet (MDE) ett mått på bergets nötningsmotstånd, medan LA-talet är ett värde på bergartens sprödhet. Alla metoderna utgår från olika utvärderingsprocedurer efter noga definierade krossningförfaranden. Låga tal på kulkvarnsvärde och LA-tal indikerar ett bergmaterial med större nötningsmotstånd och lägre sprödhet, vilket motsvarar ett ballastmaterial som klarar högre krav på hållfasthet. Utöver data från de provtagna lokalerna beaktas även tidigare publicerade tekniska och petrografiska analyser från olika krossbergsinventeringar och SGUs berggrundskartläggning. De tekniska analyserna kan kompletteras med undersökning av bergartens alkalisilikareaktivitet (ASR), som speglar förekomsten av reaktiv kvarts i bergarten. Detta kan leda till att bergarten fungerar sämre som råvara till betongframställning, då betongen kan spricka. I ett annat mått på ett ballastmaterials lämplighet för betong mäter man materialets så kallade flytbarhetstal.

I tabell 3 finns en sammanställning av de olika tekniska analyser som genomförts på bergarterna i Göteborgsområdet. En generell egenskap är att granitiska bergarter normalt har lägre värden på en kulkvarnsanalys medan mörka, mer mafiska bergartstyper uppvisar en lägre nivå vad gäller LA-tal. Det finns generella data som visar att prover klassificerade som RA-granit uppvisar relativt låga kulkvarnsvärden och LA-tal och att sedimentgnejserna i Stora Le-Marstrandsgruppen också uppvisar låga LA-tal. Ögongnejs är normalt ett material med sämre tekniska egenskaper med höga värden för både kulkvarns- och LA-analys.

I figur 12 visas klassificeringen av de olika bergarterna utifrån deras kulkvarnsvärde och LA-tal, där klass 1 är det bästa.

Andra kriterier än olika bergartstyper spelar också en viktig roll när ballastkvaliteten ska bedömas. Generellt är bergartens kornstorlek och kornfogar av stor betydelse. Finkorniga bergarter har som regel bättre tekniska egenskaper, och bergarter med mer dynamiska, oregelbundna mineralsammanväxningar och infingrande kornfogar kan ge ett utmärkt material. Detta uppstår till exempel i vissa typer av plastiska deformationszoner.

bergartstyp	värde	tal	värde	Korndensitet	IN
Diabas	13,9		11,6	3,0	2
Pegmatit	14,6	37,8		2,6	1
Kungsbackasviten:					
RA-granit	10,6	22,7	5,6	2,65	12
Askimsgranit	12,5	26,8	7,3	2,68	10
Askimsgranodiorit	13,2	21,5	9,2	2,76	2
Gabbro-diorit	14,1	19,2		2,93	6
Hisingensviten:					
Granit	7,2	22,8		2,64	2
Granodiorit–granit	12,8	27,2		2,67	5
Granodiorit–gr, porfyrisk	13,2	24,4		2,69	4
Tonalit–granodiorit	14,4	20,9	10,5	2,71	7
Göteborgssviten:					
Muskovit-granit	11,2	35,8		2,62	2
Porfyrisk granit	17,7	35,5		2,67	3
Granit	12,0	27,4		2,65	5
Granodiorit–granit	12,7	24,5		2,66	2
Tonalit–granodiorit	16,0	18,2	8,7	2,77	12
Gabbro-diorit	23,2	21,2		2,96	3
Ögongnejs	19,2	30,0		2,69	2
Stora Le-Marstrand:					
Paragnejser	13,2	17,4		2,75	6
Diatexiter	15,6	18,3		2,77	5
Amfibolit					

Tabell 3. Bergkvalitetsegenskaper hos bergarterna i Göteborgsområdet. Medelvärde av N antal prover



Figur 12. Tekniska analyser, Kulkvarnsvärde mot Los Angelestal i Göteborgsområdets bergarter. **A.** Bergarter med tonalitisk till granitisk sammansättning i Göteborgssviten (brungula trianglar) och Stora Le-Marstrandsgruppens sedimentgnejser och diatexiter (blå romber). **B.** Olika bergarter med tonalitisk till granitisk sammansättning i Hisingensviten (mörkt rödbruna fyrkanter) och olika granitiska bergarter i Kungsbackasviten (röda cirklar).

Deformation

Inledning

Deformation av berggrunden kan delas in i tre huvudtyper: plastisk, spröd-plastisk och spröd. Ju högre den metamorfa graden (temperaturen) är, vilket vanligtvis är kopplat till ett större djup i jordskorpan, desto mer genomgripande är i regel deformationen. Den plastiska deformationen kan vara regionalt utbildad och av genomgripande karaktär, till exempel utveckling av gnejsighet i bergarterna, men kan också vara koncentrerad till zoner, så kallade plastiska deformationszoner (skjuvzoner). Dessa två typer kan flyta ihop och vara svåra att särskilja. Den regionalt utbildade plastiska deformationen kan också omfatta olika veckstrukturer, där deformationen varierar beroende på var i strukturen man är.

Plastiska deformationszoner kan utbildas på olika djup i jordskorpan. De kan variera i mäktighet från millimeter-skala till flera kilometers bredd, och då deformationen påverkar en större bergvolym med ökad temperatur, blir zonerna vanligtvis bredare ju högre den metamorfa graden är under deformationen. Om zonerna bildats under lägre temperatur högre upp i jordskorpan blir deformationen mer koncentrerad och zonerna är i regel smalare och mer distinkta. Förutom att utgöra distinkta individuella zoner, kan plastiska zoner också vara relaterade till veckningen genom kraftig sträckning i veckbenen. Plastiska deformationszoner är normalt kopplade till en rörelse fokuserad till zonen och till nybildning av olika mineral, vilkas utseende kan spegla rörelsen.

Spröd-plastiska zoner bildas på ett djup i jordskorpan där temperaturen motsvarar övergången från plastisk till spröd deformation (eng. *brittle to ductile transition*). Notera att en plastisk deformationszon som blivit reaktiverad under spröda förhållanden högre upp i jordskorpan under den efterföljande geologiska utvecklingen *inte* utgör en spröd-plastisk zon *utan* en sprött reaktiverad plastisk zon.

Spröda deformationszoner (sprickzoner, krosszoner, förkastningar) bildas på ett djup i jordskorpan där temperaturen är för låg för att bergarterna ska kunna deformeras plastiskt.

Zonerna är mestadels smala och mer distinkta. Zoner som karaktäriseras av spröd deformation, framför allt ihållande zoner av regional karaktär, utgör dock i många fall ursprungliga plastiska zoner som reaktiverats mer eller mindre kraftigt under spröda förhållanden. Spröda deformationszoner är vanligtvis mycket inhomogena och karaktären kan variera kraftigt utefter både den laterala och vertikala utsträckningen. I spröda deformationszoner skapas normalt en sekundär porositet när mineral och kornfogar bryts sönder, och sprickor bildas. Denna porvolym kan i sin tur fyllas igen av sekundära sprickmineral som epidot, kalcit med flera vilket reducerar zonens permeabilitet. Liksom diabaser kan spröda zoner, beroende på dess karaktär, utgöra hydrauliska barriärer tvärs zonen.

Plastisk deformation i Göteborgsområdet

Förutom de yngre Göteborgsdiabaserna och Vingaporfyren, är alla bergarterna inom Göteborgsområdet mer eller mindre kraftigt omvandlade och deformerade. Den plastiska strukturella utvecklingen i Göteborgsområdet, likväl som i andra delar av Idefjordenterrängen, är knuten till de två händelser i den geologiska historien då berggrunden deformerades av kontinentkollisioner. De äldre, mestadels plastiska deformationsstrukturerna i berggrunden bildades i samband med den äldre, så kallade gotiska orogenesen för cirka 1 550 miljoner år sedan. Dessa strukturer är överpräglade och delvis utsuddade av deformationsstrukturer som bildades under den yngre, svekonorvegiska orogenesen för cirka 1 000 miljoner år sedan. I många fall reaktiverades de gamla strukturerna, och som sedan fungerade som fokuspunkter för nya rörelser under den yngre fasen.

I tektoniska modeller (Park m.fl. 1987) beskrivs deformationen under den gotiska bergskedjeveckningen som en asymmetrisk, "tight" veckning (som kallas F_2), vid bildandet av en gnejsighet S_2 , följt av semiparallella deformationszoner och migmatitisk åderbildning. På några ställen finns tecken på en äldre gnejsbildande händelse (som gav F_1 och S_1) och som sedan blivit indragen i den huvudsakliga deformationen (F_2/S_2). Allt har sedan blivit parallellställt. Detaljerna för den gotiska deformationen för cirka 1 550 miljoner år sedan är till stor del okända, men på Nordön på väg ut mot Marstrand finns undersökningar som tyder på att den varit tillräckligt kraftig för att vara i amfibolitfacies och skapa migmatitiska ådror (Austin Hegardt m.fl. 2010). Några mindre intrusioner av muskovitförande granit (så kallad Linnarhultsgranit) tolkas i äldre modeller (Samuelsson 1978) ha skapats genom uppsmältning i detta skede.

I en modell av den yngre svekonorvegiska kontinentkollisionen (Bingen m.fl. 2008) rörde sig de kontinentblock där Göteborgs berggrund ingår, från väster mot öster och sköts upp på det kontinentblock som kallas Östra Segmentet och som förekommer öster om Bollebygd idag. Den överskjutningen inducerade förutom de deformationszoner där blocken hade sina glidplan, också veckning (som kallas F₃) med ungefärligt nord–sydligt orienterade asymmetriska veck med veckplan som stupar medelbrant åt väster. Veckaxlarna är normalt orienterade med en flack stupning åt söder. Detta kan framför allt ses i ögongnejsbandens orientering (fig. 1), men också i hur de strukturella formlinjerna i figur 13 varierar och i kartan över det magnetiska totaltfältet (fig. 14). Senare veckning omfattar också nordöstligt–sydvästligt riktade, nästan horisontella veckplan och en distinkt närmast horisontell lineation (kallad L4). Från Nordön öster om Marstrand, har denna deformationsfas 4 blivit åldersbestämd till cirka 980 miljoner år (Austin Hegardt m.fl. 2010). Göta älvzonen tolkas vara en av de zoner som kan ha börjat som ett överskjutningsplan mellan olika mindre kontinentblock.

Orienteringen av planstrukturerna i Göteborgsområdet, det vill säga gnejsighet, ådring, bandning, veckplan med mera, samt även kontakterna mellan olika bergartsled varierar beroende på deformationsfaserna under svekonorvegisk tid. Detta gäller ju också inböjning



Figur 13. Strukturella formlinjer uppbyggda från ett stort antal strukturmätningar i Göteborgsområdet. Samma kartutsnitt som berggrundskartan i figur 1. I stort motsvarar formlinjerna en äldre gotisk gnejsighet som kallas S₂. Formlinjerna visar att gnejsigheten blir påverkad av yngre svekonorvegisk vecktektonik. Svarta linjer visar större deformationszoner och förkastningar, samma som i berggrundskartan i figur 1.

av planstrukturer in mot plastiska deformationszoner. Vad som kännetecknar sydvästsverige är att denna svekonorvegiska deformation interfererar med den äldre gotiska gnejsigheten. Genom strukturella formlinjer, ritade efter mätningar av olika planstrukturer, kan man se hur den svekonorvegiska vecktektoniken interfererar med och ställer om de äldre parallellställda strukturerna (fig. 13). Linjära strukturer, det vill säga veckaxlar och lineationer, stupar generellt 30-60 grader åt väster i Göta älvzonen, medan flacka lineationer med ungefärligt nordlig eller sydlig strykning dominerar öster om Göta älvzonen. Detta speglar sannolikt den dominanta F_3 -veckningen, medan de öst–västliga lineationerna i Göta älvzonen är en indikation på att zonen, åtminstone delvis, är en överskjutning från väster.

Det är ganska tydligt att gnejsigheten stryker ungefär i nordnordöstlig–sydsydvästlig riktning i de centrala delarna av Göteborg och de östra delarna av Hisingen (fig. 13, 14). Detta strukturella drag är en effekt av Göta älvzonen som parallellställer de äldre strukturerna och överpräglar dem i ett brett bälte. Stupningen på denna gnejsighet är normalt 40–70 grader åt väster, men avvikande värden förekommer. I zonen förekommer också parallella, smalare, plastiska deformationszoner med kraftigare deformation och yngre, mer spröda deformations-



Figur 14. Kartbild av det magnetiska totaltfältet i Göteborgsområdet. Samma kartutsnitt som berggrundskartan i figur 1. Mörkt rödbruna ytor visar högst magnetisering, blå områden är lägst. Utdragna magnetiska band visar att gnejsigheten (samma som i formlinjerna i fig. 13) blir veckade under den svekonorvegiska orogenesen. Bergarter med högre magnetiska egenskaper är Kungsbackasvitens bergarter i södra centrala delarna av Göteborg. På Hisingen syns den högmagnetiska Tuvediabasen skära över den nord–nordöstliga gnejsigheten. Svarta linjer visar större deformationszoner och förkastningar, samma som i berggrundskartan i figur 1.

zoner som delvis skär över de äldre plastiska strukturerna. I Mölndalsåns dalgång löper en sådan, något yngre och sprödare deformationszon, som skär över det tidigare anlagda plastiska mönstret i Göta älvzonen.

Plastiska deformationszoner

Äldre plastiska deformationszoner kan tolkas utifrån förekomsten av bandade, heterogena bergarter som förekommer i Göteborgssvitens bergarter i öster. Dessa plastiska deformationszoner kan vara bildade i samband med den gotiska orogenesen och har sålunda en minimiålder på cirka 1 500 miljoner år, men de kan också vara högtemperaturzoner bildade under tidigare faser av den svekonorvegiska orogenesen. Dessa zoner har i många fall blivit reaktiverade och de plastiska strukturerna överpräglas av sprödare strukturer. Då myloniter vanligen är fin- till mycket finkorniga, indikerar detta att de bildats under lägre temperatur och därmed senare än den metamorfa kulminationen som gett berggrunden dess gnejsiga karaktär under varmare, plastiska temperaturförhållanden. De plastiska deformationszoner (och myloniter) som



Figur 15. Bandade bergarter i krossbergstäkten vid Landvetter. Bergarten är en tonalitisk till granodioritisk gnejs tillhörande Göteborgssviten, som blivit omvandlad i en plastisk deformationszon. Deformationen tolkas vara gotisk och zonen är parallell med S₂. Foto: Ulf Bergström.

markerats på berggrundskartorna är i många fall konforma med foliationen och veckmönstret i sidoberget. Om zonerna är svekonorvegiska så kan de indikera en zonvis koncentration av plastisk deformation, till exempel relaterad till sträckning i veckbenen till F₃-veck. Detta kan noteras på ett flertal ställen längs ögongnejsbanden, till exempel väster om Landvetter flygplats och i västra Bergsjön (fig. 15). Det är dock oklart i några fall om de är äldre medveckade zoner eller om de indikerar rörelser inducerade av F₃-veckning.

En nord-sydlig zon med starkt deformerad Lerumsgranit förekommer öster om Aspen. Vid Finnsjön och Hålsjön finns flera zoner som följer veckstrukturen strax öster om Göta älvzonen och antyder att detta är en äldre deformationszon som blivit reaktiverad.

Längs Göta älvzonens längdriktning genom centrala Göteborg finns många exempel på ursprungliga plastiska deformationszoner, som senare kan ha blivit sprött reaktiverade. På de olika berggrundskartorna över Göteborg (Johansson 1931, Samuelsson 1978, 1982, Lundqvist 2007) är observationer av mylonit och starkt förskiffrad berggrund markerade på ett flertal ställen, vilket indikerar att zonrelaterad kraftig plastisk deformation förekommer. I Mölndalsåns dalgång åt söder förbi Lindome, finns ett flertal observationer och anger Göta älvzonens förlängning åt söder, men visar också på zonens komplexa historia.

Myloniter och bandade bergarter kan noteras på ett flertal ställen längs en nordvästlig zon genom Guldheden och åt sydväst ner mot Toltorpsdalen. Parallella zoner finns också vidare mot sydväst och Änggården. Kraftigt deformerad berggrund präglar hela delen av stadsområdet. Bandade bergarter kan exempelvis observeras i skärningar vid Chalmers. Alla dessa zoner är kopplade till Göta älvzonen och hur den vidgar sig och delar upp sig i två stråk över Göta älv och ut på Hisingen. Längs den västra armen av Göta älvzonen, hela Klarabergsdalen och dess fortsättning upp till Kungälv, finns flera lokaler med mylonit. I den östra armen av Göta älvzonen längs Göta älvs dalgång är observationerna av mylonit eller starkt förskiffrad berggrund få, och sannolikt domineras denna gren av zonen av yngre, mer spröd deformation.

Zoner med nordöstlig riktning finns väster om Nordre älv och de går parallellt med den större deformationszon som är tolkad att följa Nordre älv.

Dokumentation och karaktärisering, inklusive kinematiska studier, av plastiska deformationszoner, är på en tämligen begränsad nivå i Göteborgsområdet. Enskilda undantag är Cederbom (1995) och Swahn (1996) som dokumenterade rörelser i Göta älvzonen.

Spröd deformation – allmän inledning

De tektoniska händelserna under den 1100–900 miljoner år gamla svekonorvegiska orogenesen var kopplade till en kompression (förkortningen av jordskorpan) som var orienterad västnordväst–östsydöst till nordväst–sydöst under den svekonorvegiska orogenesen (Saintot m.fl. 2011). Detta ledde till att plastiska zoner som var dextrala (högervriden rörelse) under den äldre gotiska orogenesen, kunde bli sprött aktiverade sinistralt (vänstervriden rörelse) under den en svekonorvegiska orogenesen (jämför Saintot m.fl. 2011). Då den sprödtektoniska utvecklingen har visat vara mycket likartad i de båda välundersökta områdena vid kärnkraftverken Forsmark och Oskarshamn (Viola m.fl. 2009, Saintot m.fl. 2011), samt även i Olkiluoto i sydvästra Finland (Mattila & Viola 2014), är det rimligt att anta att resultaten från åldersbestämningar och paleostressanalyser rörande den sprödtektoniska utvecklingen skulle kunna vara applicerbara även på Göteborgsområdet, även om det ligger i en annan del av urbergsskölden.

Det är viktigt att notera, inte minst ur byggnadsgeologisk synpunkt, att sprödtektoniska deformationszoner vanligtvis är inhomogena till karaktären, både utefter sin laterala och vertikala utbredning. Exempelvis är zonkärnan vanligtvis inte kontinuerligt utbildad, övergångszonerna till det intakta berget är i regel inte symmetriskt fördelade kring zonkärnan, tjockleken varierar och zonen kan dela upp sig i olika grenar som omsluter bättre bevarat berg inom zonen (fig. 16, jämför Caine m.fl. 1996). Från figur 16 framgår det att vid borrning genom en zon kan zonen uppvisa helt olika karaktär beroende på var borrhålet penetrerar zonen. Ur hydrogeologisk synvinkel visar också erfarenheterna att de sprickrikare övergångszonerna normalt är mer vattenförande än själva zonkärnan (till exempel Gustafson 2009), vilken kan vara leromvandlad och fungera som en hydraulisk barriär.





Glaciala och postglacia sediment, okonsoliderade Intakt kristallint berg utanför deformationszonen Deformationszon

1=kärna

2=övergångszon

3=bergart med egenskaper liknande det omgivande berget

Figur 16. Princip för den vanligtvis inhomogena karaktären av spröda deformationszoner. Figuren är modifierad efter Caine m.fl. (1996). Bild från SKB (2008), översatt från engelska.

Sprickzoner och förkastningar

Vid jämförelse av höjddata över Göteborgsområdet (fig. 17), som i första hand återspeglar mer ihållande spröda strukturer i berggrunden, med bergarternas orientering på berggrundskartan (fig. 1, 13) och det magnetiska anomalimönstret (fig. 14), framgår en generell överensstämmelse, det vill säga det regionala topografiska mönstret sammanfaller väl med orienteringen av de plastiskt deformerade bergarterna och de plastiska planstrukturerna i berggrunden. Detta antyder att uppbyggda spänningar i berggrunden under den sprödtektoniska geologiska utvecklingen i första hand har utlösts utefter den befintliga plastiska anisotropin (jämför Andersson & Swindell 2008). Det ska dock noteras att spröda zoner som övertvärar de plastiska strukturerna också förekommer.

Huvuddelen av de västnordvästliga Göteborgsdiabaserna är orienterade mer eller mindre parallellt med stora sprickzoner i berggrunden. Detta kan tyda på att diabasmagmorna utnyttjat redan existerande svaghetszoner i berggrunden och intruderat utefter dessa (fig. 18). Dessa zoner skulle alltså ha etablerats tidigt i den geologiska utvecklingen och senare blivit reaktiverade. Diabasernas huvudsakligen västnordvästliga strykning och branta till vertikala stupning antyder att svaghetszonerna i så fall reaktiverats i ett spänningsfält med huvudspänningen



Figur 17. Karta över höjddata i LiDAR-form i Göteborgsområdet.


Figur 18. Sammanställning av svaghetszoner i Göteborgs kommun från topografiska lineament, tolkade från LiDAR- data och geofysiska data. Sprickmätningslokaler från SGUs bergkvalitetsprovtagning 1999.

orienterad i västnordväst–östsydöst och den minsta spänningen nordöst–sydväst. Hypotetiskt skulle detta kunna innebära att diabaserna och de parallella spröda deformationszonerna är relaterade till de initiala strukturerna i den svekonorvegiska orogenesen med överskjutningar från västnordväst och en huvudkompression i cirka nordväst–sydöstlig riktning. En datering av diabaserna bekräftar detta genom att vara cirka 100 miljoner år yngre än den huvudsakliga kontinentkollisionen (Hellström m.fl. 2004). På ett flertal ställen inom Göteborgsområdet är diabaserna uppspruckna och krossade vilket indikerar en mer allmän spröd reaktivering i berggrunden efter diabasernas intrusion. Vidare innebär även förekomsten av diabaser att tektoniska rörelser sannolikt förekommit i samband med diabasmagmans inträngande i svaghetszoner i berggrunden.

Generellt domineras Göteborgsområdet av spröda deformationszoner med huvudsakligen östlig–nordöstlig riktning öster om Göta älvzonen och nordvästlig till öst–västlig orientering väster om Göta älvzonen (fig. 1). Sannolikt kan dessa zoner i några fall snarare representera morfologiska drag i terrängen än att återspegla en sprödtektonisk geometri, och intensiteten i deformationen är till stor del okänd. Spröda deformationszoner beskrivs vanligtvis som svaghetszoner när de lokaliseras vid underjordsarbeten och eftersom de vanligtvis innebär en ökande vattenföring leder det till ett ökat förstärkningsbehov. Potentiella zoner identifierats och undersöks under planeringsfasen av stora infrastrukturprojekt genom ytkartläggning och kärnborrhål.

På SGU används en skala från låg till hög konfidens för att ange säkerheten i observationen av en svaghetszon. Låg konfidens kan vara indikation från höjddata eller geofysik medan hög konfidens kan vara besiktning på plats i en tunnel. Kombination av flera olika typer av observation ökar naturligtvis graden av konfidens.

I centrala Göteborg söder om Göta älv har potentiella svaghetszoner, identifierade under planeringsfasen för Trafikverkets Västlänkenprojekt (fig. 19, 20), beaktats i det nuvarande arbetet (Trafikverket 2016, PM Hydrogeologi berg).



Figur 19. Svaghetszoner lokaliserade i centrala Göteborg under arbetet med Västlänken. Data från BERGAB och SGU. Lågkonfidenszoner visas som linjer i gult. Den är då indikerad med hjälp av höjddata eller geofysik. Om det finns starkare bevis för en zons läge klassificeras den att ha mellankonfidens, visas med blå färg och är modellerad i 3D ned till 500 m under havsytan.



Figur 20. I centrala Göteborg domineras svaghetszonerna av en zongruppering med nordvästlig–nordnordvästlig riktning med måttliga stupningar mot väst och annan gruppering med nordöstlig–östnordöstlig riktning med brant till vertikala stupningar.

Sprickmätningar

I fokuserade studier inom vissa områden i Göteborgsregionen, i de flesta fall kopplade till pågående eller avslutade infrastrukturprojekt, har stora mängder sprickinformation dokumenterats. Insamlade sprickdata för Västlänkenprojektet presenteras i bilaga 1 som ett exempel på extern sprickinformation som samlas in och arkiveras på SGU. Sammanställningar av sådan information är tänkt att genomföras för att successivt ge mer detaljerade uppgifter till sprödtektonisk modellering i en framtida komplettering av den byggnadsgeologiska kartan.

I SGUs interna databaser finns ett mindre antal sprickmätningar från Göteborgs kommun som har genomförts av SGU i samband med bergkvalitetsprojekt under 1990-talet (Persson m.fl. 2000). Eftersom de flesta mätningar är gjorda på sprickor av lokal karaktär ger dessa endast en bild av förhållandena vid provlokalerna för bergkvalitet, men tillsammans ger de ändå en viss översikt (fig. 21).

I Göteborgs kommun (fig. 18, 21) visar de flesta sprickmätningslokaler en dominant sprickriktning som är parallell med den huvudsakliga riktningen för bergarternas gnejsighet. Det är naturligt att en uppsprickning av bergarterna företrädesvis följer dessa riktningar. Centralt i staden innebär det riktningar som styrs av Göta älvzonens riktning i ungefärligt nord–syd till nord–nordväst med en stupning på cirka 50–60 grader åt väster. Denna sprickriktning kompletteras vanligtvis med en ungefärligt vinkelrät, öst–västlig riktning med relativt brant stupning. Lokala avvikelser från detta grundtema är mycket vanligt, bland annat spelar inflytandet från lokala deformationszoner in. De flesta sprickriktningar visar vertikal till brant stupning.

Kartläggningen på Göteborg SO (Samuelsson 1978) har visat att västnordvästliga–östsydöstliga sprickor som regel innehåller material rikt på lermineral bildat genom omvandling av sidoberget. Lermineralen består till stor del av en mineralgrupp som kallas smektiter, vilka genom vattenupptagning kan orsaka mer eller mindre starkt svälltryck. Sprickorna i denna riktning kan också ha kvarts som sprickfyllnad. Sprickor i samma riktning, men som saknar sprickfyllnad, är i flera fall öppna och vattenförande (Wallroth 2013).

Genom arbeten med sprickmätningar i anslutning till olika infrastrukturprojekt i Göteborg verifieras erfarenheten att en dominant sprickriktning är parallell med den huvudsakliga strykningsriktningen för gnejsigheten. I en sammanställning av sprickriktningar i samband med förstudierna till Västlänkenprojektet (bilaga 1) identifieras denna foliationsparallella sprickriktning som den viktigaste. Den vrider från ett ungefärligt medelvärde i nordnordväst



Figur 21. Stereogram för de sprickmätningslokaler som finns angivna i figur 18. Från bergkvalitetskartan över Göteborgs kommun (Persson m.fl. 2000).

till nord-syd i centrala staden. Sprickriktningen följs också av deformationszoner i samma riktning (fig. 18). Även den vinkelräta sprickriktningen sammanfaller med vissa svaghetszoner. Intressant nog uppträder mer öst-västliga riktningar för den foliationsparallella sprickriktningen vid Skansen Lejonet (den nordligaste bergblottningen söder om Göta älv), vilket antyder att strukturerna kan ställa om längs den viktiga i västsydväst-östnordöst löpande deformationszonen utmed älven.

Sen-till postglacial deformation

Mörner (2004, 2005) presenterade en stor mängd lokaler i Sverige där tecken på sen- till postglacial paleoseismicitet observerats, inklusive Göteborgsområdet (se även Tröften 1997). Förekomsterna i Göteborgsområdet är i första hand baserade på observerade störningar i varvig lera och vattenmättade jordlager (eng. *liquefaction*), vilka enligt Mörner orsakats av jordskalv i nära anslutning till den senaste deglaciationen. Då inga avgörande bevis har presenterats, förutom för allmänt accepterade sen- till postglaciala förkastningar i norra Sverige, till exempel Pärvie, Lansjärv, Röjnoret och Burträsk, och den nyligen i LiDAR-data identifierade och beskrivna förkastningen i trakten av Bollnäs (Smith m.fl. 2014, Mikko m.fl. 2015), råder ingen allmän acceptans för förekomsten av sen- till postglaciala förkastningsrörelser i södra Sverige, inklusive Göteborgsområdet (jämför Lagerbäck & Sundh 2008).

Bergspänningar

Information om bergspänningar är en viktig komponent vid design och konstruktion samt för att uppskatta stabiliteten i underjordsanläggningar.

Regionalt spänningsfält

Det bergspänningsfält (paleostress) som rått i den svenska berggrunden och som orsakat bildning och reaktivering av plastiska och spröda strukturer har varierat under den geologiska utvecklingen. De spänningsrelaterade processer som i första hand är aktuella är de stora orogena händelser som skapat och deformerat berggrunden, det vill säga de svekokarelska, gotiska, svekonorvegiska och kaledoniska orogeneserna (bergskedjebildningarna). Efter svekonovegikum för cirka 1000 miljoner år sedan, har spänningsförändringar orsakats av distala orogena processer (den kaledoniska orogenesen), och spänningsfältet kan ha förändrats



Figur 22. Bergspänningar i Skandinavien enligt World Stress Map (Heidbach m.fl. 2008).

vid andra geologiska processer som belastning och avlastning av berggrunden, till exempel vid sedimentation eller erosion och glaciation eller deglaciation.

Det nuvarande regionala bergspänningsfältet (in situ stress) i Fennoskandiska skölden orsakas i första hand av ett horisontellt tektoniskt tryck från spridningen i den Mittatlantiska ryggen. Förutom trycket från den Mittatlantiska ryggen utgör den postglaciala tryckavlastningen (jordskorpans återhämtning efter den senaste nedisningen) en andra ordningens spänningskälla (jämför Uski m.fl. 2003). Om man bortser från lokala variationer är den största horisontella huvudspänningen (σ 1) generellt orienterad i nordväst–sydöstlig riktning i berggrunden i södra halvan av Sverige (fig. 22). Den vertikala spänningen är i första hand orsakad av trycket från ovanliggande bergmassor (till exempel Perman & Sjöberg 2007) och är förhållandevis låg nära markytan.

Lokalt spänningsfält

Lokalt kan bergspänningarna avvika från det regionala mönstret och beror vanligtvis på heterogeniteter i bergmassan, till exempel orienteringen av större deformationszoner, topografiska och litologiska variationer etc. I kuperad terräng är orienteringen av bergspänningen också styrd av topografin. Lokalt kan även spänningen avvika avsevärt från medelspänningen inom ett visst område. Den översta delen av berggrunden (< 50 m) visar vanligtvis tecken på tryckavlastning vilket påverkar bergspänningen. Är berggrunden kraftigt uppsprucken är bergspänningarna att betrakta som noll eller nära noll, medan enstaka banknings- eller sprickplan har mindre påverkan på spänningsfältet (Berg 2005).

Bergspänningar mätta i djupa borrhål (100–1000 m) eller spänningar från fokalplansanalyser av recenta jordskalv på stora djup är således inte alltid representativa för den översta mer eller mindre tryckavlastade delen av berggrunden (jämför Berg 2005, Perman & Sjöberg 2007) inom vilken de flesta infrastrukturprojekt drivs.

Recent seismicitet

Göteborgsområdet och resten av sydvästsverige karaktäriseras av endast ett fåtal historiskt (1375–1970) och instrumentellt (1971–2012) registrerade jordskalv. Det är också viktigt att notera att osäkerheten i precisionen kan vara upp till 2 km för instrumentellt registrerade skalv och ännu större för de historiska.

Sammanfattning av Göteborgsområdets berggrundsgeologiska utveckling

Tabell 4 sammanfattar översiktligt den geologiska utvecklingen i Göteborgsområdet, från de äldsta processerna när berggrunden bildades och de geologiska processer och händelser som därefter har eller kan ha påverkat berggrunden i området fram till nutid. Efter det att berggrunden bildats, omvandlats och deformerats under den gotiska orogenesen och sedan stabiliserats för cirka 1 500 miljoner år sedan, följde en period av stabil krusta och processer kopplade till denna stabila kontinent. En ny kontinentkollision vid cirka 1 000 miljoner år sedan omvandlade och deformerade berggrunden en andra gång. Efter den fasen är effekten av den efterföljande geologiska utvecklingen i första hand präglad av reaktiveringar och eventuell nybildning av strukturer eller svaghetszoner orsakade av uppbyggda spänningar i berggrunden. Spänningsförändringar i den stabiliserade berggrunden kan vara en distal effekt av yngre orogena förlopp, men även orsakas av belastningar och avlastningar som en följd av till exempel sedimentation eller erosion och glaciation eller deglaciation.

När det gäller förståelsen av den geologiska utvecklingen är tillgången till mer eller mindre exakta åldersbestämningar av bergarter, metamorfa omvandlingar och deformationer relativt god när det gäller den äldre geologiska utvecklingen, det vill säga när berggrunden bildades, fortfarande var plastisk och fram till dess stabilisering. För händelser och processer som påverkat berggrunden i den efterföljande geologiska utvecklingen är tillgången till åldersbestämningar däremot sparsam. Framför allt gäller detta åldern på reaktiveringen och eventuellt nybildningen av spröda deformationszoner (förkastningar). Detta innebär att vanligtvis kan endast en relativ åldersbestämning göras eller att åldern bara kan begränsas till ett mer

Ålder (miljoner år)		Geologisk händelse
Nutid		Recent seismicitet?
0,115–0		Glaciation-deglaciation; syn- till postglaciala förkastningsrörelser?
510-400		Spröd reaktivering av deformationszoner/sprickor som en distal effekt av den kaledoniska orogenesen?
580-500		Sedimentation; kambrisk sandsten i sprickor
850–600		Erosion, bildning av det subkambriska peneplanet
950-920		Intrusion av diabas, Vingaporfyr
980–900	giska en	Spröd reaktivering av deformationszoner/sprickor som en effekt av avsvalning efter den svekonorvegiska orogenesen?
1030-980	nes	Intrusion av pegmatit, deformation (D4), åderbildning
1050-1000	ono	Metamorfos (M3) och deformation (D3), åderbildning
1100–1050	ord	Kontinentkollision, initialt skede av den svekonorvegiska orogenesen
1 350–1 310	Sv	Intrusion av Kungsbackasviten; Askims- och RA-granit
1500-1100		Kontinentbildning/kratonisering, erosion
1520–1480		Intrusion av Stigfjordensviten; granit och diabas
1 520–1 500		Spröd reaktivering av deformationszoner/sprickor som en distal effekt av den gotiska orogenesen?
1560–1540	Ę	Metamorfos (M2) och deformation (D2), åderbildning
1 585–1 530	ese	Intrusion av Hisingensviten i ett flertal pulser, huvudsakligen vid 1560
1 590–1 585	gen	Metamorfos (M1) och deformation (D1), åderbildning
1 600–1 590	oro	Sedimentation (Stora Le-Marstrandsgruppen)
1 630–1 590	ka	Intrusion av Göteborgssviten; tonalit–granit och underordnad ögongranit
1 630–1 610	otis	Förnyad vulkanisk och sedimentär aktivitet (Åmålsgruppen)
1660–1630	IJ	Sedimentation och vulkanisk aktivitet

 Tabell 4. Översiktlig sammanfattning av den geologiska utvecklingen i Göteborgssområdet.

eller mindre stort tidsintervall. Enda möjligheten att relativt åldersbestämma yngre rörelser i spröda deformationszoner är dokumenterad förskjutning av det subkambriska peneplanet eller påverkan på sprickor som är fyllda med kambrisk sandsten, vilket i bägge fallen skulle tyda på att rörelser skett i kambrisk till postkambrisk tid. Sålunda är kunskapen om eventuella rörelser i berggrunden under de senaste 900 miljoner åren fram till nutid förhållandevis begränsad (jämför dock erfarenheterna och kunskapen som nämnts ovan från Forsmark).

JORDARTSGEOLOGI

Regionalgeologisk bakgrund och sammanfattning

Göteborgsområdet hör till jordartsregionen Västkustens berg- och lerområde (Persson 1995). Denna region karaktäriseras av att jordtäcke till stor del saknas i höjdområden och att lägre liggande områden och sprickdalar är fyllda med finkorniga sediment (fig. 1, 2). Morän förekommer dels som ett mycket tunt, cirka 0,5 m, täcke inom många höjdområden, dels i randbildningar och som stöt- och läsidesmoräner. Randbildningarna, till exempel Göteborgsmoränen, utgörs av deltan och ryggar bestående av isälvsmaterial och morän. Svallsediment förekommer kring morän- och isälvsavlagringarna. En för västkusten karaktäristisk jordart är skaljord, som dock förkommer förhållandevis sparsamt inom det aktuella området. Lerorna domineras av glacial lera som är övervägande styv, grå och diffust skiktad. Den överlagras i lägre partier av en snarlik postglacial lera. Den glaciala leran är ställvis av kvickleratyp och den sammanlagda lermäktigheten är i regel stor och kan i de breda dalgångarna uppgå till 50–100 m. De kvartärgeologiska avlagringarnas förekomst, landformer och egenskaper återspeglar inlandsisens dynamik i området, jordarternas bildningsmiljö och utvecklingen i området efter det att de



Figur 23. Förenklad jordartskarta över Göteborgs kommun med omnejd. Områden med kalt berg och tunt jordtäcke på berg samt lera dominerar i området.

glaciala processerna avklingat. I Göteborgsområdet framgår det tydligt hur isavsmältningens dynamik påverkat förekomst och egenskaper hos de glaciala jordarterna, och att landformerna och isavsmältningen representerar slutet av den senaste istiden och övergången till ett varmare klimat under holocen. Eftersom stora delar av området ligger under högsta kustlinjen är området starkt präglat av jordarter avsatta i Västerhavets olika stadier fram till i dag, samt de strand- och kustprocesser som verkat på landskapet då det stigit ur havet. Jordarternas fördelning inom Göteborgs kommun återfinns på kartan i figur 23.

Högsta kustlinjen och strandförskjutningen

Avsmältningen av den senaste inlandsisen i Göteborgsområdet ägde rum under en period av omkring 1 500 år mellan 16000 och 14 500 år före nutid (Stroeven m.fl. 2016). Iskanten drog sig i genomsnitt tillbaka cirka 150 m per år, med undantag för perioden i samband med Göteborgsmoränens bildning. Isrörelseriktningen vid nedisningens slutskede var i huvudsak från nordöst.

Vid isavsmältningen var jordskorpan nedpressad långt under havsnivån, vilket gjorde att havet kom att täcka väldigt stora delar av landskapet. Efter det att isen lämnat området höjdes jordskorpan relativt snabbt, cirka 30 mm/år. Samtidigt höjdes också havsnivån genom det smältvatten som tillfördes havet från de avsmältande inlandsisarna. Landhöjningen har skapat en successiv förändring av havsstrandens nivå och den nuvarande landhöjningen i området är cirka 2 mm/år.

Den högsta nivån för havets utbredning efter isavsmältningen kallas högsta kustlinjen (HK) och havet nådde denna nivå vid olika tidpunkter (fig. 24). I Göteborgsområdet är HK



Figur 24. Västerhavets största utbredning och högsta nivåer i samband med isavsmältningen mellan 16 000 och 14 500 år före nutid. Strandlinjen har vid olika tidpunkter utgjort högsta kustlinjen.



Figur 25. Strandförskjutningskurva.

beläget mellan 90 och 100 m ö.h. (Påsse & Daniels 2015) med de lägre värdena i västra och södra delarna. Tiden efter HK fram till cirka 10000 år sedan kännetecknas av en snabb landhöjning, vilket bland annat resulterade i en snabb strandförskjutning (fig. 25). Under perioden 10000–8400 år före nutid avstannade strandförskjutningen och den snabba höjningen av havsnivån vid den här tidpunkten gjorde att man fick en transgression. Det vill säga tidigare torrlagda områden kom återigen att hamna under västerhavets yta.

Denna period benämns den postglaciala transgressionen. Från cirka 8600 år sedan och fram till idag har strandlinjen intagit allt lägre nivåer. Dagens landhöjning i Göteborgsområdet uppgår till knappt 3 mm/år.

Jorddjup

SGU har utvecklat en karttjänst (http://apps.sgu.se/kartgenerator, fig. 26) för att visa jorddjupsförhållanden (Daniels & Thunholm 2014). Genom en interpolering av de faktiska jorddjupen samt information om berg i dagen har en modell tagits fram. Osäkerheten i modellen ökar med ökat avstånd från observationspunkterna. Inom området finns ett stort antal borruppgifter, men de är ojämnt fördelade. Borrpunkterna redovisas inte i rapporten, men finns tillgängliga via SGUs databaser och kartvisare. Jorddjupsmodellen överdriver sällan djupet vilket innebär att i områden där det saknas borrningar kan man anta att modellen visar för låga värden.

Jorddjupet är som förväntat störst i de stora dalgångarna som vanligtvis fylls ut av mäktiga lager av huvudsakligen lera. Det största konstaterade jorddjupet återfinns i centrala Göteborg strax öster om Göta Älvbron och uppgår till 95,3 m. Stora jorddjup finns även i moränackumulationen vid Ellesbo, där den största konstaterade mäktigheten uppgår till 42 m. I Göteborgsmoränen återfinns jorddjup på minst 18 m. I höjdområden är jorddjupet generellt litet.



Figur 26. Översiktlig bild som visar jorddjupsförhållanden i Göteborgsområdet.

Morän

Morän förekommer förhållandevis sparsamt i markytan och den generella bilden är att området är relativt moränfattigt. Morän återfinns dock vanligtvis på djupet under yngre jordarter. Mäktigheten varierar betydligt och generellt kan en areellt större moränavlagring förväntas ha större mäktighet. Större sammanhängande områden med morän är mindre vanliga. Göteborgsmoränen, se nedan, utgör ett undantag. Förutom Göteborgsmoränens avlagringar förekommer egenformer av morän mycket sparsamt, endast ett par mindre drumliner i nordöstra delen samt ett mindre antal transversella moränryggar återfinns i området. Sandig morän dominerar och inte sällan har moränen ett svallat ytskikt. De äldsta kända jordarterna inom området finns i den stora avlagringen vid Ellesbo där den undre moränen anses ha en ålder på cirka 95 000–85 000 år. På den återfinns ytterligare två moränbäddar åtskilda av interstadiala glacifluviala sediment (främst sand och grus) och bland annat lergyttja. Åldern på de respektive moränbäddarna bedöms vara minst 20 000 respektive 30 000 år.

Göteborgsmoränen

En av de mest kända kvartärgeologiska företeelserna i Västsverige är den så kallade Göteborgsmoränen, en randbildning med mer eller mindre sammanhängande avlagringar, som kan följas från Sydsvenska höglandet via Halland till Hisingen och vidare norrut norr om Orust. Göteborgsmoränen har en komplex uppbyggnad där vissa delar består av sand och grus, andra delar innehåller morän och linser av sediment. Även lerlager förekommer. Den komplexa sammansättningen beror på bildningssättet. Göteborgsmoränen representerar ett stillestånd i iskantens tillbakadragande där iskanten under en period endast rörde sig fram och tillbaka (oscillerade) inom ett begränsat område under en period, för cirka 12800 år sedan. Morän avsattes kontinuerligt vid iskanten tillsammans med smältvattensediment och oscillationen innebar att isen kunde bearbeta och förflytta tidigare avsatta sediment. På så sätt kunde sediment få ett moränliknande utseende trots att kornstorlekssammansättningen inte förändrats. Inom området sträcker sig Göteborgsmoränen från Delsjön upp till Tagene (fig. 27). På flera







Figur 28. Geologisk 3D-modell i Gamlestadsområdet.

platser döljs den av finsediment, exempelvis finns en borrning i Gamlestaden med 13 m finkorniga sediment på 57 m friktionsmaterial. Vid Gamlestaden har SGU tagit fram en geologisk 3D-modell (fig. 28) över jordlagren. Modellens syfte är att ge en översiktlig bild av jordlagrens uppbyggnad. Modell och beskrivning kan laddas ned här: https://apps.sgu.se/sgu3d/

Flera stora grundvattenmagasin finns i avlagringen och dessa har utnyttjats som grundvattentäkter sedan länge. Exempelvis leddes redan på slutet av 1700-talet vatten i urholkade trädstammar från Kallebäck till vattenavhämtningsställen i centrala Göteborg. På många platser har det tidigare bedrivits täktverksamhet i Göteborgsmoränens avlagringar. Då jordartsförhållandena är så skiftande och komplexa i den här moränen återges den med en egen beteckning på jordartskartan.

Isälvsavlagringar

Det återfinns relativt få isälvsavlagringar inom området. De största avlagringarna finns i Lärjeåns dalgång. Många av avlagringarna är helt eller delvis utbrutna, då Göteborgsområdet är ett utpräglat bristområde vad gäller tillgång på naturgrus. Isälvsavlagringarna består huvudsakligen av sand och grus. På flera ställen återfinns isälvssedimenten under finkorniga yngre sediment, främst glacial lera. Exempelvis finns vid Götaverken i centrala Göteborg cirka 30 m sand under 100 m lera. Isälvsediment under lera kan ligga relativt ytligt nära bergssidorna beroende på avtagande lermäktighet. Vanligtvis finns svallsediment, sand och grus, i anslutning till isälvsavlagringarna.

Finkorniga glaciala sediment

Den glaciala leran, som utgör huvuddelen av de finkorniga sedimenten inom undersökningsområdet, avsattes vid isavsmältningen och en tid därefter i ett arktiskt hav under en period av

cirka 3 000 år. De största lermäktigheterna påträffas i Göta älvdalen med mäktigheter mellan 50 och 100 m. I Lärjeåns dalgång vid Rösered har lermäktigheter på 65 m konstaterats. De glaciala finsedimenten representerar, som i stora delar av Västsverige, tre olika avsättningsmiljöer vilket resulterat i att olika jordarter bildats (Stevens 1987, Stevens m.fl. 1991). Miljöerna är proximal glaciomarin (glacial lera), distal glaciomarin (glacial lera) och grund marin (huvudsakligen postglacial lera). Lera bildad i en proximal glaciomarin miljö innehåller normalt skikt och lager av sand och silt i den undre delen av profilen. Skjuvhållfastheten ökar generellt med djupet i denna lersekvens (Stevens m.fl. 1991). Denna enhet kan särskiljas från de som bildas i de två övriga avsättningsmiljöerna genom geotekniska borrningar och analyser. Lerorna bildade i distal glaciomarin miljö respektive grund marin miljö kan också innehålla skikt av silt och finsand som en följd av tillfälliga förändringar i klimat och vattendjup. Till utseendet skiljer sig inte dessa två leror nämnvärt åt. Den enda säkra metoden att skilja lerorna åt är genom fossilfynd, till exempel skal av musslor, snäckor eller foraminiferer. Foraminiferer är encelliga djur som lever i havet och har kalkskal, där olika arter trivs i olika miljöer, beroende av till exempel salthalt och vattendjup. Skal som påträffas i sediment kan dateras och artbestämmas. Fördelningen av de finkorniga sedimenten syns i jordartskartan.

Vanligen är den glaciala leran en tämligen homogen finlera med successivt avtagande lerhalt mot djupet. Lerhalten varierar vanligtvis mellan 30 och 60 procent och färgen är grå. I undre delen av lerlagerföljden är den genomsnittliga lerhalten normalt lägre, eftersom det finns skikt av sand och silt i leran (fig. 29). Leran kan innehålla kalciumkarbonat på djupet, som i ytan är bortvittrat. Leran är normalkonsoliderad till svagt överkonsoliderad. Den svagt överkonsoliderade leran finns framför allt på kustslätten. Framryckningar av lokala glaciärer över tidigare avsatta sediment kan vara en orsak till överkonsolideringen. Utsätts de glaciala lerorna för belastning, till exempel i form av byggnader eller vägbankar, kan resultatet bli en konsolidering av lerorna vilket ger upphov till sättningar. Sättningar i lerområden kan även uppkomma om grundvattennivån i ett lerområde sänks.



Figur 29. En generaliserad profil som visar de olika lerornas lerinnehåll (%) inom

Svallsediment

Eftersom stora delar av området ligger under högsta kustlinjen har jordarterna och landskapet i mer eller mindre stor utsträckning påverkats av havets vågor och strömmar. I anslutning till de större isälvsavlagringarna och Göteborgsmoränen, med stor tillgång till sand och grus för vattnet att bearbeta, kan svallsedimenten vara mäktiga och ha stor utbredning. För att framhäva isälvsavlagringarnas och Göteborgsmoränens omfattning markeras normalt inte svallavlagringarna på dessa, dock kan gränsdragningen många gånger vara svår. I övrigt förekommer svallavlagringar i ganska stor utsträckning men har för det mesta inte en större mäktighet än 2 m. I högre terräng ligger svallsanden och svallgruset i regel på morän eller direkt på berg. I anslutning till lerområden är det vanligt att lera underlagrar svallsedimenten eller ligger som lager i sedimenten.

Skaljord

Skaljord består av skal och skalrester blandade med minerogena partiklar. Skaljord förekommer bland annat som skalbankar med egna ytformer invid berg eller bergsbranter och i smala dalgångar. Skalbankens översta del består vanligen av 0,5–1 m svallsand. Skal och skalfragment förekommer även i grus, sand, silt och lera. Skalbankarna har exploaterats det senaste århundradet och de flesta är helt eller delvis utbrutna. Skaljorden har främst använts till hönsfoder och som jordförbättringsmedel. Skalbankar återfinns på nivåer upp till och 50 m ö.h.

Postglaciala finsediment

De postglaciala finkorniga sedimenten utgörs i området av lera och gyttjelera. Vid erosion av glacial lera i samband med svallningsprocesser omlagras lerpartiklarna och bildar postglacial lera. Den postglaciala lerans mäktighet och utbredning kan många gånger vara svår att avgöra. Till utseendet skiljer sig den postglaciala leran inte nämnvärt från den glaciala. Den postglaciala leran bildar vanligtvis flacka partier i dalgångar och kustområdet, och fynd av fossil i leran ger vanligtvis en anvisning om lertypens utbredning och mäktighet. De skal som påträffats i den postglaciala leran utgörs av mer värmekrävande arter än vad man påträffar i glaciala leror, bland annat har ostronskal påträffats. Mäktigheten på den postglaciala leran är som störst i de centrala delarna av Göta älvs dalgång där mäktigheten kan uppgå till cirka 15 m. Mäktigheten avtar successivt med höjden över havet och är på nivåer över 20 m ö.h. mycket ringa.

Den postglaciala transgressionen på mellan cirka 29 m ö.h. i norr och 23 m ö.h. i söder innebar att havets nivå under en period kom att stiga över områden som tidigare varit land (Påsse 1986). Transgressionen har påverkat områden genom att tidigare landytor, med exempelvis torvbildningar, svämsediment, lergyttja kan ha överlagrats av postglacial lera. Postglacial lera, som avsatts i samband med transgressionen, kan också förekomma under postglacial sand på marknivåer 20–25 m ö.h.

Skred och raviner

De flesta raviner och skredärr finns i glacial lera, eller åtminstone nedskurna i leran. Orsaken till detta är i första hand det topografiska läget. Områden med glacial lera har höjts mer över havsytan än områden med postglacial lera. Karaktäristiskt för lerorna i Västsverige är att högsensitiva leror är vanliga. Högsensitiva leror uppstår när saltjoner i saltvattenavsatta leror med hög salthalt lakas ur (Rankka m.fl. 2004) där sensiviteten är kvoten mellan ostörd och omrörd skjuvhållfasthet. Vid sensiviteter högre än 50 benämns leran kvicklera, vilket är en

viktig förutsättning för att lerskred ska utlösas. Göteborgtraktens leror har på vissa platser en sensivitet överstigande 100. SGU har tagit fram kartvisaren "Förutsättningar för skred i finkorniga jordarter" (fig. 30) där en aktsamhetskarta redovisar områden med förhöjd risk för skred. SGU har även tillsammans med SGI (Statens geotekniska institut) och Trafikverket tagit fram en rapport för tillämpning och utvärdering av metoder för kartläggning av kvicklera (Löfroth m.fl. 2018).

Bergqvist (1990) definierar raviner som små dalformer utbildade i lätteroderade jordlager, företrädesvis silt och finsand. Det är endast i dessa jordar som de utvecklar de karaktäristiska och rikt förgrenade formerna. SGU har en kompletterande definition "att sidorna ska vara branta". Raviner bildas även i styv lera, men eftersom leran står emot erosion bättre blir sådana raviner korta och utvecklar inte system av förgreningar. Raviner bildas av grundvatten eller små tillfälliga rännilar. Även erosion längs vattendrag och släntskred bidrar.

Raviner och skredärr förekommer i stor mängd inom undersökningsområdet, där Lärjeåns dalgång, belägen i områdets nordöstra del, utmärker sig med exceptionellt hög frekvens av



Figur 30. Förutsättningar för skred i finkorniga jordarter (bruna områden), aktsamhetskarta, i delar av kartområdet.



Figur 31. Raviner och skredärr i ett avsnitt längs Lärjeån.

raviner och skredärr (fig. 31). Ett synnerligen väl utvecklat ravinsystem finns exempelvis i och i anslutning till Kvarnbäcken mellan Björsbo och Bergum. Ett mycket stort antal skredärr längs Lärjeån finns mellan Bergum och Linnarhult. Jordarterna längs Lärjeån på sträckan mellan området öster om Gunnilse till Linnarhult utgörs av skredmassor som delvis överlagras av svämsediment.

Söder om Rödbo, i norra delen av undersökningsområdet, finns ett mindre system av raviner. I övrigt förekommer ravinerna mestadels som enstaka kortare eller längre raviner. Några av de största skreden i modern tid i Sverige har inträffat inom eller i anslutning till undersökningsområdet. På 1100-talet skedde ett omfattande skred i Bohus, strax utanför undersökningsområdet, där skredmassorna kom att helt dämma upp Göta älv. Ett stort skred inträffade år 1622 i samband med att Göteborg höll på att grundläggas vilket medförde att Stora hamnkanalen blev så uppgrundad att den inte kunde användas till större fartyg. Längs stadens kajer och stränder har senare flera skred ägt rum. Det senaste stora skredet i bebyggt område inträffade 1977 söder om Tuve kyrka då det tragiskt nog omkom åtta personer och samtidigt förstördes 65 bostäder.

Skred och raviner finns tillgängliga i SGUs kartvisare "Jordskred och raviner" och i SGUs 3D-visare.

Torv

Torvmarkerna inom området är i regel relativt små och utgör endast drygt 2 procent av landarealen och återfinns generellt i de högre liggande områden i de östra delarna. Dessa torvmarker är normalt utfyllnader i svackor och sprickor i berget och återfinns vanligtvis direkt på berget. Torvmarker i lägre liggande områden har däremot som regel bildats genom igenväxning av forna sjöar och torven underlagras då av gyttja som i sin tur vilar på glaciala eller postglacial marina sediment. Torvmarkerna indelas i kärr och mossar, där kärr dominerar över mossmarker. Många av torvmarkerna i de lägre områdena har utsatts för torvtäktsverksamhet och i flera fall har huvuddelen av torven grävts bort, vilket resulterat i att dessa områden är vattenfyllda eller utfyllda med fyllningsmassor. Torvmäktigheten är generellt ringa, 1–3 m, i några mossar har mäktigheter på 6 m konstaterats.

REFERENSER

- Adrielsson, P. & Fredén, C., 1987: Beskrivning till jordartskartorna Marstrand SO/Göteborg SV. Sveriges geologiska undersökning Ae 72, 103 s.
- Adrielsson, P. & Klingberg, F., 1989: Beskrivning till jordartskartorna Kungsbacka NV och SV. Sveriges geologiska undersökning Ae 95–96, 73 s.
- Ahlin, S., Austin Hegardt, E. & Cornell, D., 2006: Nature and stratigraphic position of the 1 614 Ma Delsjön augen granite-gneiss in the Median Segment of south-west Sweden. GFF 128, 21–32.
- Austin Hegardt, E., Stigh, J., Cornell, D., Sjöström, H., Anckiewicz, R., Page, L. & Finger, F., 2010: Relative and absolute temporal relationships between folding, foliation and metamorphism of the Stora Le-Marstrand Formation in the Sveconorwegian Province, Baltic Shield. *In:* Austin Hegardt, E. *Pressure, temperature and time constraints on tectonic models for southwestern Sweden.* PhD thesis A134, University of Gothenburg, Sweden, 36 s.
- Berg, S., 2005: Bergspänningar på litet djup. Examensarbete, Luleå tekniska universitet, 60 s. 2005:246 CIV. *LTU-EX-05/246-SE*.
- Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, U. & Möller, C., 2008a: The Mesoproterozoic in the Nordic countries. *Episodes*, 31, 29–34.
- Caine, J.S., Evans, J.P. & Forster, C.B., 1996: Fault zone architecture and permeability structure. *Geology 24*, 1025–1028.
- Cederbom, C., 1995: Kinematic interpretation and magnetic modelling of the Göta älv shear zone in the Göteborg area, SW Sweden. Examensarbete, Geologiska Institutionen, serie B, Göteborgs universitet.
- Daniels, J. & Thunholm, B., 2014: Rikstäckande jorddjupsmodell. SGU-rapport 2014:14. Sveriges geologiska undersökning, 14 s.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 73,* 135–149.
- Gustafson, G., 2009: Hydrogeologi för bergbyggare. Forskningsrådet Formas T2:2009, 167 s. ISBN 978-91-540-6029-0.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., & Müller, B., 2008: The World Stress Map database release 2008. doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel 2008.
- Hellström, F.A., Johansson, Å. & Larson, S.-Å., 2004: Age and emplacement of late Sveconorwegian monzogabbroic dykes, SW Sweden. *Precambrian Research*, 128, 39–55.

- Jelinek, C. & Eliasson, T., 2015: Strålning från bergmaterial. *SGU-rapport 2015:34*. Sveriges geologiska undersökning, 26 s.
- Kiel, H.M., Cornell, D.H. & Whitehouse, M.J., 2003: Age and emplacement conditions of the Chalmers mafic intrusion deduced from contact melts. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 125*, 213–220.
- Lagerbäck, R. & Sundh, M., 2008: Early Holocene faulting and paleoseismicity in Northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 836*, 80 s.
- Lundqvist, I. & Kero, L., 2006: Beskrivning till berggrundskartan 7B Göteborg SV. Sveriges geologiska undersökning K 60, 78 s.
- Lundegård, P. H., 1958: Göteborgstraktens berggrund. Sveriges geologiska undersökning C 553, 82 s.
- Lundegårdh, P. H. & Sandegren, R., 1953: Beskrivning till kartbladet Särö. Sveriges geologiska undersökning Aa 195.
- Löfroth, H., Persson, L., Bastani, M., Rodhe, L., Hedfors, J., With, C., Ekström, J. & Engdahl, M., 2018: Tillämpning och utvärdering av metoder för kartläggning av kvicklera. Statens geologiska institut, SGI, Linköping, 153 s.
- Lång, L.-O., 2009: Beskrivning till kartan Grundvattenförekomster i Göteborgs kommun. Sveriges geologiska undersökning K 109, 116 s.
- Magnusson, E., 1978: Beskrivning till jordartskartan Göteborg SO. Sveriges geologiska undersökning Ae 26, 154 s.
- Mattila, J. & Viola, G., 2014: New constraints on 1.7 Gyr of brittle tectonic evolution in southwestern Finland derived from a structural study at the site of a potential nuclear waste repository (Olkiluoto Island). *Journal of Structural Geology 67*, 50–74.
- Mikko, H., Smith, C. A., Lund, B., Ask, M. V. & Munier, R., 2015: LiDAR-derived inventory of post-glacial fault scarps in Sweden. *GFF 137*, 334–338.
- Mörner, N.-A., 2004: Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics 380*, 139–157.
- Mörner, N.-A., 2005: An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics* 408, 265–307.
- Park, R.G., Åhäll, K.-I., Crane, A. & Daly, S., 1987. The structural and kinematic evolution of the Lysekil-Marstrand area, Östfold-Marstrand Belt, southwestern Sweden. Sveriges geologiska undersökning C 816, 42 s.
- Påsse, T. & Daniels, J., 2015: Past shore-level and sea displacement. Rapporter och meddelanden 137. Sveriges geologiska undersökning, 40 s.
- Persson, C., 1994: Jordartsregioner. I C. Fredén (red.): Berg och jord. Sveriges Nationalatlas, 143 s.
- Persson, L., Eliasson, T., Göransson, M., Kero, L., Lundqvist, S. & Sträng, M., 2000: Beskrivning till bergkvalitetskartan över Göteborgs kommun. Sveriges geologiska undersökning Ba 59 Bk, 20 s.
- Petersson, A., Schersten, A., Bingen, B., Gerdes, A. & Whitehouse, M.J., 2015: Mesoproterozoic continental growth: U–Pb–Hf–O zircon record in the Idefjorden Terrane, Sveconorwegian Orogen. *Precambrian Research, 261,* 75–95.
- Rankka, K., Andersson-Sköld, Y., Hultén, C., Larsson, R., Leroux, V. & Dahlin, T. 2004: Quick clay in Sweden, Statens geotekniska institut, SGI Rapport 65, Linköping, 148 s.
- Romer, R. & Smeds, S.-A., 1996: U-Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in Southwestern Sweden. *Precambrian Research 76*, 15–30.

- Rundqvist, Johansson & Selinus, 2001: Göteborgsprojektet Geokemi i Göteborgs kommun 2000. Kartor över tungmetaller och organiska miljögifter. Rapport AB Jacobsen & Widmark och Sveriges geologiska undersökning, 83 s.
- Saintot, A., Stephens, M.B., Viola, G. & Nordgulen, Ø., 2011: Brittle tectonic evolution and paleostress field reconstruction in the southwestern part of the Fennoscandian Shield, Forsmark, Sweden. *Tectonics*, 30, TC4002, doi:10.1029/2010TC002781.
- Samuelsson, L., 1978. Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. Sveriges geologiska undersökning Af 117, 86 s.
- Samuelsson, L., 1982. Beskrivning till berggrundskartan Kungsbacka NO. Sveriges geologiska undersökning Af 124, 100 s.
- Sandegren, R. & Johansson, 1931: Beskrivning till kartbladet Göteborg. Sveriges geologiska undersökning Aa 173, 141 s.
- Sandegren, R. & Lundegårdh, P. H., 1952: Beskrivning till kartbladet Onsala. Sveriges geologiska undersökning Aa 192, 100 s.
- Schersten, A., Årebäck, H., Cornell, D. H., Hoskin, P., Åberg, A. & Armstrong, R., 2000: Dating mafic-ultramafic intrusions by ion-microprobing contact-melt zircon: examples from SW Sweden. *Contributions to Mineralogy and Petrology 139*, 115–125.
- SGU, Förutsättningar för skred i finkorniga jordarter (datamängd, visningstjänst och kartvisare)
- SGU, Jordarter 1:25 000–1:100 000 (datamängd, visningstjänst och kartvisare)
- SGU, Jordskred och raviner (datamängd, visningstjänst och kartvisare)
- SGU, Jorddjupsmodell (datamängd, visningstjänst och kartvisare)
- Smith, C. A., Sundh, M. & Mikko, H., 2014: Surficial geology indicates early Holocene faulting and seismicity, central Sweden. *International Journal of Earth Sciences 103*, 1711–1724.
- Stevens, R., Rosenbaum, M. & Hellgren, L.G., 1991: Origins and engineerings hazards of Swedish glaciomarine and marine clays. Quaternary engineering geology. *Geological Society* London Engineering Geology Special Publications. Publ. 7, 257–264.
- Streckeisen, A. L., 1974: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol. 63, 773–785.
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B.W., Harbor, J.M., Jansen, J.D., Olsen, L., Caffee, M.W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G.C., Strömberg, B. & Jansson, K.N., 2016: Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews 147*, 91–121.
- Swahn, L. H., 1996: Kinematic interpretation of the Göta Älv Shear Zone in the Kungsbacka area, SW Sweden. Examensarbete, Geologiska Institutionen, serie B, Göteborgs universitet.
- Trafikverket, 2014: PM F 06 002 Ingenjörsgeologisk prognos, tillhör systemhandling 2014-12-01, *TRV 2013/92336*, 51 s.
- Trafikverket, 2014: Underlag till järnvägsplaner, Olskroken planskildhet och Västlänken, Göteborgs stad och Mölndals stad, Västra Götalands län, Underlagsrapport Geologi och hydrologi, *TRV 2013/92338*, 36 s.
- Tröften, P.E., 1997: Neotectonics and paleoseismicity in southern Sweden with emphasis on sedimentological criteria. Doctoral thesis, Stockholm University, 124 s. ISBN-91-7153-627-2.
- Uski, M., Hyvönen, T., Korja, A. & Airo, M.-L., 2003: Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults. *Tectonophysics 363*, 141–157.

- Viola, G., Venvik Ganerød, G. & Wahlgren, C.-H., 2009: Unraveling 1.5 Ga of brittle deformation history in the Laxemar-Simpevarp area, south-east Sweden: A contribution to the Swedish site investigation study for the disposal of highly radioactive nuclear waste. *Tectonics* 28, TC5007, doi:10.1029/2009TC002461.
- Wallroth, T., 2013: Bergspänningssituationen i Göteborgsområdet sammanställning av befintlig information. PM AKF 06 – 011. Intern rapport Trafikverket Västlänken.
- Wik, N.-G., Lundqvist, I., Selinus, O., Sivhed, U., Sundberg, A. & Wikström, A., 2002: Malmer, industriella mineral och bergarter i Västra Götalands län, inklusive kommunerna Habo och Mullsjö. Rapporter och meddelanden 108. Sveriges geologiska undersökning, 256 s.
- Årebäck, H., Andersson, U.B. & Pettersson, J., 2008: Petrological evidence for crustal melting, unmixing, and undercooling in an alkali-calcic, high-level intrusion: the late Sveconorwegian Vinga intrusion, SW Sweden. *Mineralog y and Petrolog y, 93*, 1–46.

SKB-rapporter i referenslistan kan laddas ner från SKBs hemsida http://www.skb.se.

BILAGA1

SPRICKMÄTNINGAR CENTRALA GÖTEBORG – VÄSTLÄNKEN

På uppdrag av Trafikverket har BERGAB – Berggeologiska Undersökningar AB, upprättat en Ingenjörsgeologisk prognos för den planerade järnvägsutbyggnaden av Västlänken genom Göteborg. Den aktuella järnvägssträckningen kommer i huvudsak gå i tunnel under mark med anslutningar till befintliga järnvägsspår i norr och söder. Sprickmätningsresultaten summeras i denna bilaga. En komplett beskrivning hittas i den ursprungliga rapporten (Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336).

Den ingenjörsgeologiska prognosen omfattar Västlänkens sträckning, från Olskroken i norr till Almedal i söder, och innefattar tre stationer (Station Centralen, Station Haga och Station Korsvägen) samt sträckorna däremellan. Västlänkskorridoren har delats upp i ett antal strukturgeologiska domäner på basis av foliationssprickornas orientering och antal tolkade sprickgrupper. Sju strukturgeologiska domäner har identifierats, dessa benämns SD 1–SD 7, se figur 1A och 1B.

Alla strukturanalyser har utförts med programvaran DIPS (Rocscience). Terzaghi-korrigering har utförts för samtliga analyser. Den strukturgeologiska tolkningen baseras på totalt 3403 sprickmätningar från ytkartläggning och linjekartering (ovan och under mark) samt från kartläggning av borrkärnorna inom projekt Västlänken. Som komplement till detta har all tillgänglig relevant information från arkivmaterial samt SGUs databas använts, direkt eller indirekt i tolkningen. Resultaten presenteras i figurer 1C–1J och tabeller 1A–1N).



Figur 1A. Sju strukturgeologiska domäner har definierats längs Västlänkens sträckning.



Figur 1B. Översiktskarta med jordlager- och bergprofil längs Västlänkens sträckning med den strukturgeologiska domänindelningen. Efter Trafikverket TRV 2013/92338.

Figur 1C visar en konturplott för hela Västlänkens undersökningsområde. Analysen är baserad på 3403 sprickmätningar inom projekt Västlänken. Färgskalan motsvarar densitetskoncentrationen av sprickornas polpunkter. Den största densitetskoncentrationen till höger i diagrammet motsvarar sprickor längs foliationen, och som kallas SG1.

Ytterligare två större densitetskoncentrationer kan noteras. Den ena ligger till vänster i diagrammet och motsvarar sprickor som är nära parallella med foliationssprickorna, men som har en stupning i motsatt riktning (SG2). Den andra är en kombination av densitetskoncentrationen högst upp och längst ner i diagrammet. Dessa motsvarar sprickor som korsar de föregående två sprickgrupperingarna i stor vinkel och har en brantstående till vertikal stupning (SG3).



Figur 1C. Orienteringen för alla sprickmätningar inom hela Västlänkens undersökningsområde. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän 1, SD 1

SD 1 omfattar berget vid Skansen Lejonet mellan det östra och det västra bergpåslaget.



Figur 1D. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 1, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

1 0 11							
Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)			
SD 1	1-SG3	295±20 / 85±15	37	34			
	1-SG4	15±15 / 80±15	20	18			
	1-Random	-	52	48			
	Totalt	-	109	100			

Tabell 1A. Statistik för förekommande sprickgrupper för SD 1.

I SD 1 finns ingen identifierad sprickgrupp SG1, sprickor längs foliationen. Detta beror på förekomsten av en cirka 50 m bred metabasit genom berget i sydvästlig–nordöstlig riktning. Huvuddelen av linjekarteringen är utförd i metabasiten och de linjer som är utförda i gnejsen ligger ungefär i samma riktning som foliationen. Enstaka utförda mätningar visar på en foliation på 220°–240°/ 40°–50°. Polpunkterna till dessa mätningar kan återfinnas i stereogrammets nedre högra kvadrant (fig. 1D).

			•
Tabell 1B. Sprickfrekvens och s	sprickavstand for SD 1. Analyse	en baseras på matningarna fr	an utford linjekartering.

Sprickgrupper	Sprickmätningar (antal)	Linjekartering (meter)	Sprickfrekvens (sprickor/meter)	Sprickavstånd (meter)
1-SG3	27		0,46	2,15
1-SG4	19	F0 1	0,33	3,06
1-random	49	58,1	0,84	1,19
SD 1	95		1,64	0,61

Strukturgeologisk domän 2, SD 2

SD 2 omfattar området Kvarnberget mellan Lilla Bommen och Smedjegatans norra ände.



Figur 1E. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 2, identifierade sprickgrupper samt den procentuela fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
SD 2	2-SG1	205±20 / 30±15	27	31
	2-SG2	355±15 / 70±15	11	13
	2-SG3	100±20 / 90±10	13	15
	2-Random	-	36	41
	Totalt	-	87	100

Tabell 1C. Statistik för förekommande sprickgrupper för SD 2.

Sprickgrupper	Sprickmätningar (antal)	KBH (meter)	Sprickfrekvens (sprickor/meter)	Sprickavstånd (meter)
2-SG1	19		1,17	0,85
2-SG2	-		-	-
2-SG3	-	16,2	-	-
2-Random	7		0,43	2,31
SD 2	26		1,60	0,62

Strukturgeologisk domän 3, SD 3



Figur 1F. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 3, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
SD 3	3-SG1	180±20 / 45±15	199	32
	3-SG3	290±20 / 90±15	56	9
	3-Random	-	359	59
	Totalt	-	614	100

aben in statistik för förekommande spriekgrapper för so s.
--

Tabell 1F. Sprickfrekvens ocl	n sprickavstånd för SD 3.	Analysen baseras på data	a från kärnborrhål och linjekartering.
			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·

	Sprie	ckmätninga	r (antal)	Lä	ingd (mete	r)	КВ	н	Linjeka	rtering	KBH + karte	Linje- ering
Sprick-	КВН	Linje-	KBH +	Borr-	Linje-	Totalt	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-
grupper		kartering	Linje-	kärnor	kartering		frekvens	avstånd	frekvens	avstånd	frekvens	avstånd
			kartering				(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)
							meter)		meter)		meter)	
3-SG1	116	32	148				0,74	1,35	0,43	2,32	0,64	1,56
3-SG3	20	19	39				0,13	7,85	0,26	3,90	0,17	5,92
3-Ran-	197	45	242	156,9	74,1	231,0	1,26	0,80	0,61	1,65	1,05	0,95
dom												
SD 3	333	96	429				2,12	0,47	1,30	0,77	1,86	0,54

Strukturgeologisk domän 4, SD 4



Figur 1G. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 4, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06- 002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
SD 4	4-SG1	160±20/45±15	216	19
	4-SG3	80±20 / 90±15	158	14
	4-Random	-	742	66
	Totalt	-	1 116	100

ł.
ł

Tabell 1H. Sprickfrekvens och s	prickavstånd för SD 4. Anal	ysen baseras på data från	kärnborrhål och linjekartering.
		7 · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·

	Spri	rickmätningar (antal) Längd (meter)		r)	КВН		Linjekartering		KBH + Linje- kartering			
Sprick-	КВН	Linje-	KBH +	Borr-	Linje-	Totalt	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-
grupper		kartering	Linje-	kärnor	kartering		frekvens	avstånd	frekvens	avstånd	frekvens	avstånd
			kartering				(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)
							meter)		meter)		meter)	
4-SG1	104	88	192				0,36	2,81	0,55	1,81	0,43	2,35
4-SG3	76	71	147				0,26	3,84	0,45	2,25	0,33	3,07
4-Ran-	406	273	679	291,9	159,5	451,4	1,39	0,72	1,71	0,58	1,50	0,66
dom												
SD 4	586	432	1 018				2,01	0,50	2,71	0,37	2,26	0,44

Strukturgeologisk domän 5, SD 5



Figur 1H. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 5, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
	5-SG1	150±20 / 60±15	241	25
CD F	5-SG3	310±20 / 20±15	128	14
20.2	5-Random	-	577	61
	Totalt	-	946	100

 Tabell 11. Statistik för förekommande sprickgrupper för SD 5.

Tabell 1J. Sprickfrekvens och	۱ sprickavstånd för SD 5. An:	alysen baseras på data från	kärnborrhål och linjekartering.
	•	, ,	, , ,

	Sprickmätningar (antal)			Längd (meter)			КВН		Linjekartering		KBH + Linje- kartläggning	
Sprick-	КВН	Linje-	KBH +	Borr-	Linje-	Totalt	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-
grupper		kartering	Linje-	kärnor	kartering		frekvens	avstånd	frekvens	avstånd	frekvens	avstånd
			kartering				(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)
							meter)		meter)		meter)	
5-SG1	221	9	230				0,50	2,01	0,30	3,29	0,48	2,06
5-SG3	119	5	124				0,27	3,74	0,17	5,92	0,26	3,83
5-Ran-	475	68	543	445,3	29,6	474,9	1,07	0,94	2,30	0,44	1,14	0,87
dom												
SD 5	815	82	897				1,83	0,55	2,77	0,36	1,89	0,53

Strukturgeologisk domän 6, SD 6



Figur 11. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 6, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
	6-SG1	170±20 / 45±15	24	12
	6-SG2	350±20 / 50±15	40	21
SD 6	6-SG3	85±20 / 85±15	36	18
	6-Random	-	95	49
	Totalt	-	195	100

Tabell 1K. Statistik för förekommande sprickgrupper för SD 6.

Tabell 1L. Sprickfrekvens och sprickavstånd för SD 6. Analysen baseras på data från kärnborrhål och linjekartering.

	Sprickmätningar (antal)			Längd (meter)		КВН		Linjekartering		KBH + Linje- kartläggning		
Sprick-	KBH	Linje-	KBH +	Borr-	Linje-	Totalt	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-
grupper		kartering	Linje-	kärnor	kartering		frekvens	avstånd	frekvens	avstånd	frekvens	avstånd
			kartering				(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)
							meter)		meter)		meter)	
6-SG1	19	0	19				0,37	2,71	0,0	-	0,28	3,58
6-SG2	36	1	37				0,70	1,43	0,06	16,57	0,54	1,84
6-SG3	9	21	30	E1 E	16.6	C 0 1	0,17	5,72	1,27	0,79	0,44	2,27
6-Ran-	67	23	90	51,5	10,0	00,1	1,30	0,77	1,39	0,72	1,32	0,76
dom												
SD 6	131	45	176				2,54	0,39	2,72	0,37	2,59	0,39

Strukturgeologisk domän 7, SD 7



Figur 1J. Orienteringen för alla sprickmätningar inom SD 7, identifierade sprickgrupper samt den procentuella fördelningen av sprickmätningar inom respektive sprickgrupp. Trafikverket, PM F 06–002, TRV 2013/92336.

Strukturgeologisk domän	Sprickgrupp	Sprickorientering (°)	Sprickmätningar (antal)	Andel (%)
	7-SG1	165±20 / 35±15	107	32
CD 7	7-SG3	80±20 / 85±15	86	26
SD 7	7-Random	-	143	43
	Totalt	-	336	100

 Tabell 1M. Statistik för förekommande sprickgrupper för SD 7.

Tabell 1N. Sprickfrekvens och sprickavstånd för	SD 7. Analysen baseras på data	från kärnborrhål och linjekartering.
---	--------------------------------	--------------------------------------

	Sprickmätningar (antal)			Längd (meter)		КВН		Linjekartering		KBH + Linje- kartläggning		
Sprick-	КВН	Linje-	KBH +	Borr-	Linje-	Totalt	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-	Sprick-
grupper		kartering	Linje-	kärnor	kartering		frekvens	avstånd	frekvens	avstånd	frekvens	avstånd
			kartering				(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)	(sprickor/	(meter)
							meter)		meter)		meter)	
7-SG1	81	15	96				0,83	1,20	0,12	8,07	0,44	2,27
7-SG3	4	78	82	1			0,04	24,30	0,64	1,55	0,38	2,66
7-Ran-	56	72	128	97,2	121,0	218,2	0,58	1,74	0,60	1,68	0,59	1,70
dom												
SD 7	141	165	306				1,45	0,69	2,53	0,40	1,40	0,71

BILAGA 2

FÖRENKLAD BERGGRUNDSMODELL ÖVER GÖTEBORGS KOMMUN

En modell har tagits fram av den tredimensionella utbredningen av de större berggrundsenheterna i Göteborgs berggrund ned till -500 m ö.h. (fig. 2). Modelleringen har utförts med programvaran GoCad (Paradigm, Mira Geoscience). Modellen är en utveckling av den tvådimensionella indelningen av berggrunden som presenteras i SGUs kartor (se avsnittet *Geologiska kartor över Göteborg*). Den framtagna modellen är översiktlig och syftar till att visualisera en tolkning av de storskaliga geometriska relationerna mellan enheterna i Göteborgs berggrund. Vidare kan modellen utgöra ett ramverk för mer detaljerade modeller av eller inom de enheterna, samt utgöra ett underlag för olika typer av såväl vetenskapliga som populärvetenskapliga presentationer. Modellen är tillgänglig i SGUs 3D-visare https://apps.sgu.se/sgu3d/.



Figur 2. Den tredimensionella utbredningen av de större berggrundsenheterna i Göteborgs berggrund ned till -500 m ö.h.

Geologiska enheter i berggrundsmodellen




















BILAGA 3

Byggnadsgeologisk information i SGUs 3D-visare.

Bakgrund

Behovet av geologisk information är stort, inte minst i storstäderna som står inför ökade infrastrukturella utmaningar i takt med en ständigt ökande befolkningsmängd. Att bygga i urban miljö, både ovan och under mark, kräver en mer detaljerad geologisk information än vad SGU normalt tillhandahåller. Underlag med en högre detaljrikedom, bättre anpassad för en stadsplanering, tas vanligen fram av andra aktörer än SGU.

Inför och under olika byggprojekt görs geologiska och geotekniska undersökningar som underlag för design och kostnadsbedömningar. Undersökningsresultaten rapporteras till beställare och används i de flesta fall endast för det aktuella projektet.

Detta sätt att hantera potentiellt värdefull information kan uppfattas som resursslöseri och en förändring behövs för att arbeta mer hållbart. Ett sätt är att återanvända resultaten genom att sammanställa, tolka/integrera och ständigt förbättra underlaget inför kommande projekt. Detta är ett fall där en statlig aktör som SGU kan agera.

All geologisk information relaterad till geoteknik (jord- och bergteknik, se figur 3A) är relevant, men det som saknas mest i SGUs databaser är bergteknisk information relaterad till undermarksplanering. På grund av varierande datakvalitet, tillämpade standarder, juridiska faktorer och inte minst begränsade resurser finns ett inledande fokus på Trafikverkets projektdata kopplade till stora infrastrukturprojekt. I framtiden är målet att utöka listan över både olika typer och källor för geotekniska data som kan hanteras.

Huvudfokus är på insamling och tolkning av geologiska och geotekniska data från tunnlar och borrhål från externa parter i kombination med SGUs egna kartläggningsresultat, integrerade och presenterade i SGUs 3D-visare (fig. 3B). Huvudsyfte är att stödja stadsplanering, särskilt undermarksplanering. Nuvarande fokus har varit på urban geologi i Stockholm och Göteborg.

Introduktionsfilm (videoklipp med engelskt tal): https://resource.sgu.se/data/3dmodeller/ Diverse/SGU_3D_urban_geol_small.mp4



SGU-RAPPORT 2021:31 73

SGUs 3D-visare

https://apps.sgu.se/sgu3d/



Figur 3B. SGUs 3D-visare.

Tjänsten är under utveckling. För närvarande är följande information tillgänglig:

- Svaghetszoner (domineras av spröda deformationszoner)
- Jorddjup (jorddjupsmodeller och observationer)
- Jordartssektioner
- Bergarter
- Borrhål brunnar
- Borrhål infrastruktur
- Glimmerhalter, tekniska analyser, aktivitetsindex
- Bergkvalitetsklassningar
- Skredanalyser