

PROJEKT BARENTS 2013

Reflexionsseismiska mätningar vid Kiruna – preliminär tolkning

Niklas Juhojuntti, Sverker Olsson,
Stefan Bergman & Ildikó Antal Lundin

februari 2014

SGU-rapport 2014:05



SGU

Sveriges geologiska undersökning
Geological Survey of Sweden

Omslagsbild: Vibsist-systemet i närheten av Kiruna.
Foto: Karin Berglund.

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
fax: 018-17 92 10
e-post: sgu@sgu.se
www.sgu.se

INNEHÅLL

Abstract	4
Inledning	5
Mätutförande	5
Dataexempel	7
Dataprocessering	8
Berggrundsgeologisk översikt över Kirunaområdet	9
Tidigare seismiska mätningar i området	10
Preliminär tolkning	12
Tolkning av Vibsist-data	12
Området öster om Paraunkivaara	12
Karesuando–Arjeplogdeformationszonen	15
Området omkring Kiruna och Jukkasjärvi	16
Tolkning av seismiska data från sprängningarna	19
Återstående arbetete	21
Diskussion om signalkällorna	22
Slutsatser	22
Presentationer	23
Referenser	23
Bilaga 1. Processeringsparametrar	25
Bilaga 2. Komplet seismisk sektion (omigrerad)	26

ABSTRACT

During the summer of 2012, a c. 74 km long seismic reflection profile was acquired by SGU in the Kiruna area in northernmost Sweden, as part of the Barents project. The goal of the project is to provide modern information about the bedrock in northernmost Sweden, thus supporting the mining and exploration industry in the region. The main aim of the seismic measurements is to better understand the upper crustal structure in the Kiruna area, e.g. by imaging bedrock contacts and deformation zones. The western end of the seismic profile is located only a few kilometres from the Kirunavaara mine, and closer to the profile there are several known mineralisation zones, some of which are active exploration targets.

The upper crust around Kiruna is largely composed of various supracrustal units which are dominated by metabasalts, felsic metavolcanic rocks and clastic metasedimentary rocks resting on an Archean metagranitoid complex. All of these units have been intruded by plutonic rocks, and to variable degrees folded, sheared and metamorphosed during the Svecokarelian orogeny. The seismic profile crosses several steep, ductile shear zones, some of which extend for hundreds of kilometres. Many of the lithological contacts and deformation zones in the area are expected to be seismically reflective.

For the seismic recording we used approximately 350 geophones in symmetric split-spread configuration, at a separation of 25 m. The main seismic source was the Vibrist system (an impact source), which normally was employed at every geophone station. We also fired dynamite charges (normally 8 kg) at a few locations distributed along the profile, mainly to provide a low-resolution image of deep structures. Wireless seismometers were placed along and to the side of the profile in order to achieve better velocity control and to study out-of-the-plane reflections.

It is clear that the upper crust in the Kiruna area is seismically reflective, most clearly demonstrated by the records from the dynamite blasts. The reflections are often discontinuous, indicating that the crust is laterally heterogeneous. Many of the reflections also appear to originate from steeply dipping structures. Due to the complicated reflector geometries, as well as noisy Vibrist data in parts of the area, the data processing has been challenging.

Although the seismic interpretation is still ongoing, some preliminary conclusions can be drawn. Some of the east-dipping reflections close to the eastern end of the profile appear to correlate with granitic intrusions, also supported by potential field modelling. The seismic data indicate that the Karesuando–Arjeplog deformation zone is east-dipping and possibly listric. The reflection pattern is however complicated, and there are also west-dipping reflections in the vicinity. We observe sub-horizontal reflections at 3–4 km depth close to the eastern end of the profile, possibly from mafic intrusions.

The data from the dynamite blasts show pronounced reflectivity at 8–10 km depth in the vicinity of Kiruna as well as on the eastern part of the profile. The explanation for this is unknown at present. A diffuse east-dipping zone is visible close to Kiruna, possibly extending to depths of around 10 km. Many of the dynamite shot records also show reflections from deeper in the crust.

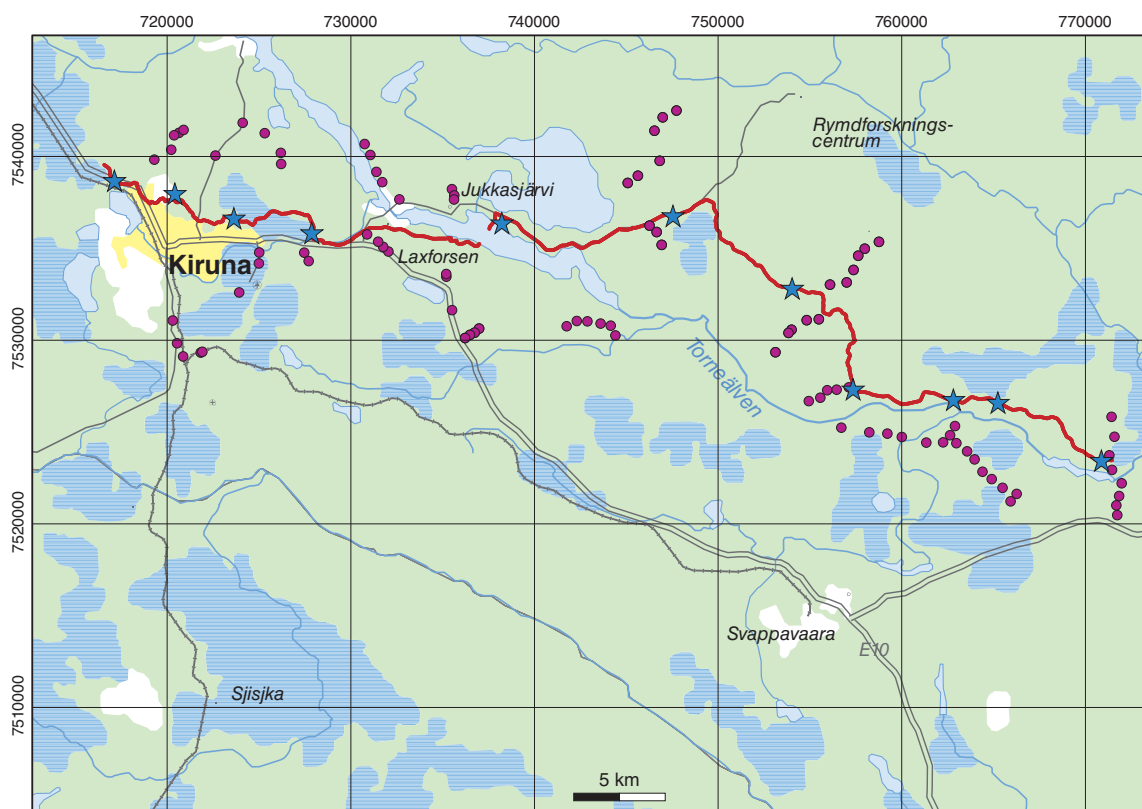
INLEDNING

Under sommaren 2012 utförde SGU reflexionsseismiska mätningar längs en 74 km lång profil mellan Kiruna och Nunasvaara (fig. 1). Mätningarna ingår i SGUs Barentsprojekt, som har till syfte att ge ökad kunskap om berggrunden i norra Sverige till stöd för gruv- och prospekteringsindustrin. Den huvudsakliga målsättningen med de seismiska mätningarna är att undersöka berggrunden ned till stora djup och förbättra kunskapen om berggrundens regionala uppbyggnad och utveckling, för att därigenom öka möjligheterna att upptäcka nya fyndigheter samt underlätta utvinningen av befintliga fyndigheter. En klar bild av strukturer på djupet är av avgörande betydelse för en korrekt tolkning av de geologiska observationer som görs på ytan.

Reflexionsseismiska mätningar används sedan lång tid i mycket stor utsträckning av olje- och gasindustrin. Metoden har nu även börjat användas av gruvindustrin, både vid prospektering och som stöd för brytning, se t.ex. Juhojuntti m.fl. (2012) samt referenser däri.

MÄTUTFÖRANDE

För mätningarna hyrdes Uppsala universitets reflexionsseismiska mätutrustning (Sercel 408 UL) som är den enda utrustningen i Sverige med tillräcklig kapacitet. Mätningarna utfördes med ett ungefär 9 km långt utlägg av geofoner placerade på ett inbördes avstånd av 25 m. Under mätningens gång flyttas geofonerna successivt från ena änden av geofonutlägget till den andra, vilket är det vanliga mätförfarandet vid reflexionsseismik. Figur 2 visar fotografier från olika arbetsmoment i fältarbetet. De seismiska mätningarna varade i ca 30 dagar och i genomsnitt uppgick personalstyrkan till omkring 10 personer, varav de flesta var extrageofysiker.



Figur 1. Översiktskarta för mätområdet. Den röda linjen visar den seismiska profilen. Blå stjärnor markerar sprängpunkter. Violettera prickar markerar trådlösa seismometrar vid sidan av mätprofilen (de trådlösa seismometrarna längs mätprofilen visas inte).



Figur 2. Fotografier från de seismiska mätningarna vid Kiruna. **A.** Fältpersonal vid inspelningsbussen. **B.** Utläggning av geofonkablar. **C.** Datainsamling i inspelningsbussen. **D.** Vattenkaskad från sprängning. **E.** Vibsist-systemet. **F.** Laddning av spränghål. Foton: Karin Berglund, Mahboubeh Montazeri och Niklas Juhojuntti.

Som seismiska signalkällor användes det s.k. Vibsist-systemet (Park m.fl. 1996, Cosma & Enescu 2001) samt dynamitsprängningar. Vibsist-systemet är väl beprövat och har använts för de flesta liknande mätningar som utförts i Sverige under de senaste tio åren. Det består av en hydraulisk hammare monterad på en traktor. Traktorn flyttas lätt mellan skottpunkterna och vi kan därför snabbt täcka in långa sträckor längs profilen. Normalt hamrade vi vid varje geofonpunkt, med undantag för punkter som låg alltför nära bebyggelse.

Dynamitsprängningarna gjordes i nästan samtliga fall med 8 kg dynamit i 15 m djupa borrhål. I de flesta fall har det gått att återanvända borrhålen och göra flera sprängningar i samma borrhål efter flytt av geofonutlägget. För sprängningarna användes normalt en inspelningstid på minst 20 sekunder för att göra det möjligt att se reflexioner från stora djup.

Vi försökte att i första hand använda grusvägar för mätningen. Vid mätning på asfaltsvägar måste en gummimatta användas för att minska risken för skador på beläggningen från Vibsist-hammaren. Detta dämpar den seismiska signalen. Den seismiska signalen kan också dämpas kraftigt av fyllnadsmaterial i vägens uppbyggnad. Profilen följde bland annat en asfalterad väg genom byn Kauppinen samt den asfalterade vägen från Jukkasjärvi mot Esrange. Vid Paurankivaara samt öster om Tuollovaara passerade profilen genom kortare terrängavsnitt. Strax öster om Jukkasjärvi korsar profilen Torne älv, vilket gör att datatäckningen blir något sämre där. Vi undersökte alternativa profilsträckningar söder om Torneälven, men avsaknaden av skogsvägar gjorde dessa alternativ opraktiska.

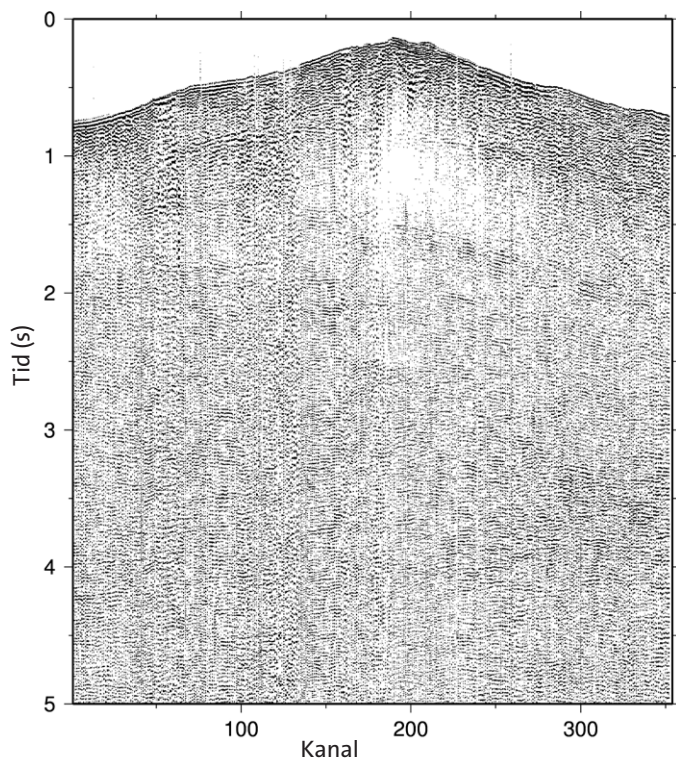
Utöver geofonutlägget användes även drygt 50 trådlösa (fristående) kontinuerligt registrerande seismometrar. Vissa av dessa placerades vid sidan av geofonutlägget för att vi skulle kunna upptäcka seismiska reflektorer som ligger vid sidan av geofonutlägget. Där det var möjligt placerades seismometrarna på håll för att få bästa möjliga signal. De användes även vid övergången av Torne älv, för att förbättra datatäckningen vid älven. Vi har även registrerat enstaka grusprängningar i Kiruna.

DATAEXEMPEL

I detta avsnitt diskuteras datakvaliteten kortfattat, följt av ett avsnitt om dataprocesseringen. Läsare som är mer intresserade av den geologiska tolkningen kan gå vidare till de efterföljande avsnitten.

Eftersom sprängningarna är enklare att beskriva så diskuteras dessa först. Vid en sprängning registreras mätdata i form av tidsserier, en för varje geofon. Som första kvalitetskontroll efter en sprängning plottas alla tidsserier för sprängningen i ett skottseismogram. Figur 3 visar ett skottseismogram för en sprängpunkt nära Kiruna. I det här fallet är skottpunkten placerad ungefär vid kanal 190. Skottseismogrammet från sprängningen visar mycket tydliga första ankomster (de lutande linjära trenderna på båda sidor om skottpunkten), vilket är att förvänta med en kraftig signalkälla. Det visar också många seismiska reflexioner, vilket är mycket intressant. Men reflexionerna är inte särskilt kontinuerliga, de uppträder på en del av geofonutlägget men försvinner sedan, vilket tyder på att berggrunden är heterogen. Vissa av reflexionerna orsakas troligen av brant stupande strukturer. Sprängningarna ger betydligt kraftigare signaler än Vibsist-systemet, vilket gör att det är möjligt att se reflexioner från större djup. Eftersom avståndet mellan sprängpunkterna är stort blir upplösningen sämre än för Vibsist-mätningen. I synnerhet är det svårt att avbilda ytnära reflexioner mellan skottpunkterna.

Vid Vibsist-mätningen görs en 30 sekunder lång hammarslagsserie. Detta innebär att vi vid varje skottpunkt slår flera hundra hammarslag. Genom att summera responsen från dessa kan vi få fram ett motsvarande seismogram som för dynamitsprängningen. I jämförelse med skottseismogrammen från dynamitsprängningarna så visar seismogrammen från Vibsist-mätningen inte alls lika tydliga första ankomster eller reflexioner. Längs vissa avsnitt av mätprofilen, exem-



Figur 3. Skottseismogram från sprängning strax öster om Kiruna.

pelvis omkring Kiruna och vid profilens östra ände, är Vibsis-data brusiga och reflexionerna mycket svaga.

Som nämns ovan användes trådlösa seismometrar, både placerade vid stationer längs mätprofilen och vid sidan om densamma. Vissa av de data som erhållits är ganska brusiga, i synnerhet för stationerna nära Kiruna, och vi har därför hittills inte använt dem i någon större utsträckning, med undantag av data från de stationer som placerades längs mätprofilen vid övergången av Torne älv vid Jukkasjärvi, vilka inkluderats i processeringen. Stationerna längs profilens östra del visar generellt de tydligaste signalerna. I vissa fall är det möjligt att observera första ankomster från Vibsis-systemet vid avstånd av 6–7 km.

DATAPROCESSERING

Vi har gjort CDP-processering (Common depth point) av data från både Vibsis-systemet och dynamitsprängningarna. Mest omsorg har lagts på processeringen av data från Vibsis-mätningen, eftersom denna har bäst upplösning. Tyvärr är det svårt att göra en kombinerad dataprocessering av båda dataseten, eftersom mätningarna är mycket olika vad gäller antalet skottpunkter och signalstyrka. Mätgeometrierna skiljer sig också ganska mycket åt eftersom flera av sprängningarna gjordes på ett långt avstånd från geofonutlägget, vilket innebär att där mätprofilen böjer av kraftigt kommer reflexionspunkterna att ligga vid sidan av mätprofilen.

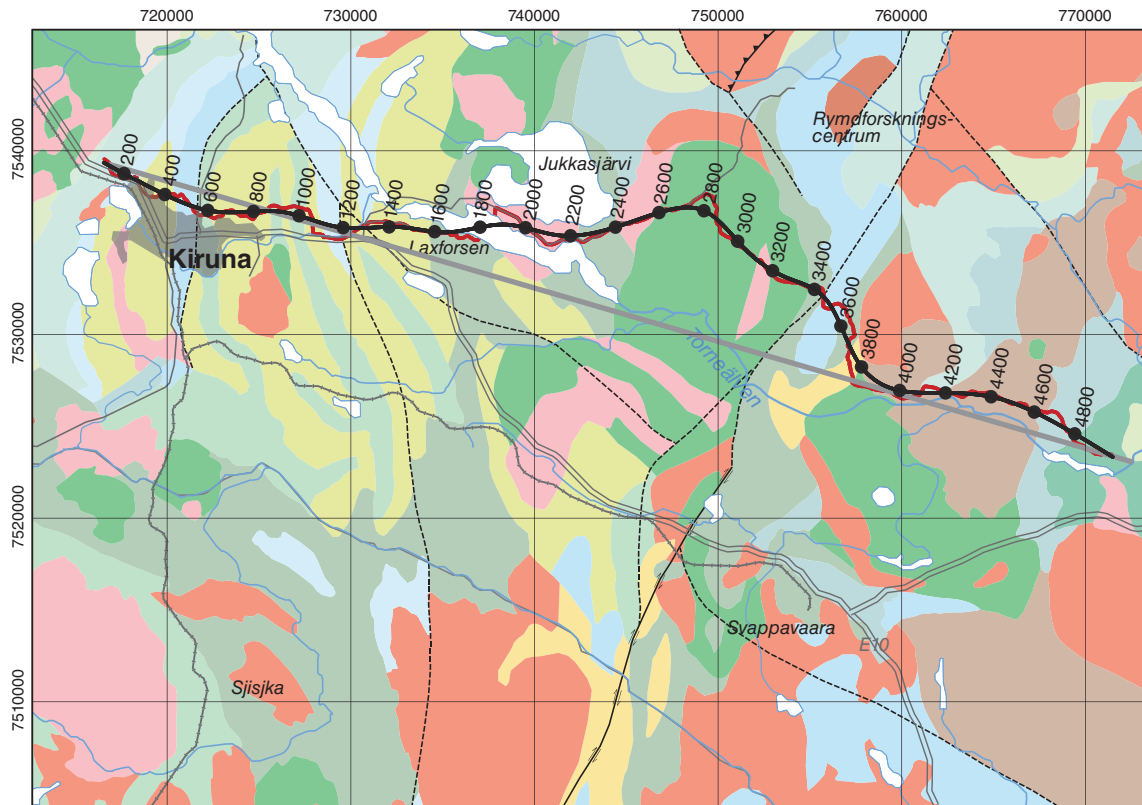
Som ofta är fallet vid mätning i kristallin berggrund så är dataprocesseringen komplicerad, bland annat på grund av att många av reflexionerna är diskontinuerliga och kommer från kraftigt stupande strukturer. Vid processeringen har mycket tid bl.a. lagts på att prova lämpliga bandpassfilter för att filtrera bort oönskade seismiska vågor och samtidigt framhäva reflexionerna. Ett centralt processeringsmoment vid alla reflexionsseismiska mätningar är s.k. CDP-sortering, vilket innebär att seismikdata sorteras så att registreringar med gemensam reflexionspunkt kan projiceras på rätt punkt längs profilens och summeras (stackas). Det har för dessa data

varit mycket tidskrävande att hitta en lämplig hastighetsfunktion för CDP-stackningen (s.k. ”stacking velocity”), eftersom reflektorerna har varierande stupningar, vissa är nästan horisontella medan andra stupar brant, och hastighetsfunktionen är beroende av reflektorernas stupningsvinklar. En metod att delvis kringgå problemet är att utföra migrering av seismogrammen innan CDP-summeringen (migrering är något förenklat den procedur genom vilken gångtid konverteras till djup), men det är mer komplicerat och det finns större risk att introducera artefakter i de seismiska sektionerna. Vi har valt att använda den metoden vid processeringen av Vibsis-data för den här rapporten, men vi visar också en omigrerad seismisk sektion i bilaga 2. Reflexionerna kan ofta framstå tydligare i omigrerade seismiska sektioner och det är mindre risk för artefakter, men det är viktigt att komma ihåg att migrering krävs för att få korrekta lutningar och lägen för stupande reflexioner. Ett annat mycket viktigt processeringssteg vid landmätningar är att korrigera för tidsförskjutningar i reflexionerna, orsakade bl.a. av varierande jorddjup. Det här görs genom att justera seismogrammen med små tidskorrektioner, normalt kallade statiska korrektioner, och vi har även lagt ned stor omsorg på detta arbetsmoment. I bilaga 1 finns en lista över processeringsparametrarna som använts för Vibsis-data.

BERGGRUNDSGEOLOGISK ÖVERSIKT ÖVER KIRUNAOMRÅDET

Berggrunden i det aktuella området ingår i den svekokarelska orogenen som bildades för 1,9–1,8 miljarder år sedan, och som inkluderar bergarter som bildades under arkeisk och tidig-proterozoisk tid. Figur 4 visar en berggrundskarta för hela mätområdet. Norr om Kiruna finns Råstojarekomplexet med metagranitoider (fig. 5a) och underordnade ytbergarter som bildades, deformerades och genomgick metamorfos under arkeisk tid. Dessa bergarter överlagras av metakonglomerat, kvartsit och metaandesit–metabasalt i Kovogruppen, som är 12 km mäktig. Den överliggande Kirunagrönstensgruppen, som är 14 km mäktig, består huvudsakligen av metabasalt (fig. 5b) men även av metaultramafiska bergarter, grafitkiffer, järnformationer och karbonatsten. Viscariamalmen ligger i denna enhet. I Råstojarekomplexet finns mafiska gångsvärmar (fig. 5a) och i den överliggande Kovogruppen och Kirunagrönstensgruppen är det vanligt med mafiska lagergångar. Under den svekokarelska orogenesen bildades de svekofenniska ytbergarterna och flera sviter av sura till basiska, intrusiva bergarter (fig. 5c). De svekofenniska ytbergarterna överlagrar Kirunagrönstensgruppen och består av sura (fig. 5d), intermediära och basiska metavulkaniter och klastiska metasedimentära bergarter med en total mäktighet på över 3 km. Järnmalmen i Kirunavaara ingår i denna enhet. Den yngsta svekofenniska ytbergarten i Kirunaområdet är en kvartsrik metasandsten (Haukikvartsit). Samtliga bergarter i området, utom den yngsta granitsviten (Linagranit), genomgick plastisk deformation, hydrotermalomvandling och metamorfos i grönskiffer- till amfibolitfacies under den svekokarelska orogenesen.

Studier av Nd-isotoper visar att arkeisk berggrund finns i norra Sverige, norr om en gräns mellan Luleå och Jokkmokk. Man kan därför räkna med att Råstojarekomplexet finns närvarande på djupet längs hela den seismiska profilen. Eftersom Råstojarekomplexet är blottat i norr och ovanpåliggande enheter finns i söder bör den generella stupningen av kontakterna mellan berggrundsenheterna vara flack mot söder. Under den plastiska deformationen bildades stora veckstrukturer med en våglängd upp till flera kilometer, branta axialplan och veckaxlar som stupar mot söder (fig. 5e). I den östligaste delen av området är strukturen mer komplicerad, med en domstruktur som bildats genom veckning i två olika riktningar. I närheten av Kiruna stupar lagringen ca 60 grader mot öster. Den geologiska informationen visar att det finns synklinaler vid CDP 700, CDP 1500 och CDP 3500, och en antiklinal vid CDP 1300. Under den plastiska deformationen bildades även förskiffring, och dess intensitet är mycket variabel. Det finns domäner med relativt svag, brant stupande förskiffring (fig. 5c) separerade av plastiska skjuvzoner.



Figur 4. Regional berggrundskarta för mätområdet (Bergman m.fl. 2000). Den svarta linjen visar CDP-profilen för Vibsis-mätningen, där siffrorna anger CDP-nummer. Den grå, raka linjen visar motsvarande CDP-profil för data från sprängningarna. Ryolitiska till dacitiska metavulkaniter är markerade i gult, olika typer av granitiska bergarter i rött till brunt, gabbroider-dioritider med klar grön färg, metavulkaniter med huvudsakligen basisk sammansättning visas med ljusgröna nyanser (exempelvis vid profilens östra ände) och metasedimentära bergarter med ljusblå nyanser.

De två största skjuvzonerna i området är Kiruna-Naimakkadeformationszonen (CDP 500) i väster och Karesuando–Arjeplogdeformationszonen (fig. 5f, CDP 34003600) i öster. Deras individuella bredder är 8–10 km om man inkluderar mindre deformerade linser inom zonerna. Den mylonitiska foliationen i zonerna har en brant stupning, och rörelseindikatorer visar att den västra sidan har rört sig uppåt, men den motsatta rörelsen har också förekommit. I senare skeden, när berggrunden var svalare, bildades förkastningar. Denna spröda deformation har i många fall skett längs med de äldre plastiska skjuvzonerna. Längs Karesuando–Arjeplogdeformationszonen har det skett en särskild typ av hydrotermalomvandling som gett upphov till albitit och andra albitrika bergarter som tidigare kallats ”albitdiabas”. Det finns koppar- och guldmineraliseringar längs deformationszonen som är associerade med dessa omvandlingsbergarter. De yngsta strukturerna i regionen är de sen- till postglaciala förkastningar som finns väster om Kiruna. Den stora variationen av bergarter och förekomsten av stora veckstrukturer, skjuvzoner och förkastningar ger förutsättningar för många olika typer av seismiska reflektorer.

TIDIGARE SEISMISKA MÄTNINGAR I OMRÅDET

Uppsala universitet utförde under december 2008 seismiska mätningar längs två profiler nära Kiruna centrum (Jensen m.fl. 2012). Profilerna var 3,75 respektive 3,4 km långa och löpte unge-



Figur 5. **A.** Metagranodiorit i det arkeiska Råstojaurekomplexet med en förskiffrad mafisk gång som skär över gnejsigheten. **B.** Metabasaltisk tuff i Kirunagrönstensgruppen. **C.** Metagranodiorit (Haparandasviten) med svag foliation och omvandlingar längs sprickor. **D.** Folierad metagabbro i Kiirunavaaragruppen (svekofennisk ytbergart). **E.** Veck med brant axialplan i metabasaltisk kuddlava. **F.** Mylonitisk foliation och asymmetriskt skjuvade kvartslinser i Karesuando–Arjeplogdeformationszonen. Västra sidan har rört sig uppåt. Vy mot norr.

får i öst–västlig riktning, den ena alldeles intill riksvägen (E10), den andra något längre norrut. Båda profilerna är placerade i liggväggen till malmkroppen i Kirunavaara, men av säkerhetsskäl inte alldeles intill. Vår profil ligger som närmast ca 1 km norr om den nordligare av de två profilerna. Vid mätningarna användes ungefär samma seismiska utrustning som vid våra mätningar samt ett liknande Vibsis-system. Geofonavstånden var 5 respektive 10 m för de två profilerna, vilket innebär att geofonutlägget var betydligt kortare än vid våra mätningar och upplösningen högre. Vid tolkningen av de seismiska mätningarna användes tyngdkraftsdata och borrhålsinformation.

Mätningarna visar flera reflexioner med stupningar av 40–50 grader som korrelerar med bergartskontakter, bl.a. med en kontakt (konstaterad i borrhål) mellan Haukikvartsit och en metaryolit. En brant stupande reflexion (ca 60 grader) är troligen relaterad till malmkroppen i Kiirunavaara. Reflexioner är synliga ned till ett djup av ca 1,5 km. Seismisk hastighetstomografi (baserat på data från den reflexionsseismiska mätningen) visar tydligt att metavulkaniterna har högre seismiska hastigheter än de metasedimentära bergarterna, vilket även stöds av mätningar på borrhålskärnor.

Båth & Tryggvason (1962) utförde ett seismiskt experiment där de använde sprängningar i Kirunagruvan för att bestämma den seismiska hastigheten i berggrunden samt uppskatta jordskorpan tjocklek, vilket rapporteras vara den första seismiska undersökningen av den djupa jordskorpan i Fennoskandiska skölden.

PRELIMINÄR TOLKNING

Tolkningen av de seismiska mätningarna pågår fortfarande, men här diskuteras några av de observationer som gjorts. Vi har i detta skede huvudsakligen använt berggrundskartan för att tolka de seismiska reflexionerna. Mätprofilens läge har valts för att i möjligaste mån vara vinkelrät mot bergartskontakter och deformationszoner, men vissa reflektorer kan ligga vid sidan av mätprofilen och stupa in mot denna.

Det är viktigt att jämföra de processerade seismiska sektionerna med skottseismogram för att verifiera att inte artefakter misstolkas som reflexioner, ett arbete som fortfarande pågår. Många skottseismogram visar tydliga reflexioner från brant stupande strukturer, vilka är svåra att processera och därför kanske inte är synliga i de processerade seismiska sektionerna.

I det följande används omväxlande begreppen reflexion och reflektor, där det förra syftar på en reflekterad seismisk våg och det senare på någon slags diskontinuitet i berggrunden, vilken ger upphov till reflekterade vågor.

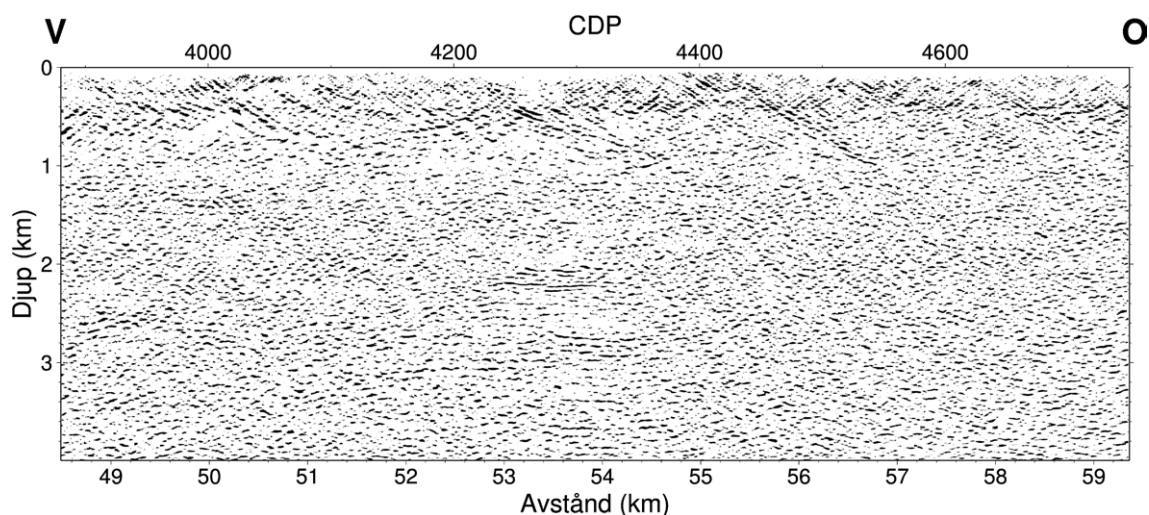
TOLKNING AV VIBSIST-DATA

För Vibsis-data användes en CDP-profil som ungefärligen följer mätprofilen men med betydligt mjukare böjar (fig. 4). CDP-profilen är mycket viktig, eftersom processeringen i princip baseras på att de seismiska reflexionernas lägen projiceras på CDP-profilen. Vi har vidare använt bergartskontakterna och deformationszonernas skärningspunkter med CDP-profilen för att tolka de seismiska reflexionerna. Men det är viktigt att komma ihåg att de faktiska reflexionspunkterna (dvs. reflektorerna) ofta inte ligger exakt längs CDP-profilen, i synnerhet inte där mätprofilen är mycket krokig eller där strukturerna i berggrunden har komplicerad geometri.

I bilaga 2 visas den omigerade Vibsis-sektionen för hela mätprofilen. Nedan följer en diskussion om några observerade reflexioner och möjliga tolkningar för dessa.

Området öster om Paraunkivaara

Vid profilens östra ände finns tydliga reflexioner i Vibsis-sektionen (fig. 6). Bland annat finns det i närheten av Nunasvaara flera brant öststupande reflexioner som går att följa nästan upp till

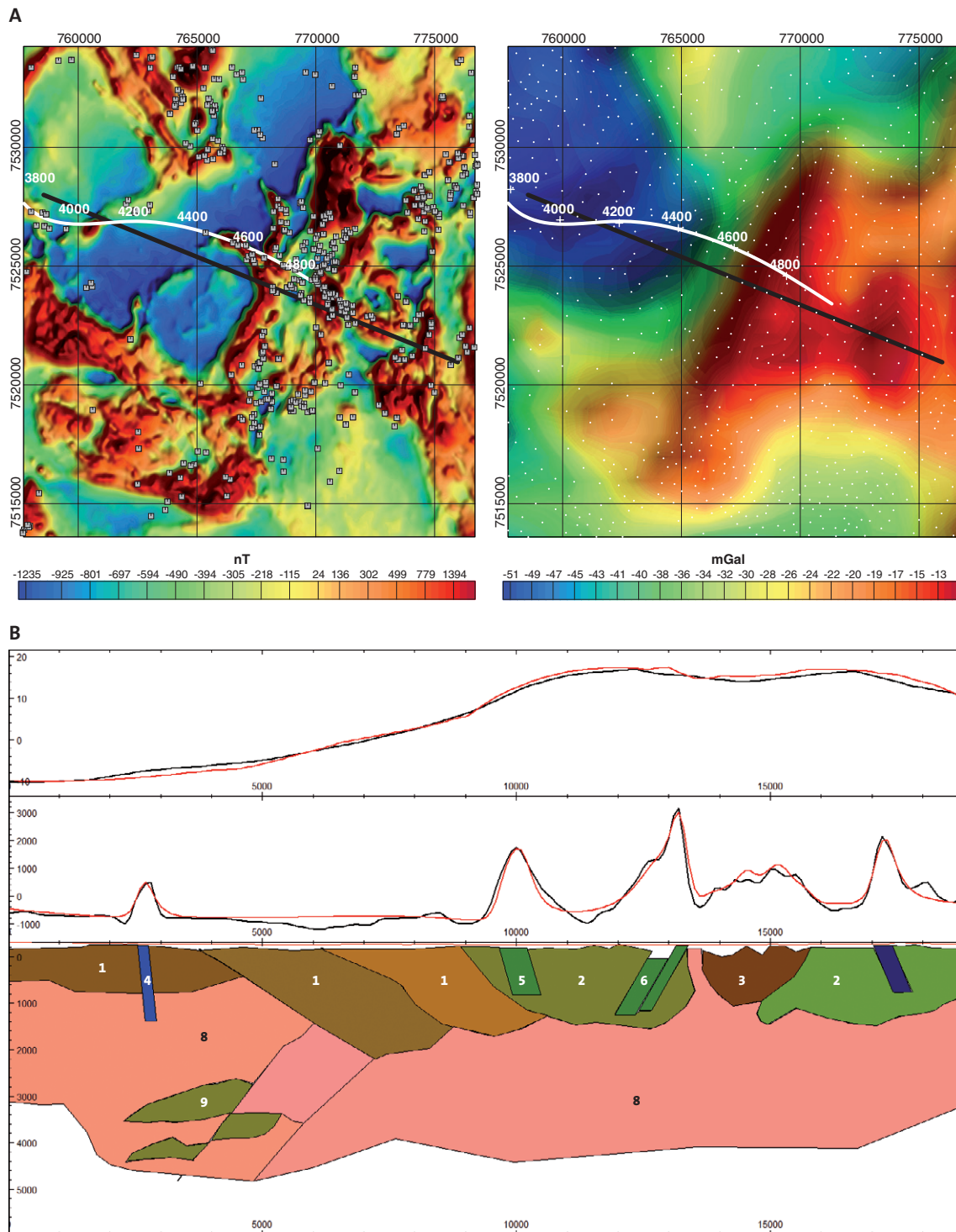


Figur 6. Migrerad seismisk sektion från Vibist-data. Siffrorna vid sektionens övre kant visar CDP-nummer (jfr. figur 4).

ytan. En av de öststupande reflexionerna kan projiceras till markytan ungefär vid CDP-punkt 4200 (fig. 6), ungefär vid kontakten mellan granitoider med olika densitet. I området uppträder även metasedimentära bergarter. I samma område, ungefär vid CDP 4200–4400 förekommer ett band av horisontella reflexioner vid ett djup av 2,5–5 km. En möjlig förklaring till dessa kan vara basiska intrusioner.

Profilen korsar två stråk med mindre järnmineraliseringar ungefär vid CDP-punkterna 4080 och 4650 (fig. 6 och 7). Det är svårt att se några reflexioner från mineraliseringarna i Vibist-sektionen, eftersom mineraliseringarna troligen har för liten volym i förhållande till upplösningen för våra mätningar. Troligen är de också brantstående, vilket inte underlättar den seismiska avbildningen.

En preliminär tolkning av potentialfältsdata (magnet- och tyngdkraftsfält) har gjorts för området omkring Nunasvaara, nära den östra änden av den seismiska profilen. Det utgör ett nyckelområde inom Barentsprojektet och detaljerade markundersökningar har utförts här under 2013 (Lynch & Jönberger 2013). Vid potentialfältstolkningen har hänsyn tagits till de seismiska reflexionerna som syns mellan CDP-punkterna 4000 och 4600. Före modelleringen har magnetfältet polreducerats och våglängdsfilterats, det senare för att eliminera högfrekventa variationer ("upward continuation" till 100 m har använts). Tyngdkraftsfältets residual beräknades före modellering genom att subtrahera den regionala trenden från Bougueranomalierna. I tolkningen har data från SGUs regionala databas använts. I figur 7a visas magnet- och tyngdkraftsfältet och den seismiska profilens sträckning. I samma figur visas linjen längs vilken tolkningen av potentialfältetsdata har gjorts. Den sträcker sig ett par kilometer längre österut än den seismiska profilen. Avsikten var att få med en större del av ytbergarterna som uppträder i öster. Vissa ytbergartsstråk ger upphov till kraftiga magnetiska anomalier och ett stort tyngdkraftsöverskott uppträder i östra delarna av området. Läget för de petrofysiska proven som finns i SGUs databas visas i figur 7a och i tabell 1 redovisas de petrofysiska mätvärden som har använts i modelleringen. Bergarterna längs profilen har huvudsakligen en intermediär till basisk sammansättning och vi har antagit att de petrofysiska egenskaperna är samma på djupet som vid markytan. Kropparnas djupgående har begränsat till 1–2 km, motsvarande de reflektorer som syns mellan CDP <4000 och >4600 i östra



Figur 7. A. Magnetisk anomalikarta (vänster) och tyngdkraftskarta (höger) över området för modelleringen i figur 7B. De grå rektanglarna på magnetkartan visar läget för petrofysiska prov. Vita punkter på tyngdkraftskartan visar mätlokalerna. De vita linjerna visar läget för den seismiska profilen och de svarta linjerna läget för modellen. B. Berggrundsmodell framtagen genom modellering av tyngdkraft och magnetfält, med stöd av den seismiska sektionen (se figur 6). Det övre diagrammet visar tyngdkraftsfältet, det undre magnetfältet. Uppmätta anomalivärden visas med blå kurvor, beräknad respons från modellerna med röda kurvor. De fysikaliska egenskaperna för de olika modellblocken beskrivs i tabell 1 (siffrorna i modellen anger bergartskod).

Tabell 1. Petrofysiska egenskaper som ingår i modellen.

	Densitet (kg/m ³)	Susceptibilitet (SI-enheter)	Q-värde
Omgivande bergarter	2 670	0	
1. Granodiorit till tonalit, kvartsdiorit	2 750–2 780	0	
2. Gabbroid	2 920	0	
3. Dioritoid	2 800	0,045	1
4. Ytbergart		0,09	0,7
5. Mafisk vulkanit	2 900	0,1	1
6. Intermediär vulkanit	2 770	0,1	1
7. Mafisk vulkanit	3 000	0,1	1
8. Granit	2 600	0	
9. Basisk bergart	2 900–3 000	0	

delen av profilen. För att kunna anpassa modellens respons till det uppmätta tyngdkraftsfältet behövde vi lägga in en bergartskropp med låg densitet (2 600 kg/m³), under de tyngre bergarterna. En så låg densitet kan motsvara t.ex. Linagraniter som har en omfattande utbredning i norra Norrbotten lateralt. Ungefär vid CDP 4200 syns en öststupande reflektor. Där har vi använt oss av en förkastning som markerar kontakten mellan två bergarter med olika densiteter (2 750 och 2 600 kg/m³). Läget för de djupare basiska kropparna är huvudsakligen baserat på seismiken.

Det är mycket möjligt att bergarterna på ytan har ett större djupgående än vi antagit i denna tolkning. En omgivande densitet på 2 730 kg/m³ ger en djupkänning över två kilometer. Modellen bör förstärkas av borrhålsdata som finns i området och mer detaljerad information kan komma fram från de detaljerade tyngdkraftsdata som finns för delar av området (Lynch & Jönberger 2013).

De magnetiska anomalierna orsakas av brantstupande, högmagnetiska ytbergarter (mörkblå och mörkgröna prismor i figur 7b). Vi har använt susceptibilitetsvärden mellan 0,09 och 0,1 SI-enheter och ett Q-värde på 1. Prismornas stupning vid avståndsmarkeringarna 10 000 och 13 000 m (fig. 7b) antyder en synform struktur.

Karesuando–Arjeplogdeformationszonen

Karesuando–Arjeplogdeformationszonen (KADZ) är en betydande deformationszon som går att följa hundratals kilometer, vilket gör den till ett viktigt undersökningsobjekt för den seismiska mätningen. Berggrundsobservationer och magnetiska anomalier tyder på att zonen vanligen har en bredd av 8–10 km och att deformationen är brantstående och plastisk (Bergman m.fl. 2000). Oftast har den nordvästra sidan rörts uppåt i förhållande till den sydöstra, men lokala avvikelser förekommer.

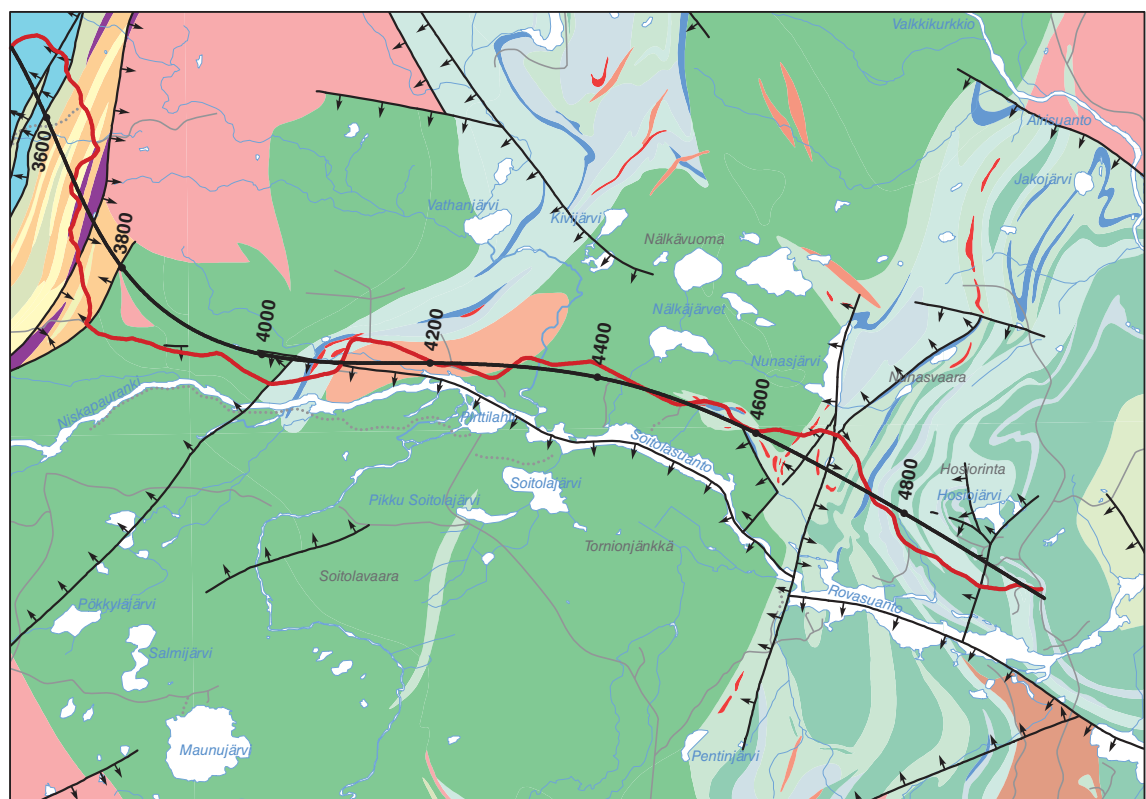
Figurerna 9 och 10 visar den seismiska sektionen från området omkring KADZ. Berggrundskartan visar att den seismiska profilen korsar zonen ungefär inom CDP-intervall 3450–3600 (fig. 4). Det finns brant öststupande reflexioner vid det partiet av profilen (R1 i figurerna 9 och 10), ungefär vid CDP-punkt 3500, vilka möjligen skulle kunna tolkas som listrisk förkastningar (en listrisk deformationszon har en böjd form, eftersom stupningen minskar med djupet). Men det finns även väststupande reflexioner i området, vilket komplicerar tolkningen. Figur 10 visar en jämförelse mellan den seismiska profilen och den mer detaljerade berggrundskartan. Det finns en tydlig korrelation mellan branta väststupande reflexioner (R2 i figur 9) och albitit-

gångar i anslutning till deformationszonerna. Det krävs sannolikt en mer ingående tolkning för att förklara reflexionerna i anslutning till KADZ.

Den seismiska mätningen visar även tydliga brant öststupande reflexioner inom ett område ungefär 5–6 km nordväst om det karterade läget för KADZ, ungefär vid CDP-punkterna 2900–3000 (R3 i figur 9). Berggrundskartan tyder inte på att det finns några bergartskontakter som kan förklara de branta reflexionerna. Möjligen kan dessa reflexioner orsakas av öststupande, listrisk deformationszoner.

Området omkring Kiruna och Jukkasjärvi

Den seismiska profilen börjar strax väster om Kiruna och följer sedan grusvägar och motions-spår strax norr om Kiruna centrum. Vibrist-data är tyvärr brusiga omkring Kiruna, troligen



— Spröd deformationszon, symbolerna ligger i det sänkta blocket

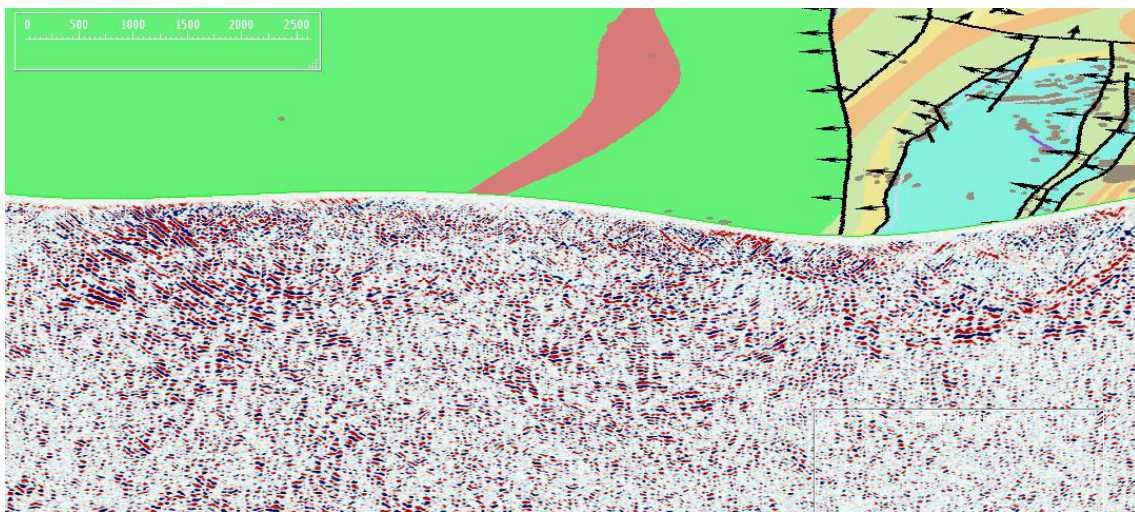
0 2 4 km

- | | |
|--|---|
| Leukodiabas, bergart med ospecificerad ålder | Syenitoid-granit (GDG–GSDG), 1,92–1,87 miljarder år |
| Granit (GP), ställvis metamorf, 1,82–1,74 miljarder år | Gabbroid-dioritoid (GDG–GSDG), 1,92–1,87 miljarder år |
| Granit (GP), ställvis metamorf, 1,87–1,74 miljarder år | Basalt-andesit, 2,05–1,96 miljarder år |
| Kvartsarenit (GSDG–GDG), ställvis metamorf, 1,87–1,84 miljarder år | Basalt-andesit, 2,30–2,05 miljarder år |
| Ryolit (GSDG–GDG), ställvis metamorf, 1,88–1,84 miljarder år | Diabas, 2,40–1,96 miljarder år |
| Granit (GSDG–GDG), 1,88–1,84 miljarder år | Basalt-andesit, 2,40–1,96 miljarder år |
| Vulkanisk bergart, ryolit (GDG–GSDG), 1,92–1,87 miljarder år | Kalksten, 2,40–1,96 miljarder år |
| Trakytoid-ryolit (GDG–GSDG), 1,92–1,87 miljarder år | Skiffer, 2,40–1,96 miljarder år |
| Basalt-andesit (GDG–GSDG), 1,92–1,87 miljarder år | Järnmineralisering, 2,40–1,96 miljarder år |

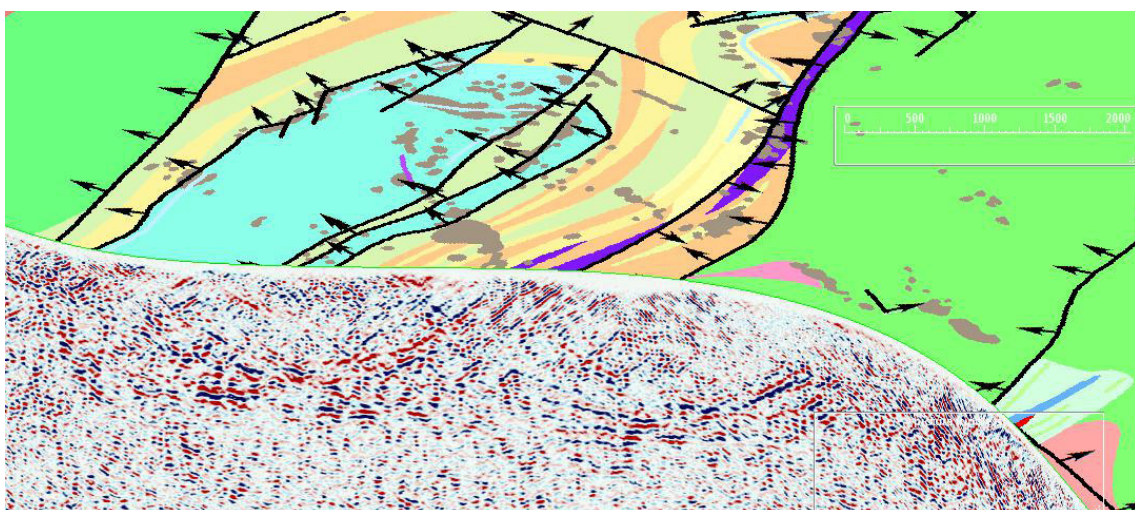
Figur 8. Berggrundskarta för profilens östra ände (Eriksson & Hallgren 1975). Kartan är från SGUs lokala berggrundsdatabas och detaljeringsgraden är högre än i den regionala kartan (fig. 4), bergartsindelningen skiljer även något. De klarröda små enheterna markerar mineraliseringar som diskuteras i texten. Se figur 4 för ytterligare beskrivning.

på grund av störningar från trafik m.m. Som påpekades ovan visar dynamitsprängningarna att berggrunden vid Kiruna är seismiskt reflektiv.

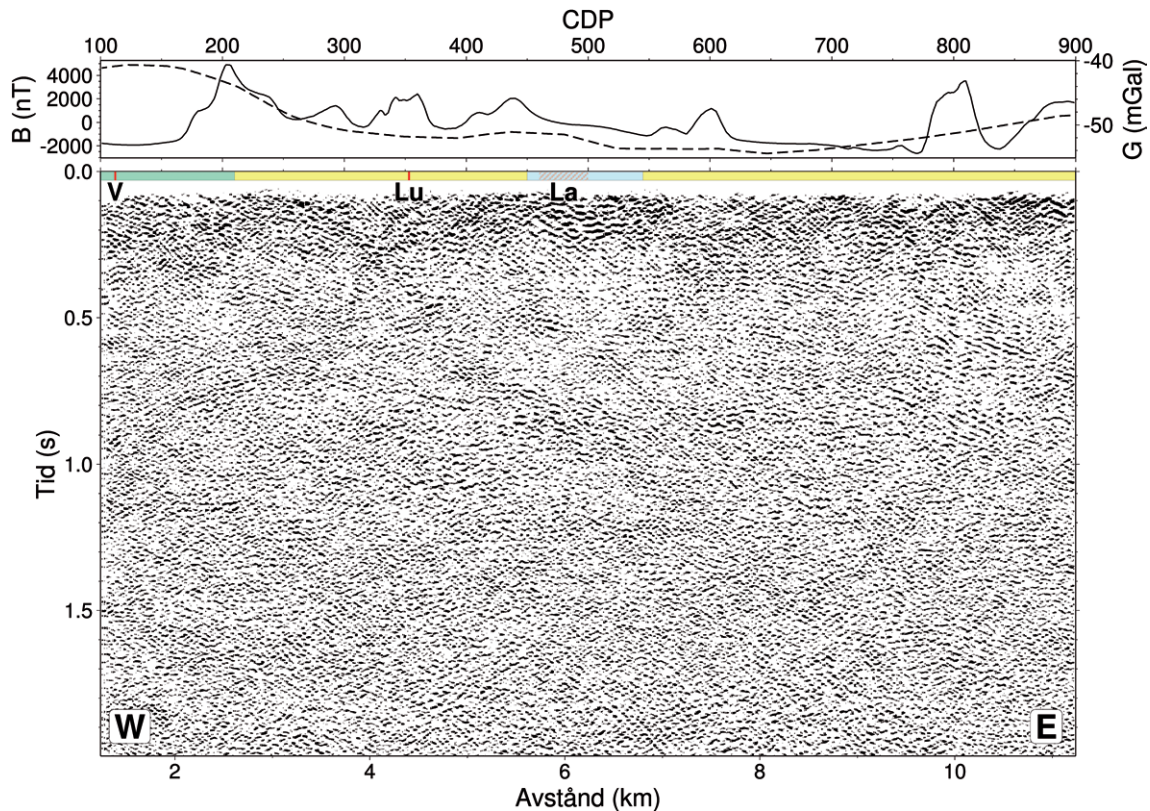
Observationer från skottseismogram tyder på att det finns en brant öststupande reflektor ungefär vid CDP-punkt 450 (fig. 4), strax norr om Kiruna centrum, men det går inte att se någon tydlig motsvarighet i den seismiska sektionen (fig. 11). Som diskuteras ovan kan det vara svårt att processera data med reflexioner från brant stupande strukturer. Ungefär vid CDP-punkt 360 passerar profilen de gamla gruvhålen vid Luossavaara. Även här går det att se tecken på brant



Figur 9. 3D-visualisering som visar den migrerade seismiska sektionen och den regionala berggrundskartan (jfr. figur 4). I figuren visas ungefär CDP-intervallet 2800–3700. Observera att observationsvinkeln är ungefär från syd och snett underifrån, dvs. berggrundskartan visas från undersidan. På den högra delen av berggrundskartan framträder Karesuando–Arjeplogdeformationszonen. Visualiseringen är utförd med Gocad®.



Figur 10. 3D-visualisering som visar den migrerade seismiska sektionen och den lokala berggrundskartan (Eriksson & Hallgren 1975) för området omkring Karesuando–Arjeplogdeformationszonen. Observationsvinkeln är ungefär från syd och snett underifrån, dvs. berggrundskartan visas från undersidan. Albititgångarna som diskuteras i texten är markerade med lila färg.

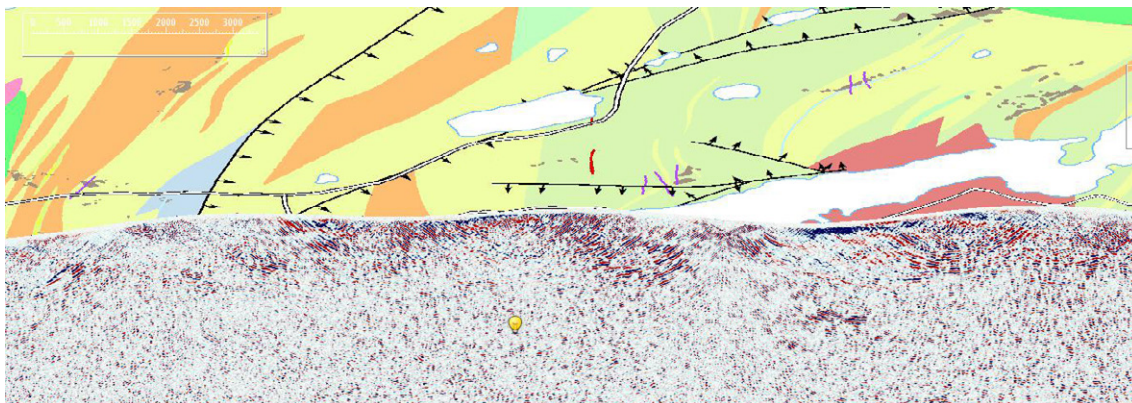


Figur 11. Seismisk sektion från Kirunaområdet. Sektionen har inte migrerats; en gångtid av 2 s motsvarar dock ett djup av ungefär 6 km. De färgade enheterna längst upp på den seismiska sektionen visar bergarterna längs profilen (se Bergman m.fl. 2000). Vissa av de större mineraliseringarna har markerats: V – Viscaria, Lu – Luossavaara, La – Lappmalmen (prospekteringsobjekt, ungefärligt läge). Diagrammen överst i figuren visar magnetfält (heldragen linje) och tyngdkraftsfält (streckad linje).

öststupande reflektorer i skottseismogram, men det är återigen svårt att se någon tydlig reflexion i den seismiska sektionen. I anslutning till Haukikvartsiten (se ljusblå enhet i figur 11) finns det ett band med ytliga reflexioner (ungefär vid en gångtid av 0,1–0,25 s). I samma område uppträder järnmalmsfyndigheten Lappmalmen vid ett djup av 400–600 m.

Vi har inte kunnat knyta några reflexioner till den stora malmkroppen i Kirunavaara. Vi placerade trådlösa seismometrar söder om Kiruna för att möjligen kunna observera reflexioner från malmkroppen, men Vibrist-signalerna är mycket otydliga, troligen p.g.a. kraftigt seismiskt brus från trafik och gruvbrytning. Signalerna från dynamitsprängningarna är sannolikt tillräckligt kraftiga, men kombinationen av sprängpunkter och trådlösa seismometrar ger alltför lite data för att studien ska vara meningsfull. Tidigare modellering vid Uppsala universitet tyder på att reflexionerna från malmkroppen endast är synliga inom en viss snäv vinkel (Christopher Juhlin, personlig kommunikation 2013).

Strax öster om Jukkasjärvi, ungefär vid CDP-intervall 2000–2200, uppträder en granitisk intrusion som korrelerar med tydliga reflexioner (fig. 12). Eftersom basaltiska–andesitiska metavulkaniter uppträder i omgivningen, med seismiska egenskaper som troligen avviker från granitens egenskaper, är det inte orimligt att anta att intrusionens kontakter ger upphov till reflexioner.



Figur 12. 3D-visualisering som visar den migrerade seismiska sektionen och den lokala berggrundskartan (Offerberg 1967) i området omkring Jukkasjärvi där mätprofilen korsar Torne älv. Observationsvinkeln är från syd och snett underifrån, dvs. berggrundskartan visas från undersidan.

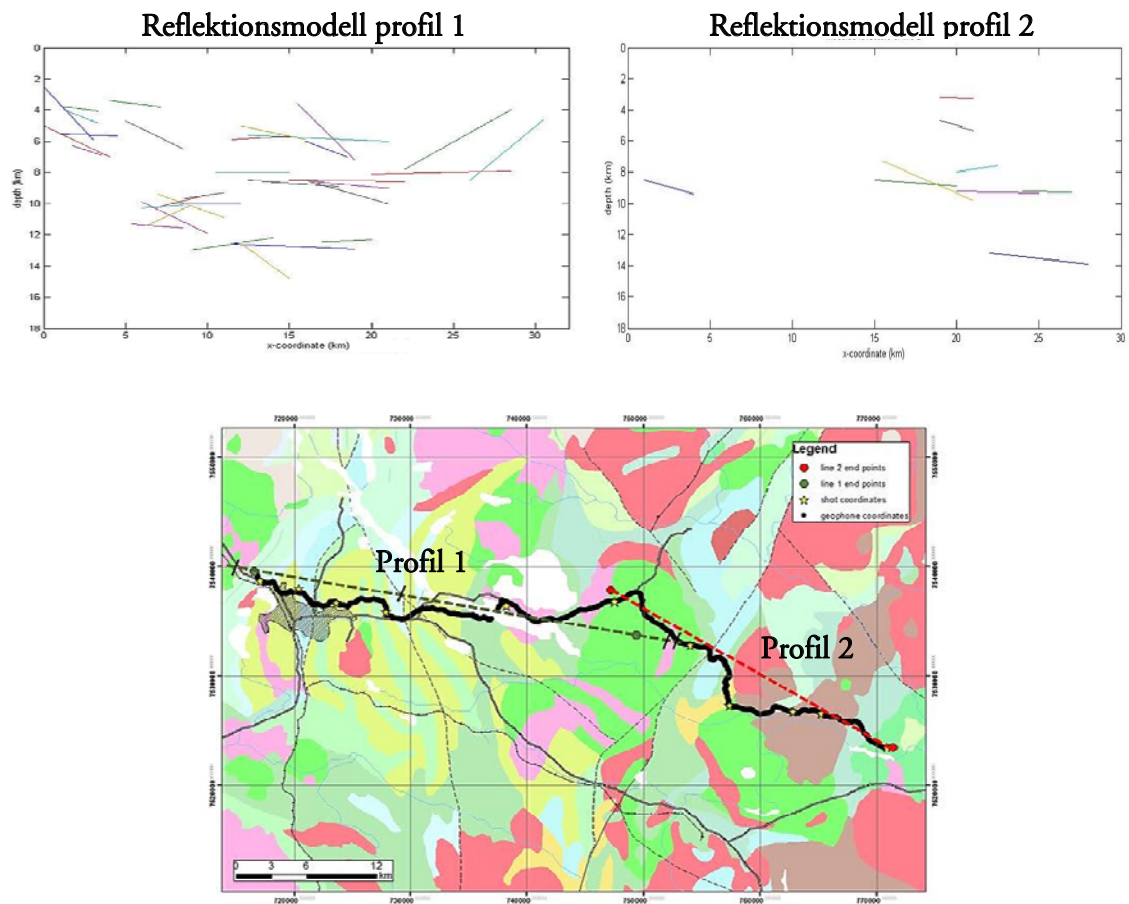
Tolkning av seismiska data från sprängningarna

Data från dynamitsprängningarna har analyserats via en modellering av reflexionernas ankomsttider inom ett examensarbete utfört av Joanna Holmgren från Luleå tekniska universitet. Vi har även gjort en förenklad CDP-processering av explosionsdata på liknande sätt som för Vibsis-data.

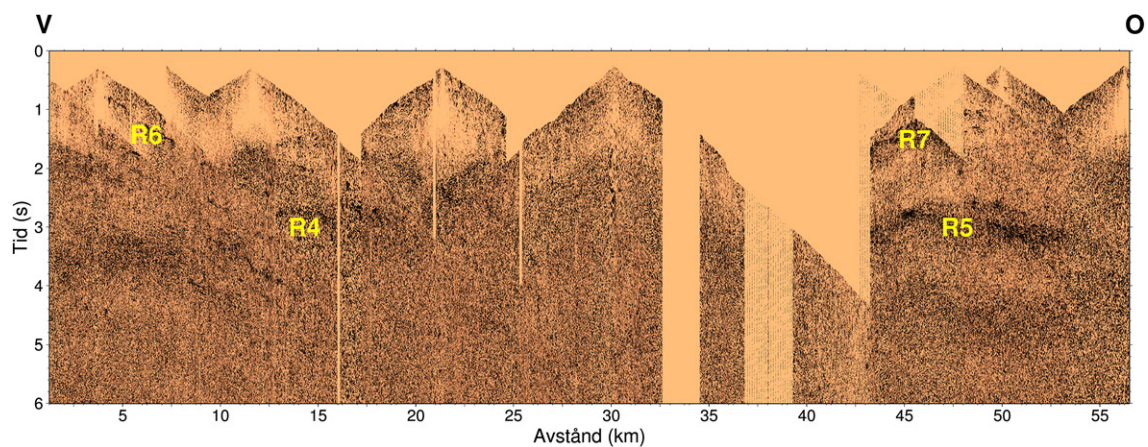
Modelleringen av ankomsttiderna har utförts genom att först identifiera reflexioner i skottseismogram från dynamitsprängningarna. Därefter har de observerade ankomsttiderna för de identifierade reflexionerna jämförts med beräknade ankomsttider för en modell med vissa antagna reflektorpositioner. Reflektorernas lägen har justerats tills de beräknade ankomsttiderna visar en acceptabel överensstämmelse med de observerade tiderna. För att förenkla modelleringen projicerades den seismiska mätgeometrin på två raka profiler (fig. 13).

De slutliga modellerna visar åtskilliga reflektorer, vanligen på djup av 4–12 km (fig. 13). Modellen för den västra delen av mätprofilen visar betydligt fler reflektorer än modellen för den östra delen, men sannolikt orsakas detta åtminstone delvis av bristfällig datatäckning i öster. Flera av reflektorerna stupar kraftigt, exempelvis vid den västra änden av mätprofilen. Både i öster och väster förekommer det horisontella till svagt lutande reflexioner vid ett djup av 8–10 km.

Vi har även gjort en CDP-processering av explosionsdata, liknande den som gjordes för Vibsis-data, men förenklad. Det finns tidigare exempel på mätningar där CDP-processering har använts med framgång för data med bara ett fåtal skottpunkter (Kawamura m.fl. 2003, Graßl m.fl. 2004). Den glesa fördelningen av skottpunkter i vår mätning gör att datatäckningen är bristfällig, vilket syns tydligt i den seismiska sektionen (fig. 14). Det saknas data ungefär vid distansmarkeringen 32,5–35 km och det uppstår också blanka triangelformade partier mellan skottpunkterna, till följd av att det bara går att avbilda ytnära reflexioner alldeles nära skottpunkterna. Men trots begränsningarna är det möjligt att se vissa mönster i den seismiska reflektiviteten, vilket även styrks av observationer baserade på oprocesserade data. Vid en gångtid av ungefär 3 s, motsvarande ett djup av omkring 10 km, finns ett band av reflektivitet både längs profilens västra del och längs dess östra del, ungefär vid avståndintervallen 12–20 km och 44–52 km (R4 och R5 i fig. 14). Detta är i överensstämmelse med resultatet från modelleringen av gångtiderna som visade horisontella till svagt lutande reflexioner inom djupintervallet 8–10 km. Det är svårt att se någon motsvarighet i data från Vibsis-systemet, troligen därför att signalen är för svag och inte når till dessa djup. Tolkningen av reflexionerna är ännu oklar, men mätningar



Figur 13. Modellering av reflexioner baserat på sprängningarna (modifierad från Holmgren 2013). De två kraftiga streckade linjerna på berggrundskartan visar lägen för reflektormodellerna i de övre figurerna. På berggrundskartan visas även projicerade lägen för de branta stupande reflektorerna, se de korta heldragna linjerna som skär den streckade linjen för profil 1. Observera att den streckade linjen som visar läget för profil 1 är något längre än reflektormodellen, eftersom de stupande reflektorernas projicerade lägen vid markytan ligger utanför modellen. Här visas den förenklade berggrundskartan från Bergman m.fl. (2012).



Figur 14. Seismisk reflexionssektion från dynamitsprängningarna (se fig. 4 för läge). Mörka partier motsvarar hög seismisk reflektivitet. Det visade tidsintervallet 0–6 s motsvarar ungefärligen djupintervallet 0–20 km. På grund av det stora avståndet mellan skottpunkterna är datatäckningen bristfällig, i synnerhet närmare markytan.

bland annat vid Siljansringen och i Jämtland visar att flacka diabasgångar kan ge upphov till mycket tydliga reflexioner (Juhlin 1990, Juhojuntti m.fl. 2001). Men det bör påpekas att flacka diabasgångar ofta, men inte alltid, uppträder tillsammans med branta gångar, vilka borde vara synliga vid markytan.

En intressant möjlighet för tolkningen av de djupa reflexionerna är en eventuell koppling till gränsen mellan det arkeiska Råstojaurekomplexet och de överliggande ytbergarterna tillhörande Kovo- och Kirunagrönstensgruppen. Inför den seismiska mätningen utfördes en strukturgeologisk tolkning baserad på publicerade mäktigheter och fördelning av de geologiska enheterna samt hålobservationer av bl.a. lagerstupning och veckgeometri. Den visade ett djup till Råstojaurekomplexet på omkring 4–6 km, dvs. mindre än djupet till de tydligaste reflexionerna (vid djup av 8–10 km), men i mycket god överensstämmelse med djupet till de något ytligare reflexionerna i reflexionsmodellen (fig. 13).

Vid profilens västra ände syns öststupande reflexioner i reflexionssektionen (R6 i figur 14), vilka även är synliga i oprocesserade skottseismogram liksom i reflexionsmodellen från gångtidsmodelleringen (fig. 13). En preliminär jämförelse visar att svaga öststupande reflexioner även är synliga i Vibsist-sektionen. Tolkningen av de stupande reflexionerna är oklar, men enligt gångtidsmodelleringen kan den västligaste stupande reflexionen projiceras till markytan ungefär vid kontakten mellan Kirunagrönstensgruppen och yngre granitiska intrusioner. Observera att den seismiska sektionen från sprängningarna inte är migrerad, eftersom de blanka partierna orsakar stora artefakter vid migreringen. De stupande reflexionerna visas därför inte helt korrekt, stupningen är mindre än i verkligheten och reflexionerna ligger förskjutna nedåt i stupningsriktningen.

Ungefär vid ett avstånd av 45 km syns ett band av reflexioner vid en gångtid av ca 1–1,5 s, motsvarande ett djup av 3–5 km (R7 i figur 14). Möjligen motsvarar dessa de flacka till subhorisontella reflexioner som syns vid motsvarande djup inom avståndsintervallet 52–54 km längs Vibsistprofilen (fig. 6).

ÅTERSTÅENDE ARBETETE

Sedan fältarbetet har det mesta arbetet fokuserats på dataprocesseringen. I synnerhet har processeringen av data från Vibsist-mätningen varit tidskrävande och vi har provat många olika angreppssätt för processeringen. Eventuell ytterligare dataprocessering bör fokuseras på speciellt intressanta avsnitt av profilen. Exempelvis kan det vara användbart att inkludera korrektioner till processeringen som tar hänsyn till att vissa reflektorer troligen ligger vid sidan av mätprofilen och stupar in mot denna (s.k. cross dip corrections). Vi har gjort test som tyder på att detta ibland är fallet och att vissa reflexioner framträder tydligare efter korrektionerna.

Det vore även intressant att använda hastighetstomografi liknande den som utfördes av Jensen m.fl. (2012) för att bestämma den seismiska hastigheten i den översta delen av berggrunden. En del av arbetet som krävs för en sådan studie är redan utfört, eftersom vi i samband med CDP-processeringen har plockat gångtider för den refrakterade seismiska våg som går genom den översta delen av berggrunden, vilken normalt utgör den så kallade första ankomsten i seismogrammen.

Tolkningen av de seismiska mätningarna är ett pågående arbete. Under 2013 har berggrundskartering utförts i mätområdet och vi kommer att försöka använda observationer från karteringen för att tolka de seismiska reflexionerna, huvudsakligen de ytnära reflexioner som syns i Vibsist-data. Vidare bör en jämförelse göras med information från de åtskilliga prospekteringsborrhål som finns längs den seismiska profilen. Få av borrhålen når djupare än 200–300 m, vilket gör att det är svårt att direkt koppla observationer i borrhålen till de seismiska reflexionerna, men det kan vara möjligt att projicera vissa av reflexionerna till borrhålen.

Det vore önskvärt att bättre kombinera tolkningarna av Vibsis-data och data från sprängningarna, även om det finns skillnader i undersökningsdjup och yttäckning (se kapitlet om processeringen). Troligen skulle det gå att få ut mer information från sprängningarna genom ytterligare modellering, antingen gångtidsmodellering liknande den som beskrivs ovan eller via vågformsmodellering (dvs. modellering av hela seismogrammen). Skottseismogrammen från sprängningarna visar tydliga signaler och är därför lämpliga för modellering. Vid den tidigare modelleringen prioriterades de djupare reflexionerna, men det finns tydliga reflexioner från yt-nära strukturer som borde studeras vidare. Modelleringen är dock tidskrävande.

Både hastighetstomografi och modellering av skottseismogram är exempel på studier som kan utgöra lämpliga examensarbeten.

DISKUSSION OM SIGNALKÄLLORNA

De reflexionsseismiska mätningarna i Kirunaområdet har utförts med två olika signalkällor. Vibsis-mätningen är den primära signalkällan, medan sprängningarna i första hand användes som ett komplement för att få viss information om djupare strukturer. Vibsis-mätningen har hög upplösning, men det maximala undersökningsdjupet varierar längs mätprofilen, bl.a. på grund av varierande brusnivåer. Vid profilens östra ände, utanför bebyggelse, syns reflexioner ned till djup av minst 5 km. Vid Kiruna är data brusiga och det maximala undersökningsdjupet troligen mindre. Som jämförelse kan nämnas att tydliga reflexioner observerades ned till djup av åtminstone 9 km vid Vibsis-mätningar i Jämtland (Hedin m.fl. 2012), men att det maximala undersökningsdjupet vid den ovan beskrivna mätningen nära Kiruna centrum troligen var betydligt mindre, uppskattningsvis 1,5–2,5 km (Jensen m.fl. 2012).

Med sprängningarna går det att se betydligt djupare reflexioner, flera skott visar reflexioner åtminstone till en gångtid av 15 s, vilket troligen motsvarar ett djup av 45–50 km. Gränsen mellan jordskorpan och manteln ligger normalt ungefär vid detta djup i Sverige. Det är svårt att se någon tydlig gräns till manteln i våra data, men det kan bero på berggrundens beskaffenhet snarare än signalstyrkan.

SLUTSATSER

Tolkningen av de seismiska mätningarna pågår fortfarande, men några av de preliminära slutsatserna som kan dras är:

- Reflexionsdata från sprängningarna tyder på att berggrunden omkring Kiruna är seismiskt reflektiv, men reflexionerna är ofta inte särskilt kontinuerliga vilket tyder på att berggrunden är heterogen. Många av reflexionerna kommer från brant stupande strukturer.
- Vibsis-data är bitvis brusiga, i synnerhet omkring Kiruna, men längs profilens östra del är signalerna tydligare och reflexioner kan observeras ned till djup av åtminstone 5 km.
- Den preliminära tolkningen tyder på att Karesuando–Arjeplogdeformationszonen stupar åt öster och är listrisk, men tolkningen är inte entydig. Det finns även tecken på öststupande deformationszoner strax väster om deformationszonen.
- Vid profilens östra ände förekommer öststupande reflexioner som kan vara relaterade till granitiska intrusioner, vilket även stöds av en potentialfältstolkning. I samma område visar mätningarna subhorisontella strukturer vid ett djup av 3–4 km, möjligen basiska intrusioner.
- Sprängningarna visar ett band av framträdande reflexioner vid ett djup av 8–10 km längs stora delar av profilen. De visar även reflexioner längs en diffus öststupande zon som börjar strax väster om Kiruna och går att följa in under staden, möjligen ned till ett djup av 10 km.

PRESENTATIONER

Samtliga presentationer nedan har utförts av de tre författarna till den här rapporten. I tillägg till presentationerna nedan har flera mer informella föredrag hållits vid SGU och Uppsala universitet:

- 10 km ner i berget. Posterpresentation vid "GeoArena", oktober 2012.
- Crustal structure in the Kiruna district, northern Sweden: Preliminary results from a seismic reflection study. Föredrag vid "Lithosphere 2012" i Helsingfors, november 2012.
- Reflexionsseismiska mätningar som stöd för malmprospektering i Kirunaområdet. Posterpresentation vid geofysikens "Öppet hus" på SGU, februari 2013.
- A first look on data from the Kiruna seismic reflection profile. Föredrag vid samarbetsmöte för NGU, SGU och GTK i Rovaniemi, april 2013.
- Crustal structure in the Kiruna area, northern Sweden, based on seismic reflection profiling. Föredrag vid "EGU General Assembly 2013" i Wien, april 2013.
- Exjobb undersöker Kiruna på djupet. Artikel i SGUs nyhetsbrev "Metaller och mineral", maj 2013.

REFERENSER

- Bergman, S., Kübler, L. & Martinsson, O., 2000: Regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten county: Bedrock map (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning Ba 56:1*.
- Bergman, S., Stephens, M.B., Andersson, J., Kathol, B. & Bergman, T., 2012: Bedrock map of Sweden, scale 1:1 million. *Sveriges geologiska undersökning K 423*.
- Båth, M. & Tryggvason, E., 1962: Deep seismic reflection experiments at Kiruna. *Pure and Applied Geophysics 51*, 79–90.
- Cosma, C. & Enescu, N., 2001: Characterization of fractured rock in the vicinity of tunnels by the swept impact seismic technique. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science 38*, 815–821.
- Eriksson, B. & Hallgren, U., 1975: Beskrivning till berggrundskartbladen Vittangi NV, NO, SV, SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 13–16*, 203 s.
- Graßl, H., Neubauer, F., Millahn, K. & Weber, F., 2004: Seismic image of the deep crust at the eastern margin of the Alps (Austria): indications for crustal extension in a convergent margin. *Tectonophysics 380*, 105–122.
- Hedin, P., Juhlin, C. & Gee, D., 2012: Seismic imaging of the Scandian Caledonides to define ICDP drilling sites. *Tectonophysics 554–557*, 30–41.
- Jensen, M.-B., Kashubin, A., Juhlin, C. & Elming, S.-Å., 2012: Multidisciplinary study of the hanging wall of the Kiirunavaara iron ore deposit, northern Sweden. *Geophysics 77*, B269–B285.
- Juhlin, C., 1990: Interpretation of the reflections in the Siljan Ring area based on results from the Gravberg-1 borehole. *Tectonophysics 173*, 345–360.
- Juhojuntti, N., Juhlin, C. & Dyrelus, D., 2001: Crustal reflectivity underneath the central Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics 334*, 191–210.
- Juhojuntti, N., Wood, G., Juhlin, C., O'Dowd, C., Dueck, P. & Cosma, C., 2012: 3D seismic survey at the Millennium uranium deposit, Saskatchewan, Canada: Mapping depth to basement and imaging post-Athabasca structure near the orebody. *Geophysics 77*, WC245–WC258.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T. & Ito, T., 2003: Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. *Earth Planets Space 55*, 549–557.

- Lynch, E. & Jönberger, J., 2013: Summary report on the geological and geophysical characteristics of the Nunasvaara key area (29K Vittangi NO & SO). Kartering Barents 2013. *Sveriges geologiska undersökning SGU-rapport 2013:11*, 35 s.
- Offerberg, J., 1967: Beskrivning till berggrundskartbladen Kiruna NV, NO, SV, SO. *Sveriges geologiska undersökning Af1-4*, 147 s.
- Park, C.B., Miller, R.D., Steeples, D.W. & Black, R.A., 1996: Swept impact seismic technique (SIST). *Geophysics* 61, 1789–1803.

BILAGA 1. PROCESSERINGSPARAMETRAR

För enkelhets skull har engelskspråkiga termer använts nedan. För vissa av termerna saknas vedertagna svenska översättningar.

Migrerad seismisk sektion visad i figurerna 6, 9, 10 och 12.

1. Decoding Vibsis data to 6s
2. Geometry loading
3. Resampling to 2 ms
4. Spherical divergence correction
5. Bulk time shift of 100 ms due to Vibsis time lag
6. Floating datum elevation statics
7. Refraction statics
8. LMO statics
9. Bandpass filter
 - 0–1 s, 25-50-95-135 Hz;
 - 1.25–6 s, 20-40-80-120 Hz
10. Noise cone mute, first break mute
11. AGC, 400 ms
12. Residual statics (two-pass, including velocity analysis)
13. Kirchhoff prestack time migration
 - Migration angle: 80 degrees
 - Velocity: ~5.3 km/s at 0.2 s, ~6.1 km/s at 1.5 s, 6.4 km/s at 6 s
14. AGC, 400 ms
15. Stack (10% alpha trimmed)
16. FX decon (30 traces width)
17. Time to depth conversion (using migration velocity above)

Omigrerad seismisk sektion i figur 11 och bilaga 2.

Processeringssteg 1–8 enligt ovan.

9. Bandpass filter, 5-10-150-200 Hz
10. Predictive deconvolution
 - Shot and receiver domain
 - 120 ms operator length, 20 ms gap
11. Bandpass filter
 - 0–0.7 s, 25-50-110-150 Hz;
 - 0.9–1.7 s, 20-40-100-140 Hz;
 - 1.9–6 s, 15-30-90-130 Hz
12. Residual statics
13. Noise cone mute, first break mute
14. AGC, 400 ms
15. NMO
16. CDP stacking, 10% alpha-trimmed
17. FX decon (30 traces width)
18. FK mute

BILAGA 2. KOMPLETT SEISMISK SEKTION (OMIGRERAD)
Omigrerad seismisk sektionen för hela profilen. Se figur 11 för beskrivning.

