

## TREDIMENSIONELL BERGUNDERSÖKNING MED GEOELEKTRISKA OCH GEOLOGISKA METODER

Peter Jonsson

Leif Johansson

Sara Johansson

Per-Ivar Olsson

Torleif Dahlin

Omslagsbild Figur 41 ur rapporten: Översikt av 3D-inversionmodeller för IP (överst) och resistivitet (underst) tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26.

# **TREDIMENSIONELL BERGUNDERSÖKNING MED GEOELEKTRISKA OCH GEOLOGISKA METODER**

## **Three-dimensional rock investigation with geoelectric and geological methods**

Peter Jonsson, Teknisk geologi LTH, Lunds universitet  
Leif Johansson, Geologiska Institutionen, Lunds universitet  
Sara Johansson, Teknisk geologi LTH, Lunds universitet  
Per-Ivar Olsson, Teknisk geologi LTH, Lunds universitet  
Torleif Dahlin, Teknisk geologi LTH, Lunds universitet

BeFo Rapport 185

Stockholm 2022  
ISSN 1104-1773  
ISRN BEFO-R-185-SE



## Förord

Felaktiga eller bristfälliga prognoser kan medföra stora merkostnader för ett projekt. Bergbyggnadsbranschen är därför i många avseenden konservativ när underlag för prognoser skall skapas, och förlitar sig i stor utsträckning på väl beprövade metoder. Det blir dock alltmer tydligt att den information som erhålls med hjälp av geofysiska, icke-förstörande metoder, kompletterar de idag generellt använda undersökningsmetoderna. Dessutom är det fastställt att ju tidigare en tillräcklig kunskap om bergets egenskaper och uppbyggnad erhålls, desto lättare blir det att minimera riskerna. Det här rapporterade projektet bidrar till att öka kunskapen just om hur bergets geologiska, och indirekt dess geomekaniska, egenskaper kan kopplas ihop med bergets geofysiska egenskaper.

Den i projektet använda metodiken bygger på att en bergvolym undersöks med såväl geofysiska som traditionella geologiska metoder. Resultatet av de geofysiska mätningarna jämförs sedan med den geologiska information som samlats in efterhand som den undersökta bergmassan sprängs bort. De geologiska undersökningarna kompletteras här med högupplöst fotodokumentation och drönarfotografering. Tredimensionell kartering med drönare blir allt vanligare i samband med olika bergarbeten. En geologisk tredimensionell modell skapas successivt, med hjälp av de undersökningar som utförs på de färskas bergytorna efter varje losshållning. När data analyserats, kan vi se att den geofysiska modellen i stort beskriver de geologiska strukturerna. Resultatet är därför i linje med resultat från andra projekt, som pekat på att exempelvis resistivitetsmätningar korrelerar väl med bergkvalitetsmätningar. Det är dock tydligt att vissa typer av strukturer i den undersökta volymen inte alltid representeras geometriskt korrekt av geofysiska data. Resultaten visar också hur erhållna geologiska egenskaper, grundade på visuella attribut, inte kunde förklara vissa anomalier i den geofysiska informationen. Det behövs därför fler detaljerade studier, både i laboratoriemiljö och i fält, för att bättre förstå dessa effekter.

Projektet har tagit fram ny metodik vad det gäller såväl fältarbete som databehandling som kommer att kunna användas i många andra sammanhang. Att komplettera geologiska modeller baserade på information från bland annat drönarkartering med olika geofysiska mätningar har visat sig vara ett utmärkt sätt att skapa en bättre kunskap om bergvolymen.

Arbetet har genomförts i nära samarbete med Sydsten AB, utan vars välvilliga medverkan projektet hade varit omöjligt att genomföra. Företaget har bland annat bidragit med bildmaterial, borrhävar och upplåtit undersökningsområdet; ett speciellt tack riktas till Leo Kramár och Mikael Svensson. Chani Johnsson från CJ RC Flying har genomfört drönarflygningarna, Peter Ulriksen på avdelningen för Teknisk geologi, LTH, har varit behjälplig med kamerautrustning. Bearbetningen av data har till en del genomförts med datorresurser som tillhandahållits av Lunds universitets centrum för högpresterande datorer, LUNARC.

Projektet har genomförts av Torleif Dahlin, Leif Johansson, Sara Johansson, Per-Ivar Olsson samt Peter Jonsson alla vid avdelningen Teknisk geologi (LTH).

Projektets referensgrupp har bestått av Mehrdad Bastani (SGU), Sara Bazin (NGI), Christel Carlsson (SGI), Johanna Gottlander (Trafikverket), Leo Kramár (Sydsten AB), Malin Norin (NCC), Lena Persson (SGU), Andreas Pfaffhuber (NGI), Robert Sturk (Skanska) och Per Tengborg (BeFo).

Stockholm 2022

*Patrik Vidstrand*

## SAMMANFATTNING

Målet med denna studie är att ge ökad insikt i hur väl geoelektriska undersökningar i en heterogen berggrund kan avbilda geologiska strukturer för att kunna vidareutveckla och anpassa framtida bergundersökningar.

En "bra" prognos av bergkvalitet ger bättre möjligheter till minskad risknivå vid projektering och upphandling. Omvänt gäller att osäkerheter i bergtekniska prognoser vad gäller bergets kvalitet kan medföra mycket stora kostnadsökningar. Den tilläggsinformation som erhålls med hjälp av icke-förstörande undersökningar blir därför av stort intresse. Det har vid upprepade tillfällen (t.ex. i samband med byggandet av Hallandsåstunneln) visats att variationer i till exempel de elektriska egenskaperna, kan kopplas till faktorer som sprickzoner, lervittring och vissa mineraltyper i bergmassan.

Projektets grundidé är att i en bergvolym i en bergtäkt utföra en tredimensionell undersökning med samtidig bestämning av likströmsresistivitet och inducerad polarisation (DCIP). Den undersökta bergvolymen sprängs sedan bort med pallsprängning. De vertikala bergskärningar som uppstår efter varje losshållning dokumenteras med fotodokumentation, drönarfotografering, provtagning och detaljstudier med svepelektronmikroskop, vilket efter hand skapar en tredimensionell modell med detaljerad geologisk information. På så sätt skapas en möjlighet att jämföra resultat och tolkningar från de geoelektriska metoderna med geologisk information i hela den undersökta volymen. Till exempel kan den tredimensionella utbredningen av sprickzoner, diabasgångar etc. följas i den geologiska modellen och jämföras med den geofysiska.

Som mätobjekt i projektet användes Sydstens bergtäkt i Dalby, Dalby stenbrott, öster om Lund. Detta är sedan tidigare väl undersökt både ur geologisk synvinkel samt med tvådimensionell resistivitetsmätning. Berggrunden här består i huvudsak av tre olika bergarter: granitisk gnejs, diabas och amfibolit, men mindre partier av andra bergarter förekommer. Strukturerna är komplexa med veckning och bildning av linser, främst i amfiboliterna. Bergarterna har på grund av storskaliga tektoniska processer utsatts för omfattande deformation vid flera tillfällen. Breccior och krosszoner förekommer liksom leromvandlingszoner.

Den geofysiska metod som använts i projektet är resistivitetsmätning med samtidig mätning av inducerad polarisation, DCIP. Resistivitetsmätning bygger på det grundläggande antagandet att egenskaper i marken såsom porositet, själva bergarten (matrisen) och porvätskans ledningsförmåga avspeglas i förändringar i markens ledningsförmåga. IP-effekterna är starkt beroende av geomaterialens inre sammansättning, porfyllnad och struktur i mikroskala och uppåt.

För att skapa den geologiska modellen användes förutom traditionell geologisk okulärbesiktning och provtagning även fotografiska metoder: panorama-fotografering och framställning av tredimensionella modeller med hjälp av drönarfotografering samt visualisering i dator.

I rapporten beskrivs inledningsvis bakgrund och syfte, därefter mätningar och metodik i avsnitten 2 och 3. I avsnitt 4 beskrivs insamlade mätresultat och dataunderlag, bland annat rekommendationer och erfarenheter för panorama-fotografering och drönarfotografering samt resultatet av den geologiska karteringen (okulärbesiktning samt elektronmikroskopering) och geofysik

Ett av huvudmålen med projektet var att undersöka hur väl geoelektriska undersökningar i en heterogen berggrund kan avbilda geologiska strukturer. Möjligheten att dokumentera bergguttaget i Dalby stenbrott har givit en möjlighet att jämföra den geologiska verkligheten med resultat från resistivitets- och IP-mätningar.

En jämförelse i avsnitt 5 mellan de geologiska och de geofysiska mätningarna bekräftar att DCIP i den undersökta miljön kan användas för att indikera lervittrade zoner, svaghetsstrukturer och uppkrossade zoner. Detta kan användas till att särskilja bergmassa med zoner av lervittring (eller med potentiellt högt finmaterialinnehåll efter krossning) från annat berg, vilket ger en möjlighet till att bedöma kvaliteten innan lossställning skett.

Vidare noteras att förmågan att avbilda geologiska strukturer beror på undersökningens utformning, den använda inversionsprocessen samt erhållen datakvalitet. Datakvaliteten kan i viss mån påverkas vid mättillfället, så redan under planeringsstadiet av en DCIP-undersökning finns flera faktorer som kan påverka resultaten och mätningarnas upplösning, medan andra faktorer inte kan påverkas med dagens mätmetodik.

Ett exempel är att lutande geologiska strukturer inte återspeglades lika väl som vertikala i de geofysiska resultaten. Anledningen till detta är oklar. Antingen är de fysiska kontrasterna mellan till exempel gnejs och amfibolit för små för att detekteras med geoelektriska metoder, eller så misslyckas den numeriska inversionsprocessen med att representera lutande strukturer korrekt.

Det står också klart att geologiska egenskaper grundade på visuella attribut inte fullt ut räcker för att förklara alla anomalier i den geofysiska modellen, speciellt för IP-resultaten. Fler och mer detaljerade studier med syfte att kvantifiera dessa effekter behövs för att tillföra kunskap om dessa komplexa fenomen.

Resistivitetsanomalierna förklaras dock bättre av de visuella observationer som gjorts. Detta beror på att resistiviteten i högre utsträckning beror på bergmassans sammansättning och makrostrukturer som sprickor, men även här finns ett behov av att kvantifiera och studera samband i laboratorieskala.

Den spatials upplösningen kan förbättras genom att förändra mätförfarandet. En metod är att installera elektroder i borrhål, utöver de ytförlagda elektroderna. Detta medför praktiska svårigheter, men finns en stor utvecklingspotential inför framtiden. Även om moderna instrument har använts i projektet, kan instrumenten utvecklas mot ännu effektivare mätningar, till exempel genom att använda fler kanaler för potentialmätningen, dynamiska mätprotokoll och adaptiv strömsändning som anpassar mätningen till de faktiska förhållandena på platsen



## SUMMARY IN ENGLISH

The aim of this project is to enhance the understanding of how geoelectrical investigations in a heterogeneous rock mass can image geological structures in order to develop and adapt future rock assessment methods.

A "good" rock quality forecast provides better opportunities for reduced risk level in the design and procurement phases of a construction project. Conversely, uncertainties in a forecast, in terms of rock quality, can entail large costs. The additional information obtained using non-destructive surveys will therefore be of large interest in this context. It has repeatedly (e.g. in connection with the construction of the Hallandsås tunnel) been shown that variations in, for example, the electrical properties, can be linked to factors such as fracture zones, clay weathering or the presence of certain mineral types in the rock mass.

The basic idea is to perform a three-dimensional measurement with simultaneous determination of DC resistivity and induced polarization, (DCIP), in a rock volume in a quarry. The examined rock volume is then removed by bench blasting as part of the normal quarry activities. The vertical benches that occur after each blast are documented with photogrammetric methods, geological sampling and by detailed studies with a sweep electron microscope (SEM). Furthermore, photographic methods such as panoramic photography and 3D computer models created with the help of unmanned aerial vehicles, drones, have been used.

The result is another three-dimensional model, with detailed geological information. This creates an opportunity to compare results and interpretations from the geoelectrical methods with geological information throughout the examined volume. For example, the three-dimensional distribution of fracture zones or dolerite dikes can be identified in the geological model and compared to the geophysical.

The measuring object in the project was a quarry in Dalby, 10 km East of Lund, Sweden and operated by Sydsten. The site is well investigated from both geological and geophysical viewpoints. The rock consists mainly of three different types: Granitic gneiss, dolerite and amphibolite, but smaller units of other rocks occur. The structures are complex with folding and formation of lenses, mainly in the amphibolite. Due to large-scale tectonic processes, the rock has been subjected to extensive deformation on several occasions. Brecciated and crushed zones occur as well as clay alteration zones.

The geophysical method used in the project is resistivity measurement with simultaneous measurement of induced polarization, DCIP. The resistivity method is based on the basic assumption that properties in the ground such as porosity, the actual rock matrix and the conductivity of the pore fluid are reflected in changes in the conductivity. The IP effects rely heavily on the internal composition of the geo-materials, filling in the pores, and structures in micro-scale and upwards.

The report initially describes the background and purpose, then the measurements and methodologies in the sections 2 and 3. In section 4 the collected measurement results and input data are described, including recommendations and experiences for panorama- and UAV photography, as well as the results of the geological mapping (visual inspection and SEM) and the geophysics.

One of the main objectives of project was to investigate how well geoelectrical measurements in a heterogeneous bedrock can depict geological structures. The ability to document the rock mass in the Dalby Quarry has given an opportunity to compare geological reality with results from DCIP measurements.

A comparison in section 5 between the geological and geophysical measurements confirms that the DCIP in the test environment can be used to indicate clay weathering zones, weakness zones and crushed rock. This can be used to distinguish rock mass with zones of clay weathering with potentially high fine material content from other rock, providing an opportunity to assess the quality before the fragmentation of the rock.

Further, it is noted that the ability to depict geological structures depends on the design of the geophysical investigation, the inversion process, and the obtained data quality. The data quality can to some extent be affected at the time of measurement, i.e. already during the planning of the assessment, while other factors cannot be affected using available measurement methodology.

One example is that dipping geological structures do not show up as clearly as vertical in the geophysical results. The reason for this is unclear. One explanation may be that the petrophysical contrast between, for example, gneiss and amphibolite is too small to be detected by geoelectrical methods, another that the numerical inversion process has difficulties representing these structures correctly.

It is also clear that visual geological attributes are not fully sufficient to explain all anomalies appearing in the geophysical model, in particular regarding the IP results. More detailed studies aimed at quantifying these complex effects are needed to understand these complex phenomena. The resistivity anomalies are better explained by the visual observations made. This is because resistivity to a greater extent depends on the composition of the rock mass and macro structures such as fractures, but also here a need to quantify and study correlations in laboratory scale exists.

The spatial resolution can be improved by modifying the measurement procedure. One way forward is to install electrodes in a borehole, in addition to the surface electrodes used today. This implies practical difficulties but has a great development potential for the future. Although modern instruments have been used in the project, instruments can be developed towards even more effective measurements, for example by using more channels for the potential measurement, dynamic measurement protocols, and adaptive current transmission that adjusts the measurement to the actual conditions on the site.

# INNEHÅLLSFÖRTECKNING

<b>FÖRORD</b>	<b>I</b>
<b>SAMMANFATTNING</b>	<b>III</b>
<b>SUMMARY IN ENGLISH</b>	<b>VII</b>
<b>TABELLER</b>	<b>X</b>
<b>FIGURER</b>	<b>XI</b>
<b>1 INLEDNING</b>	<b>1</b>
1.1 Bakgrund och projektformulering	1
1.2 Val av mätobjekt	3
1.2.1 Geologisk bakgrund	3
1.2.2 Berggrunden	4
1.2.3 Utförandet	4
<b>2 ANVÄNDA METODER</b>	<b>7</b>
2.1 Resistivitet och IP	7
2.2 Kartering av bergväggar	11
2.2.1 Panoramafotografering	11
2.2.2 Structure from motion	17
<b>3 UTFÖRANDE</b>	<b>19</b>
3.1 Projektaktiviteter	19
3.1.1 Aktiviteter i bergtäkten	19
3.1.2 Laboratorieundersökningar	19
3.1.3 Databearbetning	20
3.2 Mätningar för resistivitet och IP	21
3.3 Bergväggskartering	24
3.3.1 Fotografisk avbildning med panoramafotografering	24
3.3.2 Fotogrammetrisk avbildning med SfM	25
3.4 Geologisk kartering	28
3.4.1 Geologiska fält- och laboratorieundersökningar	28
3.4.2 Geologiskt tolkade panorama och fältiakttagelser	28
<b>4 MÄTRESULTAT OCH DATAUNDERLAG</b>	<b>29</b>
4.1 Fotogrammetriska metoder	29
4.1.1 Panoramafotografering, erfarenheter	29
4.1.2 Fotografiska panoraman, resultat	32
4.1.3 SfM, erfarenheter	32
4.1.4 SfM, resultat	33
4.2 Geologi, resultat	36
4.2.1 Bergarter	36

4.2.2	Sprickzoner och sprickmineraliseringar	38
4.2.3	Rostutfällningar och hematitbildning	39
4.2.4	Leromvandling	47
4.2.5	Geologisk tolkning av panoraman	48
<b>4.3</b>	<b>Geofysiska modeller</b>	<b>48</b>
4.3.1	Jämförelse mellan rekognosceringsprofil och 3D-mätning	49
<b>4.4</b>	<b>Tolkning av geofysiska modeller</b>	<b>50</b>
4.4.1	Region 1, R1	50
4.4.2	Region 2, R2	50
4.4.3	Region 3, R3	51
4.4.4	Region 4, R4	51
4.4.5	Generella mönster	51
<b>4.5</b>	<b>Samredovisning av geofysiska och fotogrammetriska metoder</b>	<b>55</b>
<b>4.6</b>	<b>Modellupplösning</b>	<b>57</b>
<b>5</b>	<b>DISKUSSION OCH SLUTSATSER</b>	<b>61</b>
<b>5.1</b>	<b>Avbildning av strukturer i heterogent berg med DCIP</b>	<b>61</b>
<b>5.2</b>	<b>Detaljnivå och materialkontraster</b>	<b>62</b>
<b>5.3</b>	<b>Användning av DCIP i infrastrukturprojekt och bergtäktsverksamhet</b>	<b>63</b>
5.3.1	Metod	63
<b>6</b>	<b>FÖRSLAG TILL FORTSATT ARBETE</b>	<b>65</b>
	<b>REFERENSER</b>	<b>67</b>

## TABELLER

<i>Tabell 1</i>	<i>Genomförda fältkampanjer i projektet,, samt vilka data som samlats in vid respektive mättillfälle samt om data använts eller ej. 0 betyder "ingen datainsamling", 1 betyder "data samlades in/användes". Flera dataset kan ha samlats in vid ett mättillfälle.</i>	20
<i>Tabell 2</i>	<i>Sammanfattning av uppskattad elektrodkontakt för de sex parallella mätlinjerna.</i>	23
<i>Tabell 3</i>	<i>Lagernummer (#) och lagerdjup(d) för 3D-inversionsmodell.</i>	24

**FIGURER**

- Figur 1** Översiktskarta som visar läget för Dalby stenbrott och dess nordöstra del vari fältundersökningarna i detta projekt utfördes (redigerad efter Google Maps). Den röda rektangeln i nordöstra delen av tåkten visar läget för studiens fältinsatser ("Mätområde"). \_\_\_\_\_ 5
- Figur 2** Principiell bild av ett multielektrodsystem för DCIP-mätningar. I exemplet visas att strömgeneratoren (A, B) via elektrodväxeln kopplar strömmatningen till de elektroder som skall användas som strömelektroder (4, 9). Växeln kopplar också en spänningsmätare (M, N) till två elektroder (2, 8). För varje valt par strömelektroder mäts sedan potentialen mellan flera andra elektroder, till exempel (1,2), (1,3), (5, 6) osv enligt ett förutbestämt mätprotokoll. När mätsekvensen för de aktuella strömelektroderna är klar, väljs två andra elektroder som strömelektroder och potentialmätningen i de övriga upprepas. Se texten! \_\_\_\_\_ 8
- Figur 3** Mätning av resistivitet och IP. Under vissa förhållanden är övergångsmotståndet mellan elektroderna och materialet i markytan högt. Detta kan motverkas med vätska, som hölls ur dunken. \_\_\_\_\_ 10
- Figur 4** Arbetsflöde vid panoramagenerering \_\_\_\_\_ 13
- Figur 5** Fotografering med ett robotiserat panoramahuvud (GigaPan Epic Pro, [www.gigapan.com](http://www.gigapan.com)). Kamerans rörelser programmeras in genom att bland annat önskat utsnitt i det färdiga panoramat definieras med hjälp av kamerans sökare. Roboten genomför sedan fotograferingen automatiskt. Mässingsvikten är en modifiering av originalutförandet, för att balansera det relativt tunga teleobjektiv som används vid detta fotograferingstillfälle. \_\_\_\_\_ 13
- Figur 6** Samtliga bilder för ett panorama om 120 bilder, med fem rader och 24 kolumner. Fotograferingen gjord på cirka 50 meters avstånd från bergväggen med brännvidd 210 mm, bländare 7.1, slutartid 1/200 s och ISO 100. \_\_\_\_\_ 14
- Figur 7** Två exempelbilder ur panoramat i Figur 6. Bilderna är i rad 3, kolumn 6 och 7. Markeringarna i de bägge bilderna är gemensamma kontrollpunkter som identifierats av sammanfogningsprogrammet. \_\_\_\_\_ 14
- Figur 8** Exempel på kontrollpunkter (särdrag) i bilderna i Figur 7. Kontrollpunkterna kan väljas manuellt, eller som här automatiskt. Algoritmen väljer punkter som korrelerar väl mellan de två delbilderna, men de behöver inte vara fysiska objekt, det kan likaväl vara skuggor eller annat som avbildats på ett konsekvent vis i de överlappande delarna av bildparen. \_\_\_\_\_ 15
- Figur 9** De sammanfogade bilderna från Figur 7 ovan, med de två delbilderna markerade. \_\_\_\_\_ 15
- Figur 10** Sammanfogat panorama med samtliga bilder som visas i Figur 6. Panoramat är 1756 megapixel (106716 x 16438 pixlar) och filstorleken utan komprimering blir 5016 Mbyte. Den distorsion av ränderna (bildkanterna) som ses beror på att panoramat (här) projiceras på en sfär för att rektifiera bilden; distorsionen i det avbildade objektet minimeras därvid. Normalt beskärs bilden så att ränderna inte syns. \_\_\_\_\_ 16
- Figur 11** Utsnitt ur panoramat ovan; partiet är ca 3 x 2,5 meter stort och finns i mitten av panoramat. \_\_\_\_\_ 16
- Figur 12** Markering på bergvägg som används för att georeferera panoramabilderna samt som referens och kontroll i de tredimensionella modellerna från drönarfotografering. \_\_\_\_\_ 17
- Figur 13** Elektroderna mättes in under DCIP-undersökningen. Här visas läget för den längre 2D rekognosceringsprofilen (vita markeringar) och 3D-undersökningen (svarta markeringar). De röda markeringarna visar läget för rivningsrester efter en byggnad och en nedgrävd kabel som observerades och mättes in i fält. Se Figur 1 för en översikt över hur undersökningsområdet förhåller sig till hela bergtåkten. Bakgrundsbilden är baserad på drönarfotografering över bergtåkten från den 30 oktober 2017 (Sydsten AB). \_\_\_\_\_ 21
- Figur 14** Elektroder för DCIP-mätningen hamras ner i den ännu inte avbanade moränen. \_\_\_\_\_ 22
- Figur 15** Blå och gröna pyramider visar lägen för de fotografier som använts för att skapa den tredimensionella terrängmodellen (här en texturerad terrängmodell i form av ett triangelnät, s.k. mesh). \_\_\_\_\_ 26

<i>Figur 16</i> Signaler som använts för georeferering i de tredimensionella terrängmodeller som skapats med hjälp av drönarfotografering. Till vänster ses signalen, som mäts in i plan och höjd med GNSS (till höger). Avståndet mellan marken och markeringarna på stängen ("+" ) är lika för alla signaler. _____	27
<i>Figur 17</i> Resultaterande georefererad terrängmodell. Notera blå och gröna ringformade markeringar på markyta och första pallnivån som är de georefererade kontrollpunkterna. _____	27
<i>Figur 18</i> Sammanställning av inmätta punkter under fältaktiviteter. _____	31
<i>Figur 19</i> Fyra exempel på resultat från panoramadokumentation från tre olika tillfällen. _____	33
<i>Figur 20</i> Tredimensionell datormodell, terrängmodell som visar bergväggen i projektets inledning (oktober 2016), innan skärningen kommit in i den geofysiska volymen. _____	34
<i>Figur 21</i> Terrängmodell som visar bergväggen i ett senare skede än ovan (juli 2017). Här har bergskärningen kommit in i den geofysiska volymen. _____	35
<i>Figur 22</i> En kombination av de bägge terrängmodellerna ovan (Figur 20, Figur 21). Den geofysiska volymen ligger i huvudsak mellan de bägge avbildade bergskärningarna. _____	35
<i>Figur 23</i> Ett ortofoto som skapats ur SfM-modellen från 2017-05-23; uppskattad upplösning ca 7 mm/pixel. Storleken är ca 162 Mpix (43569 x 3735) och bilden visar ca 300 meter av pallväggen. Notera den svarta rektangeln, jämför med Figur 24! _____	36
<i>Figur 24</i> Ett utsnitt av bilden i Figur 23 som ger en uppfattning om upplösningen i ortofotot. _____	36
<i>Figur 25</i> De vanligaste bergarterna i Dalby stenbrott är olika typer av prekambrika granitiska gnejser och amfiboliter. De senare har bildats genom metamorfos och deformation av gabbro och diabas. Dessutom finns relativt sett unga NV-SO gående brant stående diabaser som slår igenom den äldre berggrunden. Dessa varierar starkt i grad av omvandling, från bevarad magmatiska mineralogi till helt lågmetamorf mineralogi. _____	37
<i>Figur 26</i> Bilden visar några typiska amfiboliter och en finkornig ung diabas (nedre vänstra bilden). Amfiboliterna består till stor del av hornblände och plagioklas och uppvisar i de flesta fall tydliga foliationer. Dessa bergartsbitar är ca 5 cm breda. Den stora bilden visar hur amfiboliterna i deformationszoner kan bli omvandlade till småveckade "biotitskiffrar". Bildens bredd är ca 25 cm. _____	38
<i>Figur 27</i> Det finns några olika varianter av granitiska gnejser där färg, kornstorlek och grad av deformation varierar. Nedre vänstra bilden visar en gnejs med ett flertal partiellt öppna sprickor (jf. Figur 31). Nedre högra bilden visar en gnejs med tunna sprickor/foiationsytor med Fe-oxider. Gnejsprovets bredd är ca 5 cm. _____	40
<i>Figur 28</i> Bilderna visar två brantstående distinkta leromvandlingszoner. Båda har en ungefärlig orientering i NV-SO dvs. liknande den som den yngre diabasgenerationens orientering. Zonen i den vänstra bilden är 1-2 m bred och den högra bilden visar en ca 20 cm bred del av en annan zon där det också skett en stark oxidation och bildning av nya Fe-mineral. _____	41
<i>Figur 29</i> Bilden visar mellan de röda linjerna en av de krosszoner som förekommer i Dalby stenbrott. Zonen slår i den övre delen igenom granitisk gnejs och i den undre delen en amfibolit, båda blir starkt uppkrossade och en stor andel finmaterial uppkommer. Dessa krosszoner har bildats av förkastningsrörelser. _____	42
<i>Figur 30</i> Bilden visar en starkt uppsprucken breccia där sprickorna mellan gnejsfragmenten läkts av kalcit. Bildens bredd ca 3 m. _____	43
<i>Figur 31</i> Med hjälp av UV-fluorescens har de öppna mikrosprickorna i gnejsen tydliggjorts. Bilden visar att det finns ett stort antal sprickor som är mer eller mindre öppna. _____	43
<i>Figur 32</i> I ett avsnitt av en av de studerade bergväggarna kan en tydlig gräns ses (röd linje), som skiljer ett område till vänster med relativt lite rostiga utfällningar från ett område till höger som uppvisar markant förekomst av Fe-oxhydroxidmineral i form av rostiga utfällningar. Notera den markanta rödfärgningen (hematit) av nedre delen av amfiboliten i mitten av sektionen, jf. Figur 35. _____	44

<i>Figur 33 Elektronmikroskopbilder av rostutfällningar på ett sprickplan. Övre vänstra bilden är en backscatterelektronbild (BSE) som visar massiva Fe-mineral (götit?) (ljusgrått) utfälda på kvarts och fältspat (mörkgrått). Den högra övre bilden visar samma område men som en sekundärelektronbild (SE), som bättre återger den skrovliga ytan. De nedre bilderna är också ett par tagna med BSE- och SE-detektorer och visar den andra typen av Fe-mineral (se texten) som bildar rundade grupper av finkorniga nålformade kristaller (ferrihydrit?).</i>	45
<i>Figur 34 Litet fragment (ca 5 mm brett) som visar de typiska färgerna hos Fe-mineralen som förekommer på gnejsytorna.</i>	46
<i>Figur 35 Omfattande röd hematitbildning i en amfibolit. Hematiten förekommer i relativt sammanhängande ytor.</i>	46
<i>Figur 36 Hematit förekommer inte bara som sammanhängande skikt i amfiboliten utan även inne i amfiboliterna som enskilda mineral Korn. De är delvis parallella med foliationen. I bilden har hematitens röda färg förstärkt för att öka åskådligheten. Bildens bredd är ca 7 cm.</i>	47
<i>Figur 37 Geologisk tolkning av fotografiska panoraman. Jämför Figur 19.</i>	49
<i>Figur 38 Inverterade resultat från resistivitets- (a-c) och IP mätningarna (d-f) i form av en jämförelse mellan rekognosceringsprofilen i 2D och den detaljerade 3D-volymen (se Figur 13).</i>	52
<i>Figur 39 Skivor genom 3D resistivitetsmodell enligt Figur 42 (skiva 1 överst, skiva 5 nederst) samt markeringar av prominenta strukturer.</i>	53
<i>Figur 40 Skivor genom 3D IP-modell enligt Figur 43 (skiva 1 överst, skiva 5 nederst) samt markeringar av prominenta strukturer.</i>	54
<i>Figur 41 Översikt av 3D-inversionmodeller för IP (överst) och resistivitet (underst) tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26.</i>	55
<i>Figur 42 Skivor genom 3D resistivitetsmodell med numrering tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26 samt markeringar av synliga prominenta strukturer. Jf. Figur 39.</i>	56
<i>Figur 43 Skivor genom 3D IP-modell med numrering tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26 samt markeringar av synliga prominenta strukturer. Jf. Figur 40.</i>	56
<i>Figur 44 Panoramabild i originalupplösning (överst) och med liknande upplösning som geofysiken (underst).</i>	57
<i>Figur 45 Geologisk modell i originalupplösning (överst) och med liknande upplösning som geofysiken (underst). Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Den olivgröna amfiboliten är omvandlad och biotitrik. Bergarterna i det mörkbruna området är breccierade längs en förkastning. Panoramats bredd är ca 80 m.</i>	58
<i>Figur 46 Jämförelse mellan geologisk tolkning (överst) och geofysisk modell (nederst). Markeringarna visar granitisk gnejs utan tydliga amfibolitinslag (A) och sådan med högre andel amfiboliter (B). C markerar en vertikal förkastning med uttalad brecciering och därmed högre porositet. Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Den olivgröna amfiboliten är omvandlad och lokalt hematit- och biotitrik. Bergarterna i det mörkbruna området är breccierade längs en förkastning. Panoramats bredd är ca 80 m.</i>	59
<i>Figur 47 Jämförelse mellan geologisk tolkning med samma upplösning som den geofysiska modellen (överst) och geofysisk modell (nederst). Markeringarna A-C diskuteras i texten, se också Figur 46.</i>	60





# 1 Inledning

## 1.1 Bakgrund och projektformulering

Målet med detta projekt är att ge insikter i hur väl geoelektriska undersökningar i en heterogen berggrund kan avbilda geologiska strukturer, och på vilken detaljnivå sådana kan lokaliseras. Syftet är att kunna vidareutveckla och anpassa framtida undersökningar i större infrastrukturprojekt samt kunna förbättra planeringen av bergguttar i bergtäkter utifrån den tillägnade kunskapen. Projektet kan framförallt kopplas till BeFo:s programområde "undersökningar före, under och efter", men även till programområdet "bergförstärkning och dimensionering av tunnlar och bergrum".

De tänkta målgrupperna för rapportens resultat är dels ingenjörsgeloger, geotekniker och bergtekniker i infrastrukturprojekt, dels geofysiker. För bergtekniker och geotekniker i framtida infrastrukturprojekt kan resultaten demonstrera både likheter och skillnader mellan uppmätta elektriska egenskaper och geologisk information.

På så sätt kan en rimlig förväntningsnivå på resultaten från en liknande geofysisk undersökning kommuniceras. För målgruppen geofysiker hoppas vi att resultaten kan bidra till en bättre förståelse för mätningarnas upplösningsförmåga när det kommer till små- och storskalig heterogenitet i bergmassan.

För att ge en bättre bergprognos är det viktigt att använda relevanta metoder i förundersökningsstadiet, med syfte att tidigt kunna genomföra tids- och kostnads-effektiv kartläggning av variationer i jord och berg. Den i Sverige ofta använda Q-värdesbedömningen, liksom andra indexbaserade metoder, se till exempel (Singh & Goel 1999), bygger huvudsakligen på fysisk observation av bergets mekaniska egenskaper, ibland i kombination med hydrauliska.

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet, NTNU, har sedan 1975 samlat data om olika slags tunnlar och skapat modeller för olika produktionsparametrar; underlaget omfattar idag 5000 km tunnlar av olika slag. Genom att använda detta empiriska underlag för att studera olika fall i modellen har (Kim & Bruland 2009) visat att bergkvalitet i form av Q-värde (NGI 2013) kan ha en direkt påverkan på drivningshastighet och projekttid för bergmassor av den typ som studerats, företrädesvis konventionellt drivna tunnlar i hårt berg.

En "bra" prognos av bergkvalitet ger uppenbarligen bättre möjligheter till minskad risknivå vid projektering och upphandling. Omvänt gäller att osäkerheter i bergtekniska prognoser vad gäller bergets kvalitet kan medföra mycket stora kostnadsökningar.

Detta är naturligtvis inget nytt, i en mer än 30 år gammal BeFo-rapport (Bergman & Carlsson 1986) som i sin tur baserats bland annat på det klassiska BeFo/BFR-arbetet om förundersökningar från 1979 (Helfrich et al. 1979) och ännu äldre arbeten, skriver arbetsgruppen att en grundläggande uppfattning är att

*... ju säkrare prognoser som kan lämnas för de väsentliga ingenjörsgelogiska frågeställningarna, desto större är möjligheten till optimalt resursutfall beträffande såväl layout som konstruktion och byggande.*

Tjugofem år senare anger Trafikverket i en rapport där bygget av Ådalsbanan studeras (Malmtorp & Lundman 2010), att kostnadsökningarna blir mellan 20–35% för olika aktiviteter då underlaget är osäkert. Med "osäkert" menas här att prognosen, baserad på kärnborrning, seismikundersökningar och annat, avviker signifikant från utfallet i form av karterade Q-värden.

Det är dock viktigt, speciellt i komplicerade miljöer, att inte enbart använda ett (eller flera) index, utan att föra in så många bergparametrar som nödvändigt i en mer detaljerad analys (Riedmüller & Schubert 1999), vilket är ett argument för att fler observationer av olika slag är nyttiga i alla skeden, från planering och prognos, över anbudsförfarandet och byggandet och i driftstadiet.

Den utbredda användningen av bergklassificeringssystem kan vara en orsak till att de "traditionella" underlagen i form av kärnborrning och JB-sondering fortfarande tillmäts så högt förtroende. Bland de geofysiska metoderna anses i branschen refraktionsseismik vara mest pålitlig, då resultaten är direkt kopplade till mekaniska egenskaper som E-modul och densitet (Alm et al. 2013) medan de flesta andra geofysiska metoder inte fått fullt genomslag.

Den tilläggsinformation som erhålls med hjälp av icke-förstörande undersökningar blir emellertid av allt större intresse. Det har vid upprepade tillfällen visats att variationer i andra fysikaliska parametrar än de mekaniska, till exempel de elektriska egenskaperna, kan kopplas till faktorer som sprickzoner, lervittring och vissa mineraltyper i bergmassan. Ett gott exempel är (Rønning 2003) där författarna under vissa förutsättningar konstaterade mycket god korrelation mellan lågresistiva zoner och svaghetszoner i berget. En senare, mer omfattande studie (Rønning et al. 2014) visar att resistivetsdata inte bara kunde indikera utan även geometriskt karakterisera svaghetszoner i berget.

Ett annat exempel där resistivetsmätningar visade god prediktionsförmåga vad avser förändringar i bergets egenskaper är undersökningar i samband med byggandet av Hallandsåstunneln (Danielsen & Dahlin 2009). Redan tio år tidigare rapporterades god korrelation mellan resultat från kärnborrning och resistivetsmätningar (Dahlin et al. 1999). Fler exempel på användningen av geofysiska metoder i bergbyggnad finns, men en fullständig beskrivning av dessa faller utanför ramen för denna rapport.

Vid sidan av den tekniska utvecklingen av mätmetoder och databearbetning pågår forskning som fokuserar på att utvärdera vilka slutsatser som kan dras om berggrunden, baserat på insamlade geofysiska data. Ofta består valideringen av geofysiska tolkningar av en i sammanhanget liten volym från borrhåls- och sonderingsdata. I vissa fall kan undersökningsresultaten jämföras med tillgängliga berggrundsytor, till exempel som ovan refererats i samband med drivning eller uttag.

I nästan samtliga fall återstår dock osäkerheter kring hur väl de geofysiska resultaten och tolkningarna överensstämmer i hela den geofysiskt undersökta bergvolymen, beroende på att den validerade volymen är så begränsad. Vidare kan de olika typerna av information vara svåra att jämföra på grund av att de olika metoderna avspeglar olika parametrar.

Idén bakom detta projekt är att i en bergvolym utföra en tredimensionell undersökning med samtidig bestämning av likströmsresistivitet och inducerad polarisation (IP) mätt i tidsdomän, i fortsättningen benämnt DCIP. Bergvolymen sprängs sedan bort genom pallsprängning. De vertikala bergskärningar som uppstår efter varje loss hållning dokumenteras fotogrammetriskt och geologiskt, vilket efter hand skapar en likaledes tredimensionell modell med detaljerad geologisk information.

På så sätt skapas en möjlighet att jämföra resultat och tolkningar från de geoelektriska metoderna med geologisk information i hela den undersökta volymen. Till exempel kan den tredimensionella utbredningen av sprickzoner, diabasgångar etc. följas i den geologiska modellen och jämföras med den geofysiska. Förutom fotodokumentation och drönarfotografering har även provtagning och detaljstudier med bland annat elektronmikroskop ingått för att undersöka om det finns faktorer på mikroskala som kan ge utslag i de geofysiska mätningarna.

## 1.2 Val av mätobjekt

Som mätobjekt i projektet används Sydstens bergtäkt i Dalby, Dalby stenbrott. Detta är sedan tidigare väl undersökt både ur geologisk synvinkel samt med tvådimensionell resistivitetmätning (Magnusson et al. 2010). I omedelbar närhet till Dalby stenbrott genomfördes också nyligen en större undersökning med bland annat DCIP-mätningar (Rossi et al. 2017). De geologiska förutsättningarna i Dalby stenbrott lämpar sig också väl för projektets syfte då det uppvisar relativt stora variationer i bergarter, strukturer och bergkvalitet.

Arbetets genomförande har varit beroende av välvilligt stöd från Sydsten AB och samordning med den ordinarie verksamheten i bergtäkten, och produktionen har styrt projektets framdrift.

### 1.2.1 Geologisk bakgrund

Dalby stenbrott (Önneslöv, Figur 1), ligger ca 10 km öster om Lund, på Romeleåsen som är en av flera horstar inom Tornquistzonen (TZ). Den är en ca 50 km bred deformationszon som går NV-SO genom Skåne och har en lång och komplicerad historia som går minst 300 miljoner år tillbaka i tiden. Sedan dess har TZ varit tektoniskt aktiv med växlande deformationsmönster, kompression, tension och sidlängsförkastningar (strike-slip). TZ är även idag en tektoniskt aktiv struktur där jordskalv då och då inträffar.

I Dalby stenbrott kan också ses äldre deformationsstrukturer som orsakades av rörelser längs en NNE-SSV deformationszon, Protoginzonen. Den sträcker sig från Skåne i söder genom Götaland via Vättern upp till norra Värmland. De har sitt

ursprung i den Svekonorvegiska bergskedjebildningen för 1000-900 miljoner år sedan.

Berggrunden i Dalby har således påverkats av två stora händelser där den första skedde under relativt hög temperatur och kännetecknas av duktil deformation medan den yngre skedde högt upp i jordskorpan och domineras av spröd deformation. Sammantaget förklarar detta varför berggrunden i Dalby stenbrott är så kraftigt deformerad och omvandlad.

### **1.2.2 Berggrunden**

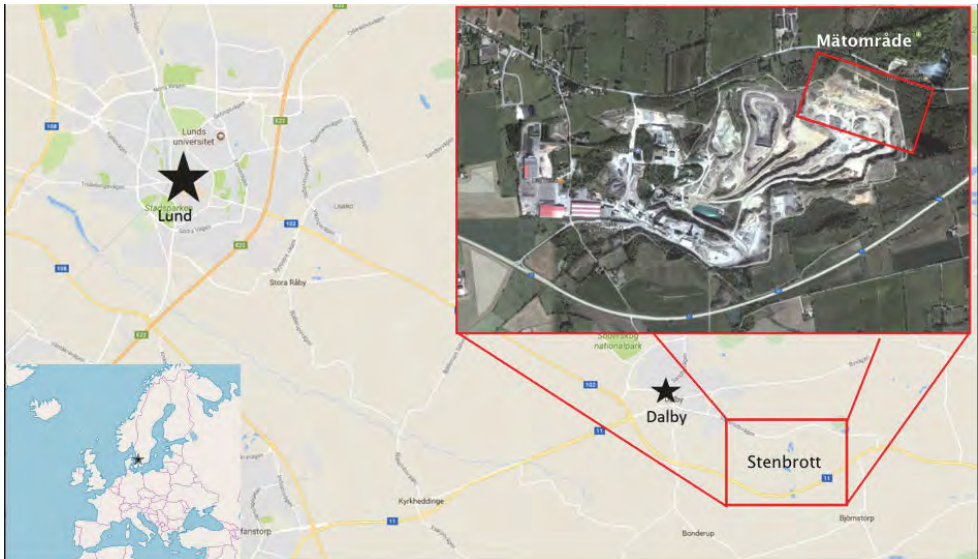
Berggrunden består i huvudsak av tre olika bergarter: granitisk gnejs, diabas och amfibolit, men mindre partier av andra bergarter förekommer. Strukturerna är komplexa med veckning och bildning av linser, främst i amfiboliterna. Bergarterna har på grund av storskaliga tektoniska processer utsatts för omfattande deformation vid flera tillfällen. Breccior och krosszoner förekommer liksom leromvandlingszoner. I bergtäkten utvinns idag berg för produktion av krossmaterial, och den är en av de större i Skåne.

### **1.2.3 Utförandet**

Fältundersökningarna i detta projekt har fokuserats kring en ca 300 m lång, 40 m bred och 20 m hög bergvolym i nordöstra delen av Dalby stenbrott, Figur 1.

Som första insats genomfördes geoelektriska mätningar från ytan. Data för den geoelektriska modellen är insamlad vid ett tillfälle under våren 2016, innan avbaningen av jordlager gjordes, se avsnitt 3.2. Detta var fördelaktigt för projektet. Eftersom de kvartära avlagringarna låg orörda kvar kan de geofysiska mätningarna jämföras med de förhållanden som oftast råder när geofysiska metoder används som förundersökningsmetoder inför kommande markingrepp. Detta hade inte varit fallet ifall brytning från en lägre belägen pall dokumenterats, då de geofysiska mätningarna hade fått utföras direkt på bergytan under atypiska förhållanden.

Härefter har följt ett antal insatser med fotografering, inmätning och dokumentation med drönare (se avsnitt 3.3.2). Produktionstakten i denna pall har inte varit som den vid projektformuleringen antagna, varför den ursprungliga tidplanen fått revideras ett flertal gånger. Projektet har därför tagit längre (kalender-) tid än planerat.



**Figur 1** Översiktskarta som visar läget för Dalby stenbrott och dess nordöstra del vari fältundersökningarna i detta projekt utfördes (redigerad efter Google Maps). Den röda rektangeln i nordöstra delen av tåkten visar läget för studiens fältinsatser ("Mätområde").

**Figure 1** Map showing the general location of the field area, Dalby stenbrott (quarry), and the NW part (Mätområde) where the field activities were conducted. (Edited from google Maps)



## 2 Använda metoder

### 2.1 Resistivitet och IP

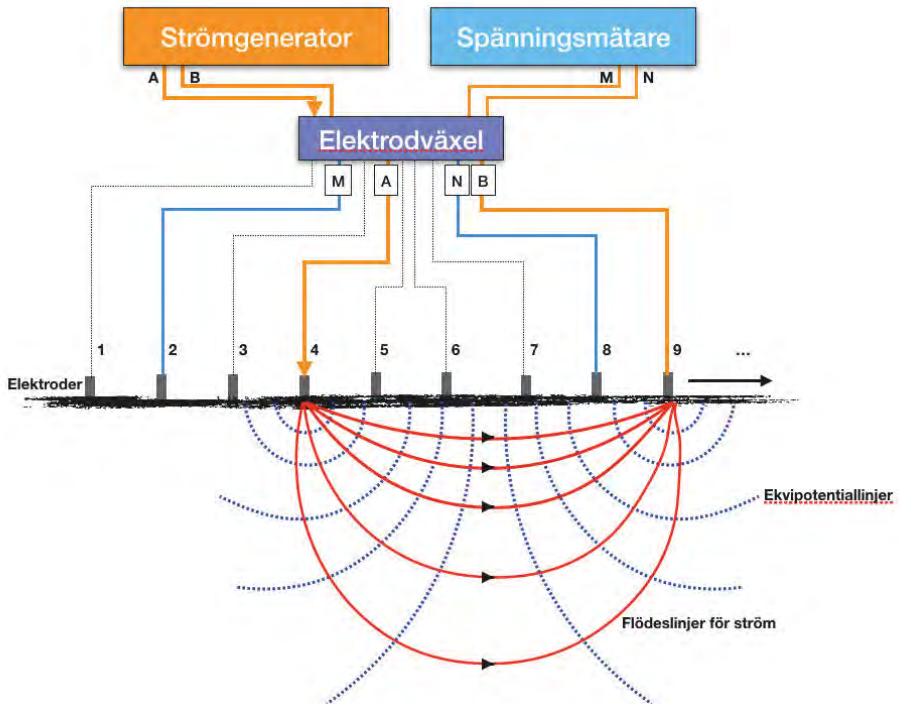
Den geofysiska metod som använts i projektet är resistivitetmätning med samtidig mätning av inducerad polarisation, DCIP. Resistivitetmätning bygger på det grundläggande antagandet att egenskaper i marken, här bergmassan med överliggande kvartära avlagringar, avspeglas i förändringar i markens ledningsförmåga eller inversen till denna, resistiviteten mätt i ohm·m, här betecknat  $\Omega\text{m}$ . Detta är ett realistiskt antagande även i bergtekniska tillämpningar, vilket empiriskt visats i många sammanhang, se till exempel de i inledningen (1.1) refererade studierna.

Exempel på fysikaliska egenskaper som kan förändra resistiviteten i en annars homogen bergart är porositet, själva bergarten (matrisen) och porvätskans ledningsförmåga. I en bergmassa med strukturer och variationer i bergartssammansättning är sprickvidder och sprickorientering, förekomst av lermineral, bergartsfördelning och lagringssituation exempel på resistivitetsändrande egenskaper.

Bestämning av resistivitet görs genom att mäta resistans (motstånd). I princip sänds en elektrisk ström från en strömgenerator, strömmen injekteras i två elektroder på markytan. Strömmen ger upphov till ett elektriskt fält i marken, som kan beskrivas med hjälp av flödeslinjer (strömbanor). Antalet flödeslinjer per ytenhet kallas strömtäthet. Strömtätheten varierar beroende på markens ledningsegenskaper och elektrodavståndet. På grund av strömmen uppstår ett potentialfält, som karakteriseras genom att spänningspotentialen mäts mellan två andra elektroder på ytan. Härvid kan resistansen bestämmas med Ohms lag.

Genom att variera placering av och avstånd mellan strömelektroder går det att förändra strömbanornas djupfördelning ("sondering"), och ytterligare information i horisontallded fås genom att bestämma potentialfördelningen på ytan genom att variera potentialelektrodernas lägen ("profilering").

I tidiga mätsystem flyttades ström- och potentialelektroder och mätningar gjordes efter varje flytt. Idag används multielektrodssystem, där ett stort antal (många tiotals) elektroder sätts ut och kopplas samman med en mångledare (kabelstam). En datorstyrd elektrodväxel kopplar sedan in strömgeneratorn till ett visst elektrodpar. Potentialen mäts i de andra elektrodparen genom att växeln systematiskt kopplar in dem till spänningsmätaren. För att spara tid har ofta spänningsmätaren flera parallella kanaler. På så sätt kan sondering och profilering utföras med en mätuppställning och datainsamlingen kan ske på ett optimalt sätt, se Figur 2.



Figur 2 Principiell bild av ett multielektrodsystem för DCIP-mätningar. I exemplet visas att strömgeneratoren (A, B) via elektrodväxeln kopplar strömmatningen till de elektroder som skall användas som strömelektroder (4, 9). Växeln kopplar också en spänningsmätare (M, N) till två elektroder (2, 8). För varje valt par strömelektroder mäts sedan potentialen mellan flera andra elektroder, till exempel (1,2), (1,3), (5, 6) osv enligt ett förutbestämt mätprotokoll. När mätsekvensen för de aktuella strömelektrodena är klar, väljs två andra elektroder som strömelektroder och potentialmätningen i de övriga upprepas. Se texten!

**Figure 2** A multielectrode system for DCIP measurements. In the figure a current generator (Strömgenerator) (A, B) is connected to the electrode pair used as current electrodes (4,9) via a switch (Elektrodväxel). The switch also connects two potential electrodes (2,8) to a voltage meter (Spänningsmätare) (M, N). For each pair of current electrodes, the potential is subsequently measured between other electrode pairs, e.g. (1,2), (1,3), (5, 6) according to a predefined measurement protocol. When the measurement sequence for the selected current electrodes is done, a new pair of current electrode is selected, and the potential measurement sequence is repeated.

I ett homogent, isotropt, material är strömbanorna symmetriska, och de går i detta fall att beskriva analytiskt. Det går därmed att översätta den uppmätta resistansen till materialegenskapen resistivitet med hjälp av de uppmätta potentialerna och en s.k. geometrisk faktor som beror på elektrodernas inbördes placering.

I en bergmassa med komplexa variationer i resistivitetsfördelningen går det inte längre att analytiskt beskriva hur resistans och resistivitet förhåller sig till varandra eftersom strömbanorna beror på både elektrodkonfiguration och resistivitetsfördelning (som ju är okänd). Med vissa a priori-antaganden, till



exempel vad avser lagringsuppbyggnad eller begränsningar i resistivitetsgradienten, går det dock ofta att anpassa en numerisk modell av resistivitetsfördelningen så att den passar till de uppmätta resistansvärdena. En sådan numerisk modell av resistivitetsfördelningen kallas en inversionsmodell (av resistivitet). De numeriska modeller som används arbetar idag med allt fler egenskaper och passningsprocessen mot mätdata (inversionen) drar nytta av dagens allt mer kraftfulla datorer men också av bättre metodik (Fiandaca et al. 2013; Fiandaca et al. 2016).

En grundläggande förutsättning för att uppnå en pålitlig inversionsmodell, som kan tolkas geologiskt, är att utgå från mätdata av hög kvalitet. Naturligtvis finns praktiska problem relaterade till detta förfarande, men lösningar till de flesta mättekniska problem finns framtagna och har implementerats i den operativa metoden.

Exempel på mättekniska problem är polarisation av elektroder, variationer i övergångsmotstånd mellan elektroder och mätobjekt, avvikelser mellan verkliga förhållanden och de gjorda antagandena, närliggande ledare i marken, osv. En av lösningarna på problemet med elektrod-polarisering är att istället för en likström använda strömpulser med omväxlande polaritet med typiska pulslängder på en eller några sekunder för att neutralisera polariseringen. Detta kompenserar delvis för de laddningar som byggs upp runt elektroden medan strömmen är konstant, men det krävs ytterligare åtgärder om en strömelektrod senare skall användas för potentialmätning (Dahlin 2000; Olsson et al. 2016).

Det går emellertid att observera andra uppladdnings- och urladdningsfenomen, som inte har med mätförfarandet att göra, utan kan relateras till egenskaper hos den omkringliggande markvolymen. Dessa kan i makroskala bero på elektrisk polarisering och uppladdning av ledande objekt i strömbanornas väg, i mikroskala på förflyttning av joner och laddade partiklar i porvätskan liksom polarisering av små enskilda korn eller strukturer i mikrometerstorlek. Ett sammanfattande namn för de mätbara effekterna är inducerad polarisation, IP.

Bestämning av IP sker med en mätupställning som är identisk med den för resistivitetsmätningar, och i praktiken kan moderna mätinstrument bestämma bägge egenskaperna vid samma tillfälle. Mätstorheten för IP-effekterna är laddningsförmåga, *chargeability*, som är ett mått härlett ur den tidsberoende potentialförändring som mäts upp efter en (snabb) förändring av strömmatningen, typiskt vid ett polaritetsskifte.

Uppladdningsförmågan, eller IP-effekten, uppkommer på grund av en elektrokemisk polarisering av joner kring ytan hos olika materialkorn i kontakt med vatten. Hur stor den uppmätta IP-effekten är beror därför både på mikrostrukturella egenskaper i materialet och på mineralens kemiska sammansättning. Det är välkänt att IP-effekten kan vara hög då det finns konduktiva mineral i marken, till exempel pyrit och andra sulfider; detta är anledningen till att IP-metoden länge har använts för prospektering efter mineraler. Det har rapporterats att så små mängder som 0,2-2% sulfider

disseminerade i en bergmassa har givit mätvärden i storleksordningen 100-500 mV/V (Pelton et al. 1978).

Även geologiska material utan innehåll av konduktiva mineral kan ge upphov till IP-effekter, men ger oftast mycket svagare signaler. Framförallt har observerats att högre andel lera i sediment och sedimentära bergarter ger förhöjda IP-effekter (Vinegar & Waxman 1984; Slater & Lesmes 2002).

Generellt ger finare kornstorlekar högre IP-effekt än grövre medan hög porositet och vatteninnehåll minskar IP-effekterna (Johansson 2016). Systematiska undersökningar av IP-egenskaperna i kristallint berg har genomförts i klart mindre grad än motsvarande forskning kring sedimentära bergarter. En del fältstudier har dock visat att lervittrade sprickzoner i kristallint berg givit upphov till höga IP-värden (Magnusson et al. 2010; Marescot et al. 2008).

Resistivitets- och IP-mätning utförs idag med datorstyrda flerelektrodsystem där elektroduppställning och mätsekvens optimeras efter det aktuella mätobjektet.



**Figur 3** Mätning av resistivitet och IP. Under vissa förhållanden är övergångsmotståndet mellan elektroderna och materialet i markytan högt. Detta kan motverkas med vätska, som hölls ur dunken.

**Figure 3** Measuring resistivity and IP. Under certain conditions the contact resistance between electrodes and surface material can be high. This can be mitigated by adding a fluid, here from a plastic can.

Mätningarna sker typiskt med elektroderna uppställda i en linje på markytan, vilket samtidigt ger en resistivitets- och en IP-profil (se Figur 3).

I detta projekt har elektroderna ställts upp i flera parallella linjer med noggrant inmätta elektrodpositioner. Detta ger möjlighet till en bättre uppskattning av egenskapsfördelningen eftersom samtliga linjer bearbetas som en helhet, och det går att ta hänsyn till variationer utanför profilen. Resultatet blir en tredimensionell datavolym som avspeglar resistivitet och IP. Eftersom mätningarna skett linjevis är fältlogistiken och tidseffektiviteten god.

Det är också möjligt att göra fullständiga 3D-undersökningar, med elektrodkombinationer mellan flera parallella linjer eller inom ett rutnät av elektroder, vilket kan ge bättre modeller i komplexa miljöer. Detta är dock mycket mera krävande vad gäller utrustning, fältlogistik och tidsåtgång.

## 2.2 Kartering av bergväggar

Kartering av bergväggar är ingen ny företeelse. Berggrundsgeologer och ingenjörer har länge karterat tredimensionella strukturer med kompass, måttband och inklinometer, till exempel med linjekartering (Priest & Hudson 1981), och visualiserat dem som snitt i plan, sektion eller profil, med blockdiagram eller som stereografiska projektioner, till exempel i form av Schmidtnät eller Wulffnät, som är vanligt förekommande i strukturgeologin. Dessa tekniker bygger i stor utsträckning på manuellt insamlade data.

I detta projekt använder vi förutom traditionell geologisk besiktning och provtagning även fotografiska metoder: panoramafotografering och framställning av tredimensionella modeller med hjälp av drönarfotografering samt visualisering i dator.

### 2.2.1 Panoramafotografering

Fotogrammetri (stereofotografering) har sedan länge med framgång använts för karakterisering av bergväggar, och ger precis som den modernare laserskanningen (se avsnitt 2.2.2) tredimensionell information (Martin et al. 2007).

Konventionella fotografier utan djupinformation ger ingen kvantitativ information om bergytan, men är ändå värdefulla för dokumentation och studier, antingen genom att arbeta direkt i bilderna eller med mer eller mindre automatiserat datorstöd (Franklin et al. 1988; Raghavan et al. 1995; Reid & Harrison 2000).

Konventionell fotografering innebär en kompromiss mellan detaljåtergivningen (upplösningen) i bilden och hur stor yta som kan avbildas. I samband med att digitala kameror blivit lätt tillgängliga har datorbaserade metoder för att lägga samman flera bilder till panoraman blivit vanliga, vilket ger möjlighet att avbilda större ytor med hög upplösning. Tekniken för att lägga samman flera bilder till större mosaikbilder eller panorama kallas "*stitching*" (Brown & Lowe 2007), en metod som idag är vanlig och tillgänglig.

Digitalkamerorna har fått allt högre pixeltäthet; idag är sensorer med omkring  $40 \cdot 10^6$  bildpunkter vanliga. Därigenom har även panoramabilderna blivit större, och bilder med  $10^9$  –  $10^{10}$  bildpunkter (s.k. gigapixelpanoraman) kan idag framställas med kamerautrustning och datorer av standardtyp. Begränsande för

storleken av en färdig mosaik är i första hand primärminne och processorkapacitet i den använda datorn.

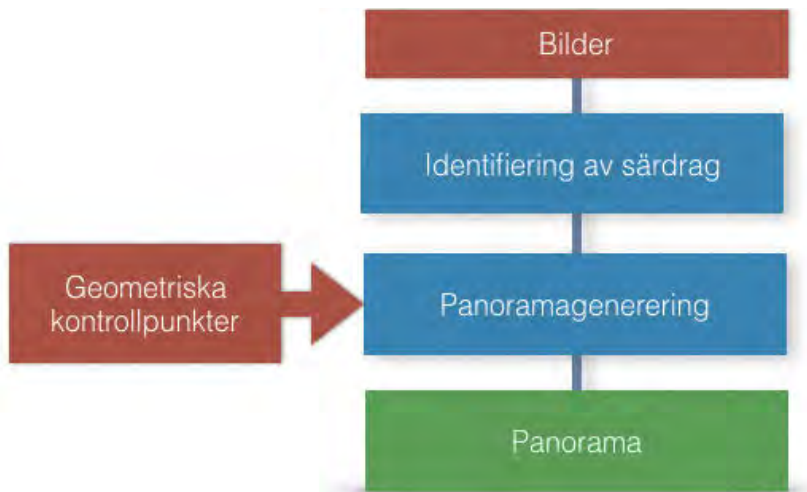
Arbetsflödet vid panoramafotografering visas schematiskt i Figur 3. Det bygger på att bilderna fotograferas med överlappande bildutsnitt, där datoralgoritmer kan hitta kontrollpunkter i form av invarianta gemensamma mönster eller särdrag, "features" (Lowe 2004). De identifierade kontrollpunkterna antas avbilda samma punkt i rymden, och används för att kunna passa intilliggande bilder mot varandra, varefter en sömlös övergång mellan bilderna kan skapas med digitala bildbehandlingstekniker.

Insamlingen av bilder sker typiskt med en digitalkamera från en punkt. Fotograferingen kan ske på fri hand, men den underlättas om ett robotiserat stativ används, speciellt vid stora panoraman som kan innehålla hundratals foton. Det robotiserade stativet minimerar skakningsoskärpa, men underlättar framför allt fotografering som behöver göras med flera exponeringar i varje delbild med olika inställningar samt då antalet delbilder är stort.

Norges geotekniska institut NGI har sedan några år systematiskt arbetat med att framställa gigapixelstora mosaikbilder med robotiserade kamerastativ för att studera stabilitet hos bergslanter (Salazar et al. 2018) och ett analogt exempel från arkeologin, genomfört med samma metodik, är dokumentation av hållristningar (Mark & Billo 2012).

Ett exempel på när det robotiserade panoramahuvudet är speciellt användbart är vid fotografering av bilder med utökat dynamiskt omfång, s.k. HDR, High Dynamic Range (Mann & Picard 1995; Aguerrebere et al. 2014). HDR kommer speciellt till sin rätt när motivet är kontrastrikt, till exempel när delar av den avbildade ytan är direkt solbelyst medan andra ligger i skugga. Ett antal delbilder tas med olika exponeringstider, och bländaren hålls konstant för att inte påverka skärpedjupet. Dessa läggs sedan samman i ett datorprogram med en optimerande algoritm. Det är i detta sammanhang viktigt att bildutsnittet inte förändras mellan delbilderna, så bilder tagna från stativ är att föredra.

Resultatet av en panoramafotografering är en sekvens av bilder med överlappning. Överlappningens storlek kan variera, vi har i detta projekt strävat efter ca 30-50% av bildens storlek i både sidled och höjddled. Ett datorprogram identifierar sedan kontrollpunkter i bilderna enligt ovan, och korrelerar dem med kontrollpunkter i de närliggande bilderna. I de fall överensstämmelse erhålls, antas de ligga avbilda samma punkt. Med ledning av de matchande kontrollpunkterna konstrueras en bästa anpassning mellan de intilliggande bilderna, och bilderna transformeras så att de passar geometriskt.



Figur 4 Arbetsflöde vid panoramagenerering

Figure 4 Workflow for panorama processing

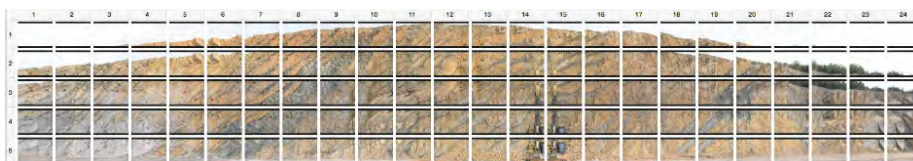


Figur 5 Fotografering med ett robotiserat panoramahuvud (GigaPan Epic Pro, [www.gigapan.com](http://www.gigapan.com)). Kamerans rörelser programmeras in genom att bland annat önskat utsnitt i det färdiga panoramat definieras med hjälp av kamerans sökare. Roboten genomför sedan fotograferingen automatiskt. Mässingsvikten är en modifiering av originalutförandet, för att balansera det relativt tunga teleobjektiv som används vid detta fotograferingstillfälle.

Figure 5 A robotic panorama head (GigaPan Epic Pro, [www.gigapan.com](http://www.gigapan.com)) being used to automatically acquire a panorama picture sequence, based on a viewport defined using the camera viewfinder. The brass cylinder is a counterweight, used to balance the relatively heavy lens used here.

I ett följande steg justeras exponering och färgtoner så att övergången mellan bilderna blir så omärklig som möjligt. Det sista steget är att projicera panoramat på en projektyta som minimerar distorsionen i resultatet. Vanligen är projektytan en cylinder eller sfär.

I projektet har färgmarkeringar gjorts på bergväggen. Dessa har mätts in med GNSS och/eller totalstation och används för att georeferera den färdiga panoramabilden.



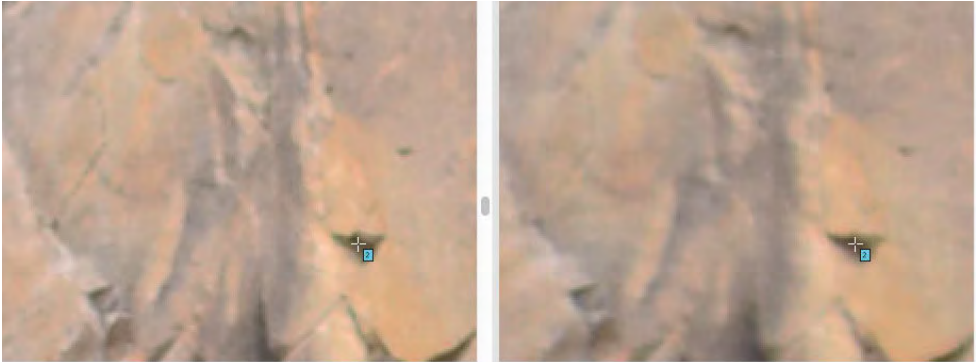
**Figur 6** Samtliga bilder för ett panorama om 120 bilder, med fem rader och 24 kolumner. Fotograferingen gjord på cirka 50 meters avstånd från bergväggen med brännvidd 210 mm, bländare 7.1, slutartid 1/200 s och ISO 100.

**Figure 6** All the 120 pictures in a panorama with five rows and 24 columns. The camera shooting was done at 50 m from the rock wall, using a focal length of 210 mm, aperture 7.1, shutter time 1/200 s and ISO 100,



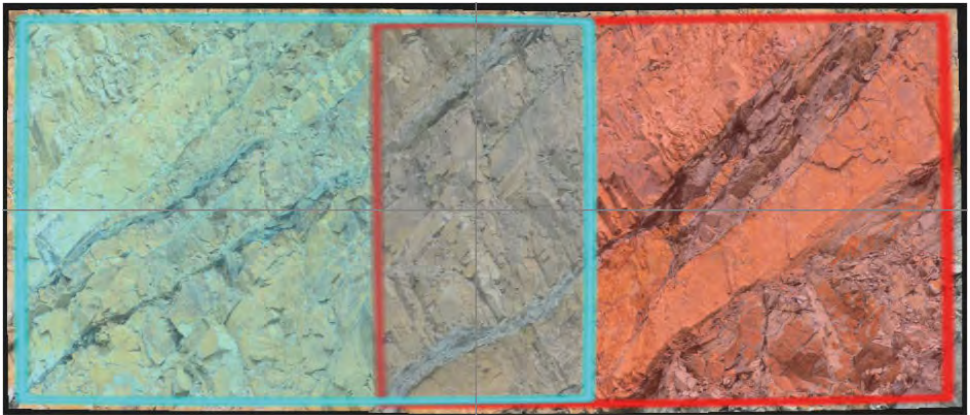
**Figur 7** Två exempelbilder ur panoramat i Figur 6. Bilderna är i rad 3, kolumn 6 och 7. Markeringarna i de bägge bilderna är gemensamma kontrollpunkter som identifierats av sammanfogningsprogrammet.

**Figure 7** Two subframes from the panorama in Figure 6, row 3, columns 6 and 7. The symbols shown are common feature points, identified by the stitching software.



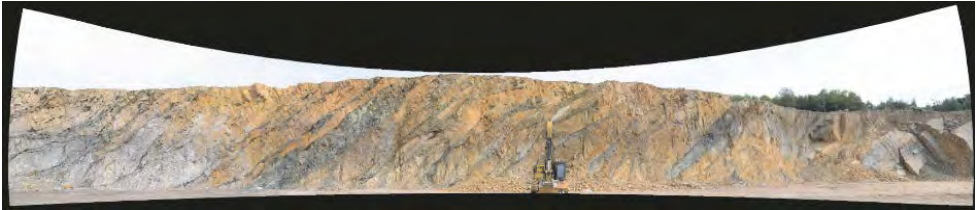
**Figur 8** Exempel på kontrollpunkter (särdrag) i bilderna i Figur 7. Kontrollpunkterna kan väljas manuellt, eller som här automatiskt. Algoritmen väljer punkter som korrelerar väl mellan de två delbilderna, men de behöver inte vara fysiska objekt, det kan likaväl vara skuggor eller annat som avbildats på ett konsekvent vis i de överlappande delarna av bildparen.

**Figure 8** Examples of control point features from Figure 7. The control points can be manually picked, or as here automatically selected. The software algorithm selects features that correlate well, but they do not need to be physical object, it can be shadows or other features imaged in a consistent manner in the overlapping parts of the image pairs.



**Figur 9** De sammanfogade bilderna från Figur 7 ovan, med de två delbilderna markerade.

**Figure 9** The merged result from Figure 7, showing the two overlapping subframes.



*Figur 10 Sammanfogat panorama med samtliga bilder som visas i Figur 6. Panoramat är 1756 megapixel (106716 x 16438 pixlar) och filstorleken utan komprimering blir 5016 Mbyte. Den distorsion av ränderna (bildkanterna) som ses beror på att panoramat (här) projiceras på en sfär för att rektifiera bilden; distorsionen i det avbildade objektet minimeras därvid. Normalt beskärs bilden så att ränderna inte syns.*

**Figure 10** *A stitched panorama, using all pictures in Figure 6. The resulting panorama is 1756 MPix (106716 x 16438 pixels), and the uncompressed file size is 5016 Mbyte. The distortion of the boundaries follows from a projection onto a sphere, to rectify the panorama in order to minimize distortion in the imaged object (the rock wall). Typically, the panorama is cropped, and these boundaries are not seen.*



*Figur 11 Utsnitt ur panoramat ovan; partiet är ca 3 x 2,5 meter stort och finns i mitten av panoramat.*

**Figure 11** *A part of the panorama above, the area is approx. 3 x 2.5 m, situated in the middle of the panorama.*





*Figur 12 Markering på bergvägg som används för att georeferera panoramabilderna samt som referens och kontroll i de tredimensionella modellerna från drönarfotografering.*

*Figure 12 Rockwall marking, used to georeference the panoramas, and as reference and control points in the three-dimensional models from the unmanned aerial vehicle (UAV)-based mapping.*

### **2.2.2 Structure from motion**

Med ursprung i robotiken (robotseende) har under sedan mitten av 1990-talet en ny metod för tredimensionell avbildning av ytor växt fram, som ett alternativ till de ovan beskrivna. Metoden SfM (Structure from Motion) utnyttjar, precis som den ovan nämnda panoramamatekniken, identifierbara särdrag i överlappande bilder, men förutom att sömlöst matcha bilderna till varandra kan också tredimensionella koordinater för alla bildpunkter tas fram på ett liknande sätt som vid stereofotogrammetri, vilket i slutänden ger ett punktmoln med koordinatsatta bildpunkter som kan användas direkt, eller för att skapa ett elementnät, på vilket en textur (fotografierna) kan appliceras.

För att kunna generera ett punktmoln med hjälp av SfM-tekniken krävs ett antal överlappande bilder från olika positioner, men till skillnad från traditionell stereofotografering krävs inte kalibrerade kameror, kända kalibreringspunkter eller kända fotograferingspunkter då dessa beräknas i den iterativa process som används vid bearbetningen.

Det fundamentala antagandet är att bilderna är tagna med samma kamera, men i sekvens. Den parallax som uppstår för identifierade särdrag ("*features*") mellan bilder tagna i olika positioner kan användas för att beräkna obekanta storheter såsom kamerans rörelse och läget för de observerade objekten. Mer stringent uttryckt är problemet att återskapa ett antal tredimensionella strukturelaterade parametrar  $\mathbf{p}$ , samt ett antal tidsberoende rörelser  $\mathbf{T}_j$  från en uppsättning observationer av objekt eller särdrag i bilderna,  $\mathbf{u}_{ij}$  (Szeliski & Kang 1994).

Det stora genombrottet för geovetenskapliga tillämpningar av SfM-tekniken kom runt 2012, i och med att kostnadseffektiva kamerabärare blev allmänt tillgängliga i form av s.k. drönare, obemannade multirotorplattformar med satellitbaserad navigation som kan användas för att fotografera från olika positioner och höjder (Lato & Vöge 2012; Westoby et al. 2012).

SfM har utvecklats i jämn takt och intresset ökar stadigt. Denna utveckling visas bland annat av en bibliografisk studie av antalet artiklar där SfM används för olika tillämpningar, beskriven i (Carrivick et al. 2016). Här ses att antalet publikationer för alla discipliner går från ca 20 till 120 mellan 1995 och 2015, dock endast med enstaka referenser för geovetenskaperna fram till ca 2012. Härefter stiger antalet refererade geovetenskapliga artiklar till närmare 40 på bara tre år.

## 3 Utförande

### 3.1 Projektaktiviteter

Projektet har delats upp i olika aktiviteter: fältarbeten i bergtäkten, laboratoriearbete samt databearbetning och i olika steg.

#### 3.1.1 Aktiviteter i bergtäkten

Datainsamling har skett vid 14 tillfällen enligt Tabell 1. Vissa datainsamlingstillfällen har använts för experiment eller utvärdering av metoder; de dataset som använts i slutrapporteringen är det geofysiska (DCIP) samt de som markerats i kolumnerna "Använt SfM/Panorama". De aktiviteter som genomförts i bergtäkten är följande. Talen inom parentes hänvisar till numreringen av de olika stegen (1-14) i Tabell 1.

- Val av lämpligt undersökningsområde genom platsbesök, lokalisering av befintliga geologiska strukturer och med hänsyn till bergtäktens planerade drift (1).
- Geoelektriska undersökningar (2D, 3D) samt inmätning av elektrodispositioner i plan och höjd (2).
- Avbaning av jordlager (*Sydsten AB*)
- Bestämning av topografi för undersökt (avbanat) område (5)
- Avbildning av bergvägg med laserskanning (*Sydsten AB*)
- Avbildning av bergvägg med SfM (5, 6, 9, 10, 14)
- Avbildning av bergvägg med högupplöst panorama (3, 5, 7, 8, 9, 13, 14)
- Loss hållning av berg samt krossning och borttransport (*Sydsten AB*)
- Geologisk provtagning och besiktning (5, 7a, 8, 10a, 11, 14).

Stegen 3, 5 och 7 utförs som led i bergbrytningen, stegen 4 till 8 upprepas tills hela den undersökta volymen har exponerats.

#### 3.1.2 Laboratorieundersökningar

Prover från bergmassan i form av stuffer samlades in under två tillfällen, 8 och 14 i Tabell 1. Proverna har sedan behandlats enligt följande:

- Petrologisk analys av insamlade bergprover
- Tunnslip av utvalda prover
- Petrografisk analys av tunnslipen med hjälp av svepelektronmikroskopi (SEM)

I tillägg har befintliga kärnprover ställts till förfogande av *Sydsten AB*.

Tabell 1 Genomförda fältkampanjer i projektet, samt vilka data som samlats in vid respektive mättillfälle samt om data använts eller ej. 0 betyder "ingen datainsamling", 1 betyder "data samlades in/användes". Flera dataset kan ha samlats in vid ett mättillfälle.

Table 1 Field campaigns conducted within the project, data collected at the different occasions and whether they were used or not. 0 means "no data", 1 means "data was acquired/used". Several data sets may be have been collected at one occasion.

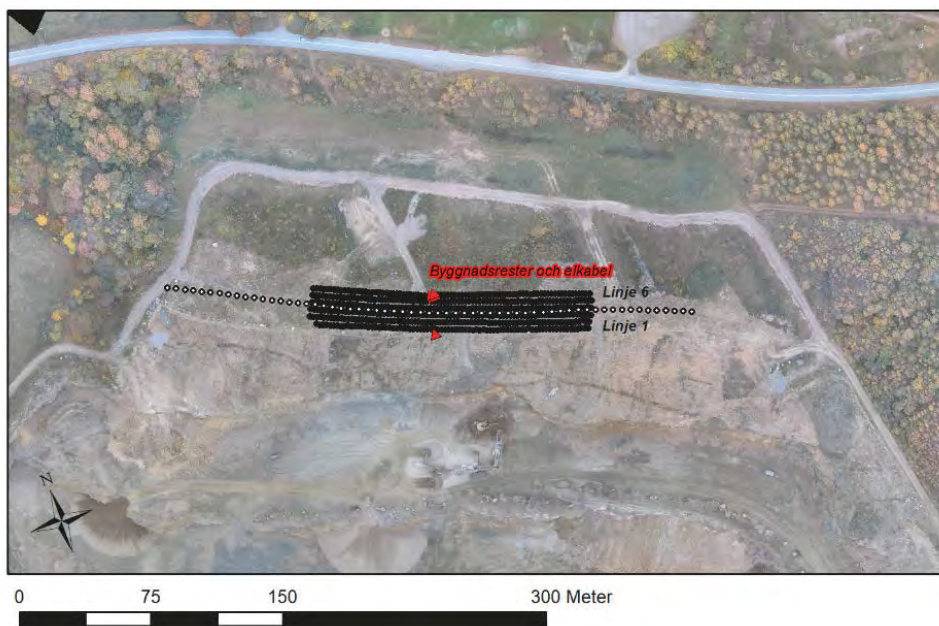
Steg Step	Börjar Start	Slutar End	Positioner kalibrerade Positions calibrated	SfM SfM	Använt SfM SfM used	Panorama Panorama	Använt panorama Panorama used	Geologi Geology	Geofysik Geophysics
1	20160418	20160428	Rekognoscering och platsval/Pre-survey						
2	20160509	20160513	1	0	0	0	0	0	DCIP
3	20160622	20160622	0	0	0	1	0	0	
4	20160707	20160707	1	0	0	0	0	0	
5	20160915	20160916	0	1	0	1	0	1	
6	20161026	20161026	0	1	1	0	0	0	
7a	20161101	20161101	0	0	0	0	0	1	
7b	20161128	20161128	0	0	0	1	0	0	
8	20161221	20161221	1	0	0	1	1	1	
9	20170223	20170224	1	1	1	1	1	0	
10a	20170506	20170506	0	0	0	0	0	1	
10b	20170523	20170523	1	1	0	0	0	0	
11	20170620	20170620	0	0	0	0	0	1	
12	20170705	20170705	1	0	0	0	0	0	
13	20170721	20170721	1	0	0	1	0	0	
14	20170726	20170726	1	1	1	1	1	1	

### 3.1.3 Databearbetning

Insamlade fältdata har bearbetats i stegen som räknas upp nedan

- Bearbetning och tolkning av geoelektriska data till en tredimensionell volym som avspeglar resistiviteten i bergvolymen samt till en tvådimensionell sektion som är något längre än den tredimensionella volymen.
- Data från fotogrammetriska metoder har integrerats till en sammanhållen tredimensionell modell.
- Laboratorieundersökningarnas resultat har tolkats och jämförts med de geofysiska
- Samtliga data har samtolkats med syfte att utvärdera vilka stor- och småskaliga geologiska egenskaper som är synliga.

### 3.2 Mätningar för resistivitet och IP



**Figur 13** Elektrodena mättes in under DCIP-undersökningen. Här visas läget för den längre 2D rekognosceringsprofilen (vita markeringar) och 3D-undersökningen (svarta markeringar). De röda markeringarna visar läget för rivningsrester efter en byggnad och en nedgrävd kabel som observerades och mättes in i fält. Se Figur 1 för en översikt över hur undersökningsområdet förhåller sig till hela bergtäkten. Bakgrundsbilden är baserad på drönarfotografering över bergtäkten från den 30 oktober 2017 (Sydsten AB).

**Figure 13** The electrode positions were measured during the DCIP campaign. Here the longer 2D profile, used for planning purposes is shown with white markings, and the full 3D-survey in black. The red marks indicate location of rubble after a demolished building and an observed partly buried electrical cable. Cf. The overview in Figure 1. The background picture is from October 30, 2017, acquired by Sydsten AB using UAV photography.

Under en vecka i maj 2016 (se Tabell 1) utfördes mätningar med resistivitet och inducerad polarisation (DCIP) på den ännu ej avbanade ytan ovanför pall 1 Norr, i norra delen av Sydsten ABs bergtäkt Dalby stenbrott.

Mätningarna inleddes med en 300 m lång DCIP-profil med 61 elektroder med 5 m elektroavstånd. Denna användes för rekognosering och för att ge en uppfattning om variationer i markens elektriska egenskaper inför nästa steg (vita markeringar i Figur 13). Mätningarna utfördes med ett instrument av typen ABEM Terrameter LS, ett reducerat multipel gradient-protokoll och två instrumentstationer, totalt mättes 652 mätpunkter.

Efter en preliminär utvärdering av 2D-profilen valdes en 160 meter lång sträcka parallell med pallkanten ut för en mer detaljerad 3D-undersökning. Sex parallella DCIP-profiler sattes ut, med den första linjen belägen nära det senare avbanade området, och övriga linjer placerade norr om den första med 4 m inbördes avstånd (svarta markeringar i Figur 13) vilket gav en total undersökningsbredd om 20 m.

Ett elektrodavstånd i mätlinjens riktning på 2 m användes för de detaljerade mätningarna, vilket ger en högre rumslig upplösning på mätdata jämfört med rekognosceringsprofilen. Totalt 81 elektroder användes för varje mätlinje, utom för linje 1 där de två första elektroderna exkluderades från mätningen på grund av en på marken befintlig hög med krossmaterial som förhindrade god elektrodkontakt.



*Figur 14 Elektroder för DCIP-mätningen hamras ner i den ännu inte avbanade moränen.*

**Figure 14** *DCIP electrodes are hammered into the not yet removed quaternary deposits (glacial till) covering the rock surface.*

Mätningarna utfördes med ett Terrameter LS instrument och ett multipel gradient-protokoll om 1936 mätpunkter (1810 mätpunkter för linje 1 på grund av färre elektroder) med tre instrumentstationer.

Grundat på indikationer om försämrad elektrodkontakt, givna av instrumentet, förbättrades kontakten för elektroderna genom vattning då det är önskvärt med god elektrodkontakt (under några k $\Omega$ ) för att minska mätfel (Binley 2015). En

sammanfattning av uppskattad elektrodkontakt för de sex parallella DCIP-profilerna finns i Tabell 2 .

*Tabell 2 Sammanfattning av uppskattad elektrodkontakt för de sex parallella mätlinjerna.*

**Table 2 Electrode contact resistance statistics for the six parallel measurement lines**

Mätlinje	Medelvärde ( $\Omega$ )	Varians (%)	Max ( $\Omega$ )	Min ( $\Omega$ )
1	2720	56.7	6560	1500
2	3200	52.4	9340	1000
3	3210	60.9	9820	760
4	3950	57.4	9960	950
5	3600	70.4	8710	1030
6	3690	71.5	9920	1050

För alla DCIP-mätningar sparades rådata ("full waveform") med en samplingtakt om 3750 Sa/s. Data processerades enligt metodiken i (Olsson, Dahlin, et al. 2015; Olsson, Fiandaca, et al. 2015) för att ta fram resistivitets- och IP-data från en 100 % arbetscykel. Processeringen gjordes i flera steg och syftade till att förbättra kvalitet och pålitlighet hos mätdata, ge ett större tidsintervall med användbar IP-data samt för att extrahera IP-data från rådata mätt med 100 % arbetscykel.

De mätinställningar, såsom pulstid, som användes i fält kan teoretiskt ge IP-avklingningar på upp till 4 sekunder. Efter analys, filtrering och summering av IP-fönster från processeringsresultat erhöles användbar integrerad IP-data från 0,014 till 3,7 s.

Inversion av slutprocesserade skenbara resistivitets- och IP-data från de sex parallella profilerna (totalt 11.412 datapunkter per storhet) utfördes i programvaran Res3dinvx64 (version 3.11.62 Professional). Markmodellen delades i horisontalplan in i 162x24 celler med en storlek på 1x1 meter och vertikalt i 13 lager med lagerdjup enligt Tabell 3, vilket resulterar i 50.544 modellceller. För potentialberäkningar diskretiserades modellen med ett finita-element-nät med cirka 3,1 miljoner noder (681x129x35 noder). Data inverterades för robust L1-norm med vertikala, horisontella, diagonala och rymddiagonala bivillkor. Inversionen avbröts efter tio iterationer med dataresidualer på 3,3 % för resistivitet och 0,4% för integrerad IP.

Tabell 3 Lagernummer (#) och lagerdjup(d) för 3D-inversionsmodell.

Table 3 Layer numbers (#) and layer depths (d) for the 3D inversion model

#	1	2	3	4	5	6	7
d (m)	0.996	1.146	1.317	1.515	1.743	2.003	2.305
#	7	8	9	10	11	12	13
d (m)	2.305	2.65	3.047	3.505	4.03	4.634	5.33

Inversionsprogrammet som användes tar inte hänsyn till sändarvågform för injikerad ström, och därför representerar inversionsmodeller i programmet inte generella materialegenskaper (Olsson, Fiandaca, et al. 2015). Generellt är påverkan på resistivitetsmodellen försumbar men effekten på IP-modellen kan vara betydande.

Även om olika IP-modeller erhålls beroende på olika mätinställningar är det dock fortfarande möjligt att urskilja kontraster i materialegenskaper, och få liknande inversionsresultat om mätningarna skulle upprepas med samma sändarvågform. Det finns i dagsläget inget 3D-inversionsprogram som tar hänsyn till sändarvågform.

### 3.3 Bergväggskartering

#### 3.3.1 Fotografisk avbildning med panoramafotografering

Totalt sju panoramafotograferingar genomfördes under projektets gång (jämför Tabell 1). Tre av dessa utgjorde test av utrustning (kameror, objektiv, panoramastativ) och metoder (programvara, kamerainställningar) och exkluderas från resultatdelen. Ytterligare en dokumentation har kasserats på grund av dåliga väderförhållanden (regn med dålig sikt). . Sammantaget producerades fyra olika gigapixelpanoraman inför slututvärderingen.

Fotograferingen utfördes med en Nikon 800E kamera med en sensor på 36,3 megapixel (MPix). Kameran monterades enligt 2.2.1 ovan på en automatiserad panoramamodul (Gigapan Epic Pro) som automatiskt riktar in och avfyrar kameran enligt fördefinierade inställningar.

För sammanfogning av individuella bilder till panoraman utvärderades fem olika programvaror:



Adobe Photoshop CC 2015	<a href="http://www.adobe.com">www.adobe.com</a>
Gigapan stich (version 2.3.0307)	<a href="http://www.gigapan.com">www.gigapan.com</a>
Hugin (version 2016.2.0)	<a href="http://hugin.sourceforge.net">hugin.sourceforge.net</a>
Image composite editor (version 2.0.x)	<a href="http://www.microsoft.com">www.microsoft.com</a>
PTGui (version 10.0.16)	<a href="http://www.ptgui.com">www.ptgui.com</a>

Samtliga testade programvaror ger ett godtagbart resultat för mindre panoraman, men speciellt Photoshop är minneskrävande. För de panoraman som utvärderats i denna rapport användes PTGui. Huvudorsaken till att detta valdes är att det har ett relativt okomplicerat arbetsflöde, hushållar väl med datorresurser och presterar väl vid de stora datamängder det handlar om här.

En komplikation vid produktionen av stora panoraman är att de skapade bilderna inte kan hanteras med de bildläsare som finns tillgängliga i datorernas standardsystem. PTGui och några av de andra programmen ovan kan producera panoraman i ett format Photoshop Big (.psb), som stödjer upp till 300,000 pixlar i var dimension, alltså upp till 90 GPix (Adobe 2016). Sådana kan visas i Adobe Photoshop eller för ändamålet avsedda program, som ofta ställer stora krav på kapaciteten hos den dator de körs på.

En väg runt detta är att omvandla det högupplösta panoramat till flera uppsättningar av delbilder med olika upplösning, samt kombinera detta med ett särskilt visningsprogram. När bilden skall visas med ett stort utsnitt i ett sådant program ("utzoomad") används delbilder med lägre upplösning, vid mindre utsnitt används mer högupplösta bilder. Visningsprogrammet ser till att panorering och ändringar i upplösningen sker sömlöst. I projektet har vi med gott resultat använt programvaran Zoomify ([www.zoomify.com](http://www.zoomify.com)) för detta ändamål.

### 3.3.2 Fotogrammetrisk avbildning med SfM

Totalt fem flygningar för insamling av data för tredimensionell modellering av bergväggen genomfördes under projektets gång. En av dessa gjordes som testflygning för att evaluera teknik och metod, och en dokumentation gjordes när bergväggen på grund av en miss i kommunikationen med Sydsten AB var täckt av sprängmassor. Dessa exkluderas från resultatdelen.

Flygningarna utfördes med hjälp av en professionell drönarpilot, Chani Johnsson från CJ RC Flying. Vid varje tillfälle användes två olika drönare med olika kameror: en med 1" CMOS sensor (13,2 x 8,8 mm), 20 MPix upplösning och 9 mm objektiv svarande mot 24 mm i fullformat samt en med en Sony NEX-7 24 MPix kamera (APS-C, 23,5 x 15,6 mm sensor) och 24 mm objektiv (svarande mot 36 mm i fullformat).

Drönarplattformarna som använts är dels en DJI Phantom 4 Pro (20 MP kamera), dels en HAB Y6 "Paparazzi" (24 Mpix kamera), tillverkad av HAB i Ljungby. HAB Y6-maskinen flög manuellt 20 m från bergvägg med 6 m horisontellt avstånd

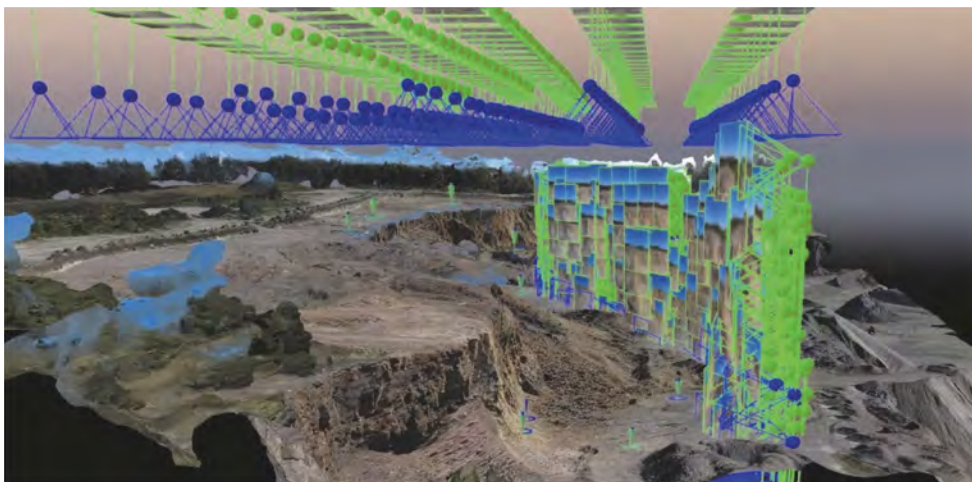
mellan bildcentra. Vid varje tillfälle samlades fyra rader bilder in på respektive 10, 14, 18 och 24 meters flyghöjd med kameran nervinklad 20° från horisontalplanet. DJI Phantom 4 pro flögs autonomt med ett i praktiken identiskt flygmönster, styrningen skedde här i en app (Litchi).

Flygningarna med 20° nervinklad kamera kompletterades med ett ruttmönster över området där lodfotografering skedde. Som mätresultat erhålls fotografier. Efter bearbetning är det möjligt att beräkna kamerapositionen för varje fotografi, se Figur 15.

Signalering för georeferenser gjordes med färgmarkeringar på bergväggen (jf. Figur 12) samt signaler på marken. Vid de sista tre flygningarna användes en modifierad signal med en stakkäpp och två markeringar, se Figur 16.

Bearbetningen av data genomfördes av praktiska skäl inledningsvis av företaget Drönartjänst i mjukvaran Pix4D ([www.pix4d.com](http://www.pix4d.com)). I den senare delen av projektet fanns tillgång till en annan mjukvara, Photoscan ([www.agisoft.com](http://www.agisoft.com)), och delar av materialet har ombearbetats i denna. De båda programvarorna levererar likvärdiga resultat; Pix4D är molnbaserad och bearbetningen sker på företagets servrar medan Photoscan kan köras i en persondator eller som i detta arbete på Lunds universitetets servrar för högpresterande beräkningar (LUNARC).

Visualisering av SfM-data har därefter gjorts i de tidigare nämnda processeringsprogrammen (Photoscan och Pix4D) samt i de bägge open-sourceprogrammen Meshlab ([www.meshlab.net](http://www.meshlab.net)) och Paraview ([www.paraview.org](http://www.paraview.org)), se Figur 17.



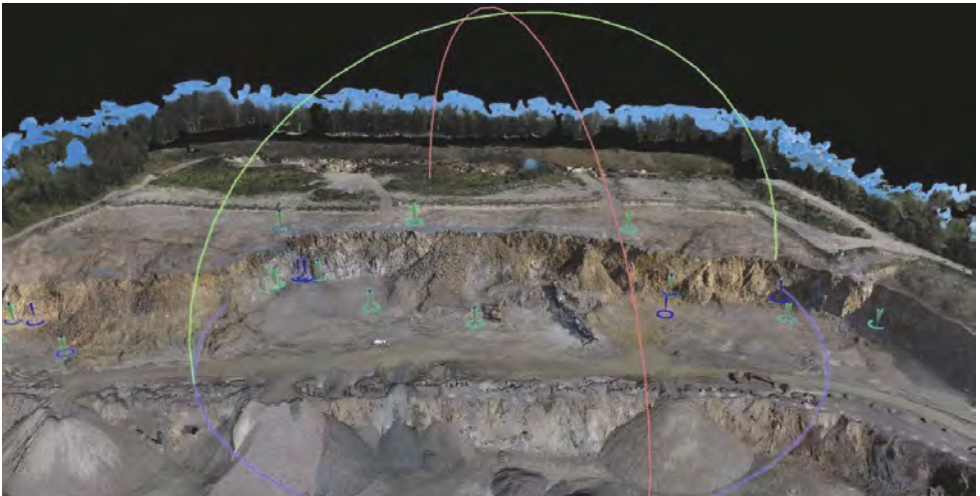
**Figur 15** Blå och gröna pyramider visar lägen för de fotografier som använts för att skapa den tredimensionella terrängmodellen (här en texturerad terrängmodell i form av ett triangelnät, s.k. mesh).

**Figure 15** The blue and yellow pyramids show where photographs used to create the three-dimensional terrain model were taken. The terrain model is here a textured mesh.



**Figur 16** Signaler som använts för georeferering i de tredimensionella terrängmodeller som skapats med hjälp av drönarfotografering. Till vänster ses signalen, som mäts in i plan och höjd med GNSS (till höger). Avståndet mellan marken och markeringarna på stången ("+") är lika för alla signaler.

**Figure 16** Signals used for georeferencing of the three-dimensional terrain models created from the UAV photographs. The left picture shows the actual signal, being measured with GNSS (right picture). The distance between the markings ("+") is the same for all signals.



**Figur 17** Resultande georefererad terrängmodell. Notera blå och gröna ringformade markeringar på markyta och första pallnivån som är de georefererade kontrollpunkterna.

**Figure 17** The resulting georeferenced terrain model. Note the blue and green ring marks, showing the georeferenced control positions.

### 3.4 Geologisk kartering

#### 3.4.1 Geologiska fält- och laboratorieundersökningar

Möjligheten att genomföra detaljerade fältundersökningar i form av direktnätningar och provtagning är starkt begränsad av rasriskerna och att provytorna är vertikala och höga. De geologiska fältundersökningarna har därför till stor del baserats på dokumentation i form detaljfotografering av bergarter och deformationsstrukturer och dels provtagning av representativa bergartstyper. Detta har dels skett med panoramateknik, dels med handhållen kamera med 80–300 mm objektiv enligt beskrivning ovan (avsnitt 3.3.1).

Ett tjugotal prov av borrhärdar från andra delar av bergtäkten har ställts till förfogande av Sydsten AB. Av de insamlade proven har ett femtontal tunnslip tillverkats och undersökts med optisk mikroskopi för att bestämma mineralogi och beskriva mikrostrukturer. En del av tunnslipen har undersökts med skanningselektronmikroskop utrustat med backscatterdetektor som ger en bild baserad på mineralens kemiska sammansättning. Även mineralanalyser med EDS (Energy Dispersive X-ray Spectrometry) har genomförts.

#### 3.4.2 Geologiskt tolkade panorama och fältiakttagelser

Tre högupplösta panoramabilder över bergväggarna i brytningsfronten har tolkats för att få fram variationen av bergarter och de dominerande strukturerna. Det visade sig svårt att urskilja mer än två huvudtyper av bergarter, basiska mörka bergarter och ljusa granitiska bergarter. Även om det är klart att det finns betydligt fler typer så kan dessa inte med säkerhet urskiljas i bildmaterialet. Orsakerna är flera, bland annat att många ytor är missfärgade av rostutfällningar, vatten som blöter ytor och gör dem mörkare samt skuggor och hög kontrast i bilder från soliga dagar.

## 4 Mätresultat och dataunderlag

I Figur 18 visas en översikt över alla inmätningpunkter som etablerats i projektet under datainsamlingsfasen, jf. Tabell 1. Bland de inmätta punkterna finns alla elektroder för DCIP-mätningarna, flygstöd för drönardokumentationerna, kamerapositioner för panoramafotograferingen, geologiska provtagningspunkter och diverse observationer gjorda i fält.

I den följande texten redovisas erfarenheter från datainsamlingen metodvis.

### 4.1 Fotogrammetriska metoder

#### 4.1.1 Panoramafotografering, erfarenheter

För ett gott resultat vid panoramafotografering är ett stativ nödvändigt. Om det avbildade motivet är nära, skall stativets rotationspunkt egentligen gå genom objektivet optiska axel. I projektet har hänsyn till detta inte tagits, utan stativet har monterats på kamerans standardfäste. Då fotografering skett på relativt stora avstånd från objekten, har de använda sammanfogningsprogrammen kunnat kompensera för detta och inga fel som kan härröras till detta har kunnat upptäckas. Det är också viktigt att stativplattan är vågrät. Även om det är möjligt att framställa panoraman med flera uppställningspunkter (Haenselmann et al. 2009) har detta inte gjorts i detta projekt, utan alla panoraman är fotograferade med kameran i en punkt.

Det robotiserade panoramastativ som använts (jf 2.2.1) har underlättat fotograferingen avsevärt och höjer kvaliteten på resultatet jämfört med att vrida kameran manuellt. Detta gäller speciellt när ett panorama med flera rader skall framställas.

Kameran bör ställas in manuellt och inställningen skall inte ändras under fotograferingen. Både bländare och slutartid, men också känslighet (ISO) och vitbalans liksom fokus bör behållas i ett och samma läge under hela fotograferingen. Som minimum skall bländaren ställas på ett fixerat värde, för att undvika skillnader i skärpedjup. Känsligheten bör ställas så lågt som möjligt för att undvika brus i bilderna, bländaren skall vara liten för att ge stort skärpedjup. Detta ger (relativt sett) långa exponeringstider, varför en (radiostyrd) fjärrutlösare eller automatisk fotografering är att föredra. Dessa rekommendationer gäller huvudsakligen för orörliga motiv. Detta torde dock inte vara något problem vid fotografering av bergväggar.

I situationer där motivet har stort kontrastomfång, till exempel med delar i direkt solljus och andra i skugga, eller där ljusförhållandena varierar, är det viktigt att fotograferingen sker med stor dynamik.

Moderna systemkameror har här möjlighet att arbeta med s.k. råformat, som är obearbetade pixeldata direkt från bildsensorn. Härvid behålls sensorns fulla dynamiska omfång i den sparade bilden. I det aktuella fallet (kameran Nikon 800E)

ges möjlighet till att spara råformatdata med 14 bitars precision vilket ger större möjligheter till efterbearbetning är om ett komprimerat format som till exempel JPEG skulle använts.

Ett ytterligare alternativ till fotografering av motiv med stort dynamiskt omfång är att lägga samman flera bilder som exponerats med olika inställning, HDR, Detta kräver, för att bli rationellt, ett automatiserat stativ samt att kameran har möjlighet till att automatiskt ta sekvenser med olika exponeringsinställningar, s.k. gaffling (eng. *bracketing*).

För att kunna använda kamerans fulla upplösning sparades bilderna i råformat (.NEF) vilket sedan konverterats med programvaran Rawtherapee (version 4.2.1 eller 5.1, [www.rawtherapee.com](http://www.rawtherapee.com)) till ett filformat (.tiff) som är läsbart av sammanfogningsprogrammen.

Flera olika objektiv har testats:

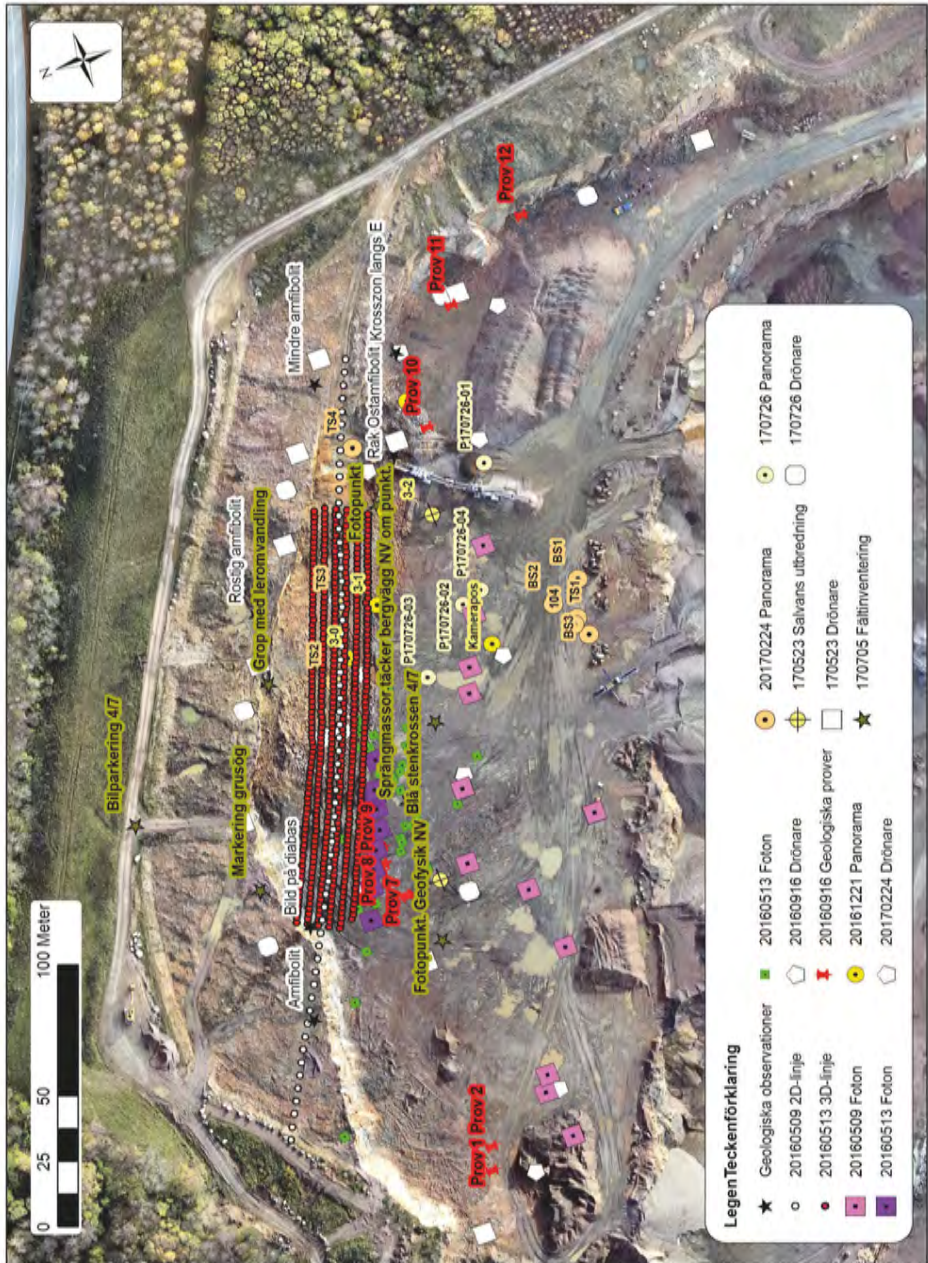
- Zeiss Tele-Tessar 500 mm f/8
- Sigma Mirror-Telephoto 1000 mm f/13,5
- AF-Nikkor 70-210 mm zoom f/4

I experimentfasen av projektet provades dels uppställningar på långt avstånd (350-375 meter) med 500 mm Zeissoptik och 1000 mm Sigma, dels närmare bergväggen (25-40 m) med Zeiss 500 mm och AF-Nikkor. Slutsatsen är att avbildning närmare bergväggen är att föredra även om det kräver fler uppställningar.

Zeissoptiken är tung och den långa brännvidden gjorde att oskärpa på grund av vibrationer lätt uppstod trots att ett stabilt stativ (teodolitstativ) användes. Då optiken ursprungligen gjorts för Hasselbladkameror och användes med en adapter blev också ljusstyrkan sämre, vilket förlängde slutartiden. Då optiken dessutom saknar aktiv vibrationsdämpning blev bilderna oskarpa. Ett objektiv med aktiv vibrationsdämpning skulle möjligen ha givit annorlunda resultat. Sigmaobjektivet lider av i stort sett samma brister som Zeiss. En mycket lång brännvidd och dålig ljusstyrka gör det svårt att undvika vibrationsoskärpa. För bägge objektiven räckte det med vibrationerna från arbetsmaskinerna i bergtäkten eller lätt påverkan av vind för att oacceptabel vibrationsoskärpa skulle uppstå.

Det objektiv som gav bäst resultat var Nikkor-objektivet. Detta objektiv har högre ljusstyrka, kortare brännvidd och dessutom aktiv vibrationskompensation vilket ger bättre resultat. Nackdelen är att den optiska förstoringen är lägre, vilket ger sämre detaljupplösning i bilderna, alternativt kräver uppställningar närmare bergväggen.

Vid panoramafotografering gäller i stort sett samma förhållningsregler som vid konventionell fotografering. Det bör dock beaktas att vid fotograferingar som tar längre tid på grund av antalet exponeringar kan ljusförhållandena variera signifikant.



Figur 18 Sammanställning av inmätta punkter under fältaktiviteter.

Figure 18 All measured control points for all field activities

För att maximera skärpedjupet bör fotograferingsavståndet vara så stort att fokus kan ställas på oändligt, eller så att hyperfokalavståndet<sup>1</sup> säkert ligger mellan kameran och bergväggen. Uppställningen bör dock inte ske för nära bergväggen eftersom distorsionen i det färdiga panoramat ökar. Dessutom bör bländaren vara så liten som möjligt, dock utan att slutartiden blir för lång. Implicit framgår av detta att fotograferingen bör ske under goda ljusförhållanden. Direkt solljus är dock olämpligt, då detta skapar skuggor i bilden som försvårar tolkningen.

Vid fotografering bör kameran ställas in på en manuell och fast tid/bländarkombination för att i möjligaste mån erhålla samma exponeringsförhållanden i delbilderna, vilket förbättrar resultatet. Om ljusförhållandena (eller exponeringsinställningarna) varierar kraftigt under fotograferingen blir resultatet sämre.

Av liknande skäl bör eventuellt autofokus inte användas, utan en fixerad skärpeinställning med stort skärpedjup är att föredra (se ovan).

Den utökade dynamik som erhålls med HDR-fotografering är mycket användbar och motiverar den flerdubblade insamlingstiden.

Ett praktiskt tips är att före och efter ett panorama markera detta med till exempel en svart bild, eller hellre genom att fotografera en skylt med relevant information. Det blir då lättare att hitta aktuella sekvenser bland de hundratals bilder som blir resultatet av fotograferingen av större panoraman.

#### **4.1.2 Fotografiska panoraman, resultat**

I Figur 19 visas resultatet av fyra panoramafotograferingar. Jämför också den geologiska tolkningen nedan, avsnitt 4.2.5.

#### **4.1.3 SfM, erfarenheter**

För ett gott resultat med drönarflyning är god planering nödvändig och det är en fördel att kunna invänta lämpliga väderförhållanden. Inte bara vind och regn påverkar resultatet, utan också ljusförhållanden.

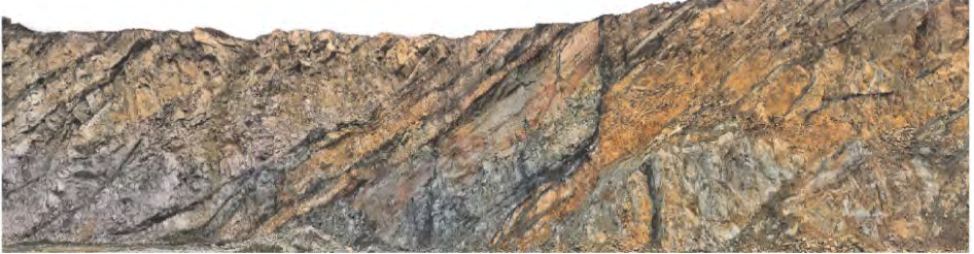
Speciellt byig vind (vilket lätt uppstår nere i till exempel en bergtäkt) gör drönaren mindre stabil och kan försvåra flygningen. Dessutom virvlar damm upp (inte bara vid torrt väder) och även detta påverkar slutresultatet. Precis som vid panoramafotograferingen uppnås bäst resultat då det är helt mulet men i övrigt goda ljusförhållanden, medan växlande molnighet en solig dag ger olika exponering i olika delar av bilden. Processeringsprogrammen kompenserar för detta, men texturen och skuggorna i olika delar av bilden blir ofta olika.

---

<sup>1</sup> Hyperfokalavståndet är en parameter som är specifik för objektiv och kameratyp, och som varierar med bländaröppningens storlek. Allt från halva detta avstånd till oändligheten avbildas skarpt.



**2016-12-21**



**2017-02-24 1-4**



**2017-02-24 4-1**



**2017-07-24**



*Figur 19 Fyra exempel på resultat från panoramadokumentation från tre olika tillfällen.*

*Figure 19 Four examples of resulting panoramas, from three different dates.*

Då flygningar görs vintertid, och om snö finns på marken, blir bilderna mindre användbara, då större och mindre sammanhängande områden med snö kan påverka vitbalans och exponering i bilderna.

#### **4.1.4 SfM, resultat**

Resultatet av bearbetningen av drönarfotograferingen är ett georefererat tre-dimensionellt punktmoln, där varje punkt har en koordinat (x,y,z) och en färg (r,g,b). I denna modell kan virtuella kameror skapa nya bilder från olika positioner. Det går också att skapa ett ortofoto med kartesiska koordinater som kan användas

för att skapa ytriktiga karteringar (jf. avsnitt 4.2.5 nedan). Ett exempel på ortofotoavbildning visas i Figur 23 och Figur 24. En annan användning är att skapa ett triangelnät (eller ett annat elementnät), s.k. mesh, på vilket en textur (koordinatsatta fotografier) kan appliceras. Detta ger en högre fotografisk upplösning än ett rent punktmoln.

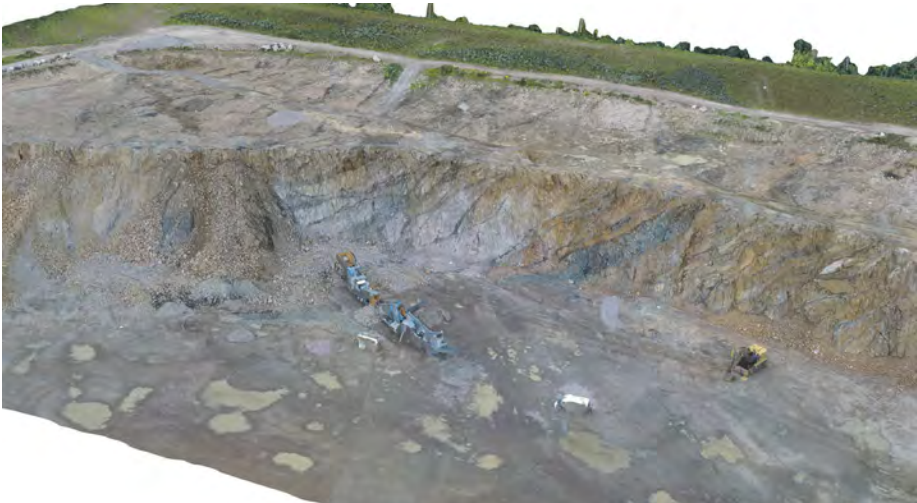
I Figur 20 visas resultatet av den första drönarfotograferingen (2016-10-26) gjord i brytningens tidiga skede, då bergväggen ännu inte kommit in i den geofysiskt avbildade volymen. Figur 21 visar den sista användbara drönarfotograferingen (2017-07-26). Bergväggen har nu drivits så att den i huvudsak är förbi den geofysiska volymen. Mellan dessa två tillfällen har flera drönarfotograferingar genomförts, men av olika skäl har endast en av dessa kunnat användas vid utvärderingen, jf Tabell 1 och Figur 18.

Figur 22 visar bägge terrängmodellerna i samma bild. Den geofysiska volymen ligger mellan de bägge avbildade bergskärningarna.



*Figur 20* Tredimensionell datormodell, terrängmodell som visar bergväggen i projektets inledning (oktober 2016), innan skärningen kommit in i den geofysiska volymen.

**Figure 20** *Three-dimensional terrain model, showing the rock wall in the initial phase of the project (October 2016), before the bench face has reached the geophysically measured volume.*



**Figur 21** Terrängmodell som visar bergväggen i ett senare skede än ovan (juli 2017). Här har bergskärningen kommit in i den geofysiska volymen.

**Figure 21** Terrain model in a later phase (July 2017), when the bench face is inside the geophysical volume.



**Figur 22** En kombination av de bägge terrängmodellerna ovan (Figur 20, Figur 21). Den geofysiska volymen ligger i huvudsak mellan de bägge avbildade bergskärningarna.

**Figure 22** A combination of the two terrain models above (Figure 20, Figure 21). The geophysical volume is situated between the two vertical rock faces.



**Figur 23** Ett ortofoto som skapats ur SfM-modellen från 2017-05-23; uppskattad upplösning ca 7 mm/pixel. Storleken är ca 162 Mpix (43569 x 3735) och bilden visar ca 300 meter av pallväggen. Notera den svarta rektangeln, jämför med Figur 24!

**Figure 23** An orthorectified photo created from the SfM model of 2017-05-23; the resolution is estimated to approximately 7 mm/pixel. The size of the orthophoto is 162 MPix (43569 x 3735). The width is ca 300 meters, Note the black rectangle, compare to Figure 24!



**Figur 24** Ett utsnitt av bilden i Figur 23 som ger en uppfattning om upplösningen i ortofotot.

**Figure 24** Part of the orthophoto in Figure 23, to give an idea of the geometrical resolution.

## 4.2 Geologi, resultat

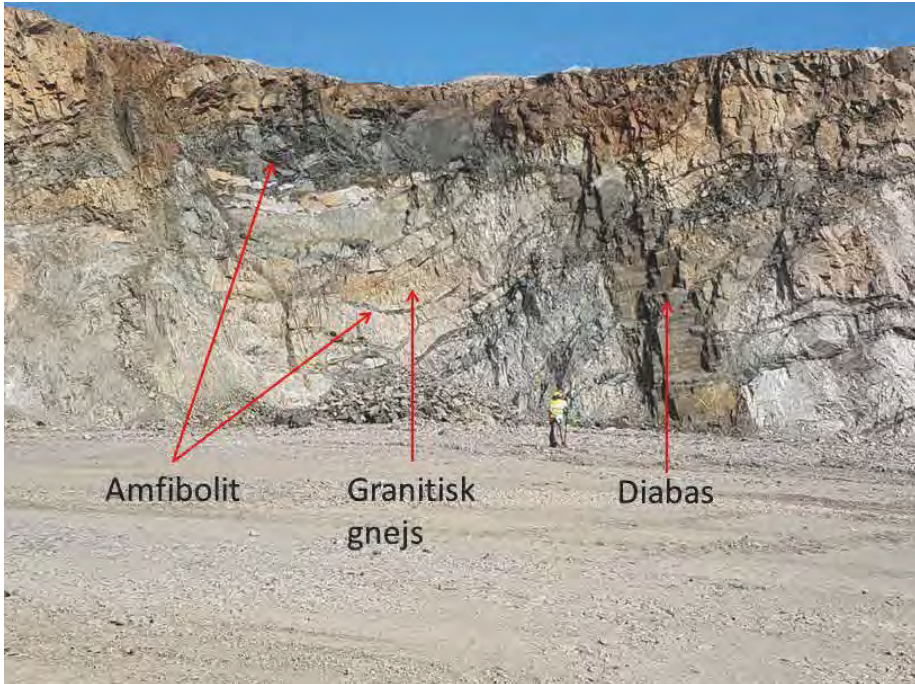
### 4.2.1 Bergarter

De vanligaste bergarterna i Dalby stenbrott är olika typer av prekambrika granitiska gnejser och amfiboliter. De senare har bildats genom metamorfos och deformation av gabbro och diabas. Dessutom finns relativt sett unga NV-SO gående brant stående diabaser som slår igenom den äldre berggrunden. Dessa varierar starkt i grad av omvandling, från bevarad magmatiska mineralogi till medel- och lågmetamorf mineralogi.

Det finns två urskiljbara basiska bergarter, amfibolit och diabas, Figur 25.

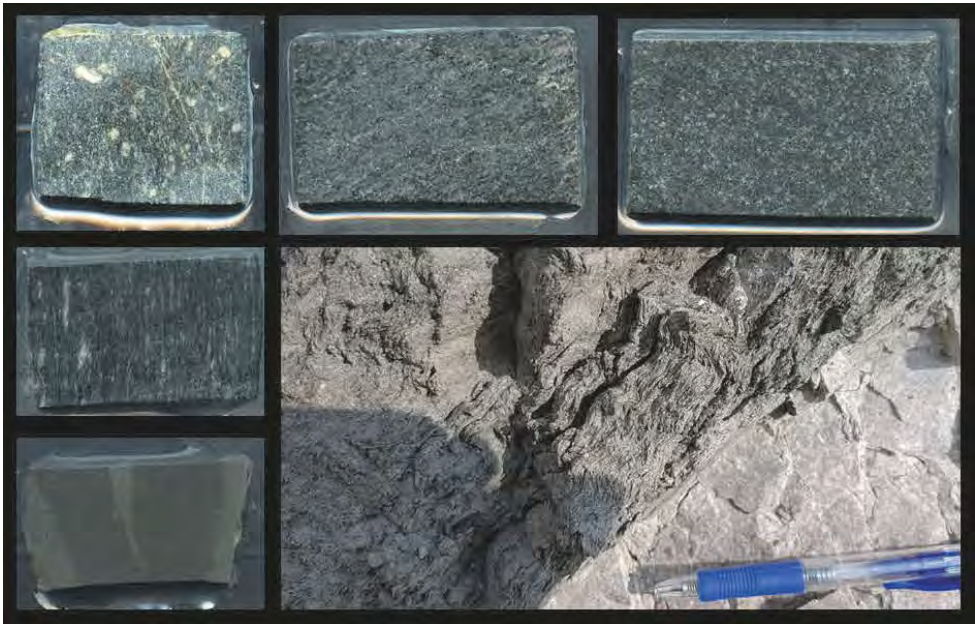
Amfiboliterna varierar starkt i morfologi från mycket tunna "lager" till flera meter mäktiga och ofta linsformade enheter. De varierar i grad av deformation och omvandling. Figur 26 visar några exempel på typiska amfiboliter.

Ursprungsbergarten (gabbro/grovkornig diabas) till amfiboliterna finns bevarad i de inre delarna av ett fåtal större amfibolitkroppar i Dalby stenbrott, dock inte i den nu undersökta delen. Amfiboliterna består till största delen av hornblände och plagioklas. I mer omvandlade och deformerade amfiboliter finns rikligt med klorit eller biotit. Lokalt kan amfiboliter vara starkt leromvandlade.



**Figur 25** De vanligaste bergarterna i Dalby stenbrott är olika typer av prekambriska granitiska gnejser och amfiboliter. De senare har bildats genom metamorfos och deformation av gabbro och diabas. Dessutom finns relativt sett unga NV-SO gående brant stående diabaser som slår igenom den äldre berggrunden. Dessa varierar starkt i grad av omvandling, från bevarad magmatiska mineralogi till helt lågmetamorf mineralogi.

**Figure 25** The most common rock types in the Dalby quarry are Precambrian granitic gneisses and amphibolites. The latter formed by metamorphism and deformation of gabbro and dolerite. In addition, relatively young vertically or sub-vertically dipping dolerite dikes, striking NW-SE, cut across the older rocks. The dolerites vary in degree of alteration, from preserved magmatic mineralogy to wholly low metamorphic mineralogy.



*Figur 26 Bilden visar några typiska amfiboliter och en finkornig ung diabas (nedre vänstra bilden). Amfiboliterna består till stor del av hornblände och plagioklas och uppvisar i de flesta fall tydliga foliationer. Dessa bergartsbitar är ca 5 cm breda. Den stora bilden visar hur amfiboliterna i deformationszoner kan bli omvandlade till småveckade "biotitskiffrar". Bildens bredd är ca 25 cm.*

*Figure 26 The picture shows some typical amphibolite samples and a fine grained young dolerite (lower left picture). The samples are ca. 5 cm wide. The larger picture shows how the amphibolites in deformation zones can be transformed into to slightly folded biotite schist. The picture width is ca 25 cm.*

De granitiska gnejserna förekommer också i olika varianter (Figur 27). Den vanligaste är en rödaktig gnejs som består i huvudsak av kvarts, kalifältspat och plagioklas. Det finns också en ljusare variant där kalifältspaten är mer gråaktig. De granitiska gnejserna är ofta starkt deformerade med tydlig foliation och mikrosprickor (Figur 27). I det undersökta området finns lokalt partier där de granitiska gnejserna är kraftigt leromvandlade (Figur 28).

#### **4.2.2 Sprickzoner och sprickmineraliseringar**

I panoramabilderna kan urskiljas några meterbredda partier, där berggrunden är mycket uppsprucken (Figur 29). Dessa tolkas som förkastningszoner. De har sannolikt bildats i samband med att diabaserna intruderade för ca 300 miljoner år sedan och har sedan reaktiverats vid senare tillfällen, speciellt under kompression för ca 60 miljoner sedan då horststrukturerna accentuerades.

I dessa sprick- och förkastningszoner kan berget vara mycket starkt nedkrossat. Genom nedkrossningen ökar andelen finmaterial, ytan av materialet och förmågan att hålla kapillärt vatten inom zonen. Dessa faktorer har betydelse för tolkningen av geofysiska data.

Även om de flesta sprickorna i makroskala är öppna så förekommer en del krosszoner (breccior) där sprickor är läkta, främst av kalcit (Figur 30) och andra karbonater.

Även i mikroskala förekommer en hel del delvis öppna sprickor (Figur 27; Figur 31). De läkta delarna av dessa sprickor i mikroskala består ofta av Fe-rika mineral som Fe-oxyhydroxider och hematit samt karbonatmineral. Mer lokalt förekommer kvarts, zinkblände, pyrit, blyglans och fluorit som sprickmineral. Karbonatmineralen är vanligen ren kalcit men också med inblandning av Fe- och Mg-förande karbonat (ankerit och dolomit). En inventering av sprickmineraliseringar (Halling 2015) visade att ett 15-tal mineral och mineraltyper förekommer i Dalby stenbrott.

#### 4.2.3 Rostutfällningar och hematitbildning

Delar av bergväggarna i det undersökta området är markant rostfärgade (Figur 32). Detta beror på oxidation av lättlösliga Fe<sup>2+</sup>-rika vittringsprodukter i berggrunden och i överliggande morän. Oxidationen till Fe<sup>3+</sup> leder till att mer svårlösliga järnföreningar faller ut i spricksystemen. Dessa rostutfällningar förekommer mest nära markytan och minskar med djupet.

Det finns minst två, mer eller mindre väl kristalliserade, Fe-mineral (Figur 33). Ett bildar massiva beläggningar på andra mineralorns ytor och innehåller ca 60% Fe. Det andra är mycket finkornigt och bildar rundade grupper med nålformiga kristaller och har ca 70% Fe.

Det är svårt att med tillgänglig teknik exakt bestämma vilka dessa mineral är, men sannolikt är det massiva mineralet götit och det mer finkorniga möjligen ferrihydrit (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · x H<sub>2</sub>O).

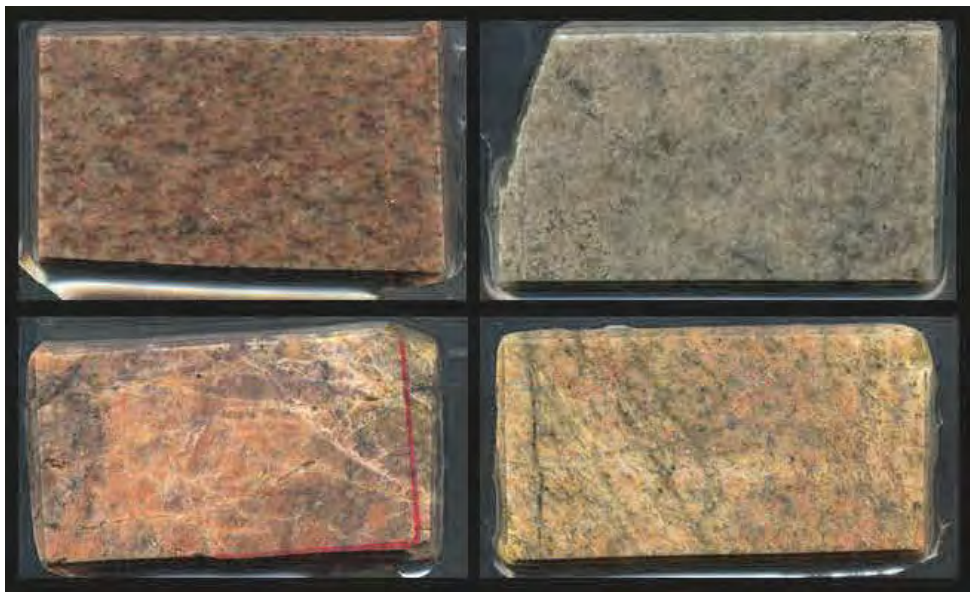
Ferrihydrit kan omvandlas till götit (α-FeOOH) (Figur 34), hematit (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (Figur 35) eller maghemit (γ-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) som är ett ferromagnetiskt mineral. Götit bildas främst vid låga och höga pH medan hematit dominerar kring neutrala pH.

Ferrihydriten är mycket finkornig och har därmed en extremt stor specifik yta (> 200 m<sup>2</sup>/g) (Weidler 1997). Olika metaller absorberas lätt på ytan av ferrihydriten. Vid omvandling till götit och hematit minskar den specifika ytan och dessa metaller frigörs till vattenlösningar i mikrosprickorna vilket påverkar vattnets konduktivitet. Experiment med götit i nanoskala (Huisman et al. 2014) har visat att konduktiviteten påverkas av götit-innehållet.

En experimentell studie av (Moradi 2014) visade att nanopartiklar av götit kan detekteras med SIP (spektral inducerad polarisation). När sprickfrekvensen är hög och sprickytorna (i makro och mikroskala) täckta av Fe-mineral tillsammans med vatten rikt på olika metalljoner har detta betydelse för tolkningen av geofysiska data.

Hematit förekommer speciellt i amfiboliterna. Det bildar tunna relativt sammanhängande rödaktiga lager (Figur 35) men förekommer också mer utspritt i amfiboliternas foliationsplan (Figur 36).

Hur denna hematit bildats är inte helt klart men eftersom den förefaller vara mest knuten till amfiboliterna är hematiten troligen bildad genom oxidationsprocesser under den deformation och metamorfos som ledde till amfibolitseringen av de magmatiska ursprungsbergarterna. Det är väl etablerat att förekomst av hematit påverkar berggrundens geoelektriska egenskaper och resistivitetmätningar och inducerad polarisation använd ofta inom prospektering av järnmalmer (se till exempel Bery et al. 2012)



**Figur 27** Det finns några olika varianter av granitiska gnejser där färg, kornstorlek och grad av deformation varierar. Nedre vänstra bilden visar en gnejs med ett flertal partiellt öppna sprickor (jf. Figur 31). Nedre högra bilden visar en gnejs med tunna sprickor/foliationsytor med Fe-oxider. Gnejsprovets bredd är ca 5 cm.

**Figure 27** Examples of some varieties of granitic gneisses, with different color, grain size and degree of deformation. The lower left picture shows a gneiss sample with several partially open fractures, (cf. Figure 31). The lower right picture shows a granitic gneiss with fractures/foliation surfaces with Fe-oxides.





*Figur 28 Bilderna visar två brantstående distinkta leromvandlingszoner. Båda har en ungefärlig orientering i NV-SO dvs. liknande den som den yngre diabasgenerationens orientering. Zonen i den vänstra bilden är 1-2 m bred och den högra bilden visar en ca 20 cm bred del av en annan zon där det också skett en stark oxidation och bildning av nya Fe-mineral.*

**Figure 28** *The two pictures show two distinct, (sub-)vertical clay alteration zones. Both strike approximately NW-SE, which is similar to the orientation of the younger generation of dolerite. The zone in the left picture is 1–2 m wide, the right picture shows another, ca 20 cm wide part of a zone where in addition a strong oxidation and formation of new Fe-minerals has occurred.*



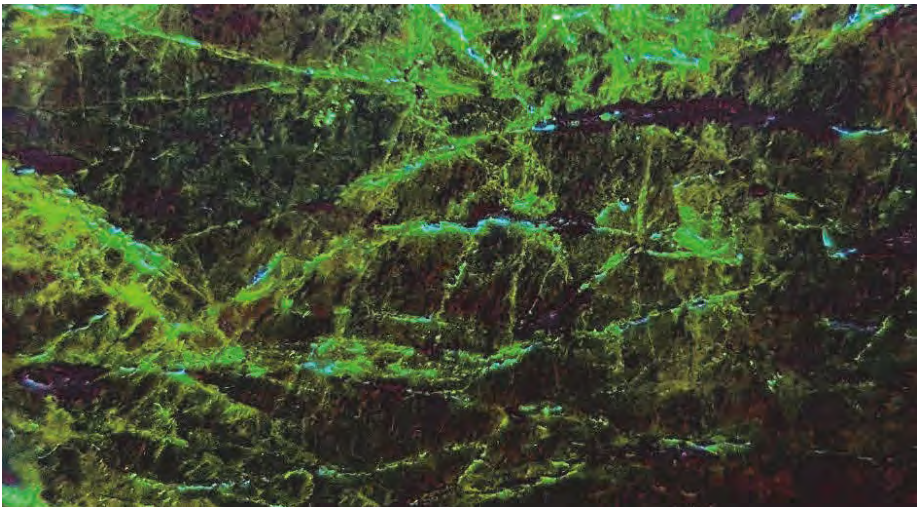
*Figur 29 Bilden visar mellan de röda linjerna en av de krosszoner som förekommer i Dalby stenbrott. Zonen slår i den övre delen igenom granitisk gnejs och i den undre delen en amfibolit, båda blir starkt uppkrossade och en stor andel finmaterial uppkommer. Dessa krosszoner har bildats av förkastningsrörelser.*

**Figure 29** *Between the red lines is seen one of the zones with crushed rocks in the Dalby quarry. The zone is intersecting granitic gneiss in the upper part and amphibolite in the lower part. Both are heavily crushed, resulting in a large amount of fine grained material. The crushed zones are caused by tectonic fault movements.*



**Figur 30** Bilden visar en starkt uppsprucken breccia där sprickorna mellan gnejsfragmenten läkts av kalcit. Bildens bredd ca 3 m.

**Figure 30** The picture shows a breccia, where the fractures between the gneiss fragments are filled with calcite. The picture width is ca. 3 m.



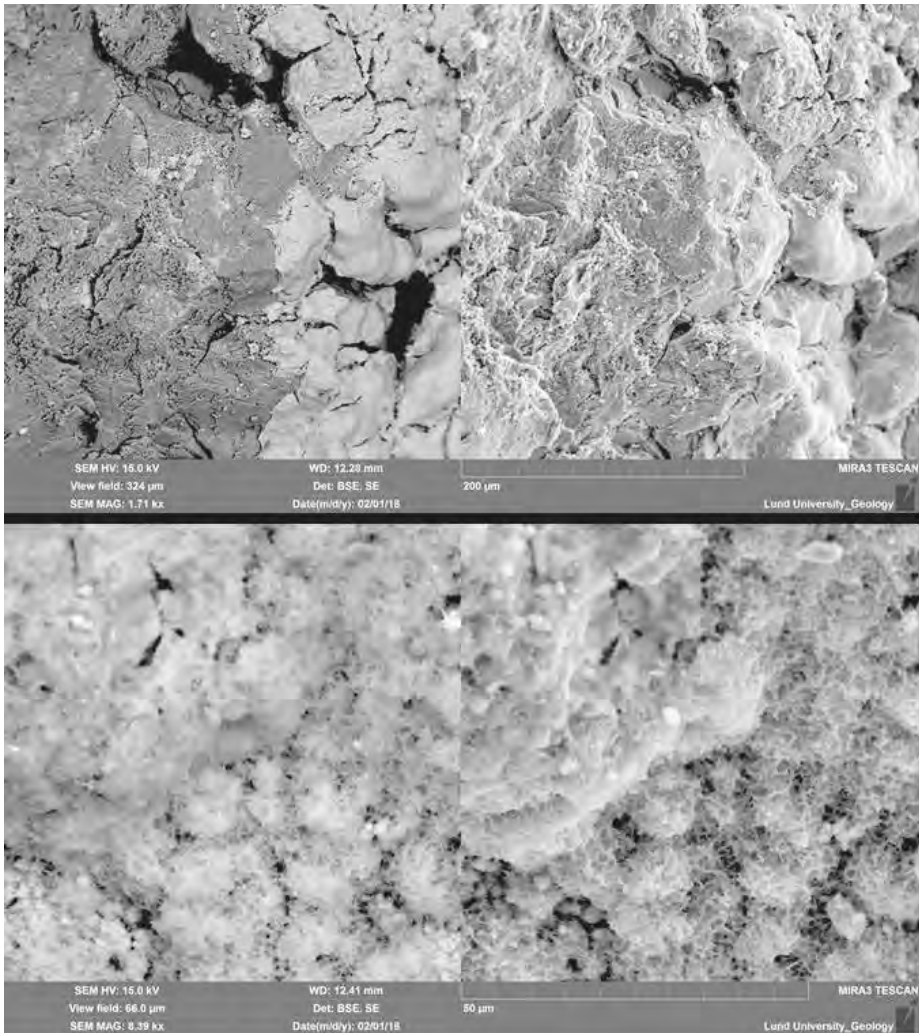
**Figur 31** Med hjälp av UV-fluorescens har de öppna mikrosprickorna i gnejsen tydliggjorts. Bilden visar att det finns ett stort antal sprickor som är mer eller mindre öppna.

**Figure 31** Using UV-fluorescence, the open micro fractures in the gneiss are enhanced, and shows that a large number of the fractures are more or less open.



*Figur 32 I ett avsnitt av en av de studerade bergväggarna kan en tydlig gräns ses (röd linje), som skiljer ett område till vänster med relativt lite rostiga utfällningar från ett område till höger som uppvisar markant förekomst av Fe-oxyhydroxidmineral i form av rostiga utfällningar. Notera den markanta rödfärgningen (hematit) av nedre delen av amfiboliten i mitten av sektionen, jf. Figur 35.*

**Figure 32 In one of the studied rock sections a clear boundary can be seen (red line), separating a region to the left with relatively little rust precipitation from one to the right, showing a significant amount of Fe-oxyhydroxide minerals in the form of rust precipitation. Note the clear reddish coloring (hematite) in the lower part of the amphibolite in the middle of the section, cf. Figure 35.**



**Figur 33** Elektronmikroskopbilder av rostutfällningar på ett sprickplan. Övre vänstra bilden är en backscatterelektronbild (BSE) som visar massiva Fe-mineral (götit?) (ljusgrått) utfällda på kvarts och fältspat (mörkgrått). Den högra övre bilden visar samma område men som en sekundärelektronbild (SE), som bättre återger den skrovliga ytan. De nedre bilderna är också ett par tagna med BSE- och SE-detektorer och visar den andra typen av Fe-mineral (se texten) som bildar rundade grupper av finkorniga nålformade kristaller (ferrihydrat?).

**Figure 33** Electron microscope imaging of rust precipitation on a fracture plane. The upper left image is a backscatter electron (BSE) image showing massive Fe minerals (goethite?) (light grey) precipitated onto quartz and feldspar (dark grey). The upper right image shows the same area, but as a secondary electron (SE) image, better depicting the rough surface. The lower images are also made with BSE and SE detectors, respectively, and shows another type of Fe mineral (see text) seen as rounded groups of fine, needle shaped crystals (ferrihydrate?).



*Figur 34* Litet fragment (ca 5 mm brett) som visar de typiska färgerna hos Fe-mineralen som förekommer på gnejsytorna.

**Figure 34** A small fragment (ca 5 mm wide) showing the typical colors of the Fe minerals on the gneiss surfaces.



*Figur 35* Omfattande röd hematitbildning i en amfibolit. Hematiten förekommer i relativt sammanhängande ytor.

**Figure 35** Extensive formation of hematite in an amphibolite. The hematite occurs in relatively coherent areas.



*Figur 36 Hematit förekommer inte bara som sammanhängande skikt i amphiboliten utan även inne i amphiboliterna som enskilda mineralkorn. De är delvis parallella med foliationen. I bilden har hematitens röda färg förstärkt för att öka åskådligheten. Bildens bredd är ca 7 cm.*

*Figure 36 Hematite does not only occur as coherent layers in the amphibolite, but also inside the amphibolite as single mineral grains. They are partly parallel to the foliation. In the picture, the red color of the hematite is enhanced to increase visibility. The width of the image is ca. 7 cm.*

#### **4.2.4 Leromvandling**

I Dalby stenbrott finns en del väl avgränsade leromvandlingszoner (Figur 28) där bergarterna är näst intill 100 % omvandlade till leror. Det finns också mer diffusa områden med starkt varierande grad av leromvandling. En del av leromvandlingszonerna har en brant stupning och ungefärligen NV riktning. Dessa har sannolikt bildats samtidigt med intrusionerna av NV-SÖ diabaserna. Diabaserna tillförde värme och fick vatten att cirkulera vilket ledde till att främst fältspaterna

omvandlades till lermineral. Under Jura – Krita skedde en omfattande kaolinvittring av den prekambrika berggrunden i Skåne (till exempel Billinge och Ivön) (Erlström et al. 2016). Lokalt kan denna vittring följas i smala zoner ned till ca 100 m ned i berggrunden (M. Erlström pers. comm). 2018). Det kan inte uteslutas att också denna, relativt sett unga, leromvandling påverkat berggrunden i Dalby.

Eftersom lermineral är extremt finkorniga ( $< 2 \mu\text{m}$ ) har de en mycket stor specifik yta. I lermineralen struktur kan atomer bytas ut mot andra vilket kan leda till att lermineralen får laddade ytor vilket i sin tur leder till stor förmåga att löst binda olika metalljoner och andra ämnen till sin yta. Detta samt att leror i regel innehåller mycket vatten gör dem till goda elektriska ledare och därmed är de viktiga för tolkningen av olika typer av geoelektriska data.

Medan järnutfällningarna i spricksystemen är sekundära finns även amfibolitprov med ursprungsinnehåll av hematit.

#### 4.2.5 Geologisk tolkning av panoraman

Grundat på geologiska fältobservationer och de ovan visade panoramafotograferingarna har en geologisk tolkning av bergväggen gjorts. Dessa visas i Figur 37. De olika tolkningarna svarar mot olika vertikala snitt i bergmassan. Jämför också de fotografiska redovisningarna ovan, Figur 19.

### 4.3 Geofysiska modeller

De slutgiltiga 3D-inversionsmodellerna visas i Figur 38, Figur 39 och Figur 40, och här återfinns flera anomalier med sammanhållna elektriska egenskaper. I Figur 39 och Figur 40 har ett antal delregioner markerats med rektanglar. Dessa delregioner motsvarar prominenta anomalier i de geofysiska modellerna och diskuteras mer ingående nedan i avsnitten 4.4.1 – 4.4.4. Delregionerna är också synliga i 3D i Figur 41, Figur 42 och Figur 43.

Modellresistiviteten varierar generellt mellan 200 och 5000  $\Omega\text{m}$ . Generellt ses större resistivitetsvariationer i toppen av resistivitetsmodellen än på djupet, och högre resistivitetsvärden (över 2500  $\Omega\text{m}$ ) återfinns i allmänhet över cirka 90 metersnivån, svarande mot den övre halvan av modellen.

Värdena för integrerad IP varierar mellan 3,5 och 8 mV/V. Dessa magnituder för integrerad IP visar typiskt på låga uppladdningseffekter i det undersökta området.

Strukturellt kan ses att resistivitetsmodellen, Figur 39, har några prominenta låg- och högresistiva vertikala anomalier orienterade i SV-NO-riktning, markerade med R1 och R2 i figuren. Dessutom finns en större lågresistiv zon på djupet i NV delen av modellen (R4) samt en ytlig lågresistiv zon orienterad i N-S riktning (R3).

IP-inversionsmodellen visar på vertikala strukturer, en med låg uppladdningsförmåga orienterad i SV-NO (R4), en med mycket låg uppladdningsförmåga orienterad i N-S riktning som smalnar av i horisontalplanet norrut (R3) och en med högre uppladdningsförmåga orienterad i SV-NO riktning, avtagande norrut

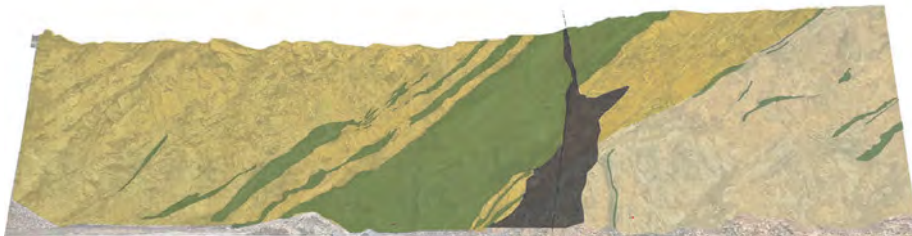


(R2). Det finns även strukturer i IP-inversionsmodellen med något högre uppladdningsförmåga som inte fortsätter till de djupare delarna av modellen.

#### 4.3.1 Jämförelse mellan rekognosceringsprofil och 3D-mätning

I Figur 38 visas inverterade resultat från resistivitets- och IP-mätningarna i form av en jämförelse mellan rekognosceringsprofilen i 2D och den detaljerade 3D-volymen, jf. Figur 13.

**2016-12-21**



*Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Den olivgröna amfiboliten är omvandlad och biotitrik. Bergarterna i det mörkbruna området är breccierade längs en förkastning (röda/svarta prickade linjer). Panoramatets bredd är ca 80 m.*

Granitic gneisses shown in drab yellow, amphibolites in green. The olive-green amphibolite is metamorphosed and rich in biotite. The rock in the dark brown area is brecciated along a fault (red/black dotted lines). The width is ca 60 m.

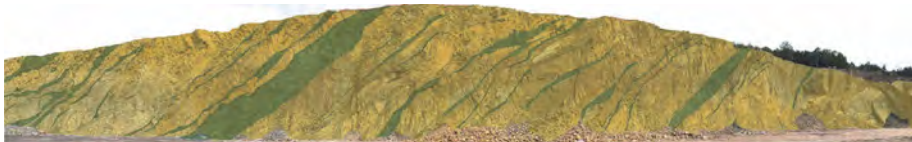
**2017-02-24 1-4**



*Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Panoramatets bredd är ca 200 m*

Granitic gneisses shown in drab yellow, amphibolites in green. The width is ca 200 m.

**2017-07-24**



*Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Panoramatets bredd är ca 150 m.*

Granitic gneisses shown in drab yellow, amphibolites in green. The width is ca 150 m.

*Figur 37 Geologisk tolkning av fotografiska panoraman. Jämför Figur 19.*

**Figure 37 Geological interpretation of photographic panoramas, cf. Figure 19.**

Resistivitetsresultaten visar att resistivitetsmönstren i de överlappande delarna stämmer väl överens mellan 2D- och 3D-mätningarna, detta trots att 2D-profilen är mätt med dubbelt så stort elektrodavstånd och därför ger lägre upplösning nära markytan jämfört med 3D-volymen.

Även IP-resultaten i stämmer ganska bra överens närmast markytan, även om IP generellt är något högre i 3D-modellen jämfört med 2D-profilen. Med tanke på att IP-värdena är generellt låga, mindre än 4-6mV/V i större delen av 3D-modellen, och något lägre i 2D-modellen, är denna skillnad av mindre betydelse och kan bero på olika faktorer som mätupplösning eller att 3D-effekter ej kan modelleras i 2D-inversionen.

#### 4.4 Tolkning av geofysiska modeller

Som nämnts tidigare visas resistivitets- och IP-modeller i Figur 38, Figur 39 och Figur 40, där ett antal sammanhållna anomalier eller delregioner markerats. Jämför också Figur 41, Figur 42 och Figur 43.

##### 4.4.1 Region 1, R1

R1 karaktäriseras av en lågresistiv zon i nedre delen av modellens sydvästra del. I Figur 39 går det att se att anomalin försvagas i nordlig riktning, vilket antyder att den orsakas av en struktur som skär genom den sydvästra delen av mätvolymen.

I den geologiska dokumentationen ses att en diabasgång skär mätvolymen i SV-NO riktning (se till exempel Figur 42 och Figur 43 och Figur 25). Diabasgångens geometriska utbredning stämmer väl överens med den lågresistiva anomalin i R1, men det är inte säkert att resistivitetsanomalin entydigt kan hänföras till de olika bergartsförekomsterna.

Strax väster om mätvolymen finns ett område med "dåligt" berg (i betydelsen oanvändbart för bergkrossning). Under fältarbetet observerades leromvandlat berg både *in situ* och i de utsprängda massor som fanns nära pallen. På grund av det dåliga (osäljbara) berget togs den västligaste delen av mätvolymen inte ut av Sydsten under projektperioden. Det krossade och/eller lervittrade berget skulle också kunna förklara de låga resistivitetsvärdena i R1.

I IP-modellen, Figur 40, ses att IP-värdena är generellt förhöjda i mätvolymens västligaste del (väster om R2, Figur 40. Med stöd i de geologiska observationerna tolkas detta som ett resultat av delvis leromvandlat berg.

##### 4.4.2 Region 2, R2

Figur 39 visar att R2 motsvaras av en högresistiv struktur som skär mätvolymen i SV-NO riktning (se även Figur 41). Riktningen stämmer väl överens med de övergripande strukturella mönstren i områdets geologi. Resistiviteten i R2 skiljer sig från omgivande områden med en faktor två till fyra. Figur 40 visar att samma region även påvisar förhöjda IP-värden, framförallt långt norrut (där resistiviteten i R2 är som lägst).

Den geologiska dokumentationen visar att området ligger i ett område som domineras av ljusare granitisk gnejs och visuellt bedöms som relativt sprickfattigt ut. R2 tolkas därför som ett område med något mer "friskt" berg än intilliggande. Det är dock oklart vad som orsakar de förhöjda IP-värdena i regionen.

#### 4.4.3 Region 3, R3

R3 i Figur 39 består av en lågresistiv, ytlig struktur. Anomalins läge sammanfaller med den väg som går genom mätytan, se Figur 42 och särskilt Figur 13 där inmätta rester av en byggnad och elkabel under vägen är markerade. De låga resistivetsvärdena kan härröra från saltning av vägen.

I Figur 40 ses att R3 även är synlig i IP-mätningen, men till skillnad från i resistivetsmodellen sträcker sig anomalin genom hela IP-modellens djup. De låga IP-värdena kan möjligen också ha med vägsaltet att göra. Anomalins djup i IP-modellen kan bero på att saltet migrerat djupare ner i bergvolymen och att IP är mer känsligt för förhöjd vattenkonduktivitet än vad resistivitet är.

#### 4.4.4 Region 4, R4

R4 karaktäriseras av en vertikal och djup struktur som skär volymen i sydvästlig-nordöstlig riktning. Strukturen ger låga resistivetsvärden (Figur 39) och låga IP-värden (Figur 40).

Den geologiska dokumentationen visar att R4 sammanfaller med en större kross- och breccieringszon (se tolkat panorama i Figur 37). De låga resistivets- och IP-värdena i R4 stämmer väl överens med förväntat utslag i en krosszon.

Strax väster om krosszonen dominerar amfibolit bergväggen, som annars till största delen består av granitisk gnejs.

#### 4.4.5 Generella mönster

Ett generellt mönster i resistivetsresultaten är att den ljusa bergarten (i mitten av volymen, mellan R2 och R4 i Figur 39 och Figur 42) har något högre resistivitet än området öster om R4. Vid en jämförelse med den geologiska dokumentationen framstår det som en möjlig anledning att det generellt finns mer järnutfällningar i den mörkare granitiska gnejsen och i amfiboliterna väster om R4, jämför Figur 39 och Figur 42 med Figur 32. En alternativ (eller kompletterande) förklaring kan vara att sprickfrekvensen i de olika delarna varierar. Järnhaltiga mineral har generellt bättre ledningsförmåga än andra mineral, till exempel kvarts, och kan alltså påverka resistiviteteten. Detta kan eventuellt förklara varför resistiviteten generellt är lägre öster jämfört med väster om R4.

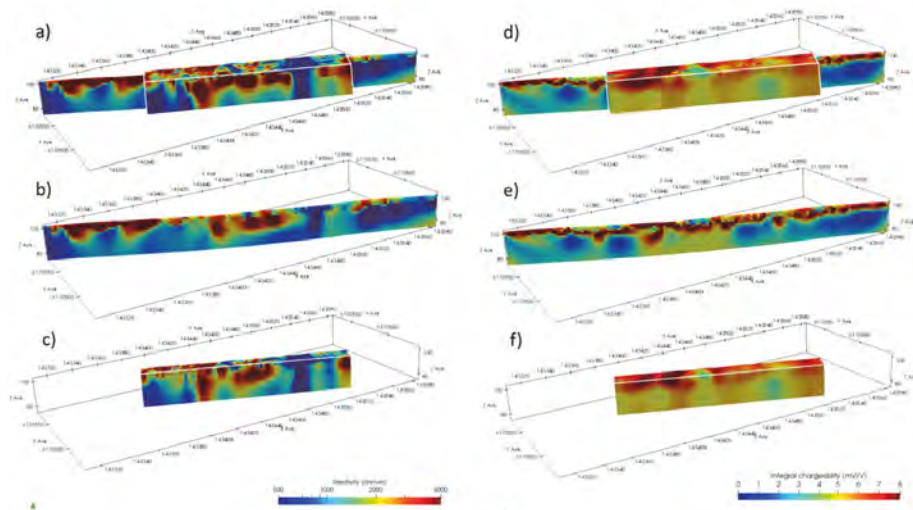
I resistivetsmodellen kan också göras iakttagelsen att resistiviteten i nedre delen av volymen (under 90 m.ö.h.) är generellt lägre (en faktor 2 eller mer) än i den övre delen av volymen (förutom i R2 och R4). Detta antas bero på att det troligtvis finns mer vatten i bergsprickorna ju djupare ner i berget man kommer.

I IP-modellen är det, som redan nämnts, generellt högre värden väster om R3 (Figur 40). Detta tolkas, med stöd i geologiska observationer, på att berget här innehåller partier som är mer leromvandlade.

Förekomst av konduktiva mineral i berggrunden kan också ge utslag i IP. Till exempel är hematit ett relativt konduktivt mineral som kan ge upphov till starka IP-effekter (Vella & Emerson 2012), dock ej i samma storleksordning som mineral med helt eller delvis tvåvärt järn, till exempel pyrit och magnetit (Johansson et al. 2017).

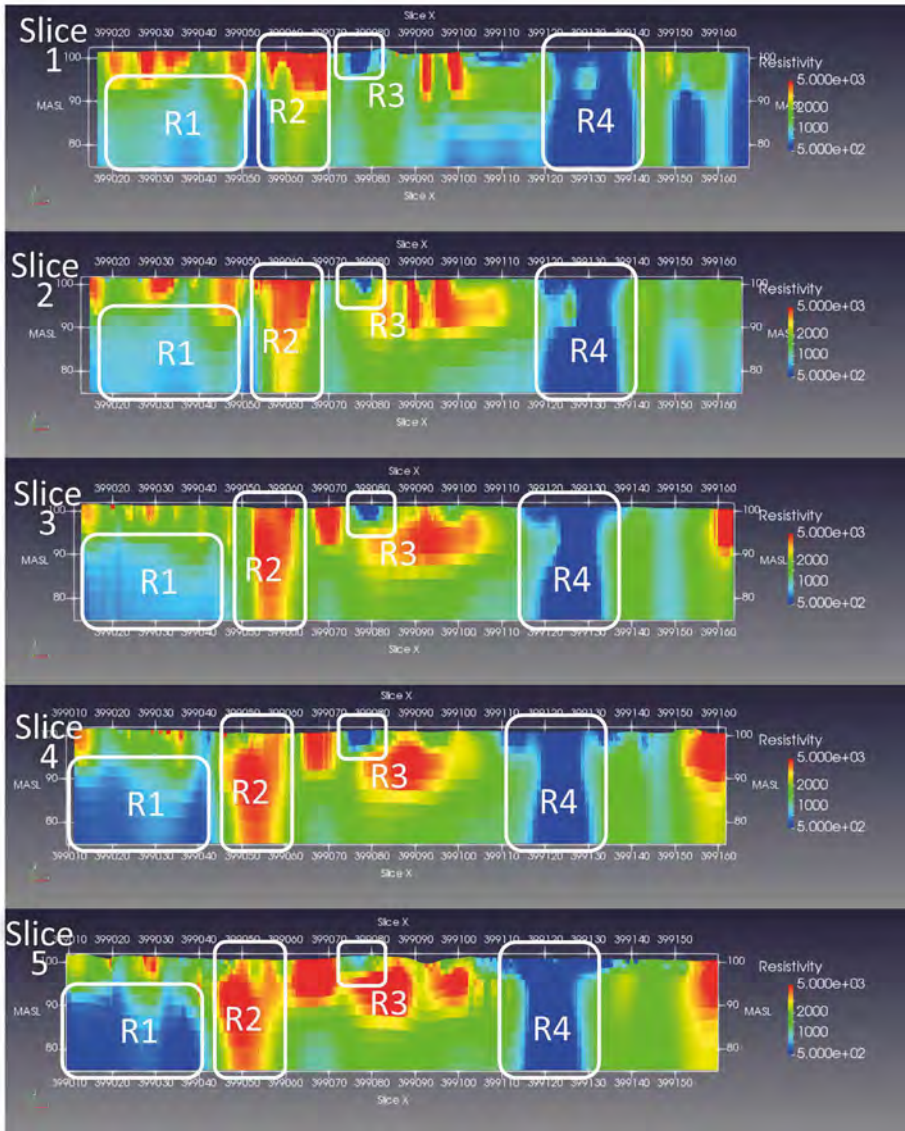
I Dalby stenbrott förekommer järnutfällningar bestående av götit ( $\text{FeOOH}$ ), ferrihydrit ( $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ) och hematit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Utfällningarna kan observeras på sprickytor av olika storlek; både i makroskala på bergväggen (som rostfärgade ytor) och i småsprickor synliga i tunnslip av gnejs. Vidare visar SEM-analyserna förekomst av lösa kvartskorn i gnejsen som är draperade med götit. Medan järnutfällningarna i spricksystemen är sekundära finns även amfibolitprov med ursprungsinnehåll av hematit.

I IP-modellerna från Dalby stenbrott kan dock inga generella skillnader i IP-värden påvisas mellan den ljusare bergarten i mitten av bergväggen och den mörkare bergarten med rostfärgade järnutfällningsytor. Möjligen är järnmängderna så pass små att de är under detektionsgränsen för IP i den skala som används i detta projekt. Järnhalten i de olika bergarterna kunde inte kvantifieras i detta projekt utan har endast påvisats genom provtagning och geologiska observationer.



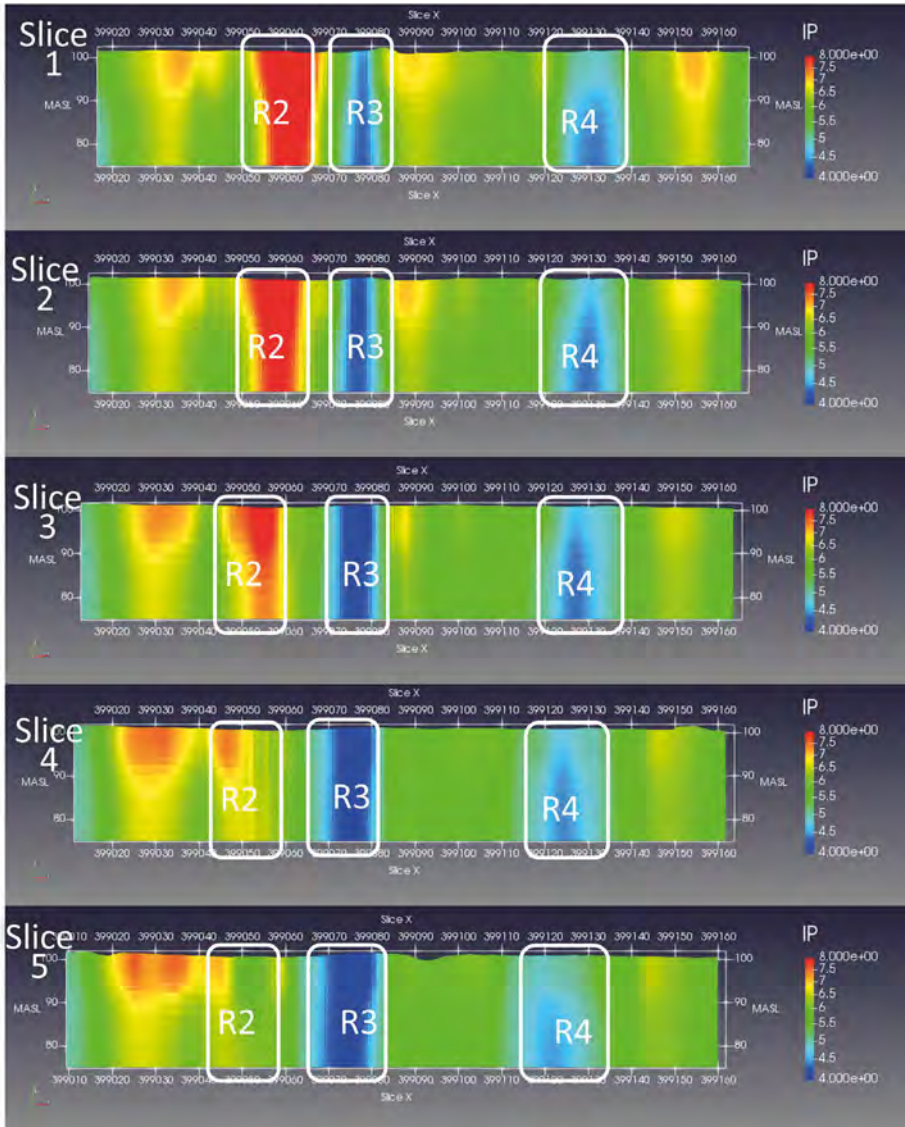
**Figur 38** Inverterade resultat från resistivitets- (a-c) och IP mätningarna (d-f) i form av en jämförelse mellan rekognosceringsprofilen i 2D och den detaljerade 3D-volymer (se Figur 13).

**Figure 38** Inversion results from resistivity (a-c) and IP measurements (d-f) together with a comparison between the 2D reconnaissance profile and the detailed 3D volume (cf. Figure 13)



*Figur 39 Skivor genom 3D resistivitetsmodell enligt Figur 42 (skiva 1 överst, skiva 5 nederst) samt markeringar av prominenta strukturer.*

**Figure 39 Slices through the resistivity 3D model as in Figure 42 (slice 1 above, slice 5 below), and indications of prominent regions.**



**Figur 40** Skivor genom 3D IP-modell enligt Figur 43 (skiva 1 överst, skiva 5 nederst) samt markeringar av prominenta strukturer.

**Figure 40** Slices through the Induced Polarity 3D model as in Figure 43 (slice 1 above, slice 5 below), and indications of prominent regions.

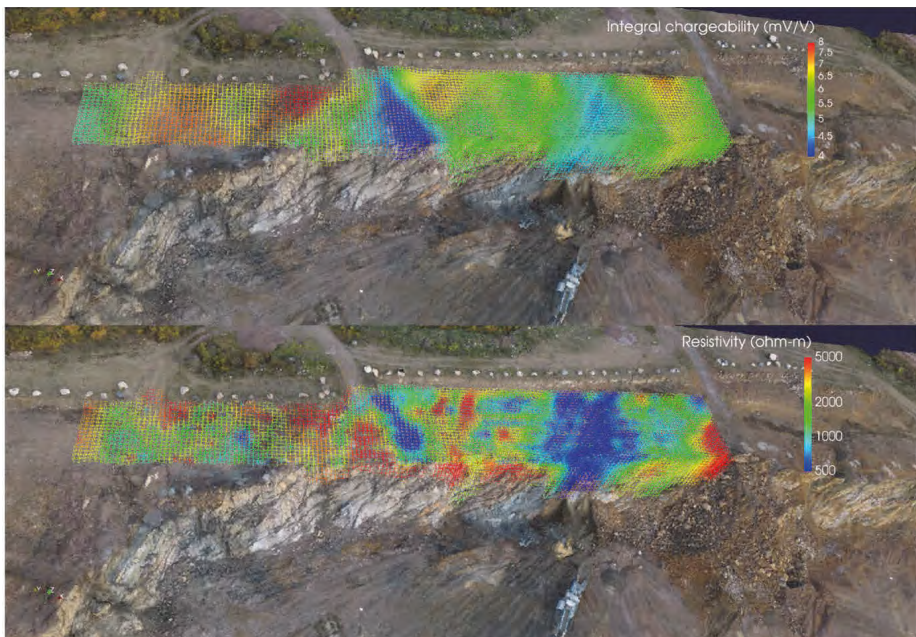
#### 4.5 Samredovisning av geofysiska och fotogrammetriska metoder

Ett huvudsyfte med detta projekt har varit möjligheten att kunna jämföra geologisk information med de geofysiska modellerna, mer specifikt hur geologiska egenskaper och strukturer är mätbara med resistivitet och/eller inducerad polarisation. I projektet studerar vi vilka geologiska parametrar som ger utslag i de geofysiska modellerna.

Det är i detta sammanhang viktigt att notera att den geologiska modellen inte är ett facit över huruvida de geofysiska modellerna är sanna eller inte. De geofysiska modellerna är just modeller över (geo)fysiska egenskaper i volymen, och dessa egenskaper kan bero på flera olika faktorer i bergvolymen i både makro- och mikroskala, något som inte nödvändigtvis behöver ses i den geologiska utvärderingen.

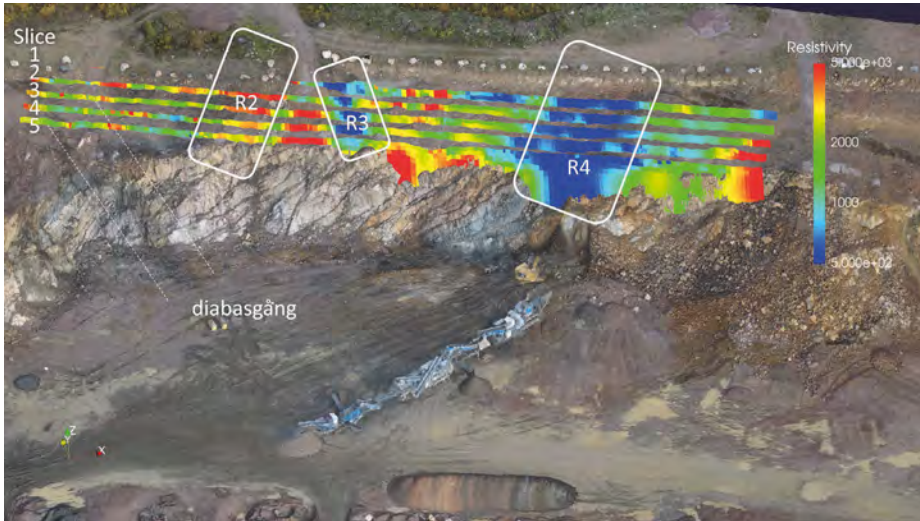
För att visuellt kunna jämföra resultaten från fotografering med drönare och DCIP-mätningar har visualiseringar där bägge mätmetoderna redovisas samtidigt tagits fram (Figur 41–Figur 43).

I figurerna har prominenta geofysiska strukturer markerats med samma namn som ovan (R1–R4).



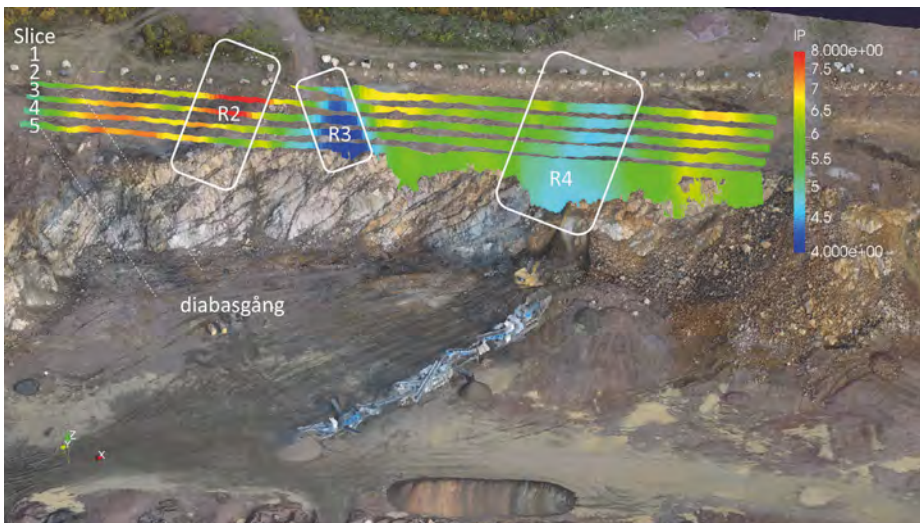
*Figur 41 Översikt av 3D-inversionmodeller för IP (överst) och resistivitet (underst) tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26.*

**Figure 41 Overview showing 3D inversion models for IP (above) and resistivity (below) together with UAV terrain model from 2016-10-26.**



Figur 42 Skivor genom 3D resistivitetsmodell med numrering tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26 samt markeringar av synliga prominenta strukturer. Jf. Figur 39.

Figure 42 Slices through 3D resistivity model with numbering together with UAV terrain model from 2016-10-26, and with prominent structures marked. Cf. Figure 39.



Figur 43 Skivor genom 3D IP-modell med numrering tillsammans med drönarmodell från 2016-10-26 samt markeringar av synliga prominenta strukturer. Jf. Figur 40.

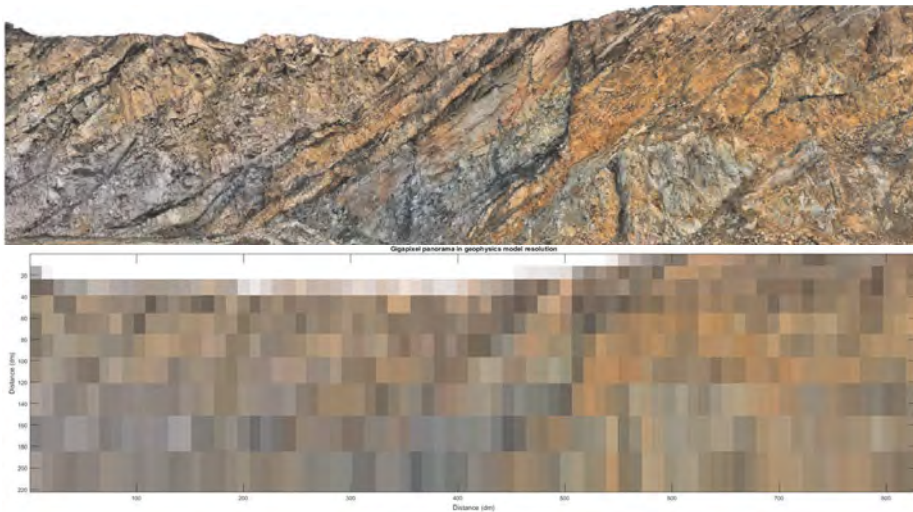
Figure 43 Slices through 3D IP model with numbering together with UAV terrain model from 2016-10-26, and with prominent structures marked. Cf. Figure 40.



## 4.6 Modellupplösning

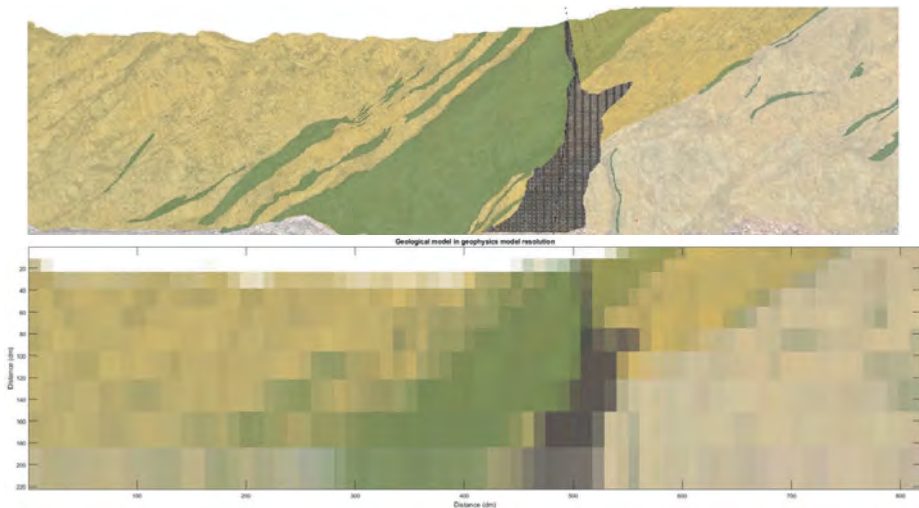
I Figur 44 visas en av de panoramabilder som tagits fram i originalupplösning samt med en upplösning som geometriskt svarar mot elementstorleken i den geofysiska, inverterade, modellen. Även om analogin inte är helt korrekt (hänsyn tas till exempel inte till resistivitetskontraster mellan olika material), ger bilden en uppfattning om vilken detaljeringsgrad som kan förväntas då geologiska objekt skall avbildas med geofysik. I Figur 45 görs motsvarande spatiala nedsampling av den geologiska tolkningen (överst). I Figur 46 och Figur 47 visas en jämförelse mellan en geologisk tolkning (överst) och en geofysisk resistivitetsmodell (nederst).

I den övre bilden har markerats gränser mellan några geologiska enheter (A–C), i den undre visas dessa gränser i ett utsnitt ur den geofysiska volymen. Den geofysiska profilen är anpassad så att den följer samma plan som pallväggen hade vid karteringstillfället (se Figur 18 markering 3-0, 3-1 samt 3-2 för Panorama 2016-12-21). Detta plan följer inte geofysikvolymens huvudriktningar (jfr till exempel Figur 39), och det hade inte varit möjligt att visa detta om inte en tredimensionell mätning gjorts och modellerats.



Figur 44 Panorama i originalupplösning (överst) och med liknande upplösning som geofysiken (underst).

Figure 44 Panorama with original resolution (above) and downsampled to a similar resolution as the geophysical model (below).

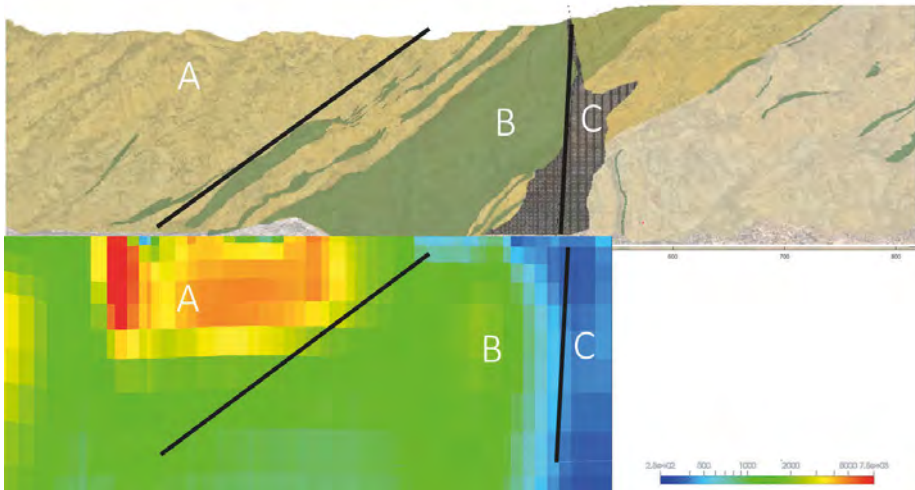


*Figur 45 Geologisk modell i originalupplösning (överst) och med liknande upplösning som geofysiken (underst). Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Den olivgröna amfiboliten är omvandlad och biotitrik. Bergarterna i det mörkbruna området är breccierade längs en förkastning. Panoramatets bredd är ca 80 m.*

**Figure 45 Geological model with original resolution (above) and downsampled to a similar resolution as the geophysical model (below). Granitic gneisses are shown in drab yellow, amphibolites in green. The olive-green amphibolite is metamorphosed and rich in biotite. The rock in the dark brown area is brecciated along a fault (red/black dotted lines). The width is ca 60 m.**

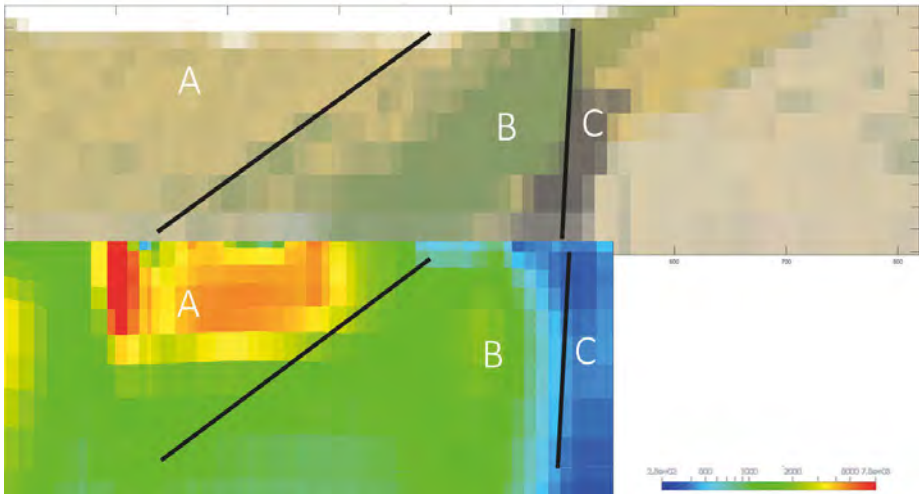
Den lutande linjen i figuren är en gräns mellan granitisk gnejs utan tydliga amfibolitinslag (A) och sådan med högre andel amfiboliter (B). C markerar en vertikal förkastning med uttalad brecciering och därmed högre porositet. Bägge dessa geologiska gränser avspeglas i resistivitetsprofilen.

Som diskuterats ovan kan den högre resistiviteten i område A jämfört med B tolkas som lägre förekomst av järnhaltiga mineral i bergmassan, medan den låga resistiviteten i område C tolkas orsakas av högre porositet i breccieringszonen.



*Figur 46 Jämförelse mellan geologisk tolkning (överst) och geofysisk modell (nederst). Markeringarna visar granitisk gnejs utan tydliga amfibolitinslag (A) och sådan med högre andel amfiboliter (B). C markerar en vertikal förkastning med uttalad brecciering och därmed högre porositet. Granitiska gnejser visas i gulbrunt och amfiboliter som grönt. Den olivgröna amfiboliten är omvandlad och lokalt hematit- och biotitrik. Bergarterna i det mörkbruna området är breccierade längs en förkastning. Panoramats bredd är ca 80 m.*

**Figure 46 Geological (above) and geophysical (below) models compared. The letters indicate granitic gneiss without clear amphibolite elements (A) and a region with a higher amount of amphibolite (B). C is a fault with a pronounced brecciation and thus a higher porosity, Granitic gneisses are shown in drab yellow, amphibolites in green. The olive-green amphibolite is metamorphosed and locally rich in hematite and biotite. The rocks colored dark brown are brecciated along a fault. Panorama width ca 80 m.**



*Figur 47 Jämförelse mellan geologisk tolkning med samma upplösning som den geofysiska modellen (överst) och geofysisk modell (nederst). Markeringarna A-C diskuteras i texten, se också Figur 46.*

**Figure 47** *Geological model(above) with same resolution as the geophysical (below). See Figure 46 for legend.*

## 5 Diskussion och slutsatser

### 5.1 Avbildning av strukturer i heterogent berg med DCIP

Ett av huvudmålen med detta projekt var att undersöka hur väl geoelektriska undersökningar i en heterogen berggrund kan avbilda geologiska strukturer. Möjligheten att dokumentera bergguttaget i Dalby stenbrott har givit en möjlighet att jämföra den geologiska verkligheten med resultat från resistivitets- och IP-mätningar.

Förmågan att avbilda geologiska strukturer beror på undersökningens utformning, den använda inversionsprocessen samt datakvalitet. Datakvaliteten påverkas vid mättillfället av utförandet, till exempel genom att säkerställa god elektrodkontakt, men också genom att anpassa utformningen av mätningen till objektet. Redan under planeringsstadiet av en DCIP-undersökning finns alltså flera faktorer som kan påverka resultatet och mätningarnas upplösning, som ges av bland annat mätlinjernas placering i förhållande till de förväntade strukturerna och det elektrodavstånd som väljs.

I detta projekt placerades mätlinjerna ut parallellt med pallens kant för att maximera överlappningen mellan den undersökta volymen och kommande bergguttag. Vidare valdes ett elektrodavstånd som förväntades ge bra data ner till minst 20 meters djup utan att förlora för mycket upplösning nära markytan.

Vid datainversionen kan många inställningar väljas, bland annat diskretisering och regularisering. Med de parametrar för datainsamling och inversion som användes i detta projekt<sup>2</sup> visade resultaten att en tydlig sprickzon i berget och en leromvandlad zon kunde identifieras, båda som lågresistiva anomalier.

Vidare kunde en högresistiv zon i NO-SV riktning identifieras, samt spår av förmodad vägsaltning nära markytan. Det är tydligt att riktningarna på de detekterade anomalierna i plan med förmodat geologiskt ursprung följer förväntade riktningar på geologiska strukturer i området.

Vid en jämförelse med den geologiska dokumentationen (panorama, drönarmodell och geologisk dokumentation) framgick det att lutande geologiska strukturer (till exempel amfibolitstråken) inte återspeglas i inversionsmodellerna. Anledningen till detta är oklar. Antingen är de fysiska kontrasterna mellan till exempel granitisk gnejs och amfibolit för små för att detekteras med geoelektriska metoder, eller så misslyckas den numeriska inversionsprocessen med att representera lutande strukturer korrekt.

Flera test med olika inversionsinställningar gjordes utan att lutande strukturer framträdde i modellerna. Det innebär inte att förekomsten av sådana kan ute-

---

<sup>2</sup> I denna studie inverterades data i Res3DInv (ver 3.11.62) med robust L1-norm, och vertikala, horisontella, diagonala och rymddiagonala bivillkor. Modellen diskretiserades i 160x120 element med storleken 1x1 i horisontalplan och 13 lager med exponentiellt ökande cellhöjd i vertikalled.

slutas. En äkta 3D-undersökning/inversion kan möjligtvis ge tydligare information längs rymddiagonalerna.

De lutande vertikala strukturerna i bergväggen indikerar att det finns en storskalig anisotropi i materialet. Det är sannolikt att ledningsförmågan i berget är högre parallellt med än vinkelrätt mot till exempel sprickplan men idag finns inga färdiga inversionsprogram som hanterar anisotropi även om utveckling sker inom området (Wiese et al. 2015; Kenkel & Kemna 2017). Ämnet är fortfarande ett aktivt forskningsområde gällande till exempel vilka mätprotokoll som är lämpliga för bestämning av anisotropa materialegenskaper.

## 5.2 Detaljnivå och materialkontraster

Möjligheten att identifiera varierande materialegenskaper i marken är beroende av en mätbar kontrast i fysiska egenskaper, i detta fall elektriska egenskaper. Detta projekt visar att variationer i lerinnehåll, porositet och vatteninnehåll kan detekteras med både resistivitet och IP. Möjligtvis kan en viss skillnad mellan olika typer av granitiska gnejser och amfiboliter detekteras med resistivitet, om innehållet av konduktiva mineral skiljer sig åt.

Mätbara variationer i IP är till stor del beroende av ett visst vatteninnehåll i det geologiska materialet, eftersom polarisering av mineralkorn förutsätter att elektriska dubbellager bildas i vattenfilmen kring dessa. Resultaten från denna studie indikerar en lägre grad av variation i IP-egenskaper jämfört med resistivitetsegenskaper. IP-värdena var generellt låga i volymen med undantag av

- förmodat lervittrade zoner (där IP-signalen ökade och den vattenhållande kapaciteten förmodligen är större)
- zoner med högre ledningsförmåga (där IP-signalen minskade och porositeten eller salthalten förmodligen ökade).

En möjlig anledning till den relativt homogena IP-modellen kan ha att göra med inversionsinställningarna. Då resistivitets- och IP-modellerna är kopplade, tenderar inversionsprocessen i det använda programmet att prioritera bättre passning i resistivitetsmodellen på bekostnad av IP-modellen.

Det är förstås också möjligt att det finns få egenskaper i berggrunden som påverkar IP. De egenskaper som identifierats genom de geologiska undersökningarna och som teoretiskt skulle kunna ha betydelse är förekomsten av till exempel kvartskorn draperade med götit och hematitinnehåll i amfiboliter. Det är dock oklart om förekomsten av dessa är hög nog för att kunna detekteras med IP. Dessutom måste mineralerna vara i kontakt med vatten för att IP-effekten ska uppstå överhuvudtaget.

Det är tydligt att mer forskning kring framförallt IP-egenskaperna i kristallint berg behövs. I detta projekt fanns ursprungligen en idé om att utöka projektet genom att mäta elektriska egenskaper på bergprover i laboratorium. Syftet med laboratoriemätningarna skulle vara att i större detalj kunna jämföra bergartsegenskaper med elektriska signaler som stöd för tolkningen av fältdata.

Bergkärnor lånades in av Sydsten i detta syfte, men praktiska mätproblem uppstod. Då porositeten är låg i bergkärnorna är resistansen för hög för att få ström genom kärnorna med den använda utrustningen. Samtidigt finns av borrhåstekniska skäl inga intakta bergkärnor av "dålig kvalitet" med hög porositet eller lervittringsgrad att tillgå. Laboratoriemätningar med resistivitet och IP var därför ogenomförbara.

I liknande framtida projekt föreslås istället DCIP-mätningar i borrhål för att med högre detaljnivå kunna undersöka berg av både god och dålig kvalitet. Borrhålsmätningarna kan kombineras med borrhålsloggning av till exempel porositet, lerinnehåll och akustiska egenskaper för att få fram användbara referensdata.

### **5.3 Användning av DCIP i infrastrukturprojekt och bergtäktsverksamhet**

Huvudsyftet med projektet är att undersöka om geofysiska mätningar kan förbättra planeringen av bergarbeten i infrastrukturprojekt, men resultaten kan tillämpas vid allt bergbyggnadsarbete, t.ex. i bergtäkter eller inom gruvindustrin.

Resultaten bekräftar att DCIP i den undersökta miljön kan användas för att indikera lervittrade zoner, svaghetsstrukturer och uppkrossade zoner.

Detta kan användas till att särskilja bergmassa med zoner av lervittring eller med potentiellt högt finmaterialinnehåll efter krossning från annat berg, vilket ger en möjlighet till att bedöma kvaliteten innan loss hållning skett.

#### **5.3.1 Metod**

Några viktiga insikter har erhållits vad gäller användningen av DCIP för karakterisering av bergmassor:

Mätningar med DCIP har en varierande detaljupplösning. Små objekt och snabba variationer i elektriska egenskaper kan avbildas nära markytan, men på grund av mättekniken (fördelningen av strömbanor i marken) och modelldiskretisering blir bilden mer lågupplöst ju längre från markytan man kommer. Detta kan leda till missuppfattningar, speciellt i de fall modellvärdena interpoleras i samband med visualiseringen. Jämförande studier av olika metoder för att visualisera och beräkna modellupplösning, osäkerhet och s.k. känslighet i redovisade resultat bör därför få hög prioritet i framtida utvecklingsarbete.

I denna studie är det visualiserade djupet i modellerna mindre (20 m) än det maximala djupet i inversionsmodellerna (drygt 34 m). Det maximala djupet kan uppskattas från mätuppställningen, som designades utifrån pallhöjden (20 m), och har stämts av mot beräknad känslighet och modellupplösning i den resulterande 3D-modellen. Samtliga modellresultat som visas i denna projektrapport förmodas därför vara tillräckligt högupplösta för att tolkas, även i de nedre delarna av inversionsmodellerna.

Den spatiala upplösningen kan förbättras genom att förändra mätförfarandet. En metod är att installera elektroder i borrhål, utöver de ytförlagda elektroderna. Idealiskt skulle även horisontella borrhål kunna användas. Detta medför praktiska

svårigheter, men även här ser vi en stor utvecklingspotential inför framtiden. I den speciella geometri som finns i en bergtäkt (eller vid annan pallsprängning) blir dessa kompletterande elektrodinstallationer enklare att genomföra, varför en bergtäkt möjligen kan vara en lämplig experimentlokal för sådana försök.

I projektet användes en mätmetod ("Pseudo-3D") där mätningarna utförs i parallella linjer som etableras linje för linje. En utvecklad mätmetod är att installera samtliga elektroder i mätområdet på markytan och använda kombinationer av elektroder över hela ytan, istället för som nu i en linje i taget.

I projektet har moderna instrument med en effektiv strömsändningsteknik använts, vilket har ökat effektiviteten och förbättrat datakvalitet (Olsson 2018). Fortfarande kan dock instrumenten utvecklas mot ännu effektivare mätningar, till exempel genom att använda fler kanaler för potentialmätningen, dynamiska mätprotokoll och adaptiv strömsändning som anpassar mätningen till de faktiska förhållandena på platsen.



## 6 Förslag till fortsatt arbete

Urbergsmiljön i Dalby stenbrott är komplex. I studien skulle det ha varit omöjligt att få tillräckligt hög precision i geologiska observationerna om konventionella verifieringsmetoder som kärnborrning och borrhålmätningar hade använts. Geologin är dock inte unikt komplicerad, och det vore av intresse att kunna undersöka hur bra en konventionell undersökning med ett (begränsat antal) kärnborrningar kombinerat med geofysik kan bli jämfört med en totalundersökning som i detta projekt. I så fall skulle en volym först karakteriseras med konventionella metoder och geofysik, därefter följer en undersökningsinsats liknande den som här beskrivits. Studien kan med fördel utföras både i kristallint och sedimentärt berg, liksom i material med olika konsolideringsgrad.

Resultaten i undersökningen är emellertid lovande, och dessutom samstämmiga med andra försök där DCIP har använts för att kartera bergkvalitet, se exempelvis (Dahlin et al. 1999) eller (Danielsen & Dahlin 2009).

Det står dock klart att en bedömning av geologiska egenskaper grundat på visuella attribut inte räcker för att förklara alla anomalier i den geofysiska modellen. Detta är speciellt uttalat för IP-resultaten, vilket är förväntat då IP-effekter är starkt beroende av geomaterialens inre sammansättning, porfyllnad och struktur i mikroskala och uppåt. Den ansats att försöka påvisa dessa samband som gjorts i projektet har inte fullt ut kunnat förklara alla anomalier. Fler och mer detaljerade laboratoriestudier med syfte att kvantifiera dessa komplexa effekter kan tillföra kunskap, men laboratorieförsök i andra skalor upp till mesoskala (kubikmeter) vore ännu mer relevant. En stor svårighet som måste övervinnas är den höga kontaktresistans som uppstår vid försök av detta slag. Detta kräver utveckling av ny instrumentering eller anpassning av befintliga instrument.

Resistivitetsanomalierna kan förklaras bättre av de visuella observationer som gjorts. Detta beror på att resistiviteten i högre utsträckning beror på bergmassans sammansättning och makrostrukturer som sprickor, men även här finns ett behov av att kvantifiera och studera samband i laboratorieskala.

I projektets planeringsskede fanns ambitionen att studera berget in situ på nära håll, och att kunna göra mätningar på bergväggen. Detta visade sig vara omöjligt att genomföra fullt ut av säkerhetsskäl. Ett alternativ skulle kunna vara att utföra borrhålmätningar av geofysiska materialegenskaper. Sådana mätningar skulle med fördel kunna kombineras med de ovan nämnda laboratoriestudierna i mesoskala, och de skulle ge värdefull information för att kunna bedöma fältmätningarnas noggrannhet och spatiala upplösning.

Ett kvarstående behov vad gäller fältmätningar är att på ett bättre sätt kunna visualisera och beräkna modellupplösning, osäkerhet och s.k. känslighet i redovisade resultat. Detta bör få hög prioritet i framtida metodarbete.

För att optimera modellupplösning och minimera osäkerheter i inversionsresultaten finns potential att utveckla strömvågform och mätprotokoll

så att de dynamiskt anpassas efter faktiska fältförhållanden i termer av de elektriska egenskapernas fördelning (geologi) och med hänsyn till elektriska störningar. En serie fältförsök med olika design där upplösning, elektrodavstånd och mätprotokoll systematiskt varieras, följt av en geologisk totalundersökning enligt ovan skulle ge värdefulla insikter.

Andra geofysiska metoder än DCIP har möjlighet att tillföra information, och jämförande studier av olika metoder bör få hög prioritet i framtida utvecklingsarbete. Radarmätningar har exempelvis sedan länge med gott resultat använts för att kartera sprickor i berg, se till exempel (Bjelm et al. 1982). Med ansatsen att mängden återspridd (backscattered) energi i radarsignalen svarar mot sprickighet har försök gjorts att klassificera bergmassans kvalitet med radarmätningar (Orlando 2003). I flera studier gjorda både i laboratorium och i fält visas att slutsatser om sprickvidd och egenskaper hos porvätska i sprickorna kan göras, baserat på radarmätningar (Markovaara-Koivisto et al. 2014; Grégoire & Halleux 2002; Lane et al. 2000).

De tredimensionella modeller som produceras med drönarfotografering används redan rutinmässigt i anläggningsbranschen över mark. Drönarflygning under mark är en gammal idé. En lyckad implementering kommer att ge samma fördelar som över mark, men genomförandet är av flera skäl problematiskt. I dagsläget (2018) pågår ett intensivt utvecklingsarbete både i industrin och i forsknings-sammanhang. Att kombinera geofysiska undermarksundersökningar med drönare som ger geometri, samt fotografisk dokumentation av berget är av stort intresse.

En anslutande användning av geofysik som efterfrågats, men som inte explicit har utvärderats i projektet är att bedöma jordlagars mäktighet inför avbaning.

## Referenser

- Adobe, 2016. Adobe Photoshop File Formats Specification. Available at: <https://www.adobe.com/devnet-apps/photoshop/fileformats.html> [Accessed August 11, 2018].
- Aguerrebere, C. et al., 2014. Best Algorithms for HDR Image Generation. A Study of Performance Bounds. *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 7(1), pp.1–34. Available at: <http://epubs.siam.org/doi/10.1137/120891952>.
- Alm, P.-G., Jonsson, P. & Bjelm, L., 2013. *FÖRUNDESRÖKNINGSMETODERS VÄRDE OCH NYTTA UR PROGNOSSYNPUNKT VID TUNNELBYGGANDE*, Stockholm: Stiftelsen Bergteknisk Forskning.
- Bergman, S.G.-A. & Carlsson, A., 1986. *Förundersökningar i berg. Rekommendationer för förundersökningar, prognoser och utlåtanden*, Bery, A.A. et al., 2012. Electrical Resistivity and Induced Polarization Data Correlation with Conductivity for Iron Ore Exploration. *The Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 17.
- Binley, A., 2015. Tools and Techniques: Electrical Methods. In *Treatise on Geophysics*. pp. 233–259.
- Brown, M. & Lowe, D.G., 2007. Automatic panoramic image stitching using invariant features. *International Journal of Computer Vision*, 74(1), pp.59–73.
- Carrivick, J., Smith, M. & Quincey, D., 2016. *Structure from motion in the geosciences.*, Chichester, West Sussex, SQ, UK ; Ames, Iowa : Wiley Blackwell, [2016]. Available at: <http://ludwig.lub.lu.se/login?url=http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat01310a&AN=lovisa.004931051&site=eds-live&scope=site>.
- Dahlin, T., 2000. Electrode charge-up effects in DC resistivity data acquisition using multi electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 48(1), pp.181–187.
- Dahlin, T., Bjelm, L. & Svensson, C., 1999. Use of electrical imaging in site investigations for a railway tunnel through the Hallandsås Horst, Sweden. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology*, 32(2), pp.163–173. Available at: <http://lup.lub.lu.se/record/2344575/file/4064854.pdf>.
- Danielsen, B.E. & Dahlin, T., 2009. Comparison of geoelectrical imaging and tunnel documentation at the Hallandsås Tunnel, Sweden. *Engineering Geology*, 107(3–4), pp.118–129. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.05.005>.
- Erlström, M. et al., 2016. Geologisk information för geoenergianläggningar – en översikt. In Swedish Geological Survey.
- Fiandaca, G. et al., 2013. Resolving spectral information from time domain induced polarization data through 2-D inversion. *Geophysical Journal International*, 192(2), pp.631–646.
- Fiandaca, G., Auken, E. & Christiansen, A.V., 2016. Advances in spectral inversion of time-domain induced polarization Spectral inversion of time domain IP. *Proceedings of the 4th International Workshop on Induced Polarization*, 0(1), pp.1–5.

- Franklin, J.A., Maerz, N.H. & Bennett, C.P., 1988. Rock mass characterization using photoanalysis. *International Journal of Mining and Geological Engineering*, 6(2), pp.97–112.
- Haenselmann, T. et al., 2009. Multi perspective panoramic imaging. *Image and Vision Computing*, 27(4), pp.391–401. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.imavis.2008.06.008>.
- Halling, J., 2015. *Inventering av sprickmineraliseringar i en del av Sorgenfrei-Tornquistzonen, Dalby stenbrott, Skåne*. Lunds universitet.
- Helfrich, H. et al., 1979. *Förundersökningars värde och omfattning* S. B. F. BeFO, ed., Stockholm.
- Huisman, J.A. et al., 2014. Spectral induced polarization of goethite nanoparticles. In *American Geophysical Union Fall Meeting*.
- Johansson, S., 2016. *From microstructure to subsurface characterization - Spectral information from field scale time domain induced polarization*. Lund University.
- Johansson, S. et al., 2017. Investigations of a Cretaceous limestone with spectral induced polarization and scanning electron microscopy. *Geophysical Journal International*, 208(2).
- Kenkel, J. & Kemna, A., 2017. Sensitivity of 2-D complex resistivity measurements to subsurface anisotropy. *Geophysical Journal International*, 208(2), pp.1043–1057.
- Kim, Y. & Bruland, A., 2009. Effect of rock mass quality on construction time in a road tunnel. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 24(5), pp.584–591. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tust.2009.02.004>.
- Lato, M.J. & Vöge, M., 2012. Automated mapping of rock discontinuities in 3D lidar and photogrammetry models. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 54, pp.150–158.
- Lowe, D.G., 2004. Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), pp.91–110.
- Magnusson, M.K., Fernlund, J.M.R. & Dahlin, T., 2010. Geoelectrical imaging in the interpretation of geological conditions affecting quarry operations. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 69(3), pp.465–486.
- Malmtoorp, J. & Lundman, P., 2010. *Förundersökningar vid undermarksprojekt. - Osäkerheter och deras hantering*, Borlänge: Trafikverket.
- Mann, S. & Picard, R.W., 1995. On Being 'undigital' With Digital Cameras: Extending Dynamic Range By Combining Differently Exposed Pictures. In *Proceedings of IS&T's 48th Annual Conference*. Springfield, VA: Society for Imaging Science and Technology, pp. 442–448. Available at: [http://wearcam.org/is\\_t95\\_myversion.pdf](http://wearcam.org/is_t95_myversion.pdf).
- Marescot, L., Monnet, R. & Chapellier, D., 2008. Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98(1–2), pp.18–28.

- Mark, R. & Billo, E., 2012. *Using super-high resolution panoramas (Gigapans) to document and study rock art panels*.
- Martin, C., Tannant, D. & Lan, H., 2007. Comparison of terrestrial-based, high resolution, LiDAR and digital photogrammetry surveys of a rock slope. In *Rock Mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands*. Taylor & Francis, pp. 37–44. Available at: <http://www.crcnetbase.com/doi/abs/10.1201/NOE0415444019-c5>.
- Moradi, S., 2014. *Geoelectrical Monitoring of Goethite Nanoparticle Transport*. Universität Stuttgart. Available at: <http://user.fz-juelich.de/record/186375?ln=de>.
- NGI, 2013. Using the Q-system: rock mass classification and support design. , p.57. Available at: [http://www.ngi.no/upload/Fagomr?der/Ingeni?rgeologi\\_og\\_bergteknikk/Q-method Handbook 2013 eng web-version.pdf](http://www.ngi.no/upload/Fagomr?der/Ingeni?rgeologi_og_bergteknikk/Q-method Handbook 2013 eng web-version.pdf).
- Olsson, P.-I., 2018. *Advancements in acquisition, processing and modelling of time-domain induced polarization tomography*. Lund university.
- Olsson, P.-I., Fiandaca, G., et al., 2015. Impact of Time-domain IP Pulse Length on Measured Data and Inverted Models. In *Near Surface Geoscience 2015 - 21st European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.
- Olsson, P.-I., Dahlin, T., et al., 2015. Measuring time-domain spectral induced polarization in the on-time: decreasing acquisition time and increasing signal-to-noise ratio. *Journal of Applied Geophysics*, 123, pp.316–321.
- Olsson, P.I. et al., 2016. Doubling the spectrum of time-domain induced polarization by harmonic de-noising, drift correction, spike removal, tapered gating and data uncertainty estimation. *Geophysical Journal International*, 207(2), pp.774–784.
- Pelton, W.H. et al., 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43(3), pp.588–609.
- Priest, S.D. & Hudson, J.A., 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and*, 18(3), pp.183–197.
- Raghavan, V. et al., 1995. Automatic lineament extraction from digital images using a segment tracing and rotation transformation approach. *Computers and Geosciences*, 21(4), pp.555–591.
- Reid, T.R. & Harrison, J.P., 2000. A semi-automated methodology for discontinuity trace detection in digital images of rock mass exposures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(7), pp.1073–1089.
- Riedmüller, G. & Schubert, W., 1999. Critical Comments on Quantitative Rock Mass Classifications. *Felsbau*, 17(3), pp.164–167.
- Rossi, M. et al., 2017. Mapping geological structures in bedrock via large-scale direct current resistivity and time-domain induced polarization tomography. *Near Surf. Geophys.*, 15, pp.657–667.
- Rønning, J.S., 2003. *Miljø- og samfunnstjenlige tunneler: Delprosjekt A, Forundersøkelser. Sluttrapport*, Trondheim: NGU.

- Rønning, J.S. et al., 2014. Resistivity mapping as a tool for identification and characterisation of weakness zones in crystalline bedrock: definition and testing of an interpretational model. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(4), pp.1225–1244.
- Salazar, S.E. et al., 2018. *Remote Identification, Characterization and Monitoring of Erosional Processes*, Oslo: NGI, Norges geotekniske institutt.
- Singh, B. & Goel, R.K., 1999. Preface. In B. Singh & R. K. B. T.-R. M. C. Goel, eds. Oxford: Elsevier Science Ltd, pp. vi–vii. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780080430133500006>
- Slater, L. & Lesmes, D.P., 2002. Electrical-hydraulic relationships observed for unconsolidated sediments. *Water Resources Research*, 38(10), pp.1–13.
- Szeliski, R. & Kang, S., 1994. Recovering 3D Shape and Motion from Image Streams Using Nonlinear Least Squares. *Journal of Visual Communication and Image Representation*, 5, pp.10–28.
- Vella, L. & Emerson, D., 2012. Electrical Properties of Magnetite- and Hematite-Rich Rocks and Ores. In *22nd ASEG Conference & Exhibition*. pp. 26–29.
- Vinegar, H.J. & Waxman, M.H., 1984. Induced polarization of shaly sands. *Geophysics*, 49(8), pp.1267–1287.
- Weidler, P.G., 1997. BET sample pretreatment of synthetic ferrihydrite and its influence on the determination of surface area and porosity. *Journal of Porous Materials*, 4.
- Westoby, M.J. et al., 2012. “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, pp.300–314. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.
- Wiese, T. et al., 2015. Resistivity inversion in 2-D anisotropic media: Numerical experiments. *Geophysical Journal International*, 201(1), pp.247–266.





Box 5501  
SE-114 82 Stockholm

info@befoonline.org • www.befoonline.org  
Besöksadress: Storgatan 19, Stockholm

ISSN 1104-1773