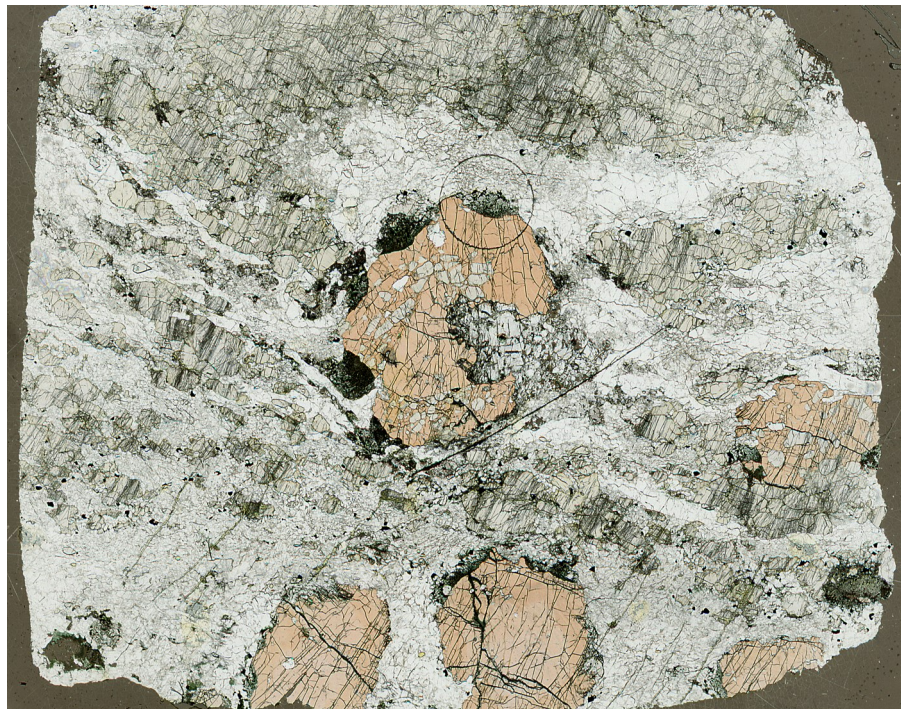


Petrografisk pilotstudie av en högmetamorf epidotrik bergart från Harbak, västra gnejsregionen i Norge

Linus Adler

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 693
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2024

Petrografisk pilotstudie av en högmetamorf epidotrik bergart från Harbak, västra gnejsregionen i Norge

Kandidatarbete
Linus Adler

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2024

Innehåll

1 Inledning	7
2 Bakgrund	7
2.1 Mineralgruppen epidot	7
2.2 Den västra gnejsregionen i Norge	8
2.3 Bergartens ursprung: Epidosit eller kalksilikat?	8
3 Material och metod	9
3.1 SEM-EDS	9
4 Petrografi	9
4.1 Textur	9
4.2.1 Granat	10
4.2.2 Epidot	11
4.2.3 Kvarts	12
4.2.4 Plagioklas	12
4.2.5 Övriga mineral	12
4.3 Symplektit	13
5 Mineralkemi	13
5.1.1 Granat	13
5.1.2 Epidot	13
5.1.3 Plagioklas	13
5.1.4 Skapolit	15
6 Tolkning/Diskussion	15
6.1 Paragenes	15
6.2 Stabilitet av epidot	15
7 Tack	16
Referenser	16
Bilaga I	18
Bilaga II	19
Bilaga III	20
Bilaga IV	20
Bilaga V	21
Bilaga VI	21
Bilaga VII	22
Bilaga VIII	22
Bilaga IX	23
Bilaga X	23

Omslagsbild: Tunnslip av en epidot-rik bergart från Harbak-halvön i Norge. Foto: Charlotte Möller.

Sammanfattning

LINUS ADLER

Adler, L., 2024: Petrografisk pilotstudie av en högmetamorf epidotrik bergart från Harbak, västra gnejsregionen i Norge. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 693, 23 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Den västra gnejsregionen (VGR) i Norge är ett prekambriskt basementområde i den kaledoniska bergskedjan i Skandinavien. Berggrunden i VGR genomgick metamorfos vid mycket höga tryck och temperaturer när den drogs djupt ned under den kaledonska kontinent-kollisionen. I norra VGR, strax söder om Roan, ligger Harbak-halvön. Berggrunden på Harbak består i huvudsak av bandad amfibolit och olika slags ortognejser som metamorfoserades vid $>800^{\circ}\text{C}$ och >12 kbar. I samband med tidigare fältarbeten har en mycket epidot-rik bergart påträffats som lager och linser inuti amfibolit. Upptäckten är av intresse eftersom mineralet epidot vanligtvis inte är stabilt vid temperaturer över ca. 600°C . Det finns två möjliga förklaringar till förekomsten av epidot trots hög temperatur under metamorfosen: 1. epidot har stabiliserats av ovanligt stora mängder av särskilda element, exempelvis Mn eller REE, eller 2. Bergarten har en bulk-kemisk sammansättning som är ovanligt rik på Ca, Al och Fe^{3+} vilka har främjat kristallisation av epidot. Petrografiska observationer i polarisationsmikroskop och analys med svepелеktronmikroskop (SEM) och energidispersiv röntgenanalys (EDS) av ett tunnslip från bergarten visar att huvudparagenesen är epidot (79–82% klinozoisit) + granat (49% almandin och 35% grossular) + plagioklas (50% albit) + kvarts + skapolit (74% meionit) + titanit + magnetit. EDS-analyserna visar inga halter av REE och endast mycket små mängder Mn i epidoten från Harbak. Däremot finns höga halter av Ca, Al och Fe i både epidot och i andra mineral i bergarten, exempelvis granat, plagioklas och titanit, vilket indikerar att det är den bulk-kemiska sammansättningen som har stabiliserat epidot. Bergartens ursprung (protolit) är inte känt men kan tänkas vara antingen en epidosit eller en kalksilikatbergart.

Nyckelord: VGR, epidot, harbak-halvön, epidosit, kalksilikatbergart.

Handledare: Charlotte Möller

Ämnesinriktning: Metamorf petrologi

Linus Adler, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: linusadler90@yahoo.se

Abstract

LINUS ADLER

Linus, A., 2024: Petrografisk pilotstudie av en högmetamorf epidotrik bergart från Harbak, västra gnejsregionen i Norge. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 693, 23 pp. 15 hp (15 ECTS credits)

Abstract: The Western Gneiss Region (WGR) in Norway is a high-grade metamorphic domain in the Scandinavian Caledonides that represent the parautochthonous Precambrian Baltica basement that subducted beneath Laurentia during the Caledonian continent collision. In the Northern WGR, south of Roan, lies the Harbak peninsula. The bedrock of Harbak consists of banded amphibolite and various orthogneisses that have both undergone high-grade metamorphism, estimated at $>800^{\circ}\text{C}$ and >12 kbar. Past field studies found an epidote-rich rock within an amphibolite. Epidote is not usually stable at temperatures above ca. 600°C , hence the discovery is of interest. There are two plausible explanations for the occurrence of epidote at high temperatures: 1) Certain elements, such as Mn or REE, stabilized the mineral, or 2) an unusual bulk-chemical composition, rich in Ca, Al and Fe^{3+} , have favored the crystallization of epidote. Petrographic observations were made using polarizing microscope and analysis using scanning electron microscopy (SEM) linked with energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDS) of a thin section from the epidote-rich rock. These investigations have revealed that the main mineral assemblage is epidote (79–82% clinozoisite) + garnet (49% almandine and 35% grossular) + plagioclase (50% albite) + quartz + scapolite (74% meionite) + titanite + magnetite. The EDS analyses show no traces of REE and only minor quantities of Mn in the epidote from Harbak. However, the rock contains large amounts of Ca, Al and Fe as detected in epidote as well as in the coexisting minerals, such as garnet, plagioclase and titanite. This indicates that an unusual bulk-chemical composition, rich in these elements, stabilized the crystallization of epidote. The primary origin of the rock (the protolith) is not known but may be either an epidosite or a calc-silicate rock.

Keywords: WGR, epidote, harbak, epidosite, calc-silicate rock.

Supervisor(s): Charlotte Möller

Subject: Metamorphic petrology

Linus Adler, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: linusadler90@yahoo.se

1 Inledning

Detta arbete innehåller en petrografisk beskrivning av en epidot-rik bergart som påträffats på Harbak-halvön i västra Trøndelag, Norge, i en del av den västra gnejsregionen (VGR). VGR är ett av världens största områden av högtrycksmetamorf berggrund och sträcker sig >50 000 km² längs den norska kusten (Cuthbert et al., 2000; Hacker et al., 2010). Området där den epidotrika bergarten har påträffats genomgick metamorfos vid ca. 800–870°C och 12–15 kbar (Johansson & Möller, 1986; Möller, 1990; Möller et al., 2024). Den epidotrika bergarten är av intresse eftersom epidot är ett mineral som vanligtvis inte är stabilt vid temperaturer över ca. 600°C (Winter, 2014). En möjlig förklaring till stabilisering av epidot trots de höga temperaturförhållandena är att ovanligt stora mängder av vissa element, exempelvis Mn eller REE, har stabiliserat mineralet. En annan möjlig förklaring är en ovanlig bulk-kemisk sammansättning av bergarten.

Genom att petrografiskt beskriva ett tunnslip av bergarten med polarisationsmikroskopi, tillsammans med svepelektronmikroskopi (SEM) kopplat till energidispersiv röntgenspektroskopi (EDS), är det möjligt att kemiskt klassificera mineral i epidot-bergarten. Målet med dessa undersökningar är att identifiera vilka/vilket element som eventuellt kan ha stabiliserat epidot vid de höga temperaturer som har präglat berggrunden på Harbak-halvön.

Bergartens ursprung (protolit*) är inte känd men kan tänkas vara antingen epidosit, vilket är en epidot-rik metasomatisk bergart, eller en kalksilikatbergart.

2 Bakgrund

2.1 Mineralgruppen epidot

Epidot-gruppen tillhör det monoklina kristallsystemet och beskrivs generellt enligt den kemiska formeln: A₂M₃(Si₂O₇)(SiO₄)(O, F)(OH, O). Kristallstrukturen har fem positioner (Figur 1). Två av dem bildar kedjor

och benämns M1 och M2. De upptas av treladdade katjoner: Al, Fe³⁺ och Mn³⁺ (samt i vissa fall Mg och undantagsvis Fe²⁺). Det tomma utrymmet mellan kedjorna ger upphov till två A-positioner som fylls av tvåladdade katjoner: Ca, Mn²⁺, Sr och Pb (samt i vissa fall REE-element). Den sista positionen, M3, finns på en av sidorna av kedjorna (M1 eller M2) och upptas av en treladdad katjon. Kedjorna kopplas samman med grupper av kisel-tetraeder och Si₂O₇ (Howie, 2005). Den kemiska formeln för "ren" epidot är Ca₂Al₂Fe³⁺Si₃O₁₂(OH), men bildar vanligtvis fast lösning med klinozoisit, Ca₂Al₃Si₃O₁₂(OH). Andra typiska mineral i epidotgruppen är piemontit, Ca₂Al₂Mn³⁺Si₃O₁₂(OH), och allanit, Ca-REE³⁺Al₂Fe²⁺Si₃O₁₂(OH) (Howie, 2005). Epidotgruppen delas in i tre undergrupper; klinozoisit-, allanit- och dollaseitundergrupperna. Mineral i epidotgruppen tilldelas en undergrupp baserat på vilka substitutioner som sker mellan jonerna (Howie, 2005). Substitutioner sker främst mellan katjoner men kan också ske mellan anjoner (Frei et al., 2004).

Ett karaktäristiskt drag för epidot i allanit- och dollaseitundergrupperna är deras förmåga att inkorporera REE i kristallgittret. Bergarter med sådan epidot utgör några av de viktigaste källorna för REE i jordskorpan (Frei et al., 2004).

Epidot, som tillsammans med klinozoisit utgör de vanligaste epidot-mineral, har den kemiska formeln: Ca₂Al₂Fe³⁺Si₃O₁₂(OH) (Howie, 2005). De bildas vanligtvis vid regionalmetamorfos, den typ av metamorfos som inträffar vid orogener, i grönskiffer- och lägre amfibolit-facies (Howie, 2005). Vid dessa metamorfa förhållanden förekommer epidot och klinozoisit i flera olika mineralparageneser, exempelvis tillsammans med klorit, tremolit, hornblende och Na-rik plagioklas. Utöver regionalmetamorfos bildas också epidot och klinozoisit vid kontaktmetamorfos av kalkrika bergarter (kalksilikatbergarter), i jämvikt med andra mineral, exempelvis granat, klinopyroxen, kalcit och plagioklas

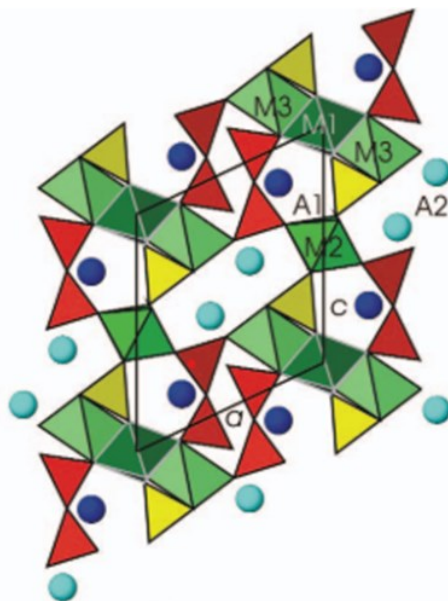


Fig. 1. Kristallstrukturen för epidot (klinozoisit). Gul: kisel-tetraedrar; röd: grupper av Si₂O₇, som sammanlänkar kedjorna M1, M2 och M3 (gröna). M-positionerna upptas av treladdade katjoner: Al, Fe³⁺ och Mn³⁺ (samt i vissa fall Mg och undantagsvis Fe²⁺). A-positioner representeras av de ljus- och mörkblå sfärerna mellan kedjorna, och upptas av tvåladdade katjoner: Ca, Mn²⁺, Sr och Pb (samt i vissa fall REE-element). Figuren är tagen från Armbruster (2006).

*Protolit i detta arbete syftar på en metamorf bergart.

(Howie, 2005).

Epidot är stabilt vid höga tryck men sällan vid temperaturer som överstiger 600°C (Figur 2). Däremot är det möjligt för epidot-mineral att kristallisera vid retrograd metamorfos, dvs under avkylning efter att högsta temperatur har uppnåtts (Howie, 2005). I särskilda fall bildas epidot vid höga temperaturer som vanligtvis inte är gynnsamma för epidot. Detta kan bero på att det förekommer en ovanligt stor mängd av ett eller flera element som stabiliserar mineralet.

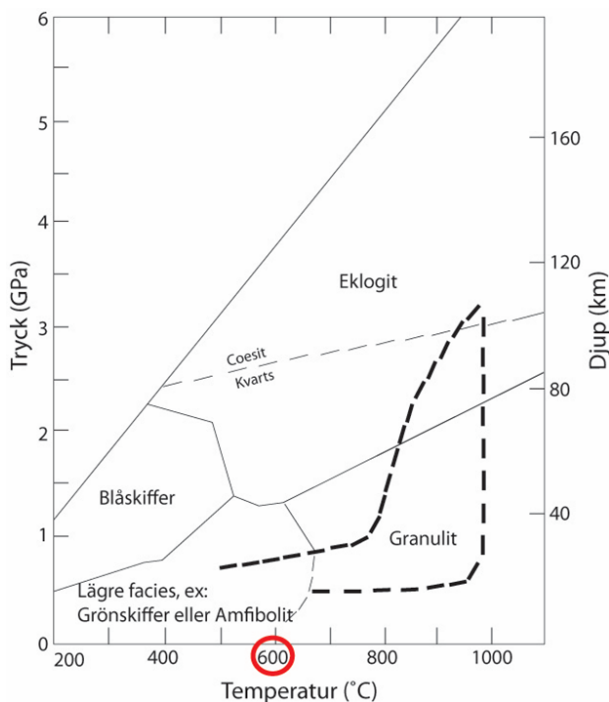


Fig. 2. Tryck-temperatur-diagram som visar den generella utvecklingen (streckad linje, s.k. *P-T path*) för den västra gnejsregionen (Hacker et al., 2010) under den kaledoniska kontinent-kollisionen. Vid ungefär >3 GPa skedde slab-break-off och upplyftningen initierades. Trycket minskade då snabbt medan avkylningen skedde först senare, vid tryck omkring 0.6GPa. Epidot är normalt stabilt i grönskiffer-facies och lägre amfibolit-facies, det vill säga inte mer än ca. 600°C (markerat rött i figuren). Diagrammet är modifierat från Winter (2014).

2.2 Den västra gnejsregionen i Norge

För 430–400 miljoner år sedan inträffade den skandiska fasen av den kaledoniska orogenesisen, orsakad av förslutningen av Iapetushavet, kontinent-kollision och subduktion av Baltika under Laurentia. Bergskedjebildningen medförde att det bildades tjocka lager av skolor från delar av Laurentia, Iapetushavet och Baltika. Den nedersta sekvensen utgörs av autokton av prekambrikt basement av Baltika, vilka är exponerade i tektoniska fönster. Den största av dem är den västra gnejsregionen - VGR (Gee et al., 1985).

VGR är känt för att vara ett av världens till ytan största områden av metamorfa bergarter bildade vid extremt höga tryck (Cuthbert et al., 2000; Hacker et al., 2010). VGR består av bergarter som kristalliserat vid *P-T*-förhållanden representativa för huvudsakligen eklogit-facies, men även granulit-facies och övre amfibolit-facies (Engvik, 2018). Den metamorfa graden ökar norrut i VGR och de högst uppmätta *P-T*-värdena är

>32 kbar respektive >800°C i nordvästra VGR (Cuthbert et al., 2000), där framkanten av Baltika uppnådde de största djupen vid orogenesisen. I de nordvästra delarna av VGR har fyndigheter av koesit, en högmetamorf polymorf av kvarts, och diamant, en högmetamorf polymorf av grafitt, påträffats. De här upptäckterna är av betydelse eftersom de indikerar ultrahögtrycks- (UHP-) -metamorfos.

Trots att VGR är känt för dess förekomst av eklogit och granatperiodotit (Cuthbert et al., 2000), består berggrunden i VGR till största del av diverse gnejser av proterozoisk ålder. Andra bergarter som förekommer i VGR är: amfibolit, kalksilikatbergarter, kvartsit och glimmerskiffer (Engvik, 2018). I norra VGR, strax söder om Roan, ligger Harbak-halvön. Berggrunden på Harbak består i huvudsak av gnejsig amfibolit och diverse ortognejser (Figur 3) (Solli et al., 1997) och *P-T*-förhållandena på Harbak-halvön beräknas vara >800°C och >12 kbar (Möller 1990). I amfiboliten förekommer det linser och lager av en epidot-rik bergart. Upptäckten är unik för Harbak-halvön, eftersom epidot inte har påträffats på andra lokaler i området.

2.3 Bergartens ursprung: epidot eller kalksilikat?

Det finns två slags silikatbergarter som är rika på element som främjar stabilisering av epidot, dvs. Ca, Al och Fe³⁺: epidosit och kalksilikat. Dessa två bergarter har helt olika ursprung.

Epidosit är en metasomatiskt bildad bergart som består av ungefär lika delar kvarts och epidot. Utöver det innehåller epidosit även mindre mängder av andra mineral: klorit, ilmenit, magnetit, sulfider och aktinolit (Banerjee, 2000). Epidosit bildas i hydrotermala miljöer, exempelvis i uppströmningszoner som finns längst ned i de malmbildande hydrotermala system som förekommer vid mitt-oceaniska-ryggar (Banerjee, 2000; Wang *et al.*, 2012). Den metasomatiska processen sker genom att upphettat havsvatten tränger igenom den oceaniska jordskorpan, kemiskt ersätter dess mineral, helt raderar den ursprungliga texturen av den magmatiska protoliten, och bildar epidosit (Banerjee, 2000; Gilgen, 2016). Gabbro, basalt och i mindre utsträckning plagiogranit är bergarter som kan bli omvandlade till epidosit (Gilgen, 2016). När det upphettade vattnet når ytan bildas "black smokers" som också avsätter sulfidmalm (Banerjee, 2000; Gilgen, 2016). Det är oftast av intresse att studera förekomsten av epidosit eftersom det kan finnas malmkroppar som är rika på Zn och Cu i närheten.

Kalksilikatbergarter bildas från kalkrika protoliter, exempelvis kalksten och dolomit, som även innehåller silikatmineral (Winter, 2014). Likt epidosit bildas kalksilikatbergarter också genom metasomatos, exempelvis mellan en kalksten och en magmatisk bergart (Schmädicke, 2001). Mineralparageneser i kalksilikatbergarter är känsliga för förändringar i tryck, temperatur och sammansättningen av fluider, vilket gör det möjligt att tolka tryck- och temperatur-förhållandena under metamorfosen (Schmädicke, 2001).

Kalksilikatbergarter innehåller ofta flera mineral, däribland granat, epidot, pyroxen och karbonatmineral (Schmädicke, 2001). Kemiska analyser som har utförts på kalksilikatbergarter och epidosit visar att de kan innehålla höga halter av REE. (Zahid *et al.*, 2016; Or-

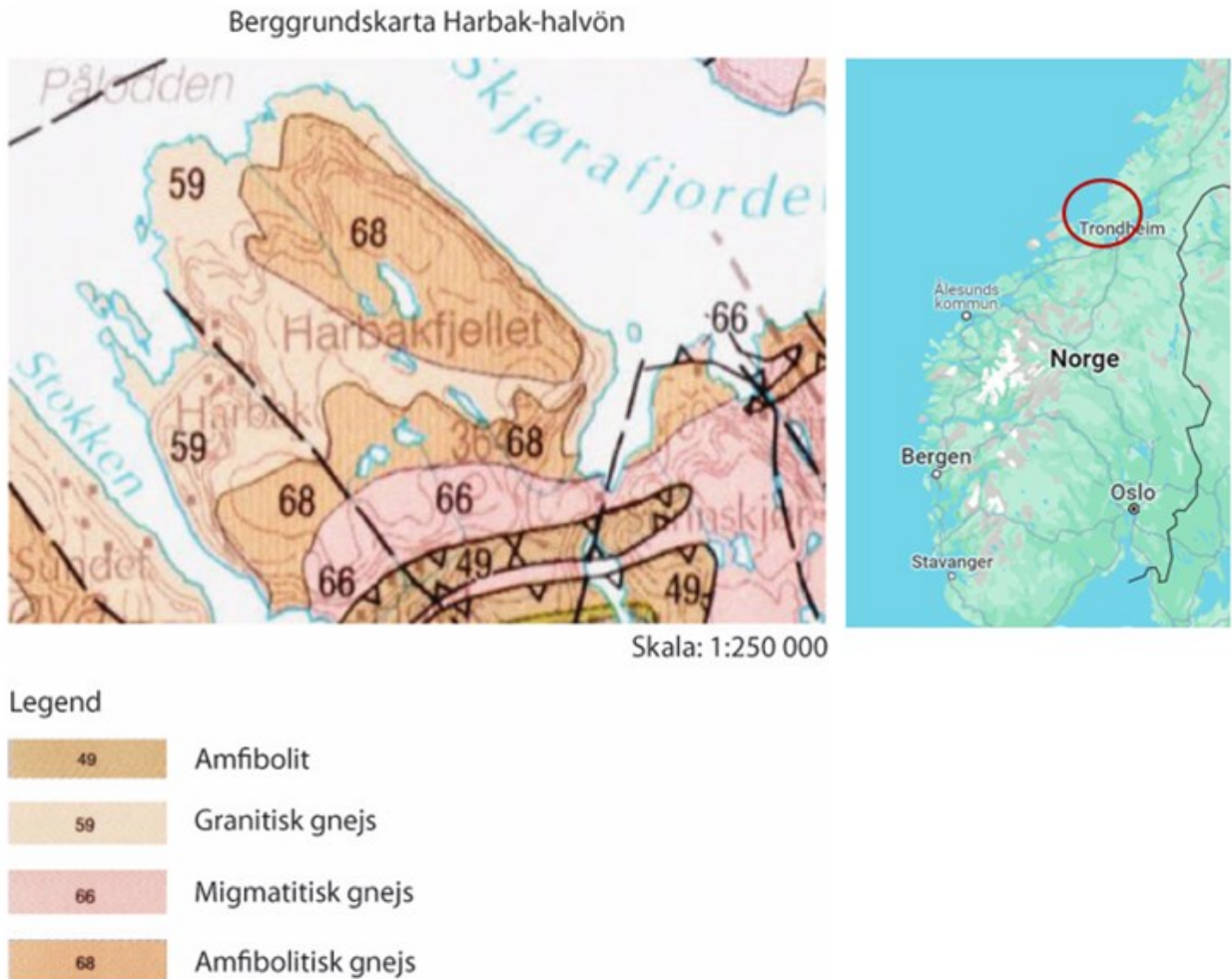


Fig. 3. Berggrundskarta över Harbak-halvön i västra Trøndelag, Norge, västra gnejsregionen. Utsnitt från berggrundskartan Namsos 1:250 000 av Solli et al (1997). Till höger en karta från Google Maps som visar var Harbak-halvön ligger.

donez-Calderon *et al.*, 2008; Cooper *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2012). Detta innebär att både epidosit och kalksilikatbergart är potentiella källor för bildning av epidot i allanit- och dollaseitundergrupperna.

3 Material & metod

Den epidot-rika bergarten från Harbakhalvön undersöktes. Polarisationsmikroskopi av tunnslip användes för petrografisk beskrivning av bergartens textur och mineralogi, samt för att identifiera huvudparagenesen.

3.1 SEM-EDS

Svepelektronmikroskop (SEM) och energidispersiv röntgenanalys (EDS) användes för att dokumentera finkorniga symplektiter, identifiera kemisk zonerings, och för att göra kvantitativ mineralkemisk analys. Bilden skapas genom en riktad elektronstråle som träffar tunnslipet, varav en del elektroner reflekteras till en detektor som i sin tur kan framställa en bild av provet. Eftersom alla element har olika fysikaliska egenskaper skickar varje enskilt element ut en röntgenstråle med olika våglängd som är signifikant för respektive element. Vid en analys i EDS registreras alla detekterade element samt mängden av dem i ett utvalt område av tunnslipet.

Tunnslipet kolbelades med ett 12 nm tjockt

kolskikt för att skapa ledningsförmåga på provet. Detta gjordes genom förångning av ett kolstift med en Agar Auto Carbon Coater.

Två slags undersökningar utfördes och bearbetades med Oxford Instruments' analysprogram AZtec: elementkartor och punktanalyser. Elementkartor ger en bild över vilka element som finns i ett valt område. De undersökta områdena valdes ut efter observationer gjorda i polarisationsmikroskop. I en elementkarta representeras varje enskilt element av en färg. Ju mer av ett visst element som detekteras desto starkare blir färgen som elementet representeras av. Punktanalyser ger ett spektrum av alla element i ett mycket litet område, <5 mikrometer i diameter som används för beräkning av den kemiska sammansättningen av mineral. Spektra från olika mineral bearbetades därefter med AZtec samt i Excel.

4 Petrografi

4.1 Textur

Bergarten består huvudsakligen av epidot, plagioklas, granat och kvarts (Figur 4). Granat bildar fem 1,8–4,2 mm stora ljusröda porfyroblaster i ett matrix som består av linsformade aggregat av epidot, aggregat av plagioklas, aggregat av finkornig plagioklas + kvarts, samt

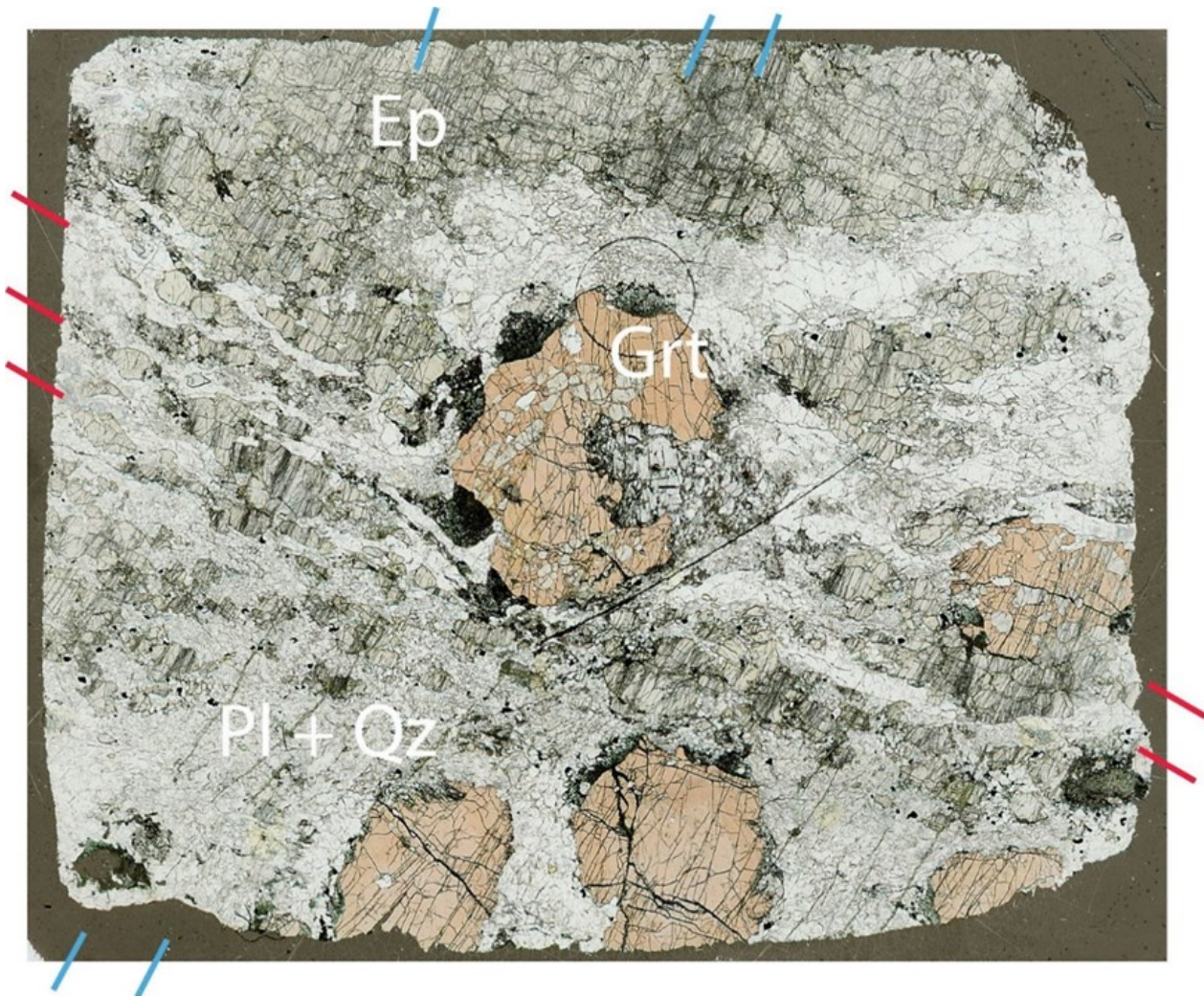


Fig. 4. Överblick av tunnslipet i planpolariserat ljus (PPL). Bergarten består huvudsakligen av epidot, plagioklas, granat och kvarts. De röda markeringarna är parallella med foliationen, som främst definieras av kvartsbanden och aggregat av epidot. De blå är parallella med de spröda sprickorna som är fyllda av epidot. Markeringen ovanför den centrala granaten visar en mörk symplektit. Notera att symplektiten i den centrala granaten bildar svansar i foliationsriktningen

0,5–1,0 mm breda och 2,0–5,0 mm långa kvartsband. Kvartsbanden definieras tillsammans med de långsträckta aggregaten en plastisk (gnejsig) deformationsstruktur (Figur 5a). Granatporfyroblasterna omsveps av dessa band- och linsformade aggregat och den största kristallen har svansar av en mörk symplektit på ömse sidor. Symplektiten består av sju olika mineral (identifierade med EDS-analys) och sitter längs kanterna av granatporfyroblasterna och i sprickor som skär genom dem (Figur 5b). Utöver den mörka symplektiten finns även en finkornig ljus symplektit, bestående av plagioklas och kvarts, mellan de grovkorniga aggregaten av epidot, plagioklas, kvarts, och granatporfyroblasterna.

I granaten finns inneslutningar av huvudsakligen epidot, mindre andel kvarts och magnetit, och några få titanitkorn. Det finns ett korn av skapolit som är delvis inneslutet i den största granatporfyroblasten (Figur 5c). Inneslutningar av dessa mineral, förutom skapolit, finns också i de flesta av övriga mineral i provet.

Epidot utgör ungefär hälften av tunnslipet och bildar monomineraliska, mer eller mindre granoblastiska, aggregat av 0,2–1 mm stora kristaller, vilka är orienterade i foliationsriktningen. Plagioklas och kvarts utgör ungefär

lika delar av provet. Bortsett från den ljusa symplektiten, utgörs resterande plagioklas och kvarts av grovkorniga granoblastiska aggregat och kvartsband (Figur 5d). Epidot i matrix och granatporfyroblasterna visar färgskillnader till följd av att de har en kemisk zonerings (jfr. kapitlet Mineralkemi nedan). Det finns också yngre, 0,05 mm breda och parallella, sprickor som är fyllda av epidot. De är orienterade i hög vinkel till gnejsiga foliationen (Figur 5d).

4.2.1. Granat

Granatporfyroblasterna är svagt rosa i planpolariserat ljus (PPL, *plane polarised light*), har hög relief och är isotropa (svarta i korspolariserat ljus, XPL, *cross-polarised light*).

Granat uppskattas utgöra 15% av provet men är ojämnt fördelat. Samtliga granatkristaller är grovkorniga och är 2–4 mm. Den största granaten (4 mm) finns centralt i tunnslipet. Resterande granatkristaller finns med någorlunda jämnt avstånd till varandra längs kanten av provet och är 2–3 mm stora. De är subhedrala och har inte kontakt med andra granater. Granat visar färgskillnader i PPL till följd av att de har en kemisk zonerings.

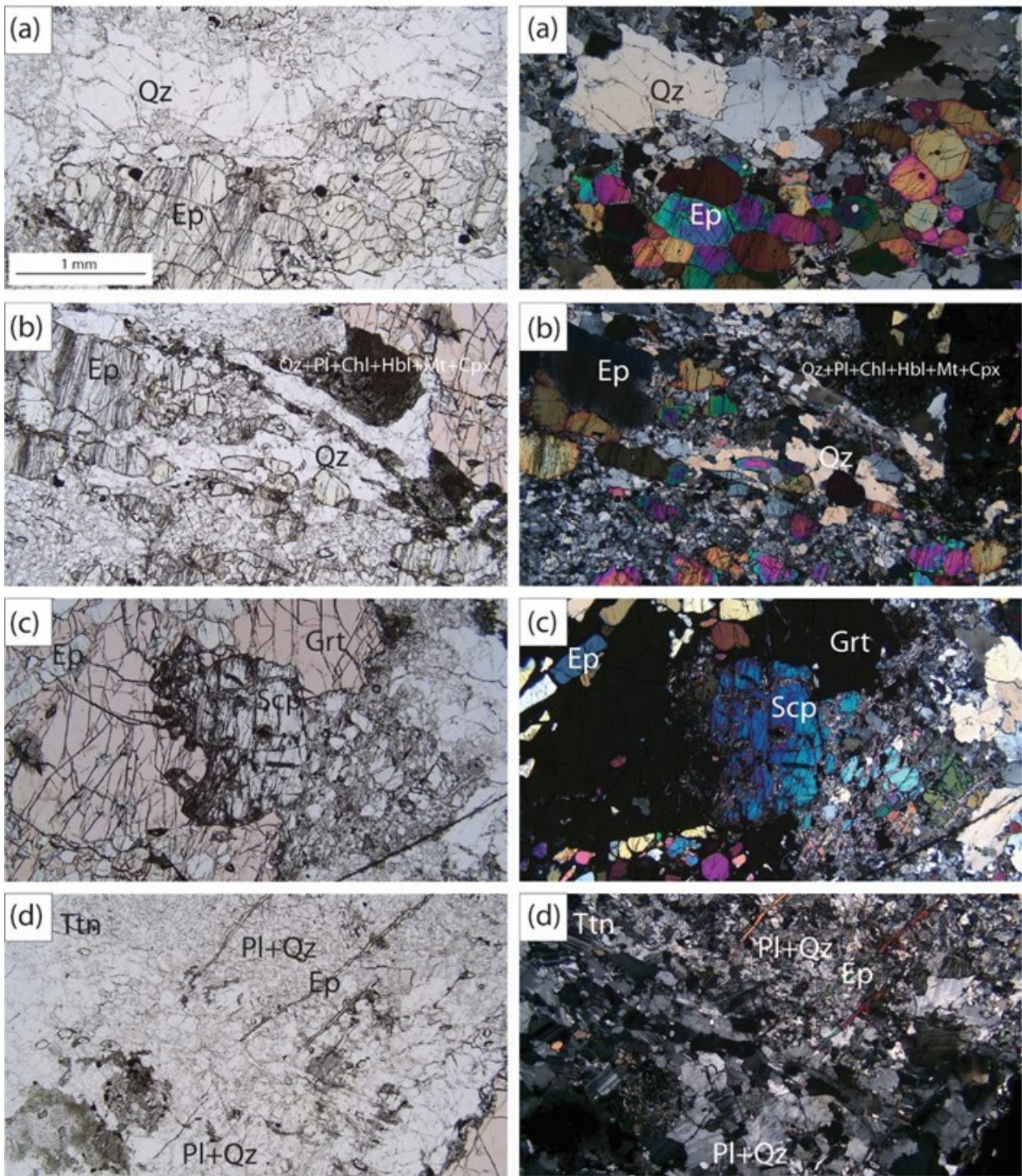


Fig. 5. Bilder av tunnslipet i planpolariserat ljus (PPL) och i korspolariserat ljus (XPL). Skalan i bilden längst upp till vänster gäller även för övriga bilder. (a) Grovkorniga granoblastiska aggregat av zonerade epidotkristaller och ett kvartsband. Tillsammans definierar de bergartens plastiska (gnejsiga) foliation. (b) Figuren visar den duktilt deformerade mörka symplektiten längs kanten av en granat. (c) Figuren visar två saker: 1) en ca. 1 mm stor grovkornig skapolitkristall som är delvis innesluten i granat, och 2) inneslutningar av ozonerad epidot i granat. (d) Två typer av plagioklas och kvarts: 1) grovkorniga granoblastiska aggregat av plagioklas och kvarts (nedre halvan), och 2) fin-mellankornig ljus symplektit (övre halvan). Spröd deformation kan ses i övre halvan av bilden, där sprickor, orienterade i hög vinkel till den gnejsiga foliationen, är fyllda av epidot.

Gemensamt för samtliga granater är att de har inneslutningar av andra mineral, framför allt epidot. Det förekommer även inneslutningar av opaka mineral (identifierade som magnetit i SEM), kvarts, samt titanit.

Granatporfyroblasterna genomskärs av sprickor, vilket lokalt har resulterat i separation med upp till 0,2 mm. Dessa sprickor har varierande orientering och är inte parallella de övriga sprickorna i tunnslipet. Mycket finkorniga mineralaggregat fyller sprickorna.

Lokalt har kanterna på granatkornen blivit ersatta av en mycket finkornig symplektit. Denna reaktionstextur finns huvudsakligen i den centrala granaten.

Det är inte helt oproblematiskt att identifiera kontakter som granat har med andra mineral till följd av att partier av kanterna hos granaterna har blivit omvandlade. Granat har emellertid på flera ställen skarpa kontakter med kvarts, plagioklas och epidot.

4.2.2 Epidot

Epidot är färglöst i PPL, har hög relief, och har 3:e gradens interferensfärger i XPL.

Mineralet uppskattas utgöra 40% av tunnslipet men är ojämnt fördelat. Epidot bildar huvudsakligen stora (0,2–1 mm) monomineraliska aggregat. Enskilda korn är 0,2–1 mm stora, och i XPL syns en färgskillnad längs kanterna till följd av att kornen är zonerade. Små aggregat och enskilda korn förekommer också.

Det finns inneslutningar av epidot i granat. De största epidot-inneslutningarna finns i den centrala granaten och är ungefär 0,2–0,4 mm. Epidot-inneslutningar i övriga granater är färre i antal och generellt mindre i storlek (0,1 mm). Inneslutningar av epidot har enhetliga interferensfärger i kornen eftersom dessa är ozonerade, till skillnad från epidotkristallerna i matrix. Epidot som tillhör matrix har inneslutningar av kvarts, titanit och opaka mineral (identifierat som magnetit i SEM). Inklusioner av andra mineral i epidot förekommer däremot inte i den inneslutna epidoten. Epidot har skarpa kontakter med plagioklas, granat och kvarts.

Epidot förekommer också som mycket finkornigt fyllnadsmineral i de unga sprickorna som skär bergarten.

4.2.3 Kvarts

Kvarts kännetecknas av låg relief, färglöst i PPL, 1:a gradens interferensfärger i XPL och har undulös utsläckning.

Kvarts utgör ungefär 25% av tunnslipet och varierar i kornstorlek. De största kornen är 0,5–1 mm breda och upp till 1,4 mm långa och bildar de långa kvartsbanden. Resterande kvarts är fin- till medelkornig (<0,1–0,2 mm) och är sammanvuxen med kvarts till en finkornig ljus symplektit mellan granatporfyroblasterna och aggregaten av epidot. Kvarts har skarpa kontakter med epidot, granat och plagioklas.

Det finns inneslutningar av kvarts i epidot och i granat. Inneslutningarna är större och fler i granaten. Magnetit (identifierat i SEM) existerar som inklusioner i en del kvartskorn.

4.2.4 Plagioklas

Plagioklas är färglöst i PPL, har låg relief och uppvisar 1:a gradens interferensfärger. Utöver det har plagioklas distinkta albittvillingar.

Plagioklas uppskattas utgöra 20% av provet och

förekommer i alla delar av tunnslipet. I det största epidotaggregatet förekommer plagioklas endast i små mängder och som mycket finkornigt (0,1 mm). Plagioklas uppträder på två sätt. De största kornen (0,4–0,6 mm) bildar granoblastiska aggregat. Enstaka större korn av plagioklas finns i övriga delar av provet. En annan slags plagioklas är betydligt mer finkornig (<0,1–0,2 mm) och sammanvuxen med kvarts till en ljus symplektit mellan granatporfyroblasterna och epidot. Plagioklas av både större och mindre kornstorlek har skarpa kontakter med epidot, granat och kvarts. Plagioklas har inneslutningar av magnetit (identifierat i SEM).

4.2.5 Övriga mineral

Övriga mineral i tunnslipet är skapolit, titanit, magnetit, zirkon och rutil. Mineral som tillhör omvandlingsprodukten vid kanten av granat är hornblände, plagioklas, klinopyroxen, magnetit, titanit och kvarts. Klorit förekommer lokalt.

Titanit är ett accessoriskt mineral i bergarten. Det har mycket hög relief, är färglöst i PPL, och har mycket höga interferensfärger. Titanit utgör <1% av tunnslipet och förekommer som inneslutningar i granat, plagioklas, kvarts och epidot. Kornstorleken varierar mellan <0,1–0,2 mm.

Det upptäcktes ett 1,4 mm stort korn av skapolit i tunnslipet, delvis inneslutet i granat. Skapolit är färglöst i PPL, har låg relief, och har mycket höga interferensfärger.

Magnetit är ett opakt mineral och utgör <2% av tunnslipet. Kristallerna är ömsom kantiga, ömsom rundade och kornstorleken är (<0,1 mm). Magnetit förekommer som inneslutningar i övriga mineral, förutom i titanit, rutil och zirkon. Magnetit utgör även en del av omvandlingsprodukten efter granat.

Det upptäcktes ett korn av zirkon i tunnslipet, inneslutet i titanit (identifierats med EDS-analys; Figur 6), och ett korn av rutil upptäcktes inneslutet i plagioklas.

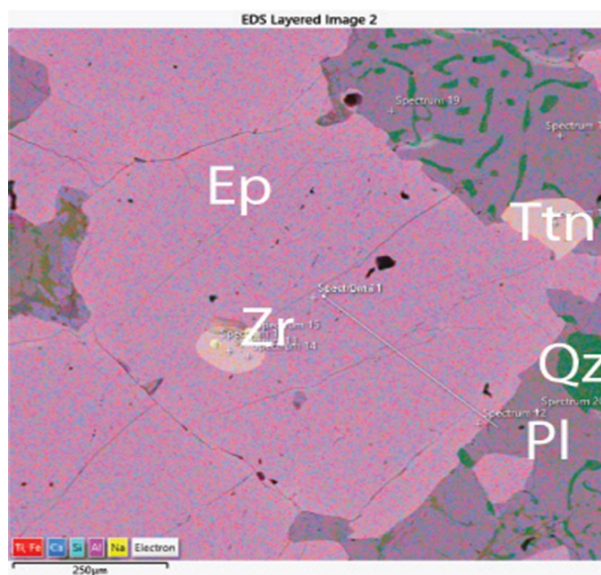


Fig. 6. Elementkarta från EDS-analys av zirkon inneslutet i titanit. Varje enskilt element representeras av en färg. Ju mer av ett visst element som detekteras desto starkare blir färgen som elementet representeras av: Epidot (Ep), kvarts (Qz), plagioklas (Pl), titanit (Ttn) och zirkon (Zr).

4.3 Symplektit

Längs kanterna av granat förekommer lokalt en finkornig, mörk och hornblände-rik symplektit (figur 7). Samma textur finns även i sprickor som skär genom de flesta granater. Under EDS-analys identifierades plagioklas, hornblände, klorit, magnetit och kvarts. En liten del <1% utgörs av klinopyroxen och titanit. Det är sannolikt att klorit inte är en ursprunglig del av symplektiten utan en sen, lågmetamorf produkt.

En ljus symplektit av finkornig plagioklas och kvarts fyller området mellan de grovkorniga granoblastiska aggregaten av epidot, plagioklas, kvarts och granatporfyroblasterna.

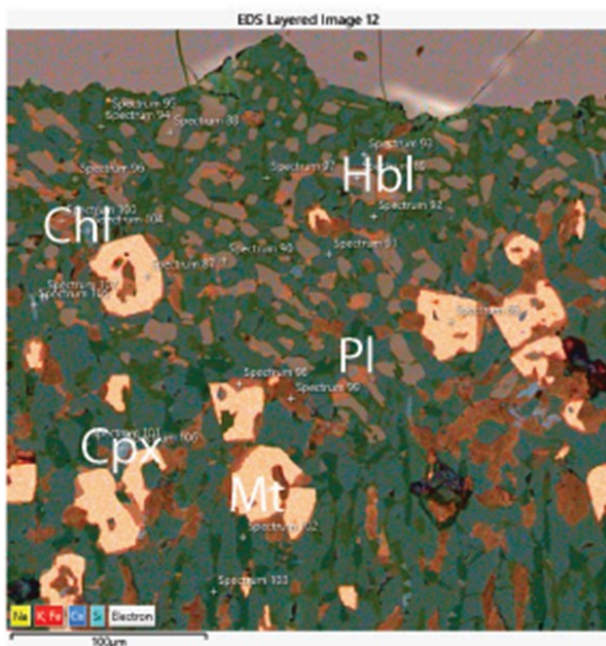


Fig. 7. Elementkarta från EDS-analys av mörk symplektit: hornblände (Hbl), klorit (Chl), klinopyroxen (Cpx), magnetit (Mt) och plagioklas (Pl).

5 Mineralkemi

5.1.1 Granat

Granatkristallerna i bergarten har en kemisk sammansättning som representeras av olika proportioner almandin (Fe-ändled), grossular (Ca-ändled), pyrop (Mg-ändled) och mindre mängd spessartin (Mn-ändled). Tre analyser utfördes i yttre delen av den centrala granaten och en i kärnan av en mindre granat (Figur 8). Den centrala granatens yttre del gav $Alm_{49-50} Grs_{35} Prp_{13-14} Sp_{2}$ och den mindre granatens kärna gav $Alm_{56} Grs_{30} Prp_{12} Sp_{3}$.

Granaterna domineras av almandin och grossular (I den mindre granatens kärna detekterades även en liten mängd Ti). Analyserna indikerar att granatkristallerna har en kemisk zonerings med ökande halt grossular mot kanterna.

5.1.2 Epidot

Totalt utfördes 21 epidotanalyser (Figur 9): nio av epidotkristaller i matrix, sju av inneslutningar i granat, och fem av epidot i sprickor. Samtliga varierar mellan ändleden epidot (2 Al, Fe^{3+}) och klinozoisit (3 Al, ingen Fe^{3+}). Halten piemontit (Mn-ändled) är högst 1 mol-%.

Av de nio analyserna av epidot i matrix gav fyra analyser 74% Kzo och 26% Ep. Fyra analyser gav 79–81% Kzo och 19–21% Ep, och en 76% Kzo och 24% Ep. Data från epidot-inneslutningar i granat gav 81–82% Kzo och 18–19% Ep. Epidot i sprickor gav något högre halt Fe^{3+} , med 72–74% Kzo, 26–27% Ep, och tre analyser identifierade 1% Pmt.

Skillnader i proportionerna mellan ändleden klinozoisit och epidot i matrixkristallerna speglar kristallernas kemiska zonerings. De centrala delarna av epidotkornen är Al-rika och längs kanterna är de mer Fe^{3+} -rika. Inneslutningar av epidot i granat visar ingen kemisk zonerings och har låga halter Fe^{3+} (Figur 9).

5.1.3 Plagioklas

Totalt utfördes 33 analyser av fältspatkristaller (Figur 10); 23 av dessa är matrixkristaller och 10 tillhör den

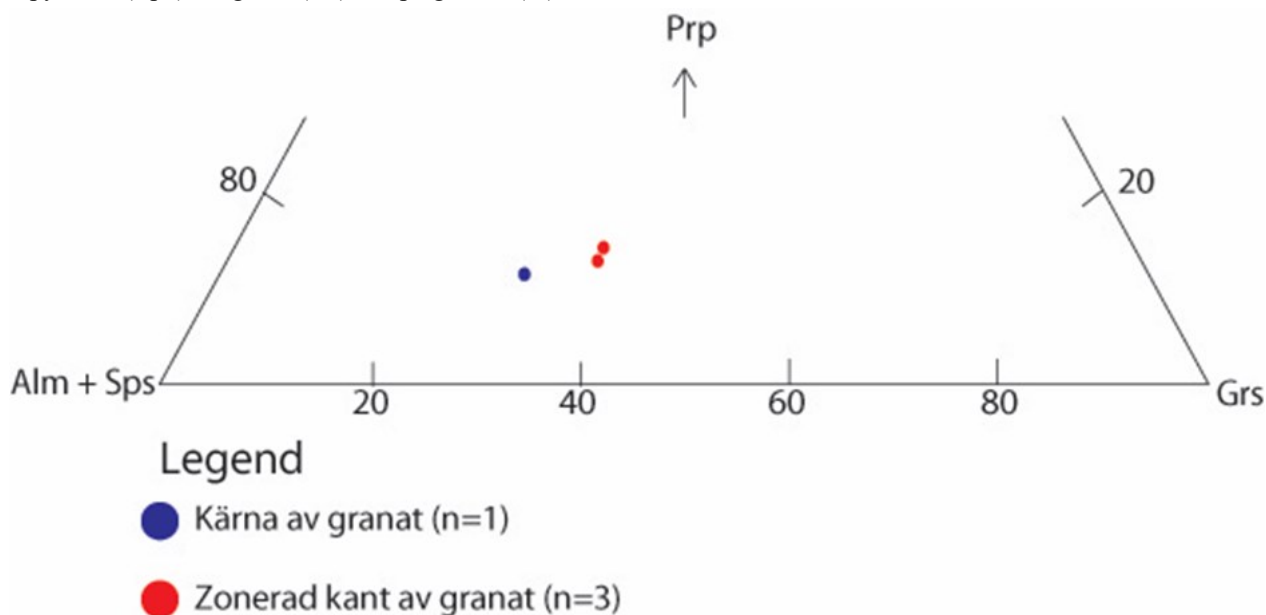
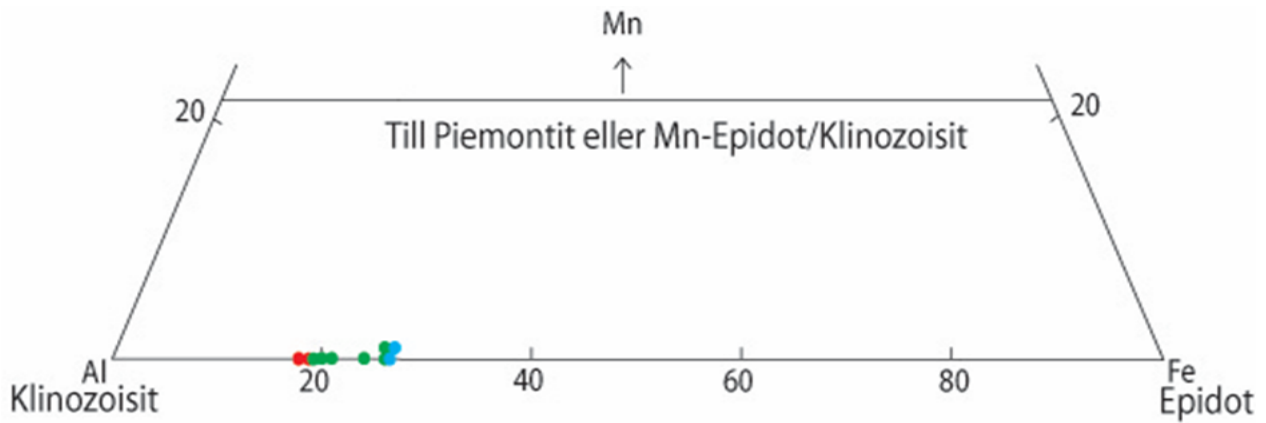


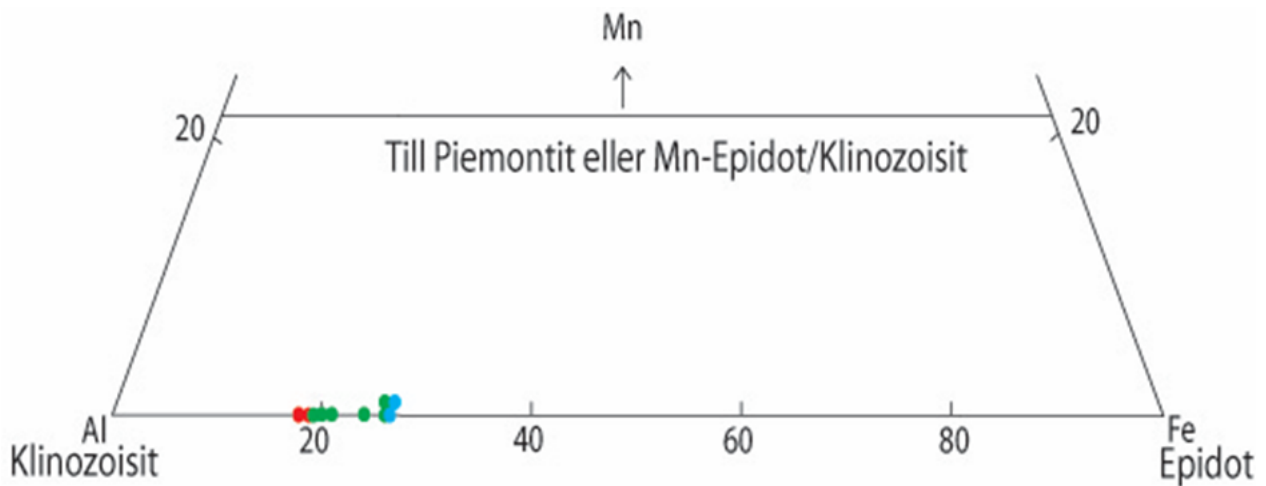
Fig. 8. Triangeldiagram för granat där ändkomponenterna är almandin + spessartin ($Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}+Mn_3Al_2Si_3O_{12}$), grossular ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) och pyrop ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$). Markeringar representerar punktanalys från EDS-analys.



Legend

- Inklusion (n=7)
- Sprickfyllning (n=5)
- Matrix (n=9)

Fig. 9. Triangeldiagram för epidot där ändkomponenterna är: klinozoisit ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), epidot ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) och piemontit eller Mn-epidot/klinozoisit ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$). Markeringar representerar punktanalyser från EDS-analys. Triangeldiagrammet är modifierat från Juan et al (2023).



Legend

- Inklusion (n=7)
- Sprickfyllning (n=5)
- Matrix (n=9)

Fig. 10. Triangeldiagram för epidot där ändkomponenterna är: klinozoisit ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), epidot ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) och piemontit eller Mn-epidot/klinozoisit ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Mn}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$). Markeringar representerar punktanalyser från EDS-analys. Triangeldiagrammet är modifierat från Juan et al (2023).

mörka symplektiten längs en granatkant. Mängden Kfs är mycket liten, som mest 1%.

Fältpatterna i matrix är av två typer. De som förekommer i monokristallina aggregat (11 analyser) har sammansättningen 48–51% An. 10 analyser av den finkorniga ljusa symplektiten av plagioklas har sammansättningen 75–82% An. En analys gav 56% An och en annan analys gav 63% An.

Av de 10 analyser som utfördes på fältspat i den mörka symplektiten vid en granatkant hade sju sammansättningen 16–26% An. Två analyser från samma symplektit har sammansättningen 90–91% An. En analys gav 69% An (Figur 11).

De plagioklaskristaller som består av ungefär hälften Ab och An utgör den största delen av fältspat i provet. De plagioklaskristaller som är mer anortitrika, finns i den ljusa symplektiska texturen med finkornig plagioklas och kvarts i matrix samt i den mörka symplektiten längs granat. De plagioklaskristaller som är mer albitrika, finns i den finkorniga mörka symplektiten längs granat. Plagioklaskristallerna med 43% Ab, 56%An och 36%Ab, 63%An tillhör de granoblastiska aggregaten i matrix.

5.1.4 Skapolit

En analys utfördes på skapolit. Analysen gav 74% meionit ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$) och 26% marialit ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$).

6 Tolkning/diskussion

6.1 Paragenes

Baserat på observationer i polarisationsmikroskop och EDS-analyser tolkas provet spegla tre huvudsakliga metamorfa stadier: (1) ett stadium som representeras av en grovkornig huvudparagenes vid prograd metamorfos samt *peak P-T*; (2) ett stadium som representeras av de finkorniga ljusa och mörka symplektiterna (och samtidigt duktil deformation); (3) ett stadium som representeras av spröd deformation med fyllningar.

1: Det första stadiet representeras av huvudparagenesen: Ep (79–82% klinozoisit + 74–76 klinozoisit) + Grt (59% almandin och 30% grossular + 49–50% almandin och 35% grossular) + Pl (50% albit) + Qz + Scp (74% meionit) (+ Ttn + Mt).

Denna paragenes utgörs av kärnan samt de zonerade

kanterna av granat och epidot i matrix samt inneslutningar av epidot i granat, aggregat av grovkornig granoblastisk plagioklas, kvartsband, och slutligen inneslutningar av titanit och magnetit. Dessa mineral delar långa och skarpa kontakter och definierar bergartens gnejsiga foliation.

Inneslutningar av epidot i granat tolkas tillhöra huvudparagenesen eftersom den kemiska sammansättningen av dessa (81–82% klinozoisit) är mycket lik den i kärnan av epidot i matrix (79–81% klinozoisit). Därmed har den inneslutna epidoten troligtvis kristalliserat under prograd metamorfos, parallellt med granat och övriga mineral i paragenesen. Trots att granat och epidot är zonerade tolkas både kärnan och kanterna av dessa mineral tillhöra huvudparagenesen. Detta kan förklaras med att proportionen mellan vissa element, i huvudsak Ca, Fe och Al, har förändrats under metamorfosen, vilket har resulterat i en prograd zonerad av granat och epidot.

2: Bildning av ljus symplektit i matrix bestående av anortit-rik plagioklas (75–82% anortit) + kvarts samt mörk symplektit bestående av Hbl + Pl + Qz + Mt + Ttn + Cpx längs en del kanter av granatkristallerna. Detta stadium då verkar ha varit samtidigt med duktil deformation. Det går att argumentera för att de zonerade kanterna av granat och epidot i matrix också skulle kunna vara bildade i samband med denna deformationshändelse. Detta skulle förklaras med att händelsen orsakat rörelse i bergarten, vilket har resulterat i att kanterna av granat och epidot kristalliserats med en annorlunda kemisk sammansättning. Denna förklaring tros dock inte vara sannolik eftersom Ca, Al och Fe^{3+} är element som har svårt att diffundera i kristallgitter som granat och epidot, även vid mycket höga temperaturer (Baba, 1998).

3: Det tredje stadiet av bergarten tolkas vara de yngre spröda sprickorna som är fyllda av epidot (72–74% klinozoisit). Dessa sprickor antas ha bildats vid relativt ytliga förhållanden. Eftersom klorit är ett lågmetamorf mineral är det sannolikt att detta mineral också har bildats vid retrograd metamorfos.

6.2 Stabilitet av epidot

Av de kemiska analyser som har utförts i SEM är det inga som detekterar REE i epidot eller någon annan-

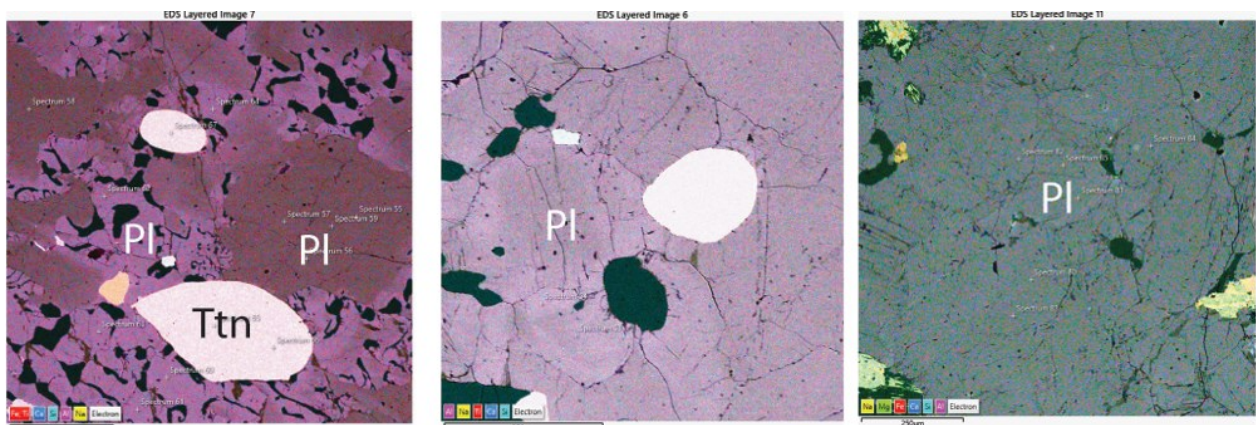


Fig. 11. Elementkartor från EDS-analys av plagioklas-rika områden. Till vänster: Granoblastisk plagioklas (ca 50% albit) och plagioklas i symplektit (ca 20 % albit). I mitten: Granoblastisk plagioklas (ca 50% albit). Till höger: Granoblastisk plagioklas (ca 50% albit).

stans i provet. Mn finns närvarande i endast låga halter i tre epidot-analyser. Samtliga generationer av epidot består ungefär av $\frac{1}{3}$ klorzoisit och $\frac{1}{3}$ epidot. Det innebär att epidot i bergarten förmodligen kristalliserat till följd av att bergarten har en gynnsam kemisk bulksammansättning med höga halter Ca, Al och Fe. Detta stöds också av att mineralkemin för övriga mineral också är rik på Ca, Al och Fe. Exempelvis visar analyser av granaten att de till hälften består av almandin och $>\frac{1}{3}$ grossular. Ytterligare ett exempel är analyser av fältspaten, där plagioklas tillhörande huvudparagenesen har 50% anortit och plagioklas i den ljusa symplektiten ca 80% anortit. Därtill består skapoliten av 74% Ca-rik meionit. Sammantaget indikerar mineralkemin att höga halter av dessa element är den bulk-kemiska sammansättningen som eventuellt har stabiliserat epidot.

Det är inte möjligt att faställa den ursprungliga bergarten (protolit) med datan som finns tillgänglig idag. För att vidare undersöka om protoliten är en epidosit eller en kalksilikatbergart föreslås närmare fältundersökningar samt bulkgeokemiska analys

7 Tack

Jag vill rikta ett stort tack till min handledare, Charlotte Möller, för all hjälp och allt stöd du gav mig under arbetets gång. Jag vill i synnerhet tacka för allt du har lärt mig, både om metamorf petrologi och akademiskt skrivande. Det har varit mycket roligt och lärorikt att få ha dig som handledare.

8 Referenser

- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec., Chopin, C., Gieré, P., Heuss- Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M. (2006). Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18(5), 551-567. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0551>
- Banerjee, N. R., Gillis, K. M., & Muehlenbachs, K. (2000). Discovery of epidotes in a modern oceanic setting, the Tonga forearc. *Geology*, 28(2), 151-154. <Go to ISI>://WOS:000085144300014
- Chen, J., Liu, W. Y., Xu, J., Zhou, X. S., Wu, W. M., Rao, D. P., & Wang, H. (2023). Geochemical characteristics and implications of epidote in South Dulan and Vlaska exploration greenfield in north of Bor metallogenic zone, Serbia. *Ore Geology Reviews*, 163, Article 105798. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105798>
- Cooper, A. F., Reay, A., Ireland, T. R., & Norman, M. D. (2020). Cretaceous molybdenite in metasomatic epidosite associated with the Pounamu ophiolite, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 63(2), 227-236. <https://doi.org/10.1080/00288306.2019.1691018>
- Cuthbert, S. J., Carswell, D. A., Krogh-Ravna, E. J., & Wain, A. (2000). Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, 52(1-4), 165-195. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00090-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00090-0)
- Engvik, A. K., Willemoes-Wissing, B., & Lutro, O. (2018). High-temperature, decompressional equilibration of the eclogite facies orogenic root (Western Gneiss Region, Norway). *Journal of Metamorphic Geology*, 36(5), 529-545. <https://doi.org/10.1111/jmg.12418>
- Frei, D., Liebscher, A., Franz, G., & Dulski, P. (2004). Trace element geochemistry of epidote minerals. In A. Liebscher & G. Franz (Eds.), *Epidotes* (Vol. 56, pp. 553-+). <https://doi.org/10.2138/gsrng.56.1.553>
- Gee, D. G., Kumpulainen R., Roberts, D. Stephens, M. B., Thon, A., & Zachrisson, E. (1985). Scandinavian Caledonides tectonostratigraphic map, scale 1:2,000,000. Geological Survey of Sweden, series Ba 35.
- Gilgen, S. A., Diamond, L. W., & Mercogli, I. (2016). Sub-seafloor epidosite alteration: Timing, depth and stratigraphic distribution in the Semail ophiolite, Oman. *Lithos*, 260, 191-210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.014>
- Hacker, B. R., Andersen, T. B., Johnston, S., Kylander-Clark, A. R. C., Peterman, E. M., Walsh, E. O., & Young, D. (2010). High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: The ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway. *Tectonophysics*, 480(1-4), 149-+. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.012>
- Howie, 2005. Minerals. Other Silicates. Editor(s): Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer, Encyclopedia of Geology, Elsevier, 561-567, <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00272-0>
- Johansson, L., and Möller, C. (1986). Formation of sapphirine during retrogression of a basic high pressure granulite, Roan, Western Gneiss Region, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(1), 29-41.
- Möller, C., Cai, Y., Brueckner, H. K., Szilas, K., & Whitehouse, M. J. (2024). An Iapetus origin for a layered eclogite complex in the northern Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 42(3), 319-354. <https://doi.org/10.1111/jmg.12757>
- Möller, C., 1990: Metamorphic and tectonic history of high-pressure granulite facies crust, Roan, Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. Phd-thesis Lunds University. Department of Geology.
- Ordóñez-Calderón, J. C., Polat, A., Fryer, B. J., Gagnon, J. E., Raith, J. G., & Appel, P. W. U. (2008). Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisarta greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research*, 161(3-4), 317-340. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.09.004>
- Schmädicke, E., Okrusch, M., Schubert, W., Elwart, B., & Görke, U. (2001). Phase relations of calc-silicate assemblages in the Auerbach marble, Odenwald Crystalline Complex, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 72(1-3), 77-111. <https://doi.org/10.1007/s007100170028>
- Solli, A., Bugge, T. & Thorsnes, T., 1997: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Namsos, M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Wang, J., M Kusky, T., Polat, A., Wang, L., Peng, S., Jiang, X., Deng, H., Wang, S. (2012). Sea-Floor Metamorphism Recorded in Epidosites from the

- ca. 1.0 Ga Miaowan Ophiolite, Huangling Anticline, China. *Journal of Earth Science*, 23(5), 696-704. <https://doi.org/10.1007/s12583-012-0288-8>
- Winter, J.D. (2014). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (second edition). Pearson Education.
- Zahid, M., Jan, M. Q., & Moon, C. J. (2016). Geochemistry of stratabound scheelite mineralisation and associated calc-silicate rocks from Chitral, NE Hindu Kush, Pakistan. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(13), Article 620. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2637-x>

Bilaga 1. EDS-analys av epidot

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	38.98	38.16	37.65	39.35	39.06	37.48	37.58	37.97	36.94	37.92	37.80	37.65	37.84	38.16	38.42	37.75	37.82	37.72	37.49	37.04	36.56
TiO2	0.31	0.34	0.34	0.21	0.26	0.25	0.28	0.35	0.34	0.17	0.25	0.19	0.13	0.33	0.33	0.26	0.25	0.28	0.28	0.22	0.28
Al2O3	27.52	27.00	26.63	27.66	27.52	26.58	26.63	26.67	23.34	24.30	24.08	23.56	24.02	24.32	26.43	23.94	23.87	25.50	25.85	24.27	23.14
Fe2O3	9.70	9.42	9.30	9.83	8.94	8.31	8.32	9.69	12.92	13.25	13.06	13.80	13.56	13.10	10.49	13.20	13.28	10.89	10.11	12.01	12.60
MnO																					
CaO	23.71	23.15	22.94	23.92	23.74	22.82	22.97	23.27	22.64	22.90	23.06	22.96	22.98	23.28	23.52	23.21	23.23	23.19	22.92	22.76	22.58
Cl		0.00	0.00		0.00		0.00														
TOTAL	100.22	98.07	96.86	100.97	99.52	95.44	95.78	97.95	96.18	98.89	98.50	98.47	98.95	98.86	99.19	98.46	98.54	97.58	96.65	96.30	95.16

Katjonerna är beräknade på 25 O

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Si	5.96	5.96	5.95	5.98	6.10	6.10	6.08	5.95	5.98	5.97	5.97	5.97	5.96	6.00	5.96	5.97	5.98	5.96	5.97	5.97	5.96
Ti	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al	4.96	4.97	4.96	4.95	5.06	5.09	5.08	4.93	4.45	4.51	4.48	4.40	4.46	4.50	4.83	4.46	4.45	4.75	4.85	4.61	4.46
Fe	1.12	1.11	1.11	1.12	1.17	1.13	1.13	1.14	1.57	1.57	1.55	1.65	1.61	1.55	1.23	1.57	1.58	1.30	1.21	1.45	1.55
Mn																					
Ca	3.89	3.87	3.89	3.89	3.97	3.98	3.98	3.91	3.93	3.86	3.90	3.90	3.88	3.92	3.91	3.93	3.93	3.93	3.91	3.93	3.96
Cl		0.01	0.03		0.01		0.03														
TOTAL	15.97	15.96	15.98	15.96	16.34	16.33	16.33	15.97	15.97	15.98	15.96	15.98	15.99	15.97	15.97	15.97	15.98	15.97	15.97	15.98	15.98

Bilaga II. EDS-analys av plagioklas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
Si	4819	4811	4756	6180	6220	4805	4778	6414	5174	5216	5509	5489	5150	5649	5542	4895	4645	4910	4729	4813	5541	5570	5614	5541	5634	5608	4624	5077	4581	6107	6465	6171	6547	
Al	3288	3445	3275	2191	2480	3131	3409	2157	2974	3113	2866	2809	2897	2952	2878	3177	3159	3191	3409	3459	2870	2895	2916	2829	2895	2934	3611	3234	3578	2467	2179	2417	2295	
Fe	0.11	0.12	0.16	0.27	0.28	0.59	0.51	0.15	0.18	0.17	0.22	0.20	0.19	0.19	0.22	0.21	0.22	0.27	0.28	0.23	0.16	0.20	0.17	0.16	0.19	0.17	0.88	0.97	0.68	0.29	0.26	0.48	0.14	
Ca	15.51	16.62	14.99	4.32	5.44	15.34	16.27	4.10	11.51	11.01	10.17	10.31	10.51	10.55	10.26	14.31	16.18	15.91	16.45	16.44	10.20	10.44	10.50	9.90	10.26	10.55	18.51	14.24	18.11	5.21	4.11	4.65	1.16	
Mg	270	221	248	926	865	279	211	918	487	412	556	560	557	579	570	207	202	266	213	241	547	563	566	547	577	569	0.99	3.50	1.17	8.51	8.69	8.86	9.60	
K	0.10	0.08	0.11						0.19	0.15	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23						0.18	0.26	0.22	0.21	0.25	0.18	0.12		0.18	0.07	0.15	0.07		
TOTAL	9943	10179	9797	10158	10137	10108	10100	10154	10025	10076	10013	9994	10099	10011	10054	9935	9842	10189	10024	10280	10052	10118	10185	10004	10176	10201	10175	10194	10177	10197	10157	10204	10154	
Koncentrationer i viktprocent (%)																																		
Si	2.22	2.17	2.22	2.78	2.72	2.22	2.17	2.79	2.42	2.35	2.48	2.47	2.48	2.48	2.48	2.17	2.16	2.21	2.16	2.19	2.49	2.48	2.48	2.48	2.48	2.48	2.50	2.49	2.48	2.05	2.27	2.08	2.74	
Al	1.78	1.81	1.78	1.23	1.28	1.78	1.82	1.21	1.58	1.65	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.84	1.84	1.80	1.84	1.82	1.51	1.52	1.52	1.52	1.51	1.51	1.50	1.51	1.51	1.39	1.71	1.91	1.26	
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ca	0.75	0.80	0.75	0.20	0.25	0.74	0.79	0.19	0.56	0.61	0.50	0.50	0.50	0.50	0.49	0.69	0.81	0.81	0.77	0.81	0.78	0.49	0.50	0.48	0.49	0.50	0.90	0.68	0.89	0.24	0.19	0.22	0.15	
Mg	0.24	0.19	0.24	0.78	0.71	0.24	0.20	0.79	0.43	0.36	0.49	0.49	0.48	0.49	0.49	0.19	0.18	0.23	0.19	0.21	0.49	0.49	0.48	0.51	0.50	0.49	0.09	0.30	0.10	0.10	0.01	0.00	0.01	
K	0.01	0.00	0.01						0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01						0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
TOTAL	5.01	5.00	5.01	5.00	4.99	5.00	5.00	4.99	5.01	5.01	5.01	5.01	5.00	5.00	5.00	5.02	5.00	5.02	5.01	5.01	5.01	5.01	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.00	5.00	5.00	4.98	4.95	5.00	4.98

Bilaga III. EDS-analyser av granat

	1	2	3	4
SiO ₂	38.87	37.86	37.07	38.30
TiO ₂				0.27
Al ₂ O ₃	21.64	21.00	20.61	21.63
FeO	23.99	23.05	22.39	26.23
MnO	0.94	1.08	0.96	1.42
MgO	3.47	3.57	3.64	3.09
CaO	13.13	12.79	12.57	10.76
TOTAL	102.04	99.35	97.24	101.70

Katjonerna är beräknade på 12 O

	1	2	3	4
Si	2.99	2.99	2.99	2.97
Ti				0.02
Al	1.96	1.95	1.96	1.98
Fe	1.54	1.52	1.51	1.70
Mn	0.06	0.07	0.07	0.09
Mg	0.40	0.42	0.44	0.36
Ca	1.08	1.08	1.08	0.90
TOTAL	8.03	8.03	8.05	8.02

Bilaga IV. EDS-analyser av titanit.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	30.08	30.15	29.72	30.53	35.27	30.05	29.97	30.82	29.84
TiO ₂	38.02	37.96	37.40	35.63	27.83	38.00	37.82	38.79	36.10
Al ₂ O ₃	1.33	1.35	1.39	2.58	9.40	1.36	1.43	1.43	1.93
Fe ₂ O ₃	0.67	0.64	0.66	1.57	1.81	0.64	0.59	0.70	1.99
CaO	28.09	28.12	27.78	28.31	24.56	28.27	28.06	28.72	26.80
Na ₂ O		0.14	0.11		0.81	0.15	0.18	0.24	
P ₂ O ₅	0.31	0.18	0.39			0.30	0.31	0.20	
Cl		0.00						0.00	
TOTAL	98.50	98.54	97.45	98.62	99.68	98.77	98.36	100.90	96.66

Katjonerna är beräknade på 5 O

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	0.99	1.00	0.99	1.01	1.12	0.99	0.99	1.00	1.01
Ti	0.95	0.94	0.94	0.89	0.66	0.94	0.94	0.94	0.91
Al	0.05	0.05	0.05	0.10	0.35	0.05	0.06	0.05	0.08
Fe	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.05
Ca	1.00	1.00	0.99	1.00	0.83	1.00	1.00	0.99	0.97
Na		0.01	0.01		0.05	0.01	0.01	0.01	
P	0.01	0.01	0.01			0.01	0.01	0.01	
Cl		0.00						0.00	
TOTAL	3.02	3.03	3.01	3.04	3.05	3.02	3.02	3.02	3.02

Bilaga V. EDS-analyser av zirkon

	1	2
SiO ₂	31.25	30.87
TiO ₂	0.16	0.24
ZrO ₂	68.44	69.23
Fe ₂ O ₃	0.25	
CaO	0.11	0.36
TOTAL	100.21	100.70

Katjonerna är beräknade på 4 O

Si	1.20	0.95
Ti	0.00	0.01
Zr	1.28	1.04
Fe	0.01	
Ca	0.00	0.01
TOTAL	2.49	2.01

Bilaga VI. EDS-analyser av hornblände

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42.65	42.26	42.26	41.56	42.31	41.26
TiO ₂	0.56	0.62	0.88	0.40	0.39	0.35
Al ₂ O ₃	11.60	11.51	11.78	12.72	11.99	12.70
Fe ₂ O ₃	20.20	19.86	20.19	20.90	20.86	21.62
MnO	0.81	0.80	0.79	0.86	0.99	1.01
MgO	9.72	9.62	9.54	9.26	9.67	9.05
CaO	11.67	11.79	11.59	11.78	11.79	11.74
Na ₂ O	1.29	1.63	1.36	1.27	1.15	1.29
K ₂ O	0.78	0.90	0.83	1.12	0.97	1.12
Cl		0.00				
TOTAL	99.28	98.99	99.22	99.87	100.12	100.14

Katjonerna är beräknade på 23 O

Si	6.17	6.14	6.13	6.02	6.10	5.98
Ti	0.06	0.07	0.10	0.04	0.04	0.04
Al	1.98	1.97	2.01	2.17	2.04	2.17
Fe	2.20	2.17	2.20	2.28	2.26	2.36
Mn	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12
Mg	2.10	2.08	2.06	2.00	2.08	1.95
Ca	1.81	1.83	1.80	1.83	1.82	1.82
Na	0.36	0.46	0.38	0.36	0.32	0.36
K	0.14	0.17	0.15	0.21	0.18	0.21
Cl		0.06				
TOTAL	14.92	15.05	14.93	15.02	14.96	15.01

Bilaga VII. EDS-analyser av magnetit.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.13	0.11	0.12	0.16	0.15
TiO ₂			0.15		
V ₂ O ₅	0.20	0.16	0.22		
Fe ₂ O ₃	97.60	98.26	97.64	99.28	99.09
CaO	0.26	0.19	0.23	0.13	0.14
TOTAL	98.19	98.72	98.36	99.57	99.38

Katjonerna är beräknade på 4 O

Si	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti			0.00		
V	0.01	0.00	0.01		
Fe	2.97	2.98	2.96	2.98	2.98
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	3.00	2.99	2.98	3.00	3.00

Bilaga VIII. EDS-analyser av skapolit.

	1	2	3	4
SiO ₂	45.79	45.80	45.64	45.65
Al ₂ O ₃	27.22	27.10	27.01	27.12
Fe ₂ O ₃	0.35	0.35	0.34	0.29
CaO	17.75	17.56	17.57	17.64
Na ₂ O	3.42	3.52	3.48	3.43
K ₂ O	0.13	0.12	0.13	0.12
SO ₃	3.68	3.90	3.90	3.65
TOTAL	98.34	98.35	98.07	97.90

Katjonerna är beräknade på 26 O

Si	6.97	6.96	6.96	6.98
Al	4.88	4.86	4.86	4.89
Fe	0.04	0.04	0.04	0.03
Ca	2.89	2.86	2.87	2.89
Na	1.01	1.04	1.03	1.02
K	0.02	0.02	0.02	0.02
S	0.42	0.45	0.45	0.42
TOTAL	16.23	16.23	16.23	16.25

Bilaga IX. EDS-analyser av klinopyroxen.

	1	2	3
SiO ₂	52.09	50.22	47.99
Al ₂ O ₃	1.52	2.85	10.10
FeO	9.75	8.72	6.61
MnO	1.51	1.31	1.02
MgO	12.33	11.46	9.72
CaO	23.11	21.23	17.76
Na ₂ O	0.37	0.45	0.45
TOTAL	100.68	96.24	93.65

Katjonerna är beräknade på 6 O

	1	2	3
Si	1.96	1.95	1.87
Al	0.07	0.13	0.46
Fe	0.31	0.28	0.22
Mn	0.05	0.04	0.03
Mg	0.69	0.66	0.56
Ca	0.93	0.89	0.74
Na	0.03	0.03	0.03
TOTAL	4.04	3.98	3.91

Bilaga X. EDS-analyser av klorit.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	25.54	26.18	28.39	26.54	26.69	24.17
Al ₂ O ₃	19.46	20.07	19.75	18.46	18.16	20.64
FeO	31.53	31.54	22.83	21.02	19.79	36.43
MnO	0.42	0.44	0.82	0.68	1.20	0.56
MgO	10.19	10.14	17.93	17.80	18.50	4.67
CaO	0.18	0.26	0.25	0.17	0.15	0.22
K ₂ O					0.07	0.05
Cl					0.00	0.00
TOTAL	87.32	88.63	89.97	84.67	84.56	86.74

Katjonerna är beräknade på 11 O

	1	2	3	4	5	6
Si	2.20	2.22	2.26	2.24	2.24	2.16
Al	1.98	2.00	1.85	1.83	1.80	2.17
Fe	2.27	2.23	1.52	1.48	1.39	2.72
Mn	0.03	0.03	0.05	0.05	0.09	0.04
Mg	1.31	1.28	2.12	2.23	2.32	0.62
Ca	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
K					0.01	0.01
Cl					0.01	0.01
TOTAL	7.81	7.78	7.82	7.84	7.87	7.75

**Tidigare skrifter i serien
”Examensarbeten i Geologi vid Lunds
universitet”:**

640. Nilsson, Sebastian, 2022: PFAS- En sammanfattning av ny forskning, med ett fokus på föroreningskällor, provtagning, analysmetoder och saneringsmetoder. (15 hp)
641. Jägfeldt, Hans, 2022: Molnens påverkan på jordens strålningsbalans och klimatsystem. (15 hp)
642. Sundberg, Melissa, 2022: Paleontologiska egenskaper och syreisotopsutveckling i borrhårnan Limhamn-2018: Kopplingar till klimatförändringar under yngre krita. (15 hp)
643. Bjeremo, Tim, 2022: A re-investigation of hummocky moraine formed from ice sheet decay using geomorphological and sedimentological evidence in the Vomb area, southern Sweden. (45 hp)
644. Halvarsson, Ellinor, 2022: Structural investigation of ductile deformations across the Frontal Wedge south of Lake Vättern, southern Sweden. (45 hp)
645. Brakebusch, Linus, 2022: Record of the end-Triassic mass extinction in shallow marine carbonates: the Lorüns section (Austria). (45 hp)
646. Wahlquist, Per, 2023: Stratigraphy and palaeoenvironment of the early Jurassic volcaniclastic strata at Djupadalsmölle, central Skåne, Sweden. (45 hp)
647. Gebremedhin, G. Gebreselassie, 2023: U-Pb geochronology of brittle deformation using LA-ICP-MS imaging on calcite veins. (45 hp)
648. Mroczek, Robert, 2023: Petrography of impactites from the Dellen impact structure, Sweden. (45 hp)
649. Gunnarsson, Niklas, 2023: Upper Ordovician stratigraphy of the Stora Sutarve core (Gotland, Sweden) and an assessment of the Hirnantian Isotope Carbon Excursion (HICE) in high-resolution. (45 hp)
650. Cordes, Beatrix, 2023: Vilken ny kunskap ger aDNA-analyser om vegetationsutvecklingen i Nordeuropa under och efter Weichsel-istiden? (15 hp)
651. Bonnevier Wallstedt, Ida, 2023: Palaeocolour, skin anatomy and taphonomy of a soft-tissue ichthyosaur (Reptilia, Ichthyopterygia) from the Toarcian (Lower Jurassic) of Luxembourg. (45 hp)
652. Kryffin, Isidora, 2023: Exceptionally preserved fish eyes from the Eocene Fur Formation of Denmark – implications for palaeobiology, palaeoecology and taphonomy. (45 hp)
653. Andersson, Jacob, 2023: Nedslagskratrars inverkan på Mars yt-datering. En undersökning av Mars främsta ytdateringsmetod ”Crater Counting”. (15 hp)
654. Sundberg, Melissa, 2023: A study in ink – the morphology, taphonomy and phylogeny of squid-like cephalopods from the Jurassic Posidonia Shale of Germany and the first record of a loligosepiid gill. (45 hp)
655. Häggblom, Joanna, 2023: En patologisk sjöilja från silur på Gotland, Sverige. (15 hp)
656. Bergström, Tim, 2023: Hur gammal är jordens inre kärna? (15 hp)
657. Bollmark, Viveka, 2023: Ca isotope, oceanic anoxic events and the calcareous nanoplankton. (15 hp)
658. Madsen, Ariella, 2023: Polycykliska aromatiska kolväten i Hanöbuktens kustnära sediment - En sedimentologisk undersökning av vikar i närhet av pappersbruk. (15 hp)
659. Wangritthikraikul, Kannika, 2023: Holocene Environmental History of Warming Land, Northern Greenland: a study based on lake sediments. (45 hp)
660. Kurop, Anna, 2023: Reconstruction of the glacier dynamics and Holocene chronology of retreat of Helagsglaciären in Central Sweden. (45 hp)
661. Frisendahl, Kajsa, 2023: Holocene environmental history of Washington Land, NW Greenland: a study based on lake sediments. (45 hp)
662. Ryan, Cathal, 2023: Luminescence dating of the late Quaternary loess-palaeosol sequence at Velika Vrbica, Serbia. (45 hp)
663. Lindow, Wilma, 2023: U-Pb datering av zirkon i metasediment tillhörande Stora Le-Marstrand, SV Sverige. (15 hp)
664. Bengtsson, Kaisa, 2023: Geologisk karaktärisering av den kambriska Faluddensandstenen i Östersjön och dess lämplighet för koldioxidlagring. (15 hp)
665. Granbom, Johanna, 2023: Insights into simple crater formation: The Hummeln impact structure (Småland, Sweden). (45 hp)
666. Jonsson, Axel, 2023: Datering av vulkanen Rangitoto, Nya Zeeland, genom paleomagnetiska analysmetoder. (15 hp)
667. Muller, Elsa, 2023: Response of foraminifera *Ammonia confertitesta* (T6) to ocean acidification, warming, and Deoxygenation An experimental approach. (45 hp)
668. Struzynska, Patrycja, 2023: Petrography, geochemistry, and origin of deep magmatic cumulates in the Canary Islands – the xenolith record. (45 hp)

669. Krätzer, Tobias, 2023: Artificiella torskrev i Hanöbukten: Förstudie. (15 hp)
670. Khorshidian, Farid, 2023: 3D modellering and resistivity measurements for hydrogeological assessments in the northern part of Vombsänkan. (45 hp)
671. Sundberg, Oskar, 2023: Methodology for Stored Heat "Heat In Place" (HIP) assessment of geothermal aquifers – Exemplified by a study of the Arnager Greensand in SW Scania. (45 hp)
672. Haraldsson, Emil, 2023: Kan akademien hjälpa industrin utveckla mer robusta grundvattenmodeller? En studie av moderna Svenska industriframtagna grundvattenmodeller. (15 hp)
673. Barabas, Ricky, 2024: Kan chockmetamorfos i okonventionella mineral hjälpa till att identifiera nedslagskratrar? (15 hp)
674. Nilsson, Sebastian, 2024: The glaciotectionic evolution of Ven, Sweden: insights from a comprehensive structural, sedimentological, and geomorphological analysis. (45 hp)
675. Brotzen, Olga M., 2024: A new Lagerstätte-like fossil assemblage from the early Silurian of Mösseberg, Sweden. (45 hp)
676. Eng, Simon, 2024: Precursors to the South Atlantic Anomaly - Magnetic field variations in Lake Eilandvlei, South Africa. (45 hp)
677. Husén, Simon, 2024: Structural Geological Model of the Kaunisvaara Mining District, Norrbotten, Sweden. (45 hp)
678. Hjalmarsson, Tilda, 2024: Det underkambrika problematiska fossilet *Spatangopsis* - Vad är dess verkliga affinitet? (15 hp)
679. Kuberna, Marcos, 2024: En litteraturstudie om klorparaffiner i grundvattnet och dess implikationer på hälsa och miljö. (15 hp)
680. Persson, Viktor, 2024: Litteraturstudie: HIMU ursprung och framtid. (15 hp)
681. Selin, Sigrid, 2024: Hur kan paleoekologiska studier hjälpa oss att bättre förstå hur de ekosystem vi anser skyddsvärda har formats och hur de bör vårdas? (15 hp)
682. Rey, August, 2024: Isrörelser och havstransgressioner speglade i Kåsebergåsen. (15 hp)
683. von Vultée, Anton, 2024: Babets kvarlevor - En morfologisk och sedimentologisk undersökning av överspolningssediment vid Tobisvik, Simrishamn. (15 hp)
684. Olsson Roso, Céline, 2024: Fåglarnas ursprung och tidiga utveckling. (15 hp)
685. Nawrocki, Bartosz, 2024: Karaktärisering av Cr-spinell i den ordoviciska Lokformationen vid Skultorps stenbrott, Billingen. (15 hp)
686. Rydh, Alexander, 2024: Unraveling Magnetic Anomalies: A Study of Earth's Field Asymmetries during the Laschamps Excursion. (15 hp)
687. Svensson, Ludvig, 2024: Echoes of impact: A petrographic analysis and classification of impact breccias from Hummeln, Sweden. (15 hp)
688. Pålsson, Malin, 2024: Detektion av utsläppspolymer med avancerat ekolod – Undersökning av utsläpp av avloppsvatten från pappersbruk i havet med EK80, CTD & filmmaterial. (15hp)
689. Ivanovic, Edwin, 2024: Går det att se echinodermernas utveckling och diversifiering under ordovicium i tunnslip? (15 hp)
690. Blomvall, Marlene, 2024: Analys av morfologi, beteende och tafonomi hos ett exceptionellt bevarat fågelfossil från Furformationen (eocen), Danmark . (15 hp)
691. Elfström, Dari, 2024; Geomorfologisk studie av Jezerokraterns kant (Mars): Potentiella mekanismer bakom kraterkantens nuvarande utseende. (15 hp)
692. Andersson, Jacob, 2024: The Cerithium limestone Member at Stevns Klint reflecting the carbonate production recovery after the K/Pg mass-extinction. (45 hp)
693. Adler, Linus, 2024: Petrografisk pilotstudie av en högmetamorf epidotrik bergart från Harbak, västra gnejsregionen i Norge. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund