

Spår av himlakroppskollisioner – bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland

Markus Rosvall

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 483
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2016

Spår av himlakroppskollisioner – bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland

Kandidatarbete
Markus Rosvall

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2016

Innehåll

1	Introduktion	7
1.1	Syfte	7
1.2	Mien	7
1.3	Bildandet av en nedslagskrater	8
1.4	Chockmetamorfos	8
1.4.1	Slagkäglor	8
1.4.2	Planära mikrostrukturer (<i>Planar microstructures</i>)	8
1.4.2.1	Planar fractures	9
1.4.2.2	Planar deformation features	9
1.4.3	Diaplektiskt glas	10
1.4.4	Högtryckspolymorfer av mineral	10
1.4.5	Uppsmältnings av mineral	10
1.4.6	Vaporisering	10
2	Metod	10
3	Impaktiter	11
3.1	Chockad berggrund	11
3.2	Nedslagsbreccior	11
3.2.1	Pseudotachylit	11
3.2.2	Breccia gångar	12
3.2.2.1	Typ A	12
3.2.2.2	Typ B	12
3.2.3	Suevit	12
3.2.4	Litiska breccior (parautoktona och allogena)	14
3.3	Nedslagssmältor	14
3.3.1	Smältbreccior	14
3.3.2	Små glaskroppar	15
3.3.3	Tektiter och mikrotektiter	15
3.3.4	Sfäruler	15
4	Resultat	16
4.1	MIE15_03M (03M)	16
4.2	MIE15_02J (02J)	16
4.3	MIE15_02F (02F)	17
5	Diskussion	17
6	Slutsats	18
7	Tackord.....	18
8	Referenser	18

Spår av himlakroppskollisioner – bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland

MARKUS ROSVALL

Rosvall, M., 2016: Spår av himlakroppskollisioner - bergarter i nedslagskrater med focus på Mien, Småland. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 483, 19 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Impaktiter är bergarter som har bildats av ett eller flera meteoritnedslag och delas in i tre grupper: chockad berggrund, nedslagsbreccior och nedslagssmältor. Den här studien strävar efter att redogöra för de olika typer av impaktiter som finns beskrivna från jorden, och att beskriva tidigare ostuderade prover av impaktiter från nedslagsstrukturen Mien i Småland, Sverige. Proverna kallas: MIE15_03M, MIE15_02J och MIE15_02F. MIE15_03M och MIE15_02F är snarlika då båda har ett mörkt afanitiskt matrix med inklusioner av mineral- och bergartsfragment. Dessa är troligen båda smältbergarter. Båda bergarterna har vesikler men storleken på dess varierar mellan proverna. MIE15_02F innehåller en mängd större vesikler som kan vara upp till ett par centimeter stora. I vissa av dessa förekommer det fyllnadsmaterial som ibland har delvis eller helt vittrat. I MIE15_03M finner man, till skillnad från MIE15_02F, tydlig flödestextur. Denna skillnad tyder på att MIE15_03M och MIE15_02F olika bildningssätt, trots deras likheter. Den tredje stoffen, MIE15_02J, skiljer sig från de andra då den har ett finkornigt matrix som inte är afanitiskt. Även i MIE15_02J förekommer det tydlig flödestextur, som definieras av schlieren av smält kvarts och plagioklas. Provet innehåller inklusioner av mineral- och bergartsfragment. MIE15_02J är med stor säkerhet en suevit på grund av det glas som har hittats som har bildats från det smälta kislet och plagioklasen som utgör flödestexturen. Ytterligare undersökningar krävs för att med säkerhet bestämma vad dessa prover representerar för bergarter, och hur de har bildats. Man bör till exempel undersöka samtliga stuffer i tunnslip för att kunna bestämma matrixens natur, framförallt i smältbergarterna. MIE15_02J borde jämföras med liknande stuffer från Mien för att kunna utesluta i fall stoffen verkligen är en suevit eller om glaset är en lokal anomali.

Nyckelord: impaktit, nedslagsstrukturer, suevit, Mien, nedslagssmälta, nedslagsbreccia.

Handledare: Sanna Alwmark, Carl Alwmark

Ämnesinriktning: Berggrundsgeologi

Markus Rosvall, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: ark13mr1@student.lu.se

Traces of celestial body collisions - rock types in impact craters with focus on Mien, Sweden

MARKUS ROSVALL

Rosvall, M., 2016: Traces of celestial body collisions - rock types in impact craters with focus on Mien, Sweden. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 483, 19 pp. 15 hp (15 ECTS credits).

Abstract: This study aims to describe the different types of impactites that are present on Earth and to characterize previously undescribed samples of impactites from Mien, an impact structure located in southern Sweden. Impactites are rocks that are generated from one or several meteoric impacts and they are divided into three groups; shocked rocks, impact breccias and impact melts. The impactites that are described in this study are named MIE15_03M, MIE15_02J and MIE15_02F. MIE15_03M and MIE15_02F share macroscopic features, since both of them have a dark, aphanitic matrix with inclusions of mineral and rock fragments. They both most certainly represent impact melt rocks. While both samples have vesicles, MIE15_02F has a greater amount of them and their size range up to a couple of centimeters. In some of these there is filling within the vesicles which sometimes is partly or completely weathered. Sample MIE15_03M unlike MIE15_02F, displays flow-banding. This flow-banding suggests that MIE15_03M and MIE15_02F were generated under different circumstances. The last sample, MIE15_02J differs from the other two due to it having a fine-grained matrix which is not aphanitic. MIE15_02J also displays flow-banding which is defined by schlieren of melted quartz and plagioclase. This sample contains both mineral and rock fragments. MIE15_02J is most certainly a suevite due to the glass found in the sample, formed from the melted quartz and plagioclase portrayed as schlieren. In order to clarify what kind of impactite these samples represent and how to classify them further research must be done. The samples, especially the impact melt rock ones, should for example be examined under the petrographic microscope to determine the nature of the matrices. MIE15_02J ought to be compared to other similar samples from Mien to be able to rule out whether the sample is a suevite or a local anomaly.

Keywords: impactites, impact structures, suevite, impact melts, impact breccias.

Supervisors: Sanna Alwmark, Carl Alwmark

Subject: Bedrock Geology

Markus Rosvall, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: ark13mr1@student.lu.se

1 Introduktion

Begreppet impaktit är ett samlingsnamn för bergarter som bildas under ett eller flera meteoritnedslag. I detta samlingsnamn ingår alla impaktiter som bildats på jorden men även de som har bildats i rymden, t.ex. på asteroider, Mars och andra himlakroppar. (French 1998; Stöffler & Grieve 2007). Impaktiter delas sedan in i impaktiter bildade ur ett nedslag och impaktiter bildade ur flera nedslag (Stöffler & Grieve 2007). Det senare kommer inte diskuteras i denna studie för att de hittills bara har beskrivits i prover från extraterrestiska källor (Stöffler & Grieve 2007).

Impaktiter delas in i tre huvudgrupper: chockad berggrund, nedslagsbreccior och nedslagssmälta och denna klassificering utgår ifrån impaktitens textur, hur pass mycket impaktiten har påverkats av chock metamorfos samt dess litologiska uppbyggnad (Stöffler & Grieve 2007).

1.1 Syfte

Syftet med studien är att på svenska beskriva de olika typerna av impaktiter som finns, samt att karakterisera några tidigare obeskrivna prover av impaktiter från nedslagsstrukturen Mien, med utgångspunkt att vi vet att de härstammar från ett meteoritnedslag, samt att jämföra de med andra liknande impaktiter från andra nedslagskratrar, för att se hur lika/olika de är.

1.2 Mien

Sjön Mien, och den underliggande impaktstrukturen, är belägen i Småland, ca 30 kilometer norr om Karls-

hamn (se Fig. 1). Kratern var ursprungligen ca 9 km i diameter men idag är sjöns diameter ungefär 5 km och strukturen har daterades till att vara $118,7 \pm 2,3$ miljoner år gammal med hjälp av ^{40}Ar - ^{39}Ar -metoden (Stanfors 1973; Bottomley et al. 1978; Åström 1998). Man trodde länge att Mien hade bildats av ett vulkanutbrott men upptäckten av coesite och chockad kvarts kunde bevisa att det var en impaktstruktur (Åström 1998).

Berggrunden i Mienområdet domineras av granit och granitisk gnejs och man finner även block av kambrisk sandsten i området (Stanfors 1973; Bottomley et al. 1978). Majoriteten av de kvartära avlagringarna i området är morän med ökande tjocklek söderut. Det förekommer även glacialfluviala avlagringar i form av rullstensåsar (Stanfors 1973).

Det utfördes borrhningar på Ramsö, en ön belägen på sjön Mien under -60-talet och de utfördes för att kunna fastställa var "ryolit"-blocken i Mienområdet härstammar från (Stanfors 1973). 1963 utfördes tre borrhningar och borrhningsdjupet varierade från 10 till 17 meter och de översta metrarna bestod av morän följt av "ryoliter" av obestämd mäktighet. Man kunde inte borra djupare på grund av bergartsfragment som fastnade i borren (Stanfors 1973). Ytterligare två borrhningar utfördes 1967; borrhkärna 67-01 (70 meter djup) och borrhkärna 67-02 (40 meter djup). De sista 30 metrarna av 67-01 saknas pga. kärnförlust (Stanfors 1973). Den generella stratigrafin ser ut som följande (baserat på dessa två borrhningarna): överst finner man ett ca 3-5 meter mäktigt lager av morän som överlagrar

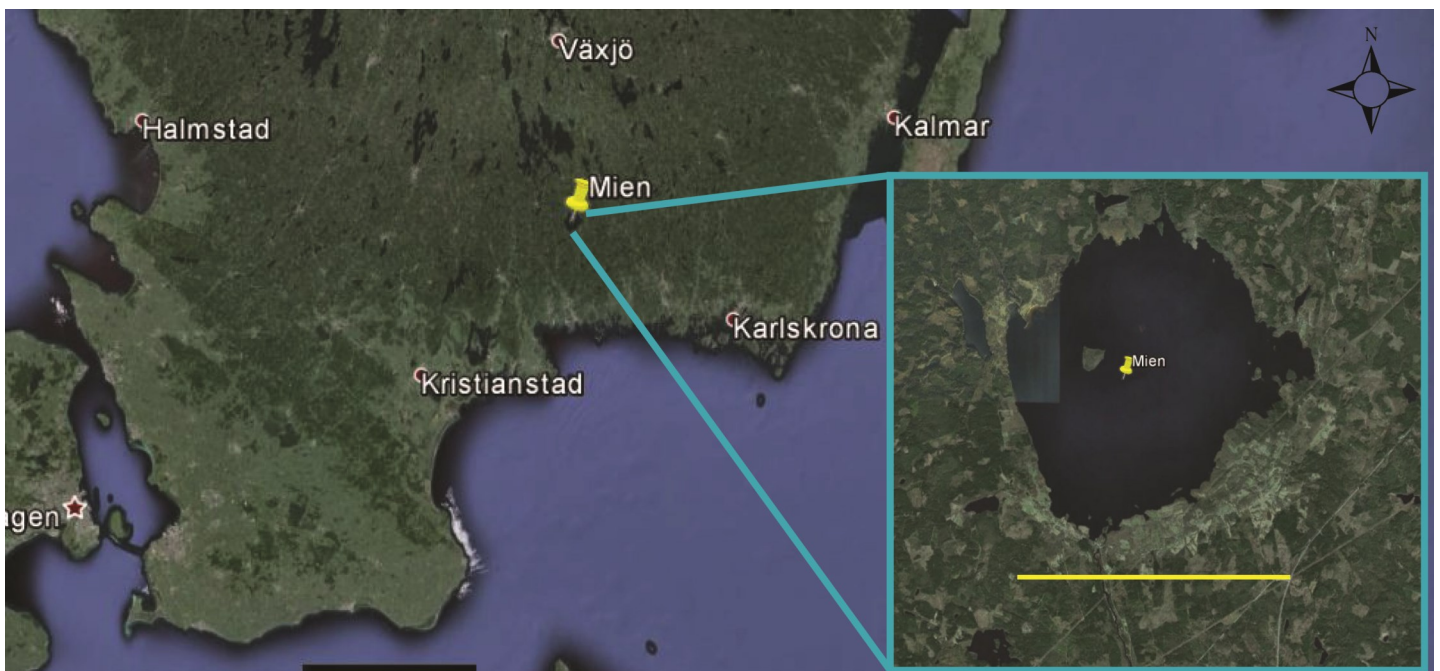


Fig 1. Översiktsbild över Sydsverige med svart streck som skala (50 km). Förstorad bild över sjön Mien i Småland med gult streck som skala (5 km). Bilderna är tagna från Google Earth.

ett mäktigt ”ryolit”-lager (ca 18-25 meter). Under ”ryoliten” ligger det ett tunt lager av suevit, ~1 meter, sedan kommer det ett ca 2 meter mäktigt lager av en tuffliknande bergart som i sin tur överlagras av breccia som är ca 3-7 meter mäktig och till sist ligger det krossad och vittrad granit (Stanfors 1973). Större delen av impaktiterna i Mien har historiskt beskrivits som ryoliter (Stanfors 1973) pga. sitt fina matrix och vulkanliknade uppträdande. I senare studier (eg. Bottomley et al. 1978) beskrivs dessa ”ryoliter” som smältbergarter. Stanfors (1973) beskriver också en suevitliknande bergart samt breccior, vilket även Bottomley et al. (1978) gör. För en mer detaljerad bild av hur impaktiterna är beskrivna läs vidare i Stanfors (1973).

1.3 Bildandet av en nedslagskrater

När en utomjordisk himlakropp kolliderar med jorden eller en annan himlakropp frigörs väldiga mängder energi i form av chockvågor och värme och en krater bildas. Under kraterformationen bildas impaktiter och målberggrunden utsätts för så kallad chockmetamorfos, vilket resulterar i utbildandet av chockmetamorfa strukturer, vissa unika för nedslagsstrukturer.

I kraterbildningsprocessen urskiljs tre faser; 1) kompressionsfasen, 2) utgrävningsfasen (*excavation stage*) och 3) modifieringsfasen (French 1998). Kompressionsfasen börjar när projektilen slår ner i marken med en hög hastighet, över 11 km/s (så kallade *hypervelocity impact*), och detta bildar chockvågor som går ner i marken samtidigt som en chockvåg reflekteras tillbaka in i projektilen. Fasen varar endast ett par sekunder. Den bakåtreflekterade chockvågen rör sig igenom projektilen till dess baksida. Vid kontakt med baksidan reflekteras vågen tillbaka till framsidan av projektilen och blir en så kallad spänningsvåg (*release wave*). Under sin färd tillbaka igenom projektilen utsätts den (projektilen) för all stress samt den associerade temperaturen som chockvågen bär med sig, och detta innebär att hela projektilen börjar smälta upp och vaporiseras. Samtidigt som vaporisering av projektilen sker fortsätter spänningsvågen igenom projektilen och ner i marken, och vid denna tidpunkt slutar kompressionsfasen och utgrävningsfasen tar vid (French 1998).

Det är under utgrävningsfasen som kratrar får sin mer eller mindre hemisfäriska form och man brukar dela in hemisfären i två zoner; den övre zonen och den undre zonen. I den övre zonen förflyttas material uppåt av chockvågor och detta material kan komma upp i en hastighet på ett par kilometer per sekund. I vissa fall slungas material utanför den slutliga kratern. Samtidigt som detta sker förflyttas material i den undre zonen nedåt och utåt. Allt eftersom kratern växer så bildas

kraterväggen när den yttre berggrunden höjs upp. Detta sker så länge som chockvågorna har energi nog att förflytta material och när chockvågorna inte längre kan detta har den transienta kratern nått sitt maximum och utgrävningsfasen avslutas. Denna fas varar längre än kompressionsfasen men är oftast inte längre än ett par minuter, beroende på hur stor projektilen ursprungligen var (French 1998).

När modifieringsfasen tar sin början har chockvågorna redan skingrats så pass mycket samt att de har förflyttats bortom kratern att de inte längre är relevanta för morfologiska utvecklingen av kratern. I denna fas påverkas kratern istället av gravitation och berggrundsmekanik (*rock mechanics*). Så småningom övergår modifieringsprocesserna, som t.ex. kollaps av nedslagsstrukturens vägg, över till vanliga geologiska processer som exempelvis massrörelser, vittring och sedimentation. Under modifieringsfasen kan kratern växa och i större kratrar (>4 km) kan förhållandet mellan den slutliga nedslagsstrukturens diameter och den transienta kraterns diameter vara 0.5 till 0.7, dvs., att den transienta kratern är 0.5 till 0.7 gånger så liten som den slutliga strukturen (French 1998).

1.4 Chockmetamorfos

Chockmetamorfos sker vid höga tryck, över 2 GPa, och ofta hög temperatur, se Fig 2. Chockmetamorfa strukturer är unika och alltså ytterst viktiga vid identifikation av nedslagsstrukturer (French 1998). Denna studie behandlar kort de olika stegen av chockmetamorfos och vill man utforska detta ämne kan man till exempel läsa kapitel 4 i French (1998 och referenser däri) och studera tabellerna 11.3–11.7 i Stöffler och Grieve (2007).

1.4.1 Slagkäglor

Vid ett tryck mellan 2 – 10 GPa bildas så kallade slagkäglor. De är lätta att skilja från andra liknande formationer, om de är välutvecklade, och kan man identifiera dem och fastställa att de är just slagkäglor så är detta en indikator på att ett nedslag har skett. Slagkäglor är brott som är böjda och tvärstrimmiga och som är formade som ofullständiga eller fullständiga koner (se Fig 3). Vid högre tryck kan de även innehålla andra effekter av chockmetamorfos. (French 1998).

1.4.2 Planära mikrostrukturer (Planar microstructures)

Det finns det två huvudtyper av *planar microstructures*; planar fractures (PF) och planar deformation features (PDFs). Dessa förekommer i de flesta fallen i samband med nedslag och kan utbildas i till exempel

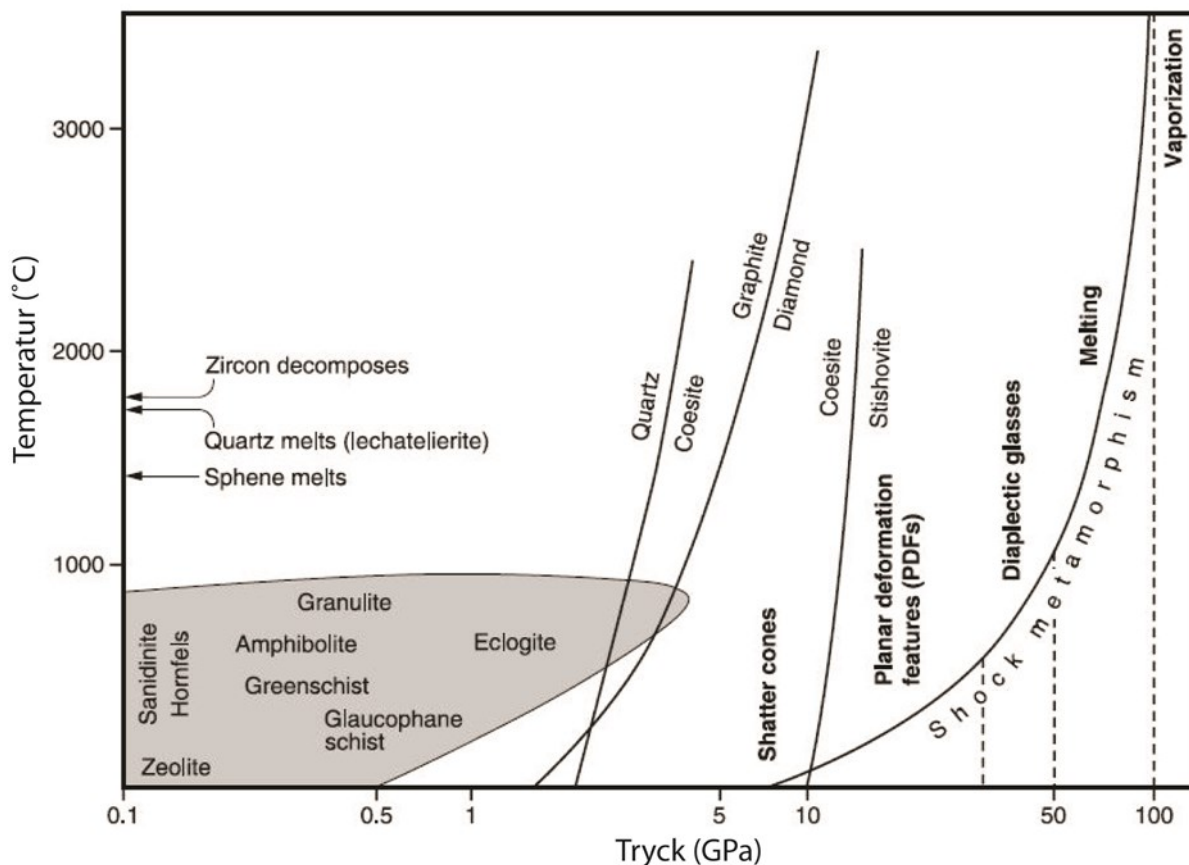


Fig 2. Tryck-Temperatur diagram som visar skillnaden i tryck och temperatur på normal metamorfos (vänster) och chockmetamorfos (höger). Tryckaxeln (x-axeln) är logaritmisk. Den exponentiella kurvan för chockmetamorfos visar den korresponderande temperaturen på y-axeln. På kurvan för chockmetamorfos kan man se vilket tryckintervall som krävs för varje enskilt steg av chockmetamorfos. Kurvorna för omvandling av mineral till högtryckspolymorfer (coesit, stishovit och diamant) är vid stabila förhållanden, som vid normal metamorfos, och representerar inte vid vilka tryck som omvandlingen sker vid chockmetamorfos. Vid y-axeln kan det ses vilka temperaturer som krävs för att smälta eller lösa upp specifika mineral. Modifierad från French (1998).

kvarts, fältspater, och zirkon. Kvarts är det mineral som traditionellt har undersökts mest på grund av att det är så vanligt i jordskorpan, att mineralet är beständigt mot vittring samt att det har enkla optiska egenskaper (French 1998).

1.4.2.1 Planar Fractures

PFer bildas vid låga tryck, ungefär vid 5-8 GPa och är små, tunna sprickor i enskilda kvartskorn. Liknande sprickor hittas ibland, dock sällan, i kvarts som inte är kopplade till nedslagsstrukturer och PFs kan därmed inte användas som en enskild indikator på att ett nedslag har skett men PFs förekommer sällan ensamma utan förekommer ofta med andra chockmetamorfa strukturer. PFs är en tydlig indikator på att kvartsen har utsatts för chock (French, 1998).

1.4.2.2 Planar deformation features

PDFs bildas vid högre tryck än PFs, i intervallet 10-35 GPa och är till skillnad från PFs inte sprickor utan är



Fig 3. Välutvecklad slagkägla i finkornig kalksten från Haughtonstrukturen I Kanada. Slagkäglan är 10 centimeter lång. Modifierad från French (1998).

smala, tunna ”stråk” av amorft glas orienterade parallellt med rationella kristallografiska plan i kristallen (se Fig 4). Detta är en effekt av att kvartsens atomstruktur har blivit störd och deformerad av den passerande chockvågen. Finns det PDFs i ett mineral är detta ett klart tecken på att ett nedslag har skett. PDFs förekommer också som så kallade *dekorerade PDFs* och dessa bildas när glaset omkristalliseras tillbaka till kvarts i äldre eller hydrotermalt påverkade prover och utgörs av samlingar av små, ofta 1-2 mikrometer stora, fluidinklusioner, också kallade dekorationer, längst de ursprungliga planen (French 1998).

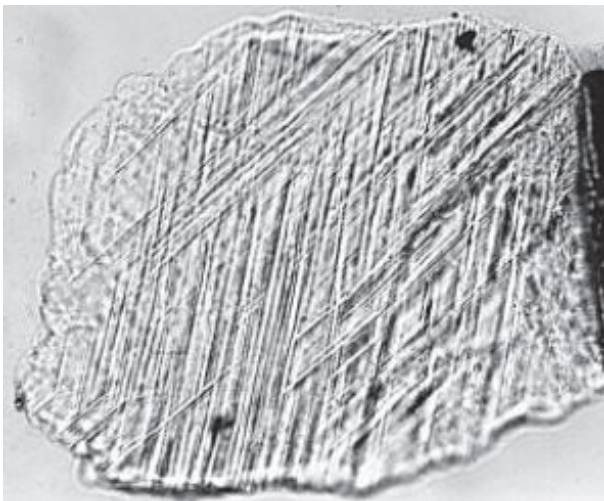


Fig 4. 0.20 mm långt kvartskorn med två uppsättningar av PDFs. Exemplet kommer från Starkville South, ett par kilometer söder om staden Trinidad i Colorado, USA.

1.4.3 Diaplektiskt glas

När mineral vid nedslag utsätts för tryck mellan 35-45 GPa, bildas inga PDFs utan mineralen blir istället omvandlade till diaplektiskt glas. Till skillnad från vanlig glasproduktion som sker via smältning av ett mineral och sedan snabb avkylning behåller diaplektiskt glas ursprungsmineralets textur och struktur. Vad detta innebär är att mineral vid tillräckligt högt tryck hoppar över smältningsfasen och övergår direkt till en amorf fas (French 1998).

1.4.4 Högtryckspolymorfer av mineral

Vid tillräckligt höga tryck kan vissa mineral omvandlas till högtryckspolymorfer, t.ex. kvarts och grafit, som blir coesite och stishovit resp. diamant. Detta är en vanlig geologisk process som bland annat sker i subduktionszoner men som också sker vid nedslag. Vid nedslag kan kvarts vid ett tryck på 12-15 GPa omvandlas till stishovit och vid ett tryck överstigande 30 GPa omvandlas kvarts istället till coesite. Dessa högtryckspolymorfer är bra indikatorer på att nedslag kan

ha skett och coesit och stishovit har använts för att bekräfta att himlakroppskollisioner har varit ursprunget till ett antal nedslagsstrukturer, t.ex. kratern Ries men dock i kombination med andra karaktäristika, till exempel PDFs. Dock, kan coesit förekomma i bergarter som länge har utsatts för ungefärligen 2 GPa tryck (ca 60 kms djup under markytan) och man kan därför inte enbart använda coesit för att avgöra huruvida en struktur har ett nedslagsursprung eller inte. Däremot, kan stishovit endast bildas vid högre tryck, över 10 GPa, och har bara identifierats i samband med nedslag och kan därmed användas utan implikationer för att bekräfta nedslagskratrar (French 1998).

1.4.5 Uppsmältning av mineral

Vid ett tryck på ca 45-50 GPa blir efterchockstemperaturerna höga (>1000°C). I vanliga fall vid uppsmältning av mineral börjar mineralen smälta i kornkontakten och bildar en smälta med blandad sammansättning men här sker inte detta utan alla mineral, i till exempel en granit, som har en smältpunkt under den specifika temperaturen som de utsätts för smälter fullständig och omedelbart och bildar ovanliga texturer som inte finns i närliggande korn. Ökar trycket ytterligare, över 55 GPa, ökar också efterchockstemperaturen, och alla mineral smälter och en nedslagssmälta bildas (French 1998).

1.4.6 Vaporisering

När berggrund utsätts för tryck över 100 GPa och den efterchockstemperatur som medföljer vaporiseras den. Denna typ av tryck förekommer endast precis vid nedslagspunkten och detta är vad som händer med projektilen när den slår ner i marken (French 1998).

2 Metod

Jag utgick från Frenchs ”*Traces of Catastrophe*” när jag valde litteratur. Grieve och Stöfflers kapitel (2.11) i Fettes och Desmons ”*Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences*” användes för att definiera uppdelningen av impaktiter. Jag använde mig av både Web of Science och GeoRef/Base för att hitta artiklarna jag sökte. När artiklarna inte kunde hittas med hjälp av EndNote användes istället Google Scholar för att hitta artiklarna som saknades. En makroskopisk beskrivning av tre stycken bergarter från Mien, i Småland, har utförts. Genom att blötlägga stofferna kunde jag lättare se strukturerna och texturerna för att sedan beskriva dem. Bilder på dessa bergarter har tagits och bilderna finns i kapitel 4

med beskrivning. Bergarterna har även jämförts med liknande bergarter från andra nedslagsstrukturer.

3 Impaktiter

3.1 Chockat berg

Chockat berg är berggrund som har utsatts för chockmetamorfos men som inte har breccierats. Den visar tydliga tecken på chockmetamorfos och alla dess olika former och stadier (t.ex., PFs och PDFs i kvarts) men ingen smälta förekommer (Stöffler & Grieve 2007). Chockmetamorfos är vanligare vid centrum av kraterbotten där trycket har varit högre, upp mot 10-35 GPa och förekommer ej vid kraterns kant där trycket inte överstiger 2 GPa (French 1998). Detta är en effekt av att energi vid nedslaget snabbt skingras och minskar med djup och avstånd från nedslaget (Dence et al. 1977).

3.2 Nedslagsbreccior

Nedslagsbreccior formas under olika skeden under kraterbildningen och av olika processer. De kan bildas av den inledande chockvågen och under senare modifikation av kratern. De bildas också i samband med att material som har slungats upp i luften av kollisionen och faller ner i kratern samt material som faller ner från kraterväggen när den kollapsar (French 1998).

Nedslagsbreccior klassificeras utifrån mängden litologier som ingår och om det förekommer några smältpartiklar i matrixet.

3.2.1 Pseudotachylit

Detta stycke är baserat på French (1998, och referenser däri) om inget annat anges.

Pseudotachylit är en nedslagsbreccia som bäst kan studeras vid Vredefortstrukturen (Sydafrika) och Sudburystrukturen (Kanada) där de är välutvecklade. I större strukturer finner man dem i den förhöjda centrala delen av kratern. De förekommer även i mindre strukturer och då utformar de sig oftast som små gångar, <1 meter breda, och är inte lika vanliga (French 1998). Pseudotachylit bör kallas pseudotachylitisk breccia tills man reder ut hur man exakt ska klassificera dem (Reimold et al. 2015).

Exempel från Sudburystrukturen visar på att pseudotachylit kan vara omfattande. Där täcker pseudotachyliterna upp till 100 – 200 km² och väldigt stora enskilda enheter har observerats, t.ex. en enskild enhet som sträcker sig mer än 11 kilometer i nordöstlig riktning från kraterns centrum (Dressler 1984).

Det är vanligt att pseudotachyliters storlek och form varierar mycket över korta sträckor, endast ett par meter upp till tiotals meter. Även förhållandet mel-

lan mängd matrix och mängd inklusioner varierar över korta sträckor. Ibland är pseudotachyliter dominerande av matrix med endast ett fåtal inklusioner och ibland förekommer pseudotachylit med en stor mängd klaster med ett matrix som består av tunna ”ådror” som penetrerar klasterna. Matrixet är i de flesta fall afanitisk och dess textur är ofta mussligt (*conchoidal*) eller hackigt (*hackly*) vid eventuella sprickor. Ibland förekommer det flödestextur i pseudotachyliters matrix, framförallt synligt i tunnslip, och som troligen har uppstått när klaster i matrixet har plastiskt deformerats eller smält. Färgen på matrixet tenderar att vara svart till grönsvart men andra färger förekommer också beroende på vilken typ av ursprungsbergart som den är baserad på (French 1998), se Fig 5.

Under bildningen av de flesta pseudotachyliter har matrixet åtminstone varit delvis uppsmält och detta baserar man på olika fynd som till exempel glas, magmatiska mikrotexturer, deformerade vesikler (Spray 1995, och referenser däri). Geokemiska undersökningar av pseudotachyliter visar på att de har en kemisk sammansättning liknande dess omgivande berggrund och detta tyder på att de i princip har bildats på plats (Dressler 1984).

Enligt (French 1998) har det länge diskuterats hur man egentligen ska beskriva pseudotachyliter, hur de har bildats samt vilken terminologi som ska användas och det finns många artiklar som behandlar just detta, t.ex. Spray (1995) och Reimold (1995) där det diskuteras angående pseudotachyliternas bildningsätt.

Termen pseudotachylit används också för liknande glasiga breccior som inte har bildats vid nedslag, utan som har bildats i samband med t.ex förkastningar, där de bildas genom kraftig deformation och friktions-smältning (French 1998).



Fig 5. Pseudotachylit i kvartsit från Sudburystrukturen, Kanada. Kvartsitsblocken är omgivet av ett svart matrix som på sina ställen tränger in i blocken. Skala ges av hammaren. Modifierad från French (1998).

3.2.2 Breccia gångar

Breccia gångar kan delas in i två huvudtyper; A och B. Dessa kan delas in ytterligare; Typ A1 och A2 samt B1 och B2. Denna klassificering utgår från 3 parametrar; bergartens textur, hur breccian och dess innehåll förhåller sig till ursprungsbergarten samt gångens geometri. Dessa breccior tenderar att ofta skära igenom underliggande kratergolvet. Brecciangångarna innehåller ofta chockat material (Lambert 1981; French 1998). För en översikt av denna klassifikation se Table 1. i Lambert (1981)

3.2.2.1 Typ A

I typ A finner man oftast få eller inga klaster i handprover dock går det att hitta små (<1 mm) rundade fragment i mikroskop. Dessa fragment består oftast enbart av ett mineral som kan visa tecken på chockmetamorfos. Matrixet är kryptokristallint och visar på flödeslinjer. Typ A breccior innehåller inte något transporterat material utan det är endast lokalt material som ingår. Brecciorerna kan variera i bredd från 1 mm till ett par centimeter och kan snabbt ändra riktning och tjocklek och kan framträda anastomosiskt.

A1 har för det mesta jämnstora korn och uppvisar flödestextur som en effekt av schlieren, som är band av deformerade mineral som skiljer sig från omgivande matrix. Denna typ har generellt färre klaster och det finns en större storleksskillnad mellan matrixet och klasterna än i A2. I A2 är matrix klastiskt, kornstorleken varierande och storleksfördelning av partiklarna bestämmer flödestextur. Båda undertyperna kan påträffas i samma gång däremot är A2 vanligare än A1 (Lambert 1981).

3.2.2.2 Typ B

I typ B-breccia gångar förekommer det ingen sortering av inklusionerna och i mikroskop kan man se kantiga mineral- och bergartsfragment av varierande storlek. Matrixet består av samma material som fragmenten fast i en finare fraktion. Till skillnad från typ A kan typ B delas in i monomikta och polymikta breccior. De monomikta brecciorerna innehåller endast lokalt material, precis som typ A och detta material kommer oftast från nedslagsstrukturens väggar. De polymikta brecciorerna innehåller också lokalt material men även material som har färdats flera hundra meter och utöver detta kan de innehålla bergarter från de olika stratigrafiska nivåerna som ursprungligen fanns i området (French 1998; Lambert 1981) och ett exempel på detta är den brecciangång som har upptäckts i Riesstrukturen i Tyskland, där man har funnit sedimentära klaster i en brecciangång i den kristallina berggrunden (Stöffler 1977). Majoriteten av de polymikta och alla de monomikta

brecciorerna har ett klastiskt matrix med det förekommer typ B-breccior som innehåller glasfragment och som har ett smältmatrix (Lambert 1981). Även pseudotachylit- och slagkägelfragment har observerats i denna typ av breccia (Dressler & Sharpton 1997).

De monomikta och polymikta B-brecciorerna kan delas in ytterligare undergrupper. Denna indelning baseras på en eventuell föredragen orientering av texturen. Monomikta breccior med föredragen orientering är upp till ca 10 centimeter breda och har en bestämd geometri, det vill säga att de inte ofta byter riktning eller tjocklek. Monomikta breccior utan specifik orientering blir upp till någon meter breda och har en varierande geometri. När det gäller de polymikta brecciorerna delas de in i B1 och B2, där B1 har en varierande geometri där gången snabbt byter riktning och tjocklek och de är tunna, max ett par centimeter breda. B2-gångarna är större, upp till ett par meter tjocka och håller ofta konstant tjocklek, form och riktning (Lambert 1981). Breccior av typ B från Slate Islands, Lake Ontario, Kanada har beskrivits av Dressler & Sharpton (1997). I artikeln beskrivs brecciorerna som ”*polymictic clastic matrix breccias*” och de är de vanligaste brecciorerna på öarna. De har klaster som är kantiga till rundade och som varierar i storlek från <1 millimeter till ett par meter stora. Kontakten mellan gångarna på ön och omgivande berggrund är skarp. Gångarna i sig skulle enligt Dressler & Sharpton (1997) kunna vara över en kilometer långa och de har även iakttagit breccior som är 10 – 30 meter breda.

3.2.3 Suevit

Suevit är en oftast polymikt breccia vars matrix innehåller berg- och mineralfragment men även smältpartiklar (glaskroppar), se Fig 6. Mineral- och bergartsfragmenten innehåller ofta chockmetamorfa strukturer och därmed är förekomst av suevit en bra indikator på om det har förekommit ett nedslag. Matrixet består av liknande fragment men i mindre fraktion och det uppvisar ingen sorteringsgrad. Glaskropparna i sueviter kan vara så stora som 10-20 centimeter, men också ner till så små som <1 mm och kan utgöra 5-15% av den totala volymen. (French 1998; Stöffler & Grieve 2007). Suevit hittas både i kratern, som fyllnadsbreccia, och utanför kratern. I kratern brukar sueviten kallas ”*crater suevite*” (CS) eller ”*fallback suevite*” och utanför kratern får de namnet ”*outer suevite*” (OS) eller ”*ejecta/fallout suevite*” (French 1998; Grieve et al. 2015; Stöffler 2015).

Då kratern Ries i Tyskland är typlokalen för suevit (French 1998; Grieve et al. 2015; Stöffler 2015) kommer skillnaderna mellan CS och OS beskrivas utifrån



Fig 6. Suevit från Ries kratern i Tyskland. Stoffen har ett fint klastiskt matrix med mörka och ljusa inklusioner. De mörka inklusionerna är glas och de ljusa inklusionerna är bergartsfragment. Glasfragmenten storlek varierar, upp till 5 centimeter. Streckade linjen ger skala, ca 45 centimeter Modifierad från French (1998).

artiklar som behandlar Riesstrukturen och dess implikationer.

CS och OS innehåller samma typer av litiska klaster som domineras av kristallin berggrund, vanligen felsiska eller mafiska gnejser, graniter och amfiboliter. Sedimentära klaster förekommer också men dessa utgör endast en liten del av alla klaster (Stöffler et al. 2013). CS och OS skiljer sig ifrån varandra då de har olika fördelningar av bergartsklaster. En studie utförd av Stöffler et al. (2013) där man har studerat 658 klaster från OS och 447 klaster från CS från Riesstrukturen visar att CS-klasterna ungefärligen består av 33 % gnejs, 26 % granit och 25 % amfibolit medan OS-klasterna ungefärligen består av 42 % gnejs, 19 % granit och 17 % amfibolit. Resterande klaster består av t.ex. gabbro, diorit, monzonit m.fl. (Stöffler et al. 2013). Detta exempel från Riesstrukturen visar inte nödvändigtvis hur det ser ut på andra lokaler men det visar att det finns en skillnad mellan CS och OS gällande klasterna.

Smältpartiklarna i en suevit är en vital del och måste vara närvarande för att bergarten ska kunna kallas suevit. Smältpartiklarna kan förekomma i olika storlekar och former fast dess textur är i princip densamma i både CS och OS. Smältpartiklar i OS varierar i storleken, från några decimeter till millimeter medan smältpartiklarna i CS generellt är några centimeter stora. Smältpartiklarna i OS är väldigt oregelbundna och är oftast platta, lina, tvärstrimmiga eller som klumpar. I CS är smältpartiklarna liknande till form fast mindre oregelbundna och är ekvidimensionella, dvs. smältpartiklarnas alla diametrar är ungefär samma längd och har en mer eller mindre jämn form. Smältpartiklarnas textur defineras av flödestexturer och

vestikler samt inklusioner av både mineral och litiska klaster. Alla steg av chockmetamorfos återfinns i dessa klaster (Stöffler et al. 2013). Ibland förekommer det så kallade "cored inclusions" i sueviter. "Cored inclusions" är bergartsfragment som har blivit insvept i smälta, som sedan har stelnat snabbt och bildat glas. Denna process sker när smälta och bergartsfragment tillsammans slungas upp i luften under utgrävningsfasen vid ett nedslag (French 1998).

De tidigare nämnda glaskropparna visar på distinkta skillnader beroende på hur länge de har färdats genom luften. Glaskroppar som har transporterats länge i luften, dvs. de som förekommer i OS, får en räfflad och/eller flikig form, som en effekt av aerodynamisk formgivning. Det förekommer även sköra sprickor i dessa kroppar vilket indikerar att de har hunnit stelna under sin färd genom atmosfären innan de landar på sin slutliga plats. Dessa företeelser förekommer inte i CS, vilket betyder att de smält/glaspartiklarna inte varit luftburna under en längre tid (von Engelhardt 1997; French 1998).

Suevit skiljer sig från vulkaniska breccior i det att de varken har några fältspatsfenokryster eller kvartsfenokryster. Den skiljer sig också från vulkaniska breccior, då man finner chockmetamorfa effekter i form av PDFs i quartz, högtryckspolymorfer; coesite och stishovit, och man finner också lechatelierit (kiselglas) (French 1998).

Suevitens utbredning kan vara relativt omfattande, i t.ex. Rieskratern hittar man ovanpå den kristallina berggrunden ett 75 meter mäktigt lager med smältfattig suevit. Detta följs upp av ett 200 meter mäktigt lager med suevit, som är rikare på smälta. Det smältrika lagret har en skarp gräns uppåt mot ovanliggande lager som är ett ca 20 meter mäktigt suevitlager som framträder som "sorterat", och till sist ligger det ett mäktigt lager av sjösediment (Stöffler 2015).

Det pågår diskussion angående sueviter bildningsprocess. Den senaste teorin är att båda varianterna av suevit (CS och OS) har bildats via den så kallade "fuel-coolant interaction" (FCL) modellen (Grieve et al. 2015; Stöffler 2015). FCL är en explosiv reaktion som sker när en volym smälta reagerar med vatten och sedimentär berggrund som är rik på flyktiga ämnen (Grieve et al. 2015; Stöffler 2015). Detta är enligt Stöffler (2015, och referenser däri) den ledande modellen då man inte tror att den mängd suevit som finns i Riesstrukturen (RS) kan ha bildats av endast den ursprungliga plymen som bildats direkt efter nedslaget. Stöffler (2015) fortsätter med att säga att den första plymen endast skulle bilda ett par meter av CS och OS och att det troligen skulle kräva flera FCL reaktioner

för att bilda all den suevit som finns i RS. Denna modell som från början användes för att förklara suevitens bildningsprocess i RS har senare applicerats till andra impactstruktur, ett exempel är Onaping Formation (OF) vid Sudburystrukturen (Grieve et al. 2015; Stöffler 2015). Detta ställer till problem då RS sueviterna och OF sueviterna skiljer sig från varandra. I OF finner man sällan några chockade litiska fragment medan 90 % av alla klaster i OS i RS uppvisar chockat material. Endast två fall av chockad kvarts har påträffats i OF i ett par hundra tunnslipsprover. De devitrifierade smältklasterna från OF har alla ungefär samma form och visar på en sortering. I RS däremot, har glasblasterna en stor variation i hur de kan se ut, hur stora de är och vilken textur de har. De innehåller även rikligt med litiska- och mineralfragment som visar på chock. Detta tyder på att sueviten från OF och RS skiljer sig och bör kanske inte ha samma bildningsprocess (Grieve et al. 2015). Grieve et al. (2015) avslutar med att säga att om FCL-modellen funkar för OF, kanske de ovanstående skillnaderna tyder på att samma modell inte kan appliceras till RS.

3.2.4 Litiska breccior (parautoktona och allogena)

Litiska breccior delas in i två grupper beroende på var de förekommer. Brecciorna kan finnas i och under kraterbotten (parautoktona) eller så kan de förekomma som kraterfyllnadsbreccia (allogena). Dessa breccior består enbart av sten- och mineralfragment och skiljer sig därmed från suevit och andra liknade breccior. Formen på fragmenten är oftast kantiga till mycket kantiga men det förekommer även rundade fragment, beroende på ursprungsbergart. Båda typer av breccia har ett klastiskt matrix som består av samma material som fragmenten i en mindre fraktion (French 1998).

Kraterfyllnadsbrecciorna är oftare polymikta då materialet har erhållits från ett större område medan de parautoktona brecciorna ofta är monomikta men de kan även vara polymikta, beroende på ursprungsbergarten (French 1998). Ett exempel på en parautokton breccia är den monomikta breccian med vita granitklaster i ett svart, kolförande matrix (Fig 7) ifrån Gardnosstrukturen i Norge (French et al. 1997; Jaret et al. 2010).

3.3 Nedslagssmältor

När en meteorit slår ner bildas smälta på grund av uppmältning av målberggrunden. Mer än 99 % av denna smälta återfinns i kratern eller i kraterns närhet, upp till ett par kraterradier i avstånd från kratern. Smältan kan bilda mindre, centimeter stora, glaskroppar som ofta återfinns i suevit och den kan också bilda breccior

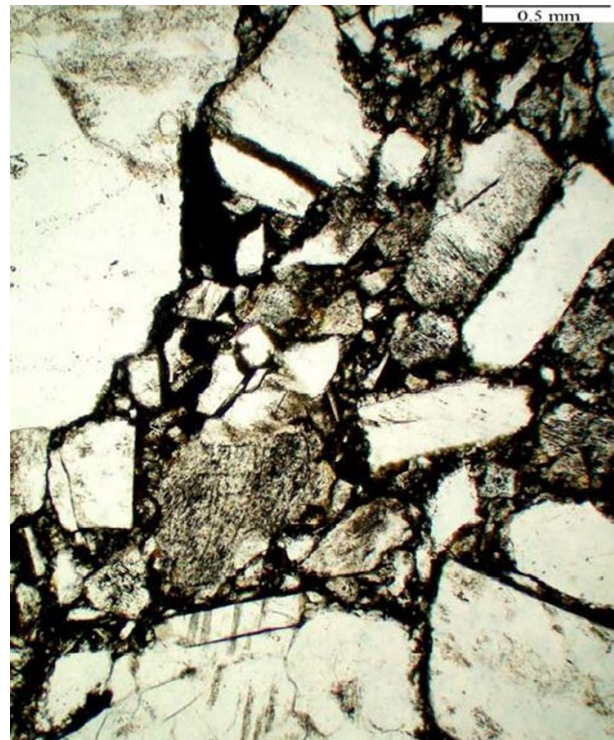


Fig 7. Foto av Gardnos Breccian i planpolariserat ljus (PPL) med kvarts- och fältspatkorn i ett svart, kolförande matrix. Skala anges i övre högra hörnet. Modifierat från Jaret et. Al (2010).

med ett glasigt eller kristallint matrix med varierande mängd klaster. Till sist kan även stora smältkroppar bildas, liknande föregående breccior fast i större skala, upp till flera hundra kubikkilometer (French 1998).

Endast en väldigt liten mängd (<0.1% av volymen) av den ursprungliga smältan som bildas vid ett nedslag slungas upp i luften och bildar glasiga objekt, såsom tektiter (och mikrotektiter) och sfäruler (French 1998).

3.3.1 Smältbreccior

Nedslagssmältbreccior bildas när den resulterade smältan från ett nedslag långsamt stelnar över en längre tid (French 1998).

Dessa breccior karaktäriseras av att matrixet består av smälta med inklusioner av mineral- och bergartsfragment. Matrixen kan vara holohyalint (glasigt), holokristallint (kristallint) eller en blandning av dessa: hypokristallint (glasigt och kristallint). Mängden klaster varierar också kraftigt, allt från mycket klaster, till få klaster eller inga klaster. Precis som de andra typerna av breccior varierar de också i storlek. De kan vara ett fåtal meter till tiotals meter stora och förekomma i andra breccior såsom suevit eller annan kraterfyllnadsbreccia men det kan även bilda flera hundra meter mäktiga breccior (Dence 1971; French 1998; Stöffler & Grieve 2007).

Ett exempel på en sådan breccia är den i Manicouganstrukten i Kanada som är beskriven av Simonds et al. (1978). Denna nedslagssmältbreccia är 230 meter mäktig och den generella trenden genom breccian är att det blir färre och färre inklusioner i matrixet i vertikalled nedifrån och upp medan inklusionerna blir större. Ett block av gnejs som har beräknats att vara minst 20 meter högt, 30 meter brett och 150 meter långt har påträffats i breccian (Simonds et al. 1978). Dessa kroppar finns även i större dimensioner, och kan vara så stora som ett par tusen kubikkilometer. I dessa fall är de oftare kristallina och framträder som vertikala gångar (*dike*) eller horisontella gångar (*sill*) (French 1998). Ett exempel på en sådan smälta är den i Popigai, i Ryssland, som har en volym på 1750 km³ (French 1998).

3.3.2 Små glaskroppar.

Detta stycke baseras på French (1998) om inget annat anges. Dessa små, från ett par millimeter till tjugo centimeter stora, kropparna förekommer oftast som enskilda enheter i breccior. De är oftast oregelbundna till form och är till utseende lika vulkaniska lapilli. De kan vara aerodynamiskt formade beroende på hur långt de har färdats. Man hittar de ofta i suevit, av både kraterfyllnadstyp (*crater suevite*, CS) och som ”*outer suevite*” (OS; Von Engelhardt 1997; Stöffler 2015).

I glaskropparna förekommer det mineral- och stenfragment som ibland visar på chock metamorfos i form av PDFs i kvarts och fältspat, sprickor, diaplektiskt glas, samt början på smältning av fragment. Det finns tydliga bevis på att temperaturer högre än de som förekommer vid vanliga vulkaniska aktiviteter har påverkat glaset. Det har förekommit smältning eller upplösning av mineral såsom kvarts och zirkon och detta kräver temperaturer över 1400°C. Även bildningen av lechatelierite, kiselglas, kräver höga temperaturer, över 1713°C och det uppträder som schlieren i glaset. Dessa egenskaper är vad som urskiljer dessa nedslagsbildade glaskropparna från vulkaniskt glas (French 1998).

3.3.3 Tektiter och mikrotektiter

Tektiter och mikrotektiter är små glasiga objekt som bildas när små smältpartiklar slungas upp i luften vid nedslag som kan transporteras långa sträckor. De är vanligen svarta, och då ofta opaka, men de förekommer även som grön-, grå-, och brunaktiga och brukar vara genomlysande till genomskinliga (Glass 1990; French 1998). Tektiter är vanligen centimeterstora och de kan delas in i tre grupper: 1) splash-formed, 2) ablated splash-formed, 3) Muong Nong (French 1998).

Splash-formed tektiter är generellt ett par centime-

ter stora och är oftast formade som sfärer, diskar, ellipsoider eller tårar. Den andra gruppen *ablated splash-form* är *splash-formed* tektiter som har utvecklat en sekundär ring på sin kropp. Denna ring uppstår när tektiter utsätts för en andra uppsmältning när de återinträder i atmosfären och de brukar ta formen av en knapp, se Fig 8. Den sista gruppen tektiter, Muong Nong, är generellt större och kan vara över 10 centimeter stora. De är oftast oregelbundna och skiktade till formen och det finns exempel på Muong Nong-tektiter som väger ett par kilogram (eg. Glass 1990; French 1998).

Tektiter och mikrotektiter är till form lika vulkaniskt glas men de skiljer sig på ett antal sätt. Till skillnad från vulkaniskt glas består tektiter av mindre än 0.02% av vatten i viktprocent. Mikroliter och phenokryster förekommer ej. Ibland uppvisar tektiter inre struktur i form av flödestextur och detta är en effekt av smält kiselglas, också kallad lechatelierite. Ibland finns det inklusioner i tektiterna i form av chockade och ochockade mineral, t.ex. kvarts, apatit, zirkon och de kan förekomma delvis uppsmälta, även högtryckspolymorfen coesit förekommer. Deras kemiska och isotopiska sammansättning är inte vulkaniskt utan de är mer lika skiffrar och andra sedimentära bergarter (French 1998). Dessa skillnader pekar på att tektiter har sitt ursprung i nedslag.

Detta stöds av Glass (1990, och referenser däri) som även han säger att tektiter och mikrotektiter har sitt ursprung i nedslagssmältor. Han fortsätter med att säga, precis som tidigare beskrivit, att lechatelierite förekommer i stor mängd i tektiter och att dessa partik-

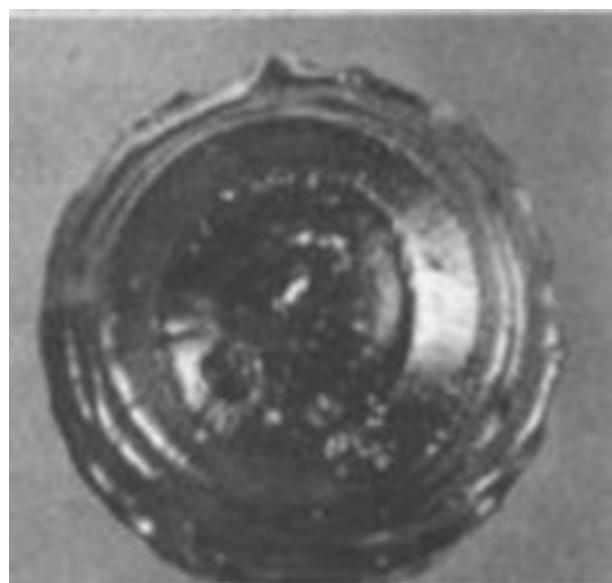


Fig 8. En *ablated splash-form* tektite från Australien. Tektiten är ungefär fyrdubbelt så stor på bilden jämfört med verkligheten. Modifierad från Glass (1990).

lar kan vara elongerade. Detta är ett tecken på att de har varit flytande och alltså att temperaturen har varit uppe i omkring 2000°C. Då lechatelieriten har skarp kontakt med det omliggande glaset tyder det på en snabb upphettning av kiselt och sedan en snabb avkylning (Glass 1990).

3.3.4 Sfäruler

Sfäruler är millimeter stora, glasiga kroppar som bildats av droppar från impaktssmältan. De förekommer även i form av smält meteorisk metall. Båda varianter hittas t.ex i Barringer-kratern i Arizona. Sfäruler är även vanliga i månmaterial (French 1998).

Dessa små kroppar är väldigt användbara när det gäller att identifiera och lokalisera nya impaktstrukturer då de innehåller samma isotopiska och geochemiska sammansättning som det material det ursprungligen kommer ifrån (French 1998). Ett känt exempel där förekomsten av sfäruler har använts för att länka ihop ett specifikt lager och en krater är Chicxulub-kratern och K/T-gränsen. I de sfäruler som hittats i denna gräns har i princip samma sammansättning som bergarterna i Chicxulub (Sharpton et al. 1992; French 1998).

4 Resultat

Impaktiterna som har beskrivits kommer från området kring sjön Mien i Småland. De har fått namnen MIE15_03M, MIE15_02J och MIE15_02F och de finns presenterade kort i figur 9, 10, och 11. MIE15_03M och MIE15_02F är varandra lika med några skillnader medan MIE15_02J skiljer sig mycket från de andra två. Alla prover kommer från lösa block.

4.1 MIE15_03M (03M)

Provet har ett mörkt afanitiskt matrix med tydlig flödestextur. Det förekommer inklusioner av mineral och bergartsfragment i olika färger och form. Vita och röda inklusioner är vanligast och de är framförallt kantiga till formen. De varierar i storlek från <1 mm till 8 mm. Små, oftare avlånga vesikler finns närvarande. På provets vänstra sida finner man ett "V" format parti (se Fig 9, vid pilen) som ser ut att bestå av en större mängd inklusioner. Man ser även i flödestexturen smala ljusa stråk samt tjockare bruna partier.

4.2 MIE15_02J (02J)

Matrix är väldigt finkornigt och till färgen ljusbeige. Det förekommer tydlig flödestextur i stoffen. Flödestexturen är ljus och grå till färgen och detta är en effekt av de olika banden som bildar texturen har olika färger. Stoffens små vesikler förekommer framförallt i



Fig 9. MIE15_03M. Trolig smältbergart. Exempel från Mienstrukturen i Småland, Sverige. Ungefär 13 centimeter långt med ett afanitiskt mörkt matrix av obestämd natur. Fragmenten är ljusa och är oftast kantiga. Förekommer tydlig flödestextur med vesiklar. Bruna stråk har observerats.

dess flödestextur. Inklusionerna är för det mesta ljusa, vita, och beige men ett fåtal svarta inklusioner påträffas också. Inklusionernas storlek varierar starkt då de minsta är <1 mm och upp till ett par centimeter stora. Stoffen framstår som polymikt då man kan se två olika typer av bergarter i stoffen, i höger respektive vänster nederkant (se Fig 10). De ser ut att vara sandsten och granit.

4.3 MIE15_02F (02F)

Matrixet är även här mörkt och afanitiskt med både inklusioner av mineral och bergartsfragment. Storleken på inklusionerna varierar mellan <1 mm till ca 2 cm med varierande form, för det mesta kantiga. Det förekommer ingen flödestextur. Däremot finns det rikligt med vesikler och en stor del av dessa är fyllda med ett finkornigt fyllnadsmaterial av något slag (se Fig 11). Detta material har börjat vittra i en del av vesiklerna. Storleken på vesiklerna varier, från någon millimeter till ett par centimeter. Ett par sprickor förekommer i provet varav några delvis har fyllts av samma material som påträffas i vesiklerna. Detta material framträder som brunt till svart.

5 Diskussion

Både MIE15_03M och MIE15_02F är rimligen smältbergarter då matrixet är afanitiskt och inte klastiskt, som är mer typiskt för en breccia. Det är svårt att ut-

tala sig om matrixens natur utan att undersöka det närmre. Stofferna ser ut att ha liknande inklusioner, vilket är logiskt då de både har sitt ursprung i samma område. Som tidigare beskrivet har 03M mycket tydlig flödestextur medan 02F inte har det. Detta beror troligen på var i smältan respektive stoff ursprungligen stelnade och hur pass mycket rörelse som förekom i smältan under kristallisationen. De vita stråken i MIE15_03M som förekommer i flödestexturen är troligen ett deformerat eller ett uppsmält ljus mineral eller till och med lechatelierite, kiselglas.

Däremot är det MIE15_02J som väcker mest uppmärksamhet med sitt varierande utseende. Tidigare skrevs det att 02J antogs vara polymikt då det förekommer två olika bergarter. I nedre högerkant finner vi en bergart som påminner om granit, vilket stämmer överens med vad Stanfors (1973) beskrev. Bergarten i nedre vänsterkant kan liknas vid en sandsten, vilket inte heller är orimligt eftersom man har funnit kambrisk sandsten i området runt lokalen (Stanfors 1973). Som tidigare beskrivet förekommer det flödestextur i stoffen och den definieras av vad som troligen är uppsmält kvarts och plagioklas som har bildat det jag tror är glas men det måste undersökas för att fastställas. Förekomsten av glas tillsammans med att förekommer mineral- och bergartfragment i ett finkornigt matrix talar för att det med stor sannolikhet är en suevit. Däremot kan man inte försäkra sig om detta förrän man har gjort ytterligare undersökningar.

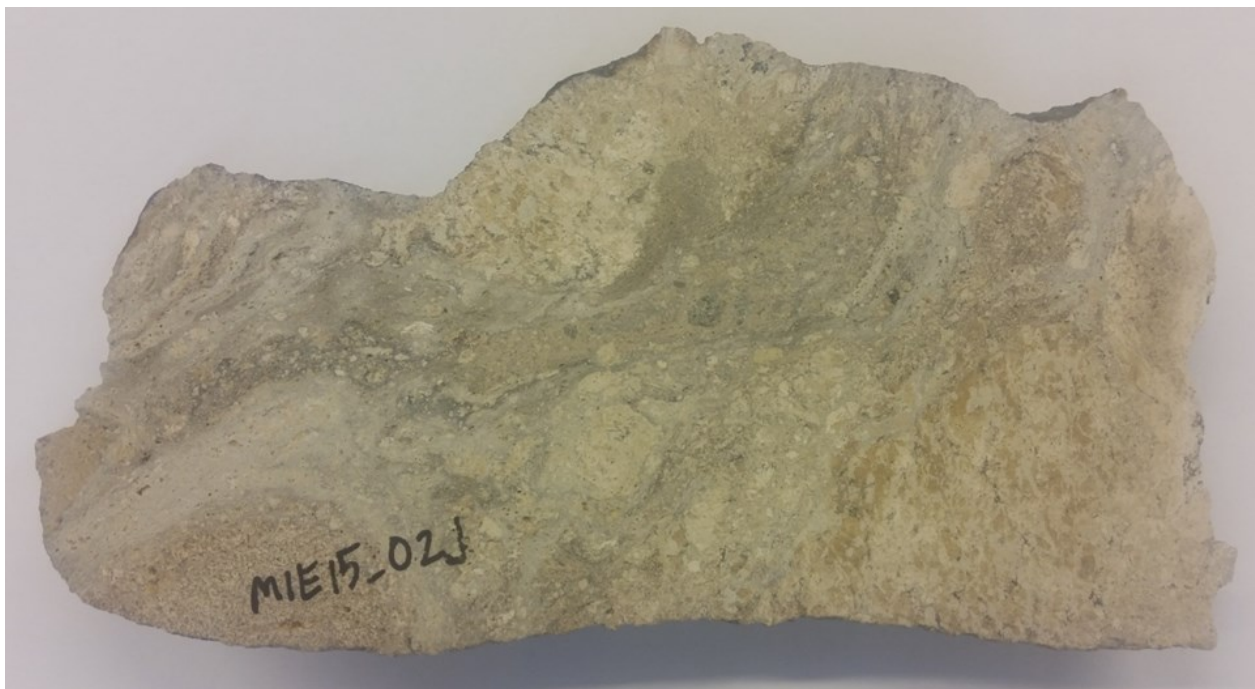


Fig 10. MIE15_02J. Trolig suevit. Exemplar från Mienstrukturen i Småland, Sverige. Ungefär 16 centimeter lång med ett ljus, beige finkornigt matrix. Fragmenten är ljusa och till form oftast kantiga. Det förekommer tydlig flödestextur, färgen varierar från ljusgrå till mörkgrå. Vesiklar observeras i flödestextur, i millimeter storlek. Större bergart fragment av olika slag framträder i vänster respektive höger nederkant. Ett mörkare parti i mitten och till vänster i mitten av stoffen, med mörka inklusioner.

För att få en bättre bild av vad detta är för bergarter och för att få en bättre förståelse av de bildningsprocess som är inblandade skulle jag föreslå följande:

- 1) Att man undersöker dessa bergarter i tunnslip för att komma underfund med vad för typer av bergarter det är och hur de ska klassificeras.
- 2) Man bör även undersöka ytterligare smältbergarter från Mien för att kunna få en uppfattning av relationerna mellan mängd matrix och mängd inklusioner, samt att hur flödestexturen varierar i smältan och vad det beror på.
- 3) Att man undersöker fler stuffer liknande *MIE5_02J* från samma lokal för att kunna fastställa om det är en suevit eller om det är en lokal förekomst.

6 Slutsats

Under studiens gång har tre impaktiter från Mien beskrivits och kan med stor säkerhet konstatera att både *MIE15_03M* och *MIE15_02F* är smältbreccior med sitt afanitiska matrix och att *MIE15_02J* är en suevit med annorlunda format glas.

7 Tackord

Jag vill tacka mina handledare, Sanna Alwmark och Carl Alwmark, för all hjälp under detta projekt. Jag vill tacka Josefin Martell för att hon tipsade mig om detta projekt. Jag vill även tacka mina kollegor som jag delade många skratt med under arbetstiden. Och till sist vill jag tacka min familj som alltid finns för mig och som alltid stöttar mig.

8 Referenser

- Bottomley, R. J., York, D. & Grieve, R. a. F., 1978: Ar-40-Ar-39 Ages of Scandinavian Impact Structures: 1. Mien and Siljan: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 79-84. doi: 10.1007/bf00375448
- Dence, M. R., 1971: Impact Melts: *Journal of Geophysical Research* 76, 5552-&. doi: 10.1029/JB076i023p05552
- Dence, M. R., Grieve, R. a. F. & Robertson, P. B., 1977: Terrestrial impact structures; principal characteristics and energy considerations. In: D. J. Roddy, R. O. Pepin & R. B. Merrill (red.) *Impact and explosion cratering; planetary and terrestrial implications; Proceedings of the Symposium on planetary cratering mechanics*. Pergamon Press, New York, N.Y., United States. 247-275 s.



Fig 11. *MIE15_02F*. Troligt smältbergart. Exemplar från Mienstrukturen i Småland, Sverige. Ungefär 18 centimeter långt med ett mörkt afanitisk matrix av obestämd natur. Fragmenten är generellt ljusa och av varierande form, oftast kantiga. Även större bergartsfragment förekommer. Stor mängd vesiklar finns närvarande, en del med utfyllnad. Utfyllnaden (mörk) har vittråd i vissa vesiklar. Vesiklarnas storlek varierar från några millimeter till ett par centimeter.

- Dressler, B. O., 1984: The effects of the Sudbury Event and the intrusion of the Sudbury igneous complex on the footwall rocks of the Sudbury Structure: *Ontario Geological Survey Special Volume 1*, 97-136.
- Dressler, B. O. & Sharpton, V. L., 1997: Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada: *Tectonophysics* 275, 285-311. doi: 10.1016/s0040-1951(97)00003-6
- French, B. M., 1998: *Traces of catastrophe, a handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, United States. 120 sid.
- French, B. M., Koeberl, C., Gilmour, I., Shirey, S. B., Dons, J. A. & Naterstad, J., 1997: The Gardnos impact structure, Norway: Petrology and geochemistry of target rocks and impactites: *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 61, 873-904. doi: 10.1016/s0016-7037(96)00382-1
- Glass, B. P., 1990: Tektites And Microtektites - Key Facts And Inferences: *Tectonophysics* 171, 393-404. doi: 10.1016/0040-1951(90)90112-1
- Grieve, R. a. F., Osinski, G. R. & Chanou, A., 2015: The Suevite Conundrum: A General Perspective.
- Jaret, S. J., Chakrabarti, R., Jacobsen, S. B., Patev, M., Kalleson, E. & Dypvik, H., 2010: Re-examination of Gardnos impactites: *Abstracts of Papers Submitted to the Lunar and Planetary Science Conference 41*.
- Lambert, P., 1981: Breccia dikes; geological constraints on the formation of complex craters. In: R. B. Merrill & P. H. Schultz (red.) *Proceedings of the Conference on multi-ring basins; formation and evolution*. Pergamon Press, New York, NY, United States. 59-78 s.
- Reimold, W. U., 1995: Pseudotachylite in impact structures - generation by friction melting and shock brecciation?: A review and discussion: *Earth-Science Reviews* 39, 247-265.
- Reimold, W. U., Fischer, L., Muller, J., Kenkmann, T., Schmitt, R.-T., Altenberger, U. & Kowitz, A., 2015: Impact-generated pseudotachylitic breccia in drill core BH-5 Hattberg, Siljan impact structure, Sweden: *GFF* 137, 141-162. doi: 10.1080/11035897.2015.1015264
- Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marin, L. E., Ryder, G., Schuraytz, B. C. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1992: New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary: *Nature* 359, 819-821. doi: 10.1038/359819a0
- Simonds, C. H., Floran, R. J., Mcgee, P. E., Phinney, W. C. & Warner, J. L., 1978: Petrogenesis of melt rocks, Manicouagan impact structure, Quebec: *Journal of Geophysical Research* 83, 2773-2788. doi: 10.1029/JB083iB06p02773
- Spray, J. G., 1995: Pseudotachylite controversy; fact or friction?: *Geology (Boulder)* 23, 1119-1122. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1119:PCFOF>2.3.CO;2
- Stanfors, R., 1973: *Mienstrukturen - en kryptoexplosiv bildning i Fennoskandias urberg*. Lunds Univ., Geol. Inst., Lunds, Sweden. 144 sid.
- Stoeffler, D., 1977: Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structure: *Geologica Bavarica* 75, 443-458.
- Stöffler, D., 2015: The Suevite Conundrum: New Concepts For The Riest Crater - A Retake.
- Stoffler, D., Artemieva, N. A., Wunnemann, K., Reimold, W. U., Jacob, J., Hansen, B. K. & Summerson, I. a. T., 2013: Ries crater and suevite revisited-Observations and modeling Part I: Observations: *Meteoritics & Planetary Science* 48, 515-589. doi: 10.1111/maps.12086
- Stöffler, D. & Grieve, R., 2007: Classification and nomenclature scheme; impactites
- Metamorphic rocks, a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. In: D. Fettes & J. Desmons (red.) *Metamorphic rocks, a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. University Press Cambridge, Cambridge, United Kingdom. 82-92 s.
- Von Engelhardt, W., 1997: Suevite breccia of the Ries impact crater, Germany: petrography, chemistry and shock metamorphism of crystalline rock clasts: *Meteoritics and Planetary Science* 32, 545-554
- Åström, K., 1998: Seismic signature of the Lake Mien impact structure, southern Sweden: *Geophysical Journal International* 135, 215-231. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00628.x

Tidigare skrifter i serien

”Examensarbeten i Geologi vid Lunds universitet”:

432. von Knorring, Robert, 2015: Undersökning av karstvittring inom Kristianstadsslättens NV randområde och bedömning av dess betydelse för grundvattnets sårbarhet. (30 hp)
433. Rezvani, Azadeh, 2015: Spectral Time Domain Induced Polarization - Factors Affecting Spectral Data Information Content and Applicability to Geological Characterization. (45 hp)
434. Vasilica, Alexander, 2015: Geofysisk karaktärisering av de ordoviciska kalkstensenheter på södra Gotland. (15 hp)
435. Olsson, Sofia, 2015: Naturlig nedbrytning av klorerade lösningsmedel: en modellering i Biochlor baserat på en fallstudie. (15 hp)
436. Huitema, Moa, 2015: Inventering av föroreningar vid en brandövningsplats i Linköpings kommun. (15 hp)
437. Nordlander, Lina, 2015: Borrningsteknikens påverkan vid provtagning inför dimensionering av formationsfilter. (15 hp)
438. Fennvik, Erik, 2015: Resistivitet och IP-mätningar vid Äspö Hard Rock Laboratory. (15 hp)
439. Pettersson, Johan, 2015: Paleoeologisk undersökning av Triberga mosse, sydöstra Öland. (15 hp)
440. Larsson, Alfred, 2015: Mantelplymer - realitet eller *ad hoc*? (15 hp)
441. Holm, Julia, 2015: Markskador inom skogsbruket - jordartens betydelse (15 hp)
442. Åkesson, Sofia, 2015: The application of resistivity and IP-measurements as investigation tools at contaminated sites - A case study from Kv Renen 13, Varberg, SW Sweden. (45 hp)
443. Lönsjö, Emma, 2015: Utbredningen av PFOS i Sverige och världen med fokus på grundvattnet – en litteraturstudie. (15 hp)
444. Asani, Besnik, 2015: A geophysical study of a drumlin in the Åsnen area, Småland, south Sweden. (15 hp)
445. Ohlin, Jeanette, 2015: Riskanalys över pesticidförekomst i enskilda brunnar i Sjöbo kommun. (15 hp)
446. Stevic, Marijana, 2015: Identification and environmental interpretation of microtextures on quartz grains from aeolian sediments - Brattforsheden and Vittskövle, Sweden. (15 hp)
447. Johansson, Ida, 2015: Is there an influence of solar activity on the North Atlantic Oscillation? A literature study of the forcing factors behind the North Atlantic Oscillation. (15 hp)
448. Halling, Jenny, 2015: Inventering av sprickmineraliseringar i en del av Sorgenfrei-Tornquistzonen, Dalby stenbrott, Skåne. (15 hp)
449. Nordas, Johan, 2015: A palynological study across the Ordovician Kinnekulle. (15 hp)
450. Åhlén, Alexandra, 2015: Carbonatites at the Alnö complex, Sweden and along the East African Rift: a literature review. (15 hp)
451. Andersson, Klara, 2015: Undersökning av slugtestsmetodik. (15 hp)
452. Ivarsson, Filip, 2015: Hur bildades Bushveldkomplexet? (15 hp)
453. Glommé, Alexandra, 2015: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in plagioclase, evidence for a crustal origin of the Hakefjorden Complex, SW Sweden. (45 hp)
454. Kullberg, Sara, 2015: Using Fe-Ti oxides and trace element analysis to determine crystallization sequence of an anorthositenorite intrusion, Älgön SW Sweden. (45 hp)
455. Gustafsson, Jon, 2015: När började plattetektoniken? Bevis för plattetektoniska processer i geologisk tid. (15 hp)
456. Bergqvist, Martina, 2015: Kan Ölands grundvatten öka vid en uppdämning av de utgrävda diken genom strandvallarna på Ölands östkust? (15 hp)
457. Larsson, Emilie, 2015: U-Pb baddeleyite dating of intrusions in the southeasternmost Kaapvaal Craton (South Africa): revealing multiple events of dyke emplacement. (45 hp)
458. Zaman, Patrik, 2015: LiDAR mapping of presumed rock-cored drumlins in the Lake Åsnen area, Småland, South Sweden. (15 hp)
459. Aguilera Pradenas, Ariam, 2015: The formation mechanisms of Polycrystalline diamonds: diamondites and carbonados. (15 hp)
460. Viehweger, Bernhard, 2015: Sources and effects of short-term environmental changes in Gullmar Fjord, Sweden, inferred from the composition of sedimentary organic matter. (45 hp)
461. Bokhari Friberg, Yasmin, 2015: The

- paleoceanography of Kattegat during the last deglaciation from benthic foraminiferal stable isotopes. (45 hp)
462. Lundberg, Frans, 2016: Cambrian stratigraphy and depositional dynamics based on the Tomten-1 drill core, Falbygden, Västergötland, Sweden. (45 hp)
463. Flindt, Anne-Cécile, 2016: A pre-LGM sandur deposit at Fiskarheden, NW Dalarna - sedimentology and glaciotectonic deformation. (45 hp)
464. Karlatou-Charalampopoulou, Artemis, 2016: Vegetation responses to Late Glacial climate shifts as reflected in a high resolution pollen record from Blekinge, south-eastern Sweden, compared with responses of other climate proxies. (45 hp)
465. Hajny, Casandra, 2016: Sedimentological study of the Jurassic and Cretaceous sequence in the Revinge-1 core, Scania. (45 hp)
466. Linders, Wictor, 2016: U-Pb geochronology and geochemistry of host rocks to the Bastnäs-type REE mineralization in the Riddarhyttan area, west central Bergslagen, Sweden. (45 hp)
467. Olsson, Andreas, 2016: Metamorphic record of monazite in aluminous migmatitic gneisses at Stensjöstrand, Sveconorwegian orogen. (45 hp)
468. Liesirova, Tina, 2016: Oxygen and its impact on nitrification rates in aquatic sediments. (15 hp)
469. Perneby Molin, Susanna, 2016: Embryologi och tidig ontogeni hos mesozoiska fisködlor (Ichthyopterygia). (15 hp)
470. Benavides Höglund, Nikolas, 2016: Digitization and interpretation of vintage 2D seismic reflection data from Hanö Bay, Sweden. (15 hp)
471. Malmgren, Johan, 2016: De mellankambriska oelandicuslagren på Öland - stratigrafi och faciestyper. (15 hp)
472. Fouskopoulos Larsson, Anna, 2016: XRF-studie av sedimentära borrhärnor - en metodikstudie av programvarorna Q-spec och Tray-sum. (15 hp)
473. Jansson, Robin, 2016: Är ERT och Tidsdomän IP potentiella karteringsverktyg inom miljögeologi? (15 hp)
474. Heger, Katja, 2016: Makrofossilanalys av sediment från det tidig-holocena undervattenslandskapet vid Haväng, östra Skåne. (15 hp)
475. Swierz, Pia, 2016: Utvärdering av vattenkemisk data från Borgholm kommun och dess relation till geologiska förhållanden och markanvändning. (15 hp)
476. Mårdh, Joakim, 2016: WalkTEM-undersökning vid Revingehed provpumpningsanläggning. (15 hp)
477. Rydberg, Elaine, 2016: Gummigranulat - En litteraturstudie över miljö- och hälsopåverkan vid användandet av gummigranulat. (15 hp)
478. Björnfors, Mark, 2016: Kusterosion och äldre kustdyners morfologi i Skälderviken. (15 hp)
479. Ringholm, Martin, 2016: Klimatutlöst matbrist i tidiga medeltida Europa, en jämförande studie mellan historiska dokument och paleoklimatarkiv. (15 hp)
480. Teilmann, Kim, 2016: Paleomagnetic dating of a mysterious lake record from the Kerguelen archipelago by matching to paleomagnetic field models. (15 hp)
481. Schönström, Jonas, 2016: Resistivitet- och markradarmätning i Ängelholmsområdet - undersökning av korrosiva markstrukturer kring vattenledningar. (15 hp)
482. Martell, Josefin, 2016: A study of shock-metamorphic features in zircon from the Siljan impact structure, Sweden. (15 hp)
483. Rosvall, Markus, 2016: Spår av himlakroppskollisioner - bergarter i nedslagskratrar med fokus på Mien, Småland. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund