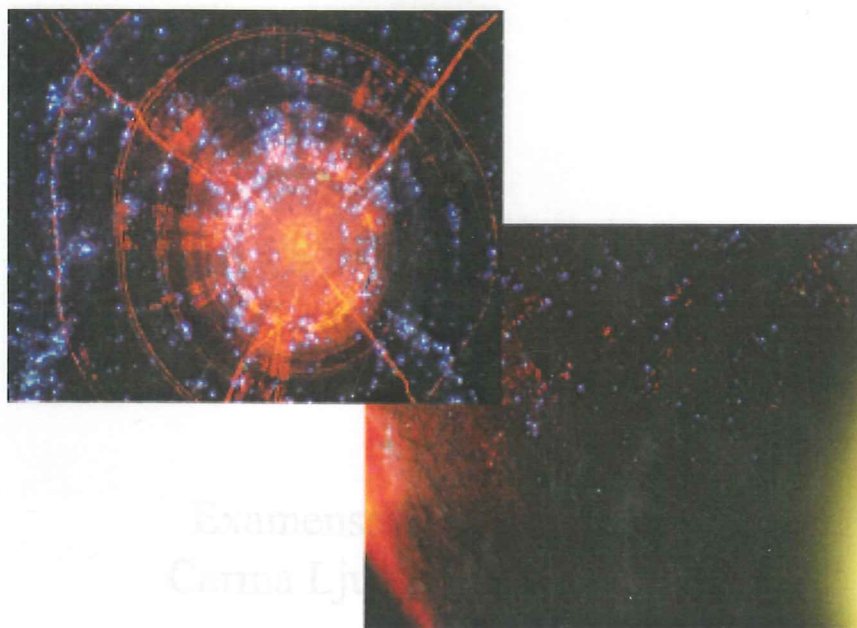


Belemniters stabila isotop- sammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse

Carina Ljungberg

Examensarbete i Geologi vid
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 175



Lunds univ. Geobiblioteket



15000

601136259

Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärvetenskap
Lunds universitet

2004

**Belemniters stabila
isotopsammansättning:
paleomiljöns och diagenesens
betydelse**

Examensarbete
Carina Ljungberg

Geologiska Institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds Universitet
2004

Innehållsförteckning

Svensk sammanfattning	3
English abstract	5
Introduktion	7
1. Syreisotopanalyser av belemniter	7
2. Regional geologi och paleoklimat	8
2.1 Mesozoikum i Skåne	8
2.2 Kristianstadbassängens bildning	9
2.3 Lokalbeskrivning	9
2.3.1 Ullstorp	9
2.3.2 Ignaberga	9
2.3.3 Åsen	9
2.3.4 Balsvik	10
3. Val av material och metoder	10
4. Resultat	14
4.1 Isotopdata	14
4.1.1 Isotopbaserade karbonatbildningstemperaturer, variation inom individer	14
4.1.2 Isotopbaserade karbonatbildningstemperaturer, i stratigrafisk ordning	16
4.2 Faunorna	16
4.3 Katodluminescensmikroskopi CL	16
4.4 EDX Energidispersiv röntgenanalys och BSE-analys Backscatter elektroner	16
5. Diskussion: liv och död	16
5.1 Potentiell migration	16
5.2 Potentiella vitaleffekter	16
5.3 Hårdvävnadens status	16
5.4 Tolkning av isotopdata	17
5.5 Potentiella svagheter i den analytiska processen	18
5.6 Alternativa förutsättningar	18
6. Slutsatser	18
Tack	19
Referenser	19

Belemniters stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse

CARINA LJUNGBERG

Ljungberg, C., 2004: Belemniters stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse. *Examensarbete i berggrundsgeologi vid Lunds universitet. 20 poäng. Nr. 175*, sid. 1-20

Syreisotopsammansättningen bestämdes i 112 belemnitrostra. De identifierade arterna inkluderar: *Belemnellocamax grossouvrei*, *Belemnitella alpha*, *Belemnellocamax mammillatus*, *Belemnellocamax balsvikensis*, *Goniot euthis quadrata scaniensis*, *Belemnitella mucronata* och *Belemnella lanceolata*. Belemniterna som består av lågmagnesiumkalcit insamlades från lagerföljder i Ullstorp, Ignaberga, Åsen och Balsvik, vilka är belägna i Kristianstadbassängen i NO Skåne. Lagerföljderna inkluderar sediment från tidigaste campan till tidigaste maastricht (i belemnittermer). Den beräknade medelpaleotemperaturen för tidigaste campan är $15,6^{\circ}\text{C} \pm 0,1^{\circ}\text{C}$, medan motsvarande värde för tidigaste maastricht är $12,5^{\circ}\text{C} \pm 1,9^{\circ}\text{C}$. Det finns en trend i resultaten som antyder att det kan ha varit varmast under tidigaste campan och att det blev successivt kallare mot tidigaste maastricht. De beräknade temperaturfallen rimmar väl med förändringar i sediment- och vertebratfossilinnehåll i Kristianstadbassängen. Undersökningar med EDX och katodluminescens indikerade ställvis diagenetisk påverkan (partiell omkristallisering), men inga påtagliga skillnader i isotopsammansättningen märktes mellan omkristalliserade och diagenetiskt mindre påverkade belemniter. De i båda fallen enstämmiga och rimliga $\delta^{18}\text{O}$ och $\delta^{13}\text{C}$ värdena kan bero på tidig-diagenetisk påverkan (marin diagenes), d v s att de beräknade temperaturerna representerar såväl paleomiljön som miljön inne i det grunt begrävda sedimentet. Risken för att belemniterna i stor utsträckning skulle ha migrerat och därmed representera andra klimatzoner anses som liten då ett kontinuerligt spektrum av ontogenetiska stadier av *Belemnellocamax grossouvrei*, *Belemnellocamax mammillatus* och *Belemnellocamax balsvikensis* har återfunnits.

Nyckelord: isotoper, belemniter, klimat, paleotemperatur, krita, Kristianstadbassängen, Skåne, Sverige.

Carina Ljungberg, Lunds universitet, Centrum för GeoBiosfärsvetenskap, Geologiska institutionen, avdelningen för Berggrundsgeologi, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige.
E-post: carina.ljungberg.704@student.lu.se.

Geochemistry of Cretaceous belemnites from the Kristianstad Basin: evidence of palaeoenvironmental and diagenetic influence

CARINA LJUNGBERG

Stable isotope compositions ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) and cathodoluminescence characteristics were determined in 112 belemnite rostra, including *Belemnellocamax grossouvrei*, *Belemnitella alpha*, *Belemnellocamax mammillatus*, *Belemnellocamax balsvikensis*, *Goniot euthis quadrata scaniensis*, *Belemnitella mucronata* and *Belemnella lanceolata*. The main aims were to determine palaeoenvironmental and diagenetic influences on the fossil tissue, and to discuss the marine palaeotemperatures during Late Cretaceous times. The specimens were collected from strata in the Kristianstad Basin, southern Sweden. The strata included sediments spanning the earliest Campanian to earliest Maastrichtian interval. The belemnites are composed of low-magnesium calcite. EDX and cathodoluminescence microscopy indicated partial re-crystallisation, and thin sheets of cemented "growth rings" (filled voids after organic tissue). Regardless of petrographic status, $\delta^{18}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}$ data appear very uniform and plausible for Cretaceous palaeoenvironments. This may imply that the isotope data represent biologic as well as marine early diagenetic conditions. The oxygen isotope data were re-calculated to sea surface and/or early diagenetic temperatures. Accordingly, Campanian sediments reflect $15,6^\circ\text{C} \pm 0,1^\circ\text{C}$, whereas the superimposed succession show gradually declining calculated temperatures down to $12,5^\circ\text{C} \pm 1,9^\circ\text{C}$. This is in agreement with palaeoecological studies of vertebrates within the same basin, as well as with other studies of Late Cretaceous belemnites in northern Europe.

Keywords: Oxygen, isotopes, belemnites, climate, palaeotemperature, Cretaceous, Kristianstad, Scania, Sweden.

Carina Ljungberg, Lund University, GeoBiosphere Science Centre, Department of Geology, Department of Lithosphere and Biosphere Science, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-Mail: carina.ljungberg.704@student.lu.se.

Denna studie utfördes i syfte att dokumentera de NO-skånska kretaceiska belemniternas stabila isotopinnehåll, samt att analysera deras diagenetiska status och paleoklimatologiska signifikans.

Frågan är om man med hjälp av stabila syre- och kolisotopanalyser kan uttala sig om temperaturen i det grundhav som en gång täckte stora delar av södra Sverige. Isotopanalyserna gjordes på inre hårdvävnadsprov från belemniter (en utdöd form av bläckfisk), som insamlats från fyra lokaler i Kristianstadbassängen i NO Skåne.

Det globala klimatet under krita tolkas ofta som varmt (Frakes 1999; Price 1999). Under krita fanns det påtagligt varma intervall men också perioder med ett något kallare globalt klimat, dock utan entydiga tecken på glaciationer (Frakes 1999; cf. Price 1999). Det som talar för ett varmt klimat är bl.a. den latitudinellt utbredda kretaceiska bildningen av evaporiter, s.k. "redbeds" och karbonater på båda hemisfärerna (Frakes 1999). Atmosfären under krita innehöll enligt de flesta forskare minst fyra gånger högre koldioxidhalt än nutidens förindustriella värden (Hay *et al.* 1997). Krita var generellt sett en platt-tektoniskt aktiv period med intensiv vulkanism och oceanbottenspridning (Tajika 1998). Detta ledde till den högsta eustatiska havsnivån under den fanerozoiska eran (Fassell & Bralower 1999). Platt-tektoniska rekonstruktioner har visat att de stora kontinentalblocken såsom Eurasien, Grönland, Nordamerika, Sydamerika, Afrika, Indien, Australien och Antarktis hade separerat ifrån varandra och fortsatte sin förflyttning under krita (Hay *et al.* 1999).

Under sen krita låg södra Sverige ca 40°N om ekvatorn (cf. Torsvik *et al.* 2001; Voigt *et al.* 2003). Även om det utvecklades öppet marina karbonatproducerande förhållanden i de sydvästra delarna av Skåne under sen krita förekom klastiskt utflöde från de fennoskandiska höjdområdena, speciellt under santon till campan, då en omfattande landhöjning inträffade (Erlström 1994). För mer omfattande genomgångar av krittiden i Skåne se Erlström (1994).

1. Syreisotopanalyser av belemniter

Att det förekommer variationer mellan syreisotoperna $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i havsvatten har man vetat sedan 1930-talet. Då trodde man att variationerna i huvudsak berodde på lokala variationer i kondensation och evaporation av havsvatten. Epstein och Mayeda (1953) undersökte vad variationerna i syreisotoperna i havsvattnet berodde på förutom evaporation och kondensation, och menade att man kunde använda syreisotopförhållande i kalkskaliga organismer för att beräkna paleovattentemperaturen. Förutsättningarna för klimatologisk paleotemperaturanalys var emellertid att man förstod vad som påverkar mängden av syreisotopen ^{18}O relativt syreisotopen ^{16}O i havet. Närvaron av stora kroppar av is och snö vid polerna verkade spela stor roll för att bestämma isotopsammansättning i havsvatten, i och med den selektiva avdunstningen av den lättare isotopen ^{16}O i nederbörden. Isotopsammansättningen hos färskvatten varierar starkt och är beroende på dess historia och källa (Epstein & Mayeda 1953). Epsteins och Mayedas (1953) slutsats var att variationerna i syreisotopförhållandena inte bara beror på havsvattnets kondensation och evaporation, utan även på inblandning av färskvatten i havsvattnet samt närvaron av glaciärer vid polerna. Frånvaron av smältande glaciärer eliminerar delvis färskvattenproblemet vilket resulterar i mer ^{18}O i förhållande till ^{16}O i havsvattnet och därmed större säkerhet i mätning av paleotemperaturen genom isotopmetoden (Epstein & Mayeda 1953).

Podlaha *et al.* (1998) undersökte med hjälp av (kattodluminescens, SEM) och kemiska studier 263 belemnitstran av mellan-jurassisk till tidig kretaceisk ålder från ett brett spektrum av paleo-breddgrader (42°N-82°S). De ansåg att 90 % av arterna hade bevarat originaltextur och kemi, inklusive syre och kolisotopsammansättning. Återstående 10 procent innehöll upp till 6,8 % diagentisk kalcit som var koncentrerad till ställen som ursprungligen bestod av organiskt material. Efter begravningen skapade nedbrytning av organiskt material en sekundär porositet som senare fylldes med kalcite-

ment, vilket ger ett intryck av tillväxtringar. Paleotemperaturerna i undersökningen låg på $\sim 14 \pm 10^\circ \text{C}$.

Lowenstam och Epstein (1954) undersökte belemniter och armfotingar från USA, Danmark, England, Holland, Frankrike och Sverige. Fossilerna var av santonsk till maastricht ålder. Fossilerna från Sverige kom från bl a Ignaberga, Balsvik och Ullstorp (vilka också ingår i denna studie). Det konstaterades relativt stora skillnader mellan temperaturer baserade på belemniter och armfotingar.

Det finns vissa faktorer som måste beaktas innan man kan dra slutsatser om paleotemperaturen (Lowenstam och Epstein 1954). Har den stabila syreisotopiska sammansättningen i hårdvävnaden bevarats under diagenesen? Har havet haft en varierande isotopsammansättning som avspeglas i karbonaterna? Finns det något som gör att djuret inte byggt hårdvävnad i jämvikt med havets syreisotoper? Bygger djuret hårdvävnad säsongsmässigt och bara vid en viss temperatur? Lowenstam och Epstein (1954) menade att det finns för många osäkra faktorer för att tala om specifika årsmedeltemperaturer, men ansåg att man däremot kan använda de framräknade temperaturerna för att tolka generella klimattrender.

Price och Sellwood (1994) undersökte syreisotopförhållande i belemniter och ammoniter från Mallorcas sen jura. De upptäckte att $\delta^{18}\text{O}$ hos lågmagnesiumkalciten i belemniterna inte förändrats trots tecken på diagenes i hårdvävnaden, medan ammoniterna vars skal däremot bestod av aragonit, hade förändrats. Isotopresultaten gav paleotemperaturer mellan $13,6^\circ\text{C}$ och $16,0^\circ\text{C}$ för belemniter, vilket enligt författarna generellt överrensstämmer med senjurassiska paleotemperaturer från motsvarande paleo-latituder.

Niebuhr och Joachimski (2002) undersökte den stabila isotopsammansättningen i karbonatsediment och belemniter från mellancampan i Nordtyskland. Ett högt strontium- och lågt järn-, mangan- och magnesiuminnehåll tyder på att de senare inte påverkats av diagenes. Den orangefärgade katodluminescensen i coccolitrika sediment indikerar emellertid omkristallisering. De belemniterna som inte luminescerade hade en exceptionell bevaring av mikrostrukturen som troligen berodde på en förkrisling av den yttre delen av rostrat. Paleotemperaturen beräknades till $\text{ca } 12,5^\circ\text{C}$, vilket är lite kallare än vad man väntat sig. Förklaringen tros vara att den trend som fanns under sen krita, med sjunkande temperaturer, inträffade tidigare i norra Tyskland och i Belgien än vad man tidigare trott.

Longinelli *et al.* (2003) undersökte belemniter och ostron från östra Europa med hjälp av syreisotoper. Paleotemperaturen beräknades till $10\text{--}17^\circ\text{C}$ för belemniter och $15\text{--}29^\circ\text{C}$ för ostron. Förklaringen till de senare höga temperaturerna kan vara att ostron påverkats mycket mer under diagenesen än vad belemniterna gjort (Longinelli *et al.* 2003).

Voigt *et al.* (2003) undersökte cenomanska belemniter och armfotingar från norra Spanien, Tyskland och södra England med hjälp av syreisotoper. När man använde Arthurs *et al.* (1983) formel (se kap. 3) för att beräkna syreisotopförhållandet blev resultatet att det skilj-

de ca 6°C mellan belemniter och armfotingar, med högre temperaturer för de senare. Anledningen till temperaturskillnaderna kan vara att belemniterna migrerade från ett kallare område, eller att de levde på ett större djup än man tidigare trott (Voigt *et al.* 2003). Hypotesen att de skulle levt på djupare vatten avvisas emellertid eftersom bläcksäck, en högre näringstillförsel i grunda shelfvatten och ett positivt $\delta^{13}\text{C}$ -värde talar för ett liv i ett produktivt ytavsnitt (Voigt *et al.* 2003).

De bäst bevarade belemniterna, med tanke på diagenetisk påverkan, är de i slutna diagenetiska system (muntlig information; B. Buckardt, Köpenhamn, 2003). Dessa har större chans att förbli opåverkade av diagenes. Finns de däremot ursprungligen i mera permeabla karbonatsediment, dvs ett öppet diagenetiskt system, kommer meteoriskt vatten lättare att påverka isotopsammansättningen. Meteoriskt vatten har oftast en lättare isotopsammansättning än det havsvatten i vilket belemniterna levde i under krita (Marshall 1992).

2. Regional geologi och paleoklimat

2.1 Mesozoikum i Skåne

Under sen trias till tidig jura följdes den initiala riftningen av ökad fuktighet över landområdena när havsvägar öppnades i det uppsprickande Pangea (Manspeizer 1994). Detta ledde bl.a. till att berggrunden i södra Sverige djupvittrades under mesozoikum (Lidmar-Bergström 1995). En förändring av lermineral från smektitrika, sterila s k "redbeds" till kaolinitrika kolförande lager under jura berodde på en förändring från torra förhållanden med en lång torr säsong, till mer permanent varma och fuktiga förhållanden (Ahlberg *et al.* 2003).

Kritaperioden i Skåne representeras av en sedimentär sekvens som starkt reflekterar den strukturella utvecklingen av Sorgenfrei-Tornquistzonen. Lagerföljderna bildades under tidig krita i grundmarina till litorala miljöer som etablerades under sen jura. Gränsen mellan jura och krita återfinns t ex i en 70-100 m mäktig lera i Vitabäck vilken deponerats i brackvattens- och insjömiljö (Rees 2002). Under tidig krita ökade de marina influenserna vilket resulterade i huvudsakligen finkornig marin deposition i kustnära och grunda shelfmiljöer (Erlström 1994).

I samband med en transgression från etagerorna alb till cenoman tvättades vittrat material ut från berggrunden och grönsand deponerades över stora delar av Skåne. Den tidigkretaceiska lagerföljden utgörs av sediment som har en mäktighet på ca 100 m. Den största rörelsen i berggrunden pågick under santon till campan. Den var samtidigt med att deltan bildades längs NO-randen av den danska bassängen, medan en begränsad karbonatplattformmiljö rådde i Vombträget och Kristianstadsbassängen. Under maastricht bildades lerhaltig kalksten och krita över de södra delarna av den Baltiska Skölden. Förnyade tektoniska rörelser i Tornquistzonen under mellersta maastricht resulterade i deposition av Hansasandstenen i SV Skåne. Området lyftes upp under neogen vilket ledde till att det tidigare mer utbredda sedimentära maastrichttäcket delvis eroderades (Erlström 1994).

2.2 Kristianstadbassängens bildning

Den kristallina berggrunden i den norra delen av det område som sedermera skulle bli Kristianstadbassängen utsattes för omfattande vittring under den första halvan av mesozoikum när klimatet var varmt och fuktigt (Bergström & Sundquist 1978). Detta har resulterat i höga vittringsbeständiga toppar med omgivande dalar. Tjocka lager kaolinlera från den vittrade berggrunden överlagras lokalt av fluviatil lera och sand.

Tidig krita präglades av intensiva tektoniska blockrörelser och subduktion som gjorde att den norra delen av bassängen sjönk och fick en lutning mot sydväst (Bergström & Sundquist 1978). Detta resulterade i att området översvämmades under de transgressiva pulser som inträffade under mellersta och sen krita. Förkastningsrörelserna mot söder fortsatte till tidig campan (Bergström 1982).

Under den mellancampanska transgressionen utgjorde den norra delen av Kristianstadbassängen en skärgårdsmiljö med en oregelbunden kustlinje och små öar. Stratigrafin består vanligen av ett undre lager kaolinlera som följs uppåt av omarbetad kaolin och kvartssand. Över dessa lager finns generellt ett jämförelsevis tjockt lager med biokalkarenit (Lundegren 1934).

De marina avlagringarna domineras av kalksten som i huvudsak består av fragment från tagghudingar, mossdjur, blötdjur, armfotingar, foraminiferer, kalkalger och kvartssand (Christensen 1975). Subsidiens och sedimentation var i ungefärlig jämvikt i bassängen, vilket gjorde att havet förblev grunt. Vattendjupet var generellt mindre än 40 m (Christensen 1975). Landområdena som gränsade till Kristianstadbassängen var viktiga källområden för klastiskt material, vilket kan ses i form av konglomerat i karbonaterna. De äldsta sedimenten i bassängen utgörs av kaolinlera som överlagras av kalkhaltig glaukonitsand från barrem, apt-alb och cenoman (Erlström & Gabrielson 1992). Blandade siliciklastiska och bioklastiska sediment med marint ursprung utgör huvuddelen av den ovanliggande sedimentära sekvensen. De flesta lokalerna blottar lager från senaste tidigcampan – tidig sencampan. Tidig maastricht finns bara i tre områden, Ballingslöv, Bjärnum och Balsvik. Totalt är kritavlagringarna minst 250 m i de centrala delarna av Kristianstadbassängen (Erlström & Gabrielson 1992).

Under sen kritid följdes subsidiensen i Kristianstadbassängen av transgressiva pulser med nordlig riktning (Erlström & Gabrielson 1992). Sediment från turon och coniac har inte återfunnits i området. Avlagringar från dessa etager saknas även i Danmark och på den ryska plattformen, vilket tyder på en regional regression (Christensen 1975). Sedimentationen i de centrala delarna av bassängen fortsatte periodvis från santon till tidig maastricht. Många av de platser som ligger i de norra delarna av bassängen blev översvämmade under dels campan, dels maastricht, när krithavet hade sin maximala utbredning. Lager från mellersta tidigcampan har inte återfunnits i området, vilket kan bero på en regressionsperiod (Christensen 1975). Senaste sencampan var en period med regression, medan maastricht präglades av en transgression. De yngsta sedimenten i området är från

tidig maastricht. Detta kan bero på erosion av de övre kritsedimenten under tertiär och kvartär. Mot slutet av krita inträffade en regression över hela världen och detta kan vara ännu en förklaring till avsaknad av sediment från merparten av maastricht (Christensen 1975).

2.3 Lokalbeskrivningar

2.3.1 Ullstorp

Kalkbrotten vid Ullstorp (Fig. 1) ligger ca 12 km VNV om Kristianstad och består av fem mindre kalktäkter. Dessa befinner sig ett par hundra meter från Nävlingeåsen (Erlström & Gabrielson 1986). I det senast öppnade brottet finns en ca 15 m tjock sekvens bioklastisk kalksten och klastiska sediment exponerade. De lägsta tio metrarna i den sydvästra delen av brottet består i huvudsak av kalkhaltig sandsten och sandig biokalkarenit med inlagrat konglomerat (Erlström & Gabrielson 1986). Den kalkiga sandstenssekvensen slutar med en hardgroundyta. Flera glaukonitrika konglomerat med mer eller mindre kantiga klaster förekommer i biokalkareniten som överlagras sandstenssekvensen. Biokalkareniten liknar den som finns i Ignaberga. Nästan alla fossil som finns i sandstenen och konglomeraten är fragmenterade, vilket indikerar en turbulent depositionsmiljö (Erlström & Gabrielson 1986). Välbevarade fossil utgörs främst av tjockskaliga inoceramider och belemniter. Sammansättningen hos faunan tyder på en kustnära miljö. *Belemnellocamax grossouvrei*, *Belemnitella alpha*, *Actinocamax verus*, *Goniot euthis granulataquadrata* återfinns i den nedre delen av brottet. *Belemnellocamax mammillatus* återfinns i den övre delen (muntlig information; J. Lindgren, Lund, 2004). Belemnitfaunans sammansättning indikerar bildning under tidigaste tidigcampan till senaste tidigcampan.

2.3.2 Ignaberga

Ignaberga nya kalkbrott (Fig. 1) ligger i de västligaste delarna av Kristianstadbassängen (Christensen 1975). De blottade sedimenten består av kalksand med skalfragment från blötdjur, mossdjur, tagghudingar och alger. Sektionen innehåller flera konglomerat med klaster från den omkringliggande kristallina berggrunden. Belemniter är vanligt förekommande i konglomeraten (Christensen 1975). Kornstorleken på biokalkareniten blir grövre i den övre delen av sekvensen. Under biokalkareniten finns kvartssand. Belemniterna som förekommer i kalken utgörs av *Belemnitella mucronata*, *Goniot euthis quadrata scaniensis* och *Belemnellocamax mammillatus* vilket tyder på att biokalkareniten bildats under senaste tidigcampan (Christensen 1975).

2.3.3 Åsen

Den översta delen av den marina sedimentära sekvensen vid Åsen (Fig. 1) utgörs av en ca 3 m mäktig okonsoliderad kvartssand som är starkt glacialtektoniskt påverkad (Lindgren & Siverson 2002). I den lägre delen av den marina sekvensen finns *Belemnellocamax mammillatus*, *Belemnitella mucronata* och *Goniot euthis quadrata scaniensis*, vilket indikerar senaste tidigcampan. Den övre delen av den marina sektionen innehåller *Belemnello-*

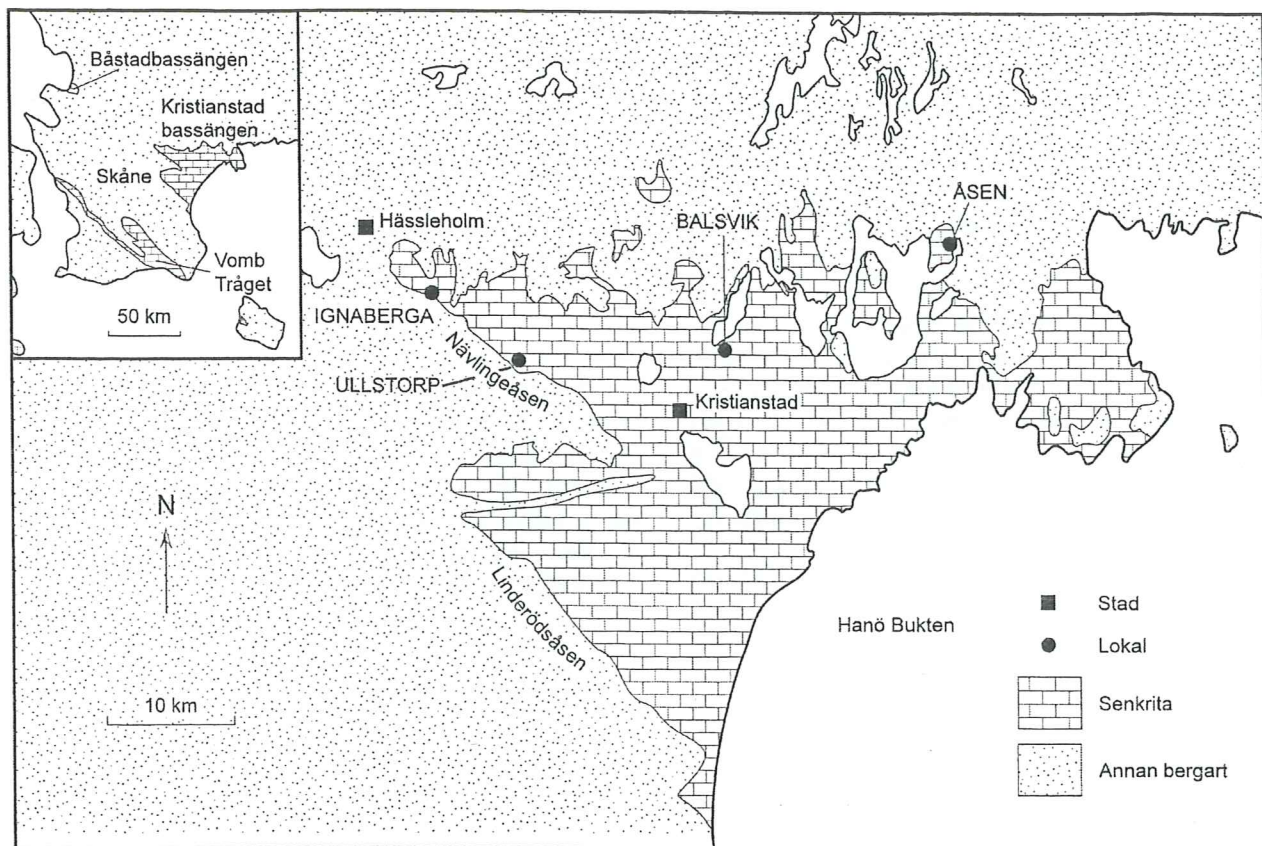


Fig. 1. Lokaler i Kristianstadbassängen som belemniterna inhämtats ifrån (modifierad från Lindgren & Siverson 2002). Bassängen begränsas i SV av horstar och i norr syns den flikigt sönderskurna kustlinjen. Lokalerna Ignaberga och Ullstorp är belägna vid en horst i SV medan Balsvik och Åsen ligger i den norra delen av bassängen.

camax balsvikensis och *Belemnitella mucronata* (Lindgren & Siverson 2002). Gränsen mellan dessa två enheter utgörs av en diskontinuitetsyta som överlagras av ett konglomerat med omarbetade *B. mammillatus*.

2.3.4 Balsvik

Balsviksbrottets botten (Fig.1) utgörs av ett konglomerat i vilket *Belemnellocamax balsvikensis* och *Belemnitella mucronata* förekommer (Christensen 1975). Konglomeratet överlagras av ca 6 m gul-grå finkornig biokalkarenit. I detta lager återfinns *Belemnitella mucronata* vilket tyder på en bildning under tidig sencampan. En diskontinuitetsyta med grävspår avslutar övre campan och indikerar ett avbrott i sedimentationen (Christensen 1975).

Diskontinuitetsytan överlagras av ca 3 m gråaktig finkornig biokalkarenit med två nivåer av vitfläckiga flintnoduler. Vid två horisonter, 2-5 cm och 10-20 cm över diskontinuitetsytan, är belemniter och ostron vanliga (Christensen 1975). Den dominerande belemniten är *Belemnella lanceolata*, men även *Belemnitella mucronata* och *Belemnitella minor* återfinns i dessa nivåer.

3. Val av material och metoder

För att kunna bestämma paleotemperaturer i havsvatten har sammansättningen av stabila syreisotoper i karbonater som utsöndrats av vattenlevande organismer använts (cf. Doyle *et al.* 1995). I analysen ingår att experimentellt fastställa relationer mellan isotopförhållandet ($^{16}\text{O}/$

^{18}O) i hårdvävnadsprov jämfört med vattnets motsvarande isotopförhållande (Marshall 1992). Olika karbonatmineral har olika reaktionsvägar, vilket betyder att paleotemperaturekvationerna är olika för varje mineral.

I dagens hav är förhållandet ^{16}O till ^{18}O ungefär 500 till 1. Under krita var förhållandet annorlunda eftersom ringa mängder färskvatten tros ha funnits bundet i glaciärer vid polerna (Doyle *et al.* 1995). Det fanns mer ^{16}O i förhållande till ^{18}O i haven än idag (Marshall 1992). När havsvatten avdunstar förloras mer ^{16}O än ^{18}O eftersom ^{16}O har en mindre atommassa och därmed är lättare att mobilisera. Atmosfäriskt vatten, dvs moln och regn, berikas därmed med ^{16}O (Doyle *et al.* 1995).

Det finns fyra faktorer som begränsar användandet av stabila syreisotoper i marin hårdvävnad som paleoklimatiskt instrument (Doyle *et al.* 1995).

1. Evaporation, nederbörd och avrinning från land kan påverka isotopsammansättningen i avsnörda kustområden. Evaporationen avlägsnar den lättare isotopen ^{16}O från havsvattnet och i motsvarande grad anrikas regn och snö med ^{16}O . Om regn och snö återvänder till havet förblir syreisotopförhållandena oförändrade. Under en glaciation lagras ^{16}O i snö och is och hindras att återvända till havet och således ökar den relativa mängden ^{18}O .
2. En annan begränsande faktor är att hårdvävnad hos vissa fossila organismer inte varit i jämvikt med isotopsammansättningen i det omgivande havsvattnet (vital-effekter). Det krävs kunskap om biogeografin för de använda organismerna.

3. Om djuret migrerar kan resultaten avspegla paleohavstemperaturen, inte bara från depositions miljön på fyndplatsen, utan även havsytetemperaturen på andra geografiska platser.

4. Isotopsammansättningen i ett skal kan förändras under diagenesen, varvid ett utbyte sker mellan porvattnets och karbonatvävnadens syreatomer.

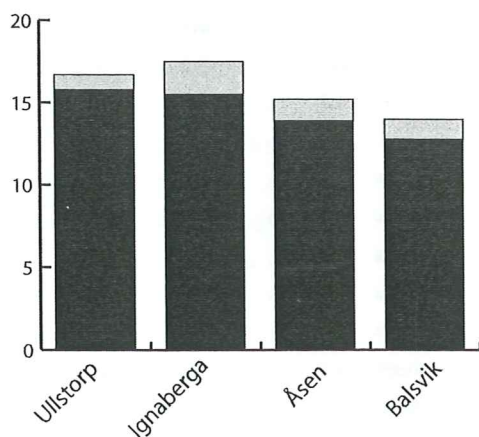
Syreisotopsammansättningen i karbonater skrivs δ (del per tusen) och utgör skillnad mellan proportionerna $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i ett prov, jämfört med samma proportioner i en internationell standard:

$$\delta \text{ } ^{18}\text{O} \text{ (‰)} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000$$

De "övre" syreisotopvärdena anger värdena från provet, de "undre" från en standard (Arthur *et al.* 1983).

Belemnitrostra från Balsvik, Ignaberga och Ullstorp insamlades i fält, medan rostra från Åsen skänktes av Dr Mikael Siverson, då det inte längre går att komma åt lokalen. Belemniterna art- och åldersbestämdes (Fig. 2). Laborationsarbetet inleddes med att belemniterna sågades i skivor vinkelrät mot rostrats längdriktning, och slipades därefter (*cf.* Podlaha *et al.* 1998). Skivorna värmdes, limmades på ett objektglas, märktes, sågades och slipades ned till 3 mm tjocklek. För varje prov som utgörs av en belemnit, borrades några mg hårdvävnad ut. De delar av provet som visade sekundär utfällning av kalcit, sprickor eller järnutfällning undveks i möjligaste mån. Det totala antalet prover (rostra) var 112 st, fördelat på följande sätt: Ignaberga 45, Balsvik 44, Ullstorp 15 och Åsen 8. För artfördelning på de olika lokalerna se tabell 1. På en utvald intakt belemnit från varje lokal togs en serie prov för att undersöka om det funnits någon temperaturtrend under tillväxten.

Alla proven analyserades med hjälp av optisk katodluminescens (CL; Citl, CCL 8200, Mk4) för att undersöka eventuell diagenetisk påverkan. Proven utsattes därvid för en elektronström (10 kV, 500 μA) och svarade med att avge ljus med varierande våglängd som i mikroskop kan ses i form av olika färger. Våglängd och intensitet på ljuset är karaktäristiskt för varje specifikt mineral, och dess kemiska sammansättning (Miller 1988). CL-



Figur 3. Uträknade medeltemperaturer och standardavvikelser för de belemniter som provtagits med flera provpunkter i enstaka individer för att spåra eventuella trender under deras levnadstid. Provtagningen har gjorts på en individ från varje lokal.

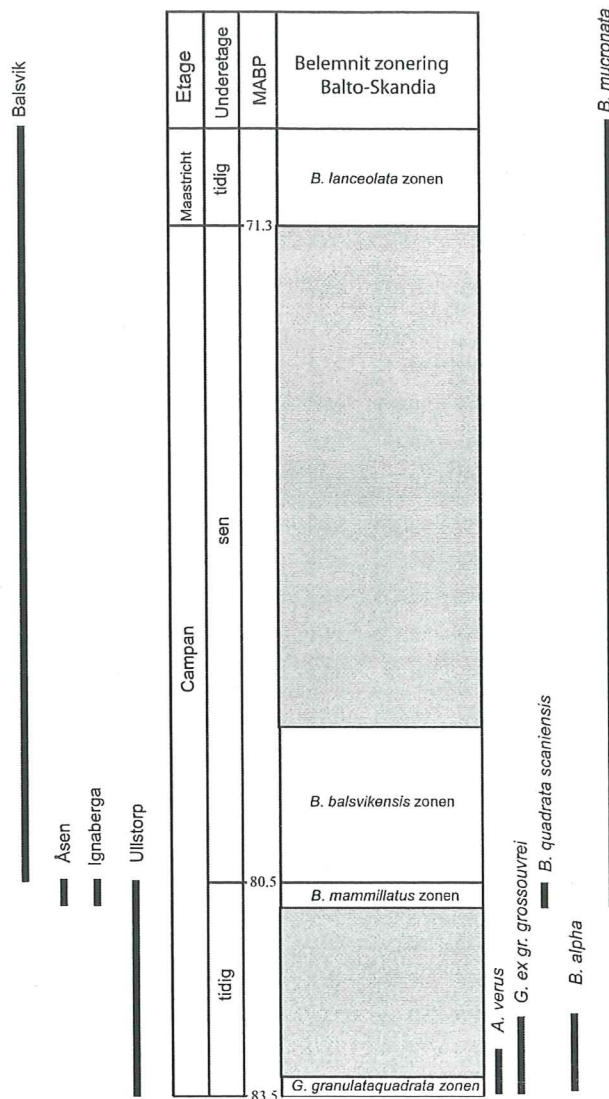


Fig. 2. Stratigrafiskt diagram med belemnitzonering, etager, underetager, samt de i studien förekommande provlokaler (modifierad från Lindgren 2004). G - *Goniatheuthis*. Gråa fält markerar områden där inga belemnitzoner förekommer.

analysen inriktades på identifiering av eventuell omkristallisering och meteorisk diagenes (framförallt Fe- och Mn- substitution i kalcitgittret), eftersom fältområdet präglats av horsttekttonik som kunnat främja meteoriska porvattenflöden. Lågmagnesiumkalcit ger gul och mörkröd icke-luminescent färg (*cf.* Miller 1988).

Även EDX (elementanalys) och BSC (densitetskartering) användes för att spåra diagenes genom att undersöka texturer, porer, porfyllnad och elementsammansättning (*cf.* Trewin 1988). Femton prover belades med ett tunt lager kol så att provytan blev ledande (nödvändigt vid EDX- och backscattermikroskopi). Vid användandet av backscatteranalys detekteras olika tyngre atomslag och den tvådimensionella karta som framträder påvisar förekomsten av mineral med tyngre densitet som ljusare fält. Vid undersökning i EDX påvisas de grundämnen som förekommer i provytan, som toppar med olika röntgenstrålningsvåglängder (Trewin 1988).

Därefter skickades proverna till Department of Earth Science, University of Oxford för isotopanalys. Värdena

Tabell 1. Tabellen visar från vänster till höger: Belemniten märkning, kol- och syreisotopvärden, temperaturer som beräknats enligt Arthur *et al.* (1983). Artnamnet på belemniten som använts för analysen, lokalnamn där belemniten hämtats ifrån, på vilket avstånd (mm) från belemniten centrum provet är taget.

Prov nr	% VS PDB Kol	% VS PDB Syre	Temperatur beräknad enligt formel efter Anderson & Arthur	Belemnitart	Lokal	Borravstånd från centrum (mm)	Belemnit diameter (mm)
IA 1	0,895	-0,618	14,4	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	7,0	9,0
IA 2	0,45	-0,688	14,7	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	0,0	9,5
IA 3	0,049	-0,312	13,2	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	9,0	11,5
IA 4	-1,478	-0,899	15,6	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,0	8,0
IA 5	-0,44	-0,48	13,9	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	5,0	8,0
IA 6	-0,183	-0,712	14,8	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	3,0	8,0
IA 7	-0,964	-0,882	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	8,5	10,5
IA 8	-1,475	-0,952	15,8	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	5,0	11,0
IA 9	-1,443	-0,771	15,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,0	10,0
IA 12	-1,763	-0,526	14,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	5,0	9,0
IA 13	0,482	-0,26	13,0	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,5	7,0
IA 14	-0,913	-0,543	14,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	1,5	8,0
IA 15	-0,546	-0,293	13,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	3,5	7,5
IA 16	-1,494	-0,77	15,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	5,0	5,5
IA 17	-0,941	-0,876	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,5	8,0
IA 18	-1,684	-0,568	14,2	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	7,0	9,5
IA 19	-0,628	-0,906	15,6	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,0	9,0
IA 20	-0,753	-0,743	14,9	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	6,0	9,0
IA 21	-0,635	-0,808	15,2	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	2,5	8,0
IA 22	-0,677	-0,565	14,2	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	3,0	7,0
IA 23	-1,097	-0,523	14,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,5	5,0
IA 25	1,438	-0,273	13,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,5	6,5
IA 26	-0,795	-0,883	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	2,0	7,0
IA 27	-0,502	-0,241	12,9	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,0	7,0
IA 28	0,984	-0,307	13,2	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	6,0	8,0
IA 29	-0,236	-0,468	13,8	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	0,0	5,0
IA 30	-0,714	-0,77	15,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	2,0	5,5
IA 31	0,264	-0,897	15,6	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,5	9,0
IA 32	-1,104	-0,885	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	6,0	8,0
IA 33A	-0,605	-0,538	14,1	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	0,0	6,0
IA 33B	-0,458	-0,588	14,3	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	5,0	5,5
IB 1	2,607	-1,038	16,2	<i>B. mucronata</i>	Ignaberga	4,0	7,0
IB 2	2,568	-0,207	12,8	<i>B. mucronata</i>	Ignaberga	3,0	8,0
IB 3	2,241	-0,029	12,1	<i>B. mucronata</i>	Ignaberga	3,0	7,0
IC 1	1,575	-0,431	13,7	<i>G. quadrata scaniensis</i>	Ignaberga	2,0	6,0
IC 2	2,261	-0,69	14,7	<i>G. quadrata scaniensis</i>	Ignaberga	3,0	5,0
IC 3	2,192	-0,326	13,3	<i>G. quadrata scaniensis</i>	Ignaberga	2,0	6,0
IC 4	2,251	-0,471	13,8	<i>G. quadrata scaniensis</i>	Ignaberga	2,0	4,0
IA 7a	0,437	-0,236	12,9	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	0,0	11,5
IA 7b	-1,099	-0,497	14,0	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	2,0	11,5
IA 7c	-0,435	-0,829	15,3	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	4,0	11,5
IA 7d	-0,348	-1,389	17,6	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	7,0	11,5
IA 7e	0,02	-1,469	18,0	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	9,0	11,5

IA 7f	0,259	-0,858	15,4	<i>B. mammillatus</i>	Ignaberga	11,0	11,5
BA 1	0,177	-0,450	13,8	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	2,0	11,0
BA 2	-0,294	-0,493	13,9	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	2,0	6,0
BA 3	-1,435	-0,666	14,6	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	3,0	6,0
BA 4	-0,583	-0,498	14,0	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	11,5
BA 5	-1,103	-0,182	12,7	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,0	9,0
BA 6	-0,921	-0,704	14,8	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	2,5	8,0
BA 7	-1,673	-0,829	15,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	6,5
BA 8	-1,765	-0,439	13,7	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	7,0
BA 9	0,109	-0,068	12,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	9,5
BA 10	-0,830	-0,839	15,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	6,5
BA 11	-0,849	-0,701	14,8	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	3,0	7,5
BA 12	-0,450	-0,231	12,9	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,5	7,0
BA 13	0,010	-0,563	14,2	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	3,0	6,0
BA 14	0,203	-0,587	14,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	7,0	11,5
BA 15	-1,167	-0,489	13,9	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,0	6,5
BA 16	-0,783	-0,557	14,2	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	5,0	8,5
BA 17	-0,253	-0,826	15,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	3,0	6,0
BA 18	-0,999	-0,567	14,2	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,0	6,0
BA 19	-0,839	-0,384	13,5	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,5	6,5
BA 20	-0,105	-0,582	14,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	3,0	7,0
BA 21	-0,396	-0,337	13,3	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	4,0	8,0
BA 22	0,419	-0,417	13,6	<i>B. balsvikensis</i>	Balsvik	6,0	8,0
BB 1	1,751	-0,243	12,9	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	2,0	7,0
BB 2	2,157	-1,073	16,3	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	4,0	7,0
BB 3	2,142	-1,149	16,6	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	2,0	4,0
BB 4	1,920	-0,153	12,6	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	2,0	3,5
BB 5	2,374	-0,800	15,2	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	1,5	5,5
BB 6	1,698	-0,285	13,1	<i>B. mucronata</i>	Balsvik	4,0	7,5
BC 1	2,219	-0,878	15,5	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	1,0	3,5
BC 2	0,305	0,170	11,3	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	2,0	3,0
BC 3A	1,078	0,058	11,8	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	3,0	3,0
BC 3B	1,150	0,165	11,4	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	2,0	4,0
BC 4	1,472	0,082	11,7	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	2,0	4,5
BC 5	1,208	0,403	10,4	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	1,5	4,0
BC 6	0,974	-0,012	12,0	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	2,0	5,5
BC 7	1,013	-0,924	15,7	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	4,0	5,0
BC 8	2,099	-0,705	14,8	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	1,0	6,0
BC 9	1,003	-0,105	12,4	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	1,0	6,0
BC 10	1,603	0,517	10,0	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	4,0	6,0
BC 9a	0,845	0,145	11,4	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	0,0	9,0
BC 9b	-0,718	-0,626	14,5	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	4,0	9,0
BC 9c	0,832	-0,039	12,1	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	5,0	8,0
BC 9d	1,770	-0,286	13,1	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	8,0	9,0
BC 9e	1,749	-0,236	12,9	<i>B. lanceolata</i>	Balsvik	9,0	9,0
ÅA 1	0,386	-0,332	13,3	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	13,0	9,0
ÅA 2	-1,351	-1,353	17,5	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	2,0	9,5
ÅB 1	2,935	0,089	11,6	<i>B. mucronata</i>	Åsen	12,0	7,0
ÅA 1a	-1,572	-0,874	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	2,5	10,0
ÅA 1b	-0,547	-0,637	14,5	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	5,0	10,0

ÅA 1c	0,519	-0,215	12,8	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	7,0	10,0
ÅA 1d	0,059	-0,595	14,3	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	8,5	13,0
ÅA 1e	0,606	-0,102	12,4	<i>B. mammillatus</i>	Åsen	11,0	10,0
UA 1	-0,864	-0,564	14,2	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	4,0	5,5
UA 2	-1,967	-0,649	14,6	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	4,5	6,0
UA 3	0,316	-0,472	13,9	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	5,0	8,0
UA 4	-1,763	-0,218	12,8	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	4,0	6,0
UA 5	-1,07	-0,649	14,6	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	5,0	7,0
UA 6	-2,435	-0,652	14,6	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	3,0	5,0
UA 7	-1,252	-0,532	14,1	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	2,0	4,5
UA 8	-1,424	-0,89	15,5	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	3,0	6,0
UA 9	-0,766	-0,566	14,2	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	1,5	4,0
UB 1	2,477	-0,869	15,5	<i>B. alpha</i>	Ullstorp	3,5	6,5
UC 1	1,279	-0,896	15,6	<i>B. grossouvrei</i>	Ullstorp	0,0	4,0
UA 3a	-0,746	-1,203	16,8	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	2,0	9,0
UA 3b	-0,963	-0,936	15,7	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	4,0	9,0
UA 3c	0,334	-0,685	14,7	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	6,0	9,0
UA 3d	0,365	-0,979	15,9	<i>B. mammillatus</i>	Ullstorp	8,0	8,5

från syreisotopanalysen returnerades och paleotemperatur beräknades (Tab. 1). Formeln som använts för att beräkna paleoytvattentemperatur är av Arthur *et al.* (1983):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,0 - 4,14(\delta_c - \delta_w) + 0,13 (\delta_c - \delta_w)^2.$$

d_c = syreisotopsammansättningen i kalciten med hänseende till PDB (Pee Dee Belemnite) internationell standard, och d_w = syreisotopsammansättningen hos det vattnet ur vilket kalciten utfälldes med hänseende till SMOW (Standard Mean Ocean Water). Ett värde av -1 SMOW används för en isfri mesozoisk värld (Voigt *et al.* 2003; Niebuhr & Joachimski 2002).

Medelvärde och standardavvikelse beräknades på individer med flera provpunkter och för olika tidsperioder. Standardavvikelse beräknades enligt

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

där x = temperaturen, \bar{x} = medeltemperaturen och n = antalet prov (Till 1974).

4. Resultat

4.1 Isotopdata

Syreisotop- och kolisotopdata och beräknade karbonatbildningstemperaturer för de olika belemnitarerna från de olika lokaler är sammanställda i tabell 1. Den högsta resp lägsta temperaturen beräknades till 17,5°, resp 10°.

4.1.1 Isotopbaserade karbonatbildningstemperaturer, variation inom individer

De beräknade medeltemperaturerna och standardavvikelse

beräknades för enstaka individer med flera provpunkter, 6-4 per individ från juvenil till adult vävnad, ligger inom intervallet 15,8°C ± 0,9°C till 12,5°C ± 1,2°C. Den högsta beräknade temperaturen gäller för tidigaste campan och den lägsta för tidigaste maastricht (Fig. 3). Individerna kom från:

Ullstorp: *Belemnellocamax mammillatus* 15,8°

C ± 0,9°C, 4 analyser

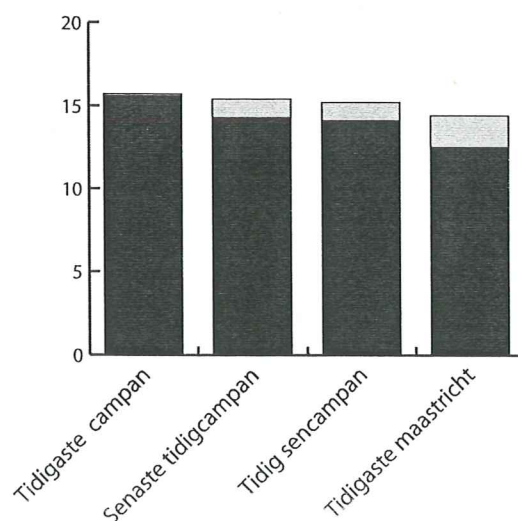
Ignaberga: *Belemnellocamax mammillatus* 15,5°

C ± 2,0°C, 6 analyser

Åsen: *Belemnellocamax mammillatus* 13,9° C ±

1,3°C, 5 analyser

Balsvik: *Belemnella lanceolata* 12,5° C ± 1,9°C, 5 analyser



Figur 4. Uträknade medeltemperaturer och standardavvikelser för tidig campan, senaste tidig campan, tidig sencampan och tidig maastricht.

Fig. 5a. Belemnit från Ignaberga. Tvärsnitt genom zonerna. Tydliga zoner med starkare luminescerande orange färg, vilka troligtvis utgörs av omkristalliserad kalcit. CL (10 kV, 500 μ A) har använts.

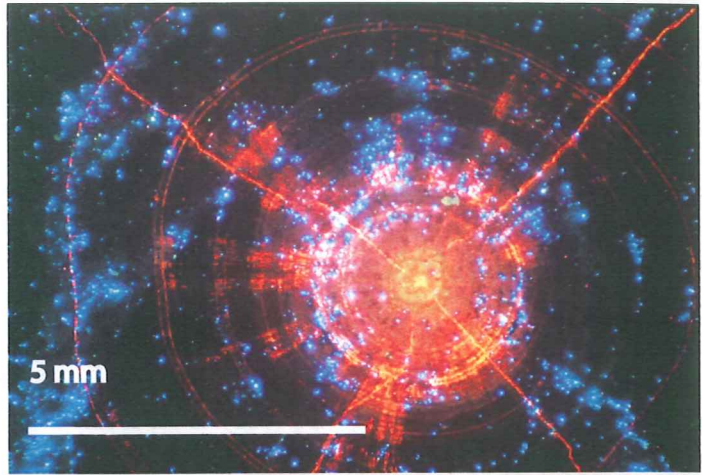


Fig. 5b. Belemnit från Ullstorp utan påtaglig zonering och luminescens. CL (10 kV, 500 μ A) har använts.

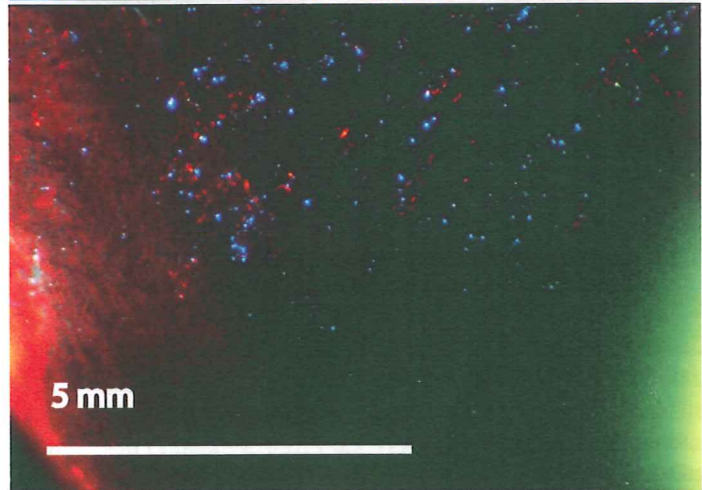


Fig. 5c. Belemnit från Ignaberga med relativt tydlig inre zonering, dock inte så starkt orange luminescerande. CL (10 kV, 500 μ A) har använts.

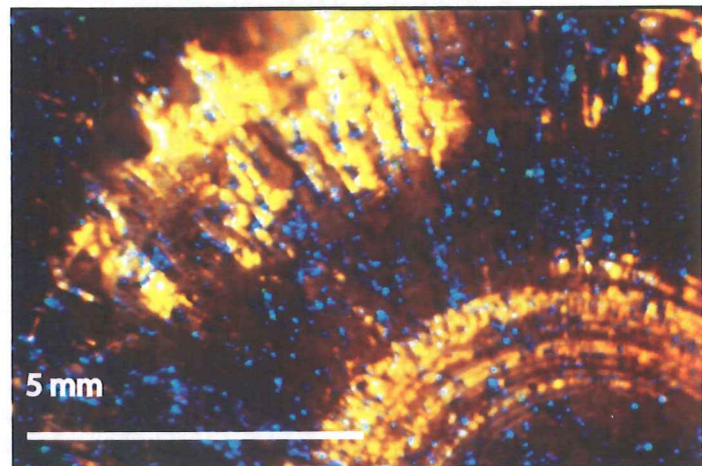
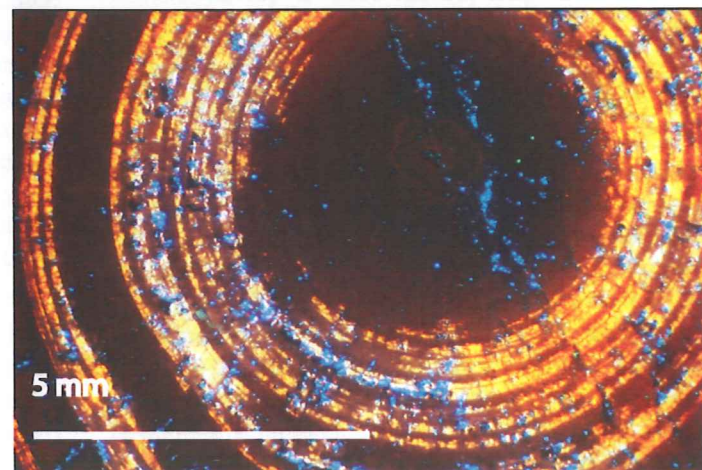


Fig. 5d. Belemnit från Åsen, med tydlig zonering men utan stark luminescens. CL (10 kV, 500 μ A) har använts.



4.1.2 Isotopbaserade karbonatbildnings-temperaturer, i stratigrafisk ordning

Den beräknade medeltemperaturna och standardavvikelserna för de olika perioderna campan och maastricht ligger inom intervallet $15,6^{\circ}\text{C} \pm 0,1^{\circ}\text{C}$ till $12,5^{\circ}\text{C} \pm 1,9^{\circ}\text{C}$ (Fig. 4).

Den högsta temperaturen beräknades för tidigaste campan och den lägsta för tidigaste maastricht.

Tidigaste tidigcampan: $15,6^{\circ}\text{C} \pm 0,1^{\circ}\text{C}$, 2 analyser

Senaste tidigcampan: $14,3^{\circ}\text{C} \pm 1,1^{\circ}\text{C}$, 50 analyser

Tidig sencampan: $14,1^{\circ}\text{C} \pm 1,1^{\circ}\text{C}$, 28 analyser

Tidigaste maastricht: $12,5^{\circ}\text{C} \pm 1,9^{\circ}\text{C}$, 11 analyser

4.2 Faunorna

För använda taxa och lokaler se Tabell 1. I denna undersökning uppvisades alla tillväxtstadiet, från juvenila till adulta individer av arterna *B. mammillatus*, *B. grossouvrei* och *B. balsvikensis*. Släktets i princip hela utvecklingslinje från *B. grossouvrei* till *B. balsvikensis* (tidig tidigcampan till tidigaste sencampan) återfinns t ex i Kristianstadbassängen (muntlig information J. Lindgren, Lund, 2003).

4.3 Katodluminescensmikroskopi (CL)

CL-undersökningar utfördes i samband med samtliga isotopanalyser. Den sparsamt förekommande orange luminescens som avgavs vid mikroskoperingen av belemniterna tyder på sekundär utfyllnad i form av kalcit i begränsad omfattning, dvs omkristallisering. Den sekundära utfällningen finns dels i tunna koncentriska ringar men även i sprickor i belemniterna. En del belemnitstran visar ett "rörigt" inre där inga tydliga ringar är synliga (Fig. 5 a-d). Lejonparten av den undersökta hårdvävnaden var lågluminiscent, gav ett massivt intryck.

4.4 EDX och BSE-analys

Vid undersökning med hjälp av backscatteranalys (BSE) syntes tungmineraler tydligt, främst pyrit och tydliga elementtoppar syntes därvid också i EDX, men det var endast två prov som påvisade någon järnförekomst. Inga av de femton proverna visade vid EDX-analyserna någon järn-, magnesium- eller manganförekomst i kalcitgittren. Det förefaller alltså som att det fossila provmaterialet i denna studie primärt består av lågmagnesiumkalcit.

5. Diskussion: liv och död

5.1 Potentiell migration

På några av lokalerna förekommer *B. mammillatus*, *B. grossouvrei* och *B. balsvikensis* i alla ontogenetiska stadier, vilket delvis talar emot en omfattande regional migration. Vid en migration borde en del ontogenetiska stadier saknas eller vara underrepresenterade. En migration av belemniter skulle ge felaktiga temperaturresultat eftersom de migrerat från en miljö med annan isotopsammansättning och livstemperatur. En förflyttning inom shelfen ger ingen förändring i isotopsammansättningen eftersom det är samma sammansättning på havsvattnet.

I de belemniter där en provserie togs från mitten och ut på rostrat (juvenilt – adult) syns ingen temperaturtrend, vilket kan tyda på att de levde vid ungefär samma temperaturer (förutsatt att de är diagenetiskt intakta, se 5.3). Belemnitellider var stenotermala och levde huvudsakligen på shelferna (Christensen 1997). Den bräckliga strukturen på sifunkeln begränsar det djup som belemniterna kan ha levt på eftersom den inte kan motstå ett högt vattentryck (Niebuhr & Joachimski 2002). Närvaron av välutvecklade ögon och bläcksäck talar för att de levde i den övre ljusmättade zonen (Bandel *et al.* 1984). Eftersom belemniterna troligen levde i den övre delen av vattenrymden kan dessa fossila organismer enbart representera ytvattentemperatur (cf. Niebuhr & Joachimski 2002).

Huvudorsaken till belemniternas regionala geografiska utbredningsområden under övre krita tros vara klimatzoneringen, med salthalt och temperatur, djup, paleogeografi och strömmar som viktiga faktorer (Christensen 1997).

Den nordeuropeiska provinsen delas in i centraleuropeiska, centralryska och Baltoskandiska subprovinserna. Den centraleuropeiska subprovinserna återinvaderades av belemniter från den centralryska subprovinserna under krita. Av någon anledning delades de ursprungliga belemnitpopulationerna upp i två familjer vilka snabbt gav upphov till *Belemnitella* och *Gonioteuthis* (Christensen 1997). Efter specialiseringen före sen coniac, utvecklades dessa linjer oberoende av varandra i närliggande områden. Man kan enbart spekulera i om uppsplittringen av den ursprungliga familjen orsakades av den höga globala havsnivån under coniac-santon (Christensen 1997). Den senkretaceiska belemnitfamiljen *Belemnitellidae* som innefattar nio släkten och två undersläkten, förekommer bara på den norra hemisfären, dvs Nordeuropa, Nordamerika och Tethysområdet (Christensen 1997). *Belemnitellidae* ursprung och spridning låg i den norra europeiska provinsen och alla kända släkten och undersläkten har sina ursprung här (Christensen 1997).

5.2 Potentiella vitaleffekter

Man kan på grundval av indicier bara förmoda att vitaleffekter inte varit avsevärda vid isotopupptaget i de levande belemniterna. Syreisotopvärden från hårdvävnad i nu levande cephalopoder ligger nära jämvikt med havsvatten (Longinelli *et al.* 2003). Den nu levande belemnitsläkten *Nautilus* bygger t ex sin hårdvävnad i jämvikt med omgivande havsvatten (Wefer & Berger 1991). Coleoiderna betraktas som de närmaste nu levande släktingarna till belemniterna (Voigt *et al.* 2003). Studier av stabila syreisotoper på kalcit från coleoiderna *Spirula* och *Sepia* visar en syreisotopsammansättning i jämvikt (ringa vitaleffekter) med omgivande havsvatten (Voigt *et al.* 2003).

5.3 Hårdvävnadens status

Det senaste decenniet har präglats av en het debatt om isotopsignaturerna hos mesozoiskt och paleozoiskt havsvatten. Medan en skola förnekar möjligheten att marina isotopsignaturer kan bevaras i gammal kalcit (Land

1995), så menar andra att möjligheten till bevaring finns om omständigheterna är gynnsamma (Veizer 1995). Mesozoiska karbonater visar till skillnad från paleozoiska karbonater stora likheter i nivå och variation med isotopsignaturerna hos kvartära och yngre karbonater (Podlaha *et al.* 1998).

De diagenetiska analyserna (CL, EDX, BSE), de till synes välbevarade tillväxtzonerna, och de rimliga $\delta^{18}\text{O}$ - och $\delta^{13}\text{C}$ - värdena i denna studie (se kapitel 5.2) pekar mot att isotopdata från belemniterna skulle kunna representera djurens tillväxtperiod. Denna period har på grundval av hårdvävnadens koncentriska ("säsongsmässiga") uppbyggnad tolkats vara 5-10 år lång (Spaeth *et al.* 1971). Veizer (1974) och Veizer & Fritz (1976) påpekade dock att sådan regelbunden variation i syreisotopsammansättning och därmed levnadstemperatur företrädesvis är bevarad i partiellt omkristalliserade belemnitrostra. Sälen (1989) förklarade de koncentriska ringarna i hårdvävnaden som tunna zoner med mjukvävnad som ruttat bort och ersatts av tunna hinnor av karbonatcement (*laminae obscurae*). Fossilerna kan därmed paradoxalt nog samtidigt uppvisa koncentrisk zoner och omkristallisation av hårdvävnad. Podlaha *et al.* (1998) utförde en mycket omfattande analys av belemniters bevaring med avseende på geokemiska och texturella egenskaper, och konstaterade att prov som visade alla tecken på god bevaring, likväl som prov som visade tecken (spårelementindikation) på diagenetisk påverkan, bevarade ursprungliga isotopsignaturer förvånansvärt väl. Dessa författare menade vidare att de välbevarade belemniterna (dominerade av icke-luminescent *laminae pellucidae*, som de litade mest på) uppvisade mycket homogena isotopsignaturer, dvs mycket liten variation i hårdvävnaden. Detta påminner mycket om materialet från Kristianstadsbassängen. CL-undersökningarna visar ställvis tunna luminescenta koncentriska zoner (orange CL-färg) vilket tyder på begränsad utfällning av sekundär kalcit. För att undvika att få med sådan uppenbart sekundärt utfälld kalcit undveks att borra i zoner med uppenbar fraktur-fyllnad, och borring skedde företrädesvis i icke-luminescent kalcit (svagt mörkröd CL).

Prover som i mitt material föreföll diagenetiskt påverkade analyserades likväl med avseende på stabila isotoper. De visar dock inga avvikelser jämfört med mera opåverkade prov från samma lokal (cf. Podlaha 1998), vilket kan väcka en misstanke om att hårdvävnaden homogeniserats i större utsträckning än de petrografiska undersökningarna antyder. Att såväl $\delta^{18}\text{O}$ som $\delta^{13}\text{C}$ ger rimliga resultat i samklang med lokala paleoekologiska och regionala klimatundersökningar (SST: Sea Surface Temperature och AGCM: Atmospheric General Circulation Model) kan bero på att diagenetisk modifiering skett tidigt, när hårdvävnaden fortfarande stod under marin påverkan (marin eogenes, omkristallisering). Om så är fallet representerar isotopdata förhållandena från belemniternas marina livsmiljö och/eller deras marina depositions miljö (översta delen av sedimentkolumnen). Isotopinnehållet i ett karbonatmineral är starkt påverkat av den isotopsammansättning som havsvattnet har vid den tid det fälls ut (Marshall 1992). Sannolikheten att

en speciell kalkstenskomponent (fossil, cement eller mikritmatrix) genomgår genomgripande förändringar är huvudsakligen relaterad till de inblandade mineralens löslighet och reaktivitet. Lågmagnesiumkalcit (t ex belemniter) är relativt olösligt medan högmagnesiumkalcit och aragonit oftast inte är i jämvikt med det omgivande vattnet (Marshall 1992). De vanligaste processerna som ändrar isotopsammansättningen är cementering och substitution. Båda innefattar utfällning av nya karbonater med annorlunda isotopsammansättning än den som bildades i depositions miljön. Mikroskopiska utfällningar som skett i sediment eller fossil är svåra att upptäcka, men elektronmikroskop- och katodluminiscensundersökningar (CL), som använts i denna studie kan avslöja eventuell förekomst (cf. Marshall 1992).

Omkristallisation drivs vanligen av förändringar i mineralsammansättning när en bergart försöker nå jämvikt med sin omgivning. När den mineralogiska stabiliseringen äger rum i vatten som ur isotopisk synpunkt, liknar det som sedimenten hade då det bildades resulterar detta i en obetydlig förändring av isotopsammansättningen. Marina karbonater som når mineralogisk stabilitet på detta sätt behåller en marin isotopsignalsammansättning eftersom omkristallisering sker i en miljö som är lik den i vilken sedimentet bildades (Marshall 1992).

Den inverkan den meteoriska processen har på isotopsammansättningen på den kvarvarande kalkstenen och dess cement beror på den miljö i vilken cementering och substitution uppstår. En ytnära diagenes leder till cement och substitutionskarbonater med relativt lika syrevärden de hade från början (Marshall 1992).

Exponering av en kalksten vid jordytan efter att den har varit begravd och har nått en stabil kalcitmineralogi har ofta en försumbar effekt på den isotopiska sammansättningen. Detta gäller inte om karstifiering är inblandad (muntlig information; M. Calner, Lund, 2004).

I övrigt bör man se upp med cementering av belemniternas mikroporer (upp till 10 % av belemnitrostrat enligt Podlaha *et al.* 1998). Porererna var dock ursprungligen så små att permeabiliteten och därmed den diagenetiska reaktionshastigheten varit begränsad (cf. Marshall 1992).

5.4 Tolkning av isotopdata

De beräknade marina paleotemperaturerna från denna undersökning i Kristianstadsbassängen ligger inom intervallet 10,0°C-17,5°C. Lowenstam och Epsteins undersökning (1954) visar på högre medeltemperaturer för Kristianstadbassängen: Ullstorp 19,7°C, Ignaberga 19,5°C och Balsvik 16,9°C. Anledningen till denna skillnad mellan de båda undersökningarna kan bero på att omvandlingsformeln $\delta^{18}\text{O}$ till marin paleotemperatur har utvecklats (Arthur *et al.* 1983). Det finns samma trend i båda undersökningarna, nämligen att isotopdata antyder att det successivt blivit kallare mot slutet av krittiden. Tidigare undersökningar av syreisotoper i belemniter från Europa har givit medeltemperaturer på cirka 15°C.

Moderna kallvatten och tempererade plattformskarbonater bildas i havsvatten som generellt är kallare än 20°C (James 1997). De benämns "heterozoan" och bil-

das av röda kalkalger, blötdjur, foraminiferer, mossdjur, tagghudingar och armfotingar. Kriterierna för identifikation av paleontologiska kallvattenkarbonater är för närvarande osäkra. Men många paleokarbonater hade samma biotiska sammansättning ("heterozoa"), originalmineralogi, och karbonatplattformgeometri som kalltempererade karbonatmiljöer uppvisar idag. Moderna kallvattenskarbonater utgör därför utmärkta analogier för tolkning av många paleoramper och shelvesuccessioner (James 1997). Varmvattenkarbonater benämns "photozoan" och utgörs av koraller, gröna kalkalger och karbonatkorn såsom ooider och peloider (James 1997). Det bioklastiska innehållet i Kristianstadbassängen och de framräknade temperaturresultaten tyder på tempererad kallvattenkarbonatbildning (cf. James 1997). De flesta värdena från Kristianstadbassängen verkar rimliga, men vid borrningen i fossilen kan inte uteslutas att sekundär kalcit i porer och frakturer kommit med. Medeltemperaturen för de olika arterna visar den trend som tidigare tolkats för sen krita, dvs att det blir kallare mot maastricht. Temperaturresultaten från enskilda individer från varje lokal visar samma trend. Samma tolkning av klimatet under krita har Rees (1999) kommit fram till vid undersökningar av hajfaunan i Kristianstadbassängen. Faunan indikerar ett svalare klimat från tidig campan till maastricht (Rees 1999).

Många paleoklimatmodeller för krita, t ex CLAMP-analyser gjorda av Gilmour *et al.* (2002) visar temperaturtrender som överensstämmer med temperaturerna för Kristianstadbassängen. CLAMP (Climate Leaf Analysis Multivariate Program) är en analysmodell där man undersöker sambandet mellan morfologin hos angiospermblad och klimat genom att modellera multivariata samband med klimat. Jämförelser har gjorts mellan CLAMP-analys och syreisotopanalys vid rekonstruktion av klimatet under cenoman för att undersöka om modellerna stämmer överens (Gilmour *et al.* 2002). Syreisotopanalysen och CLAMP-analysen är gjord på en fossil flora från Tjeckien. Jämförelsen visar att man får jämförbara resultat och att en kalibrering är möjlig (Gilmour *et al.* 2002).

5.5 Potentiella svagheter i den analytiska proceduren

Den här undersökningen omfattar geokemiska analyser upplagda enligt en strategi anpassad till examensarbetets tids- och budgetramar. Några av följande procedurer skulle potentiellt kunna utgöra felkällor i undersökningen:

1. Man kan tänka sig att den uppvärmning som proven utsattes för vid limningen (80°C) samt vid CL- och EDX-undersökningarna eventuellt skulle kunna leda till mobilitet hos de lättare isotoperna, men vid motsvarande undersökningar har sådana problem inte rapporterats (Voigt *et al.* 2003; Price & Sellwood 1994; Niebuhr & Joachimski 2002).
2. Av ekonomiska skäl gjordes förenklade elementanalyser (EDX) istället för mer känsliga våtkemiska analyser av järn- och manganhalter, för att spåra olämpliga

prov. Ringa odetekterad Fe-, Mn- eller Mg-substitution i kalcitgittret kan alltså förekomma.

3. Den använda mekaniska 1 mm-diameterborren var oprecis, vilket möjligen innebär att tillväxtsånger i hårdvävnaden blandats i någon omfattning. I t ex den omfattande studien av Podlaha *et al.* (1998) användes i de flesta fall ett 0,3 mm borr.

5.6 Alternativa förutsättningar

Utgångspunkten för mesozoiska klimatundersökningar är vanligtvis att polerna under krita inte var utsatta för betydande nedisning. Men att det verkligen förhöll sig så är under debatt (cf. Price 1999). Om det trots allt förekom omfattande glaciation vid polerna under sen krita hade företrädesvis ^{16}O varit bundet i glaciärerna. Relationen mellan syreisotoperna $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ förändrades i så fall med relativ anrikning av ^{18}O i havet som följd. En ökning med ^{18}O i förhållande till ^{16}O i havet med t ex 0,26 ‰ ger en sänkning av temperaturen med 1°C (Hoefs 1997). Om det trots allt förekom betydande polarglaciation under senkrita skulle beräkningarna i min studie alltså visa för höga temperaturer.

Lokal variation i den marina vattenkvaliteten kan också ha påverkat undersökningen. Kristianstadbassängens miljö under krita utgjordes av ett skärgårdslandskap med floder som rann ut i havet, bl a vid Åsen (Lindgren & Siverson 2002). En brackvattenpåverkad shelf får ett förändrat förhållande mellan syreisotoperna $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$. Färskvatten i humida områden som Kristianstadbassängen var under krita är troligen anrikat på syreisotopen ^{16}O , och om det lokalt blir en stor avrinning till havet kommer andelen av syreisotopen ^{16}O att öka. De uträknade temperaturerna blir då högre än de egentliga marina medeltemperaturerna var.

6. Slutsatser

1. Kristianstadbassängens belemniter har isotopsignaturer (kol och syre), geokemiska karaktärer (Fe, Mn och Mg) och katodluminescenskaraktärer som är rimliga för faunornas senkretaceiska grundmarina livsmiljöer.
2. Geokemin hos hårdvävnaderna är mycket homogen inom ett och samma exemplar, inom exemplar av samma taxa och inom stratigrafiska nivåer i lagerföljdena.
3. De undersökta hårdvävnaderna är ställvis (oftast) massiva och lågluminescenta, ställvis tydligt omkristalliserade och ställvis rika på tunna luminescenta koncentriska cementfyllda "tillväxt"-ringar. Hårdvävnadens skiftande status visar däremot ingen tydlig korrelation med kol- och syreisotopsignaturerna.
4. Av 1-3 följer att belemniternas isotopsignaturer sannolikt fixerats "kort" geologisk tid efter djurens levnad, under inverkan av marin diagenes. De speglar därmed klimatförhållanden som rådde då hårdvävnaden låg grunt begravd på havsbotten. Isotoputbytet mellan hårdvävnad och omgivande porvatten har där efter varit mycket begränsat.

5. Belemnitenas syreisotoper pekar mot ett senkretaceiskt temperaturfall i grundmarina förhållanden. Den trend stöds av de ekologiska undersökningar som gjorts i Kristianstadsbassängen och regionen.

Tack

Ett stort tack till min handledare Anders Ahlberg för ditt engagemang, din ständigt positiva inställning och ditt stora kunnande. Ingenting är omöjligt! Tack till Johan Lindgren för att du alltid tar dig tid, för din noggrannhet, finns det något du inte kan om Kristianstadbassängen? Tack till Anders Lindh för hjälp med EDX och din vilja att alltid hjälpa till. Ett tack till Tobias Hermansson för hjälp med EDX och givande diskussioner. Ett varmt tack till Sven Stridsberg för hjälp med layout. För mina fina slip tackar jag Rikard Anehus. Ett tack till Miaziyazu Takeshi för hjälp med EDX och borrh. Mina döttrar får många kramar för att de stöttat mig under min studietid och kanske inte fått så mycket tid som jag hade önskat. Jag vill också passa på att tacka min sambo för all hjälp. Ett stort tack till alla "kursare" som gjort tiden på geologen till en mycket rolig period i mitt liv.

Referenser

- Ahlberg, A., Olsson, I. & Šimkevičius, P., 2003: Triassic-Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. *Sedimentary Geology* 161, 15-29.
- Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. & Land, L.S., 1983: *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short Course NO. 10, Dallas. 435 sidor.
- Bandel, K., Engeser, T. & Reitner, J., 1984: Die Embryoentwicklung von Hibolithes (Belemnitida, Cephalopoda). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 167, 275-303.
- Bergström, J., 1982: Cretaceous tectonics. 41-46. I Bergström, J., Holland, B., Larsson, K., Norling, E. & Sivhed, U. Guide to excursions in Scania. *Sveriges Geologiska Undersökningar Ca* 54, 1-95.
- Bergström, J. & Sundquist, B., 1978: Kritberggrunden. 55-99. I Kornfält, K.A., Bergström, J., Carsrud, L., Henkel, H. & Sundquist, B. Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. *Sveriges Geologiska Undersökningar Af* 121, 1-120.
- Christensen, W.K., 1975: Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania, Sweden. *Fossils and strata* 7, 1-69.
- Christensen, W.K., 1997: Palaeobiogeography and migration in the late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae. *Acta Palaeontologica Polonica* 42, 457-495.
- Doyle, P., Bennett, M.R. & Baxter, A.N., 1995: *The key to earth history: an introduction to stratigraphy*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 231 sidor.
- Epstein, S. & Mayeda, T., 1953: Variation of ¹⁸O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213-224.
- Erlström, M., 1994: Evolution of Cretaceous sedimentation in Scania. *Lund Publications in Geology* 122, 1-32.
- Erlström, M. & Gabrielson, J., 1986: The upper Cretaceous clastic deposits of Ullstorp, Kristianstad basin, Scania. *Geologiska föreningens i Stockholm Förhandlingar* 107, 241-254.
- Erlström, M. & Gabrielson, J., 1992: Petrology, fossil composition and depositional history of the Ignaberga limestone, Kristianstad Basin, Scania. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* 80, 1-33.
- Fassell, M.L. & Bralower, T.J., 1999: Warm, equable mid-Cretaceous: Stable isotope evidence. Publicerat i: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System, 121-142. Redaktör: E. Barrera & C.C. Johnson. *Geological Society of America, Special paper* 332, Boulder, Colorado.
- Frakes, L.F., 1999: Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. Publicerat i: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System, 49-57. Redaktör: E. Barrera & C.C. Johnson. *Geological Society of America, Special paper* 332, Boulder, Colorado.
- Gilmour, I., Kelley, S., Skelton, P. & Spicer, B., 2002: *The Cretaceous world*, Bath Press, Blantyre Industrial Estate, Glasgow. 243 sidor.
- Hay, W.H., DeConto, R.M. & Wold, N., 1997: Climate: Is the past the key to the future? *Geologische Rundschau* 86, 471-491.
- Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A.R., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., & Söding, E., 1999: Alternative global Cretaceous palaeogeography. Publicerat i: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System, 1-47. Redaktör: E. Barrera & C.C. Johnson. *Geological Society of America, Special paper* 332, Boulder, Colorado.
- Hoefs, J., 1997: *Stable Isotope Geochemistry*. Fjärde upplagan. Springer-Verlag, Heidelberg. 201 sidor.
- James, N.P., 1997: The cool-water carbonate depositional realm. Publicerat i: Cool-water carbonates, 1-20. Redaktör: Noel P. James and Jonathan A.D. Clarke. *SEPM (Society for sedimentary Geology) Special Publication* No. 56.
- Land, L.S., 1995: Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implications for coeval seawater: Discussion: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2843-2844.
- Lidmar-Bergström, K., 1995: Relief and saprolites trough time on the Baltic Shield. *Geomorphology* 12, 45-61.
- Lindgren, J., 2004: In Press. Stratigraphical distribution of Campanian and Maastrichtian mosasaurs in Sweden - evidence of an intercontinental marine extinction event. *GFF*.
- Lindgren, J. & Siverson, M., 2002: *Tylosaurus ivoensis*: a giant mosasaur from the early Campanian of Sweden. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 93, 73-93.

- Longinelli, A., Wierbowski, H. & Di Matteo, A., 2003: $\delta^{18}\text{O}$ (PO_4^{3-}) and $\delta^{18}\text{O}$ (CO_3^{2-}) from belemnite guards from Eastern Europe: implications for palaeoceanographic reconstructions and for preservation of pristine isotopic values. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 337-350.
- Lowenstam, H.A. & Epstein, S., 1954: Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. *The Journal of Geology*, 62, 207-248.
- Lundegren, A., 1934: Kristianstadsområdets Kritbildningar. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 56, 125-313.
- Manspeizer, W., 1994: The break-up of Pangea and its impact on climate: consequences of Variscan-Alleghanide orogenic collapse. Publicerat i: Paleoclimate, Tectonics and Sedimentation during Accretion, Zenith, and Break-up of a Supercontinent, 169-185. Redaktör: G.D. Klein. *Geological Society of America Special Paper*, 288, Boulder, Colorado.
- Marshall, J.D., 1992: Climate and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine* 129, 146-160.
- Miller, J., 1988: Cathodoluminescence. Publicerat i: *Techniques in Sedimentology*, 174-190. Redaktör: M. Tucker. Blackwell Scientific Publication, Suffolk.
- Niebuhr, B. & Joachimski, M.M., 2002: Stable isotope and trace element geochemistry of Upper Cretaceous carbonates and belemnite rostra (Middle Campanian, north Germany). *Geobios* 35, 51-64.
- Podlaha, O.G., Mutterlose, J. & Veizer, J., 1998: Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science* 298, 324-347.
- Price, G.D., 1999: The evidence and implication of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Review* 48, 183-210.
- Price, G.D. & Sellwood, B.W., 1994: Paleotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 1-10.
- Rees, J., 1999: Late Cretaceous hybodont sharks from the Kristianstad Basin, southern Sweden. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 5, 257-270.
- Rees, J., 2002: Shark fauna and depositional environment of the earliest Cretaceous Vitabäck Clays at Eriksdal, southern Sweden. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 93, 59-71.
- Spaeth, C., Hoefs, J. & Vetter, U., 1971: Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures. *Geological Society of America Bulletin* 82, 3139-3150.
- Sälen, G., 1989: Diagenesis and construction of the belemnite rostrum. *Palaeontology* 32, 765-798.
- Taijka, E., 1998: Climate change during the last 150 million years: reconstruction from a carbon cycle model. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 695-707.
- Till, R., 1974: *Statistical methods for the earth scientist, and introduction*. MacMillan Press, London. 154 sidor.
- Torsvik, T., Van der Voo, R., Meert, J.G., Mosar, J. & Walderhaug, H.J., 2001: Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallel. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 55-69.
- Trewin, N., 1988: Use of the Scanning Electron Microscope in Sedimentology. Publicerat i: *Techniques in Sedimentology*, 229-273. Redaktör: M. Tucker. Blackwell Scientific Publication, Suffolk.
- Veizer, J., 1974: Chemical diagenesis of belemnite shells and possible consequences for paleotemperature determinations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 174, 91-111.
- Veizer, J., 1995: Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implications for coeval seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 2845-2846.
- Veizer, J. & Fritz, P., 1976: Possible control of post-depositional alteration in oxygen paleotemperature determination. *Earth and Planetary Science Letters* 23, 255-260.
- Voigt, S., Wilmsen, M., Mortimore, R.N. & Voigt, T., 2003: Cenomanian palaeotemperatures derived from the oxygen isotopic composition of brachiopods and belemnites: evaluation of Cretaceous palaeotemperature proxies. *International Journal of Earth Sciences* 92, 285-299.
- Wefer, G. & Berger, W.H., 1991: Isotope palaeontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology* 100, 207-248.

Tidigare skrifter i serien

"Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidigholocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydro-geologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskarning i en djup-vittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.

150. Malmborg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nord-östra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvсанд – en mineralogisk och texturrell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierrgavåggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbriterheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
164. Näsström, Helena, 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell föroreningsspridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
 Centrum för GeoBiosfärvetenskap
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund