

Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment

Maria Nolvi & Gunilla Thorelli

Examensarbeten i Geologi vid
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 192



Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2006

Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kon- denserade sediment



Examensarbete
Maria Nolvi & Nillan Thorelli

Geologiska Institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2006

Innehållsförteckning

1 Inledning	7
2 Geologisk bakgrund och litologisk beskrivning	9
2.1 Zumaia	9
2.2 Hällekis och Gärde	11
2.3 Stevns Klint	12
2.4 Adnet	14
3 Material och metoder	15
3.1 Material	15
3.2 Metoder	16
4 Kemiska karaktäristika för extraterrestrisk kromit, övriga terrestriska och extraterrestriska kromspineller samt extraterrestriska sfäruler	17
5 Resultat	22
5.1 Zumaia	22
5.1.1 Zum 27	22
5.1.2 Zum UJS kalk och mörgel	22
5.2 Hällekis och Gärde	22
5.2.1 Hällekis	22
5.2.2 Gärde	22
5.3 Stevns Klint	22
5.3.1 SK01	22
5.3.2 SKMN	22
5.4 Adnet	23
6 Diskussion	23
6.1 Inledning	23
6.2 Bakgrundsförekomst av extraterrestrisk kromit	23
6.2.1 Zumaia	23
6.2.2 Hällekis och Gärde	25
6.2.2.1 Hällekis	25
6.2.2.2 Gärde	25
6.2.3 Stevns Klint	25
6.2.3.1 Sedimentationshastighet	25
6.2.3.2 SK01	25
6.2.3.3 SKMN	26
6.2.4 Adnet	26
6.3 Tolkning av den kemiska sammansättningen på extraterrestrisk kromit	27
6.3.1 Gärde 1	27
6.3.2 SK01	28
6.3.3 Adnet	28
6.4 Sedimentologisk tolkning av lagerföljden i Zumaia	28
6.4.1 Zum UJS kalk och mörgel	28
6.4.2 Excentricitetscyklerna 22 - 27	30
6.5 Provenans för och anrikning av övriga kromrika korn i Hkis+4,22	31
6.5.1 Provenans	31
6.5.2 Anrikning av kromrika spinellkorn	35
6.6 Sfäruler	35
7 Slutsatser	37
8 Tack	37
9 Referenser	38
Appendix	43

Omslagsbild: Zumaia, februari 2005, amalgamerade kalkstensbankar.

Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment

MARIA NOLVI & GUNILLA THORELLI

Nolvi, M.; Thorelli, G., 2006: Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Nr. 192, 51 sidor. 20 poäng.

Denna studie syftar till att fastställa det normala inflödet av extraterrestrisk kromit till jorden. Resultaten från undersökningen jämförs med tidigare studier av mellanordovicisk orthoceratitkalksten, i vilken 1 - 3 extraterrestriska kromitkorn ($>63 \mu\text{m}$) påträffats per kilogram kalksten. Dessa halter har tolkats som bevis på ett hundrafalt ökat inflöde av utomjordiskt material till jorden under en del av mellanordovicium.

Från en tidigpaleocen marin sedimentsekvens med känd sedimentationshastighet i Zumaia, norra Spanien, provtogs 90,5 kilogram kondenserad kalksten, cirka 63 miljoner år gammal. Kalkstenen löstes upp i saltsyra och fluorvätesyra, därefter siktades residualen och genomsöktes i ljusmikroskop efter kromhaltiga opaka mineral, vars kemiska sammansättning analyserades för att fastställa ursprung. Ytterligare sex prover från olika tidsepoker genomgick samma procedur. Två av dessa prover omfattande 15,1 respektive 14,2 kilogram provtogs i en del av den tidigpaleocena sekvensen i Zumaia där kalkstens- och märellager bildar ett cykliskt mönster. Denna del av sekvensen är cirka 61 miljoner år gammal. Från Gärde i Jämtland provtogs 22,8 kilogram mellanordovicisk kalksten vilken är cirka 4 miljoner år yngre än den kalksten som vid tidigare studier visat ett förhöjt extraterrestriskt inslag. Vid Stevns Klint på Själland, Danmark, togs två prover av senmaastrichtisk kalksten omfattande 29,8 respektive 14,3 kilogram. Vid Adnet, nära Salzburg i Österrike, provtogs 14,4 kilogram av en extremt kondenserad kalksten från sinemur i nedre jura. Som referens undersöktes ett prov om 14,0 kilogram från den kromitanrikade delen av den mellanordoviciska orthoceratitkalkstenen på Kinnekulle i Västergötland.

Sammanlagt påträffades i denna studie 3 extraterrestriska kromitkorn i 178 kilogram kalksten från andra tidpunkter än mellanordovicium. Med syfte att beräkna inflödet av antal kromitkorn per ytenhet per tidsenhet har sedimentationstakten uppskattats för de lokaler där denna inte varit känd. De flesta av våra prover från andra tidsintervall än mellanordovicium har ett mycket lägre kromit innehåll än den mellanordoviciska orthoceratitkalkstenen. Vår studie indikerar att bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit är mindre än 1 korn per kvadratmeter per 1000 år, medan inflödet när det var som högst under mellanordovicium uppskattas till 11,1 - 13,6 korn per kvadratmeter per 1000 år. I det yngre av våra mellanordoviciska prover är vår framräknade siffra 1,95 - 2,34 extraterrestriska korn per kvadratmeter per 1000 år. Under denna tidsperiod hade inflödet av extraterrestrisk materia till jorden troligen ännu inte återgått till normala förhållanden.

Vid utvärderingen av kromit innehåll har vi beaktat processer som kan ansamla tungmineral vid specifika nivåer i lagerföljden. Vårt mellanordoviciska referensprov uppvisar anmärkningsvärda halter av terrestriska kromrika spineller vilket antyder att en sådan process kan ha varit verksam. Troliga ansamlingsprocesser är bortsortering av lätta mineral med hjälp av svaga bottenströmmar samt kalcitupplösning. Enligt vår studie skulle provenansen för de kromrika spinellerna kunna vara subvulkaniska, mafiska gångar som exponerats på havsbotten. Provenansen skulle även kunna vara vulkanisk aska eller subvulkaniska gångar från en ultramafisk vulkanism med en sammansättning liknande *Alaskan Ultramafics*.

I det största provet från Zumaia samt i de båda proverna från Stevns Klint påträffades sfäriska partiklar vilka kan vara av extraterrestriskt ursprung. Kemiska analyser av sfärulernas nickelhalt utfördes för att tolka ursprunget. Det mindre provet från Stevns Klint, som innehöll ett extraterrestriskt kromitkorn, innehöll även en sfärul med troligt extraterrestriskt ursprung. Provet från Zumaia innehöll ett flertal sfäruler vilkas provenans inte med säkerhet kunnat fastställas.

Lagerföljden i Zumaia har studerats och tolkats ingående eftersom denna sekvens på grund av känd genomsnittlig sedimentationshastighet ger den säkraste indikationen på bakgrundsförekomsten av extraterrestrisk kromit. Vår studie indikerar att den amalgamerade kalksten i vilken bakgrundshalten av extraterrestrisk kromit bestämts inte utgör det mest kondenserade partiet i sekvensen. Mest kondenserad är i stället mägeln som mellanlagrar kalkstensbankarna.

Nyckelord: extraterrestrisk kromit, kromspineller, sfäruler, cyklisk sedimentation, kondenserade sediment



Zumaia, maj 2005.

Extraterrestrial and terrestrial chromium-rich spinels in Phanerozoic condensed sediments

MARIA NOLVI & GUNILLA THORELLI

Nolvi, M. & Thorelli, G., 2006: Extraterrestrial and terrestrial chromium-rich spinels in Phanerozoic condensed sediments. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 192, 51 pp. 20 poäng.

This study aims to assess the normal inflow of extraterrestrial chromite to Earth. The results from the investigation are compared to earlier studies of middle Ordovician Orthoceratite Limestone in which 1 - 3 extraterrestrial chromite grains ($>63 \mu\text{m}$) per kilogram limestone were found. These values have been interpreted as evidence of a two orders of magnitude increase in the flux of extraterrestrial matter to Earth during a part of middle Ordovician.

From an early Paleocene marine sedimentary sequence with known sedimentation rate in Zumaia, northern Spain, 90,5 kilogram of condensed limestone, dated to about 63 Ma, was sampled. The limestone was dissolved in hydrochloric- and hydrofluoric acid and the residue was sieved and searched for opaque minerals under the binocular microscope. In order to determine origin of the opaque minerals the chemical composition was analysed. Six additional samples from different time periods were treated in the same way. Two of these samples, weighing 15,1 and 14,2 kilogram, respectively, were sampled in a part of the early Paleocene sequence in Zumaia where limestone- and marly layers form a cyclical pattern. This part of the sequence is dated to about 61 Ma. From Gärde in Jämtland 22,8 kilogram of middle Ordovician limestone was sampled. This limestone is about 4 million years younger than the previously studied limestone showing an enhanced content of extraterrestrial matter. At Stevns Klint in Sjælland, Denmark, two samples of 29,8 and 14,3 kilogram of a late Maastrichtian limestone were collected. At Adnet, close to Salzburg, Austria, 14,4 kilogram of an extremely condensed limestone from the Sinemurian stage in the lower Jurassic was sampled. As a reference, a sample comprising 14,0 kilogram from the chromite-enriched part of the middle Ordovician Orthoceratite Limestone was examined.

In this study, a total of 3 extraterrestrial chromite grains were found in 178 kilogram limestone from other time periods than the middle Ordovician. With a view to determine the number of chromite grains by unit area by unit of time, the sedimentation rate has been estimated for localities where this has not been known. Most of our samples from other time periods than the middle Ordovician have a much lower chromite content than the middle Ordovician Orthoceratite Limestone. Our study indicates that the normal flux of extraterrestrial chromite is less than 1 grain per square meter per 1000 years, whilst the flux when it was most enhanced during the middle Ordovician is estimated to 11,1 - 13,6 grains per square meter per 1000 years. For the younger of our middle Ordovician samples, our calculated value is 1,95 - 2,34 extraterrestrial grains per square meter per 1000 years. During this time period the flux of extraterrestrial matter to Earth had probably not yet returned to normal conditions.

When interpreting the chromite content we have taken into consideration processes which could concentrate heavy minerals on specific levels in the geological record. Our middle Ordovician reference sample has a remarkable high content of terrestrial chromium-rich spinels, indicating influence of some kind of concentration process. Accumulation processes could be winnowing of light minerals by weak bottom currents and calcite dissolution. Our study indicates that the provenance for the chromium-rich spinels could be mafic subvolcanic intrusions exposed on the seafloor. The provenance could also be volcanic ash or subvolcanic layered intrusions from an ultramafic volcanism with a composition similar to Alaskan Ultramafics.

In the large sample from Zumaia and in both samples from Stevns Klint spherical particles, which could be of extraterrestrial origin, were found. Chemical analyses of the nickel content of the spherules were performed to interpret the origin. The smaller sample from Stevns Klint, which contained one extraterrestrial chromite grain, also contained one spherule with a possible extraterrestrial origin. The sample from Zumaia contains several spherules of which the provenance could not be established with certainty.

The sequence in Zumaia has been studied and thoroughly interpreted since this sequence, because of known mean sedimentation rate, is giving the most accurate indication of the background occurrence of extraterrestrial chromite. Our study indicates that the amalgamated limestone, in which the background value of extraterrestrial chromite has been determined, is not the most condensed part of the sequence. Instead, the most condensed parts are the marly layers found in between the limestone bundles.

Keywords: extraterrestrial chromite, chrome spinels, spherules, cyclic sedimentation, condensed sediments



Zumaia, may 2005. The authors measuring the thickness of Zum 27.

Maria Nolvi & Gunilla Thorelli, Department of Geology, GeoBiosphere Science Centre, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: maria@vst.nu & nillan@rydsgaard.se

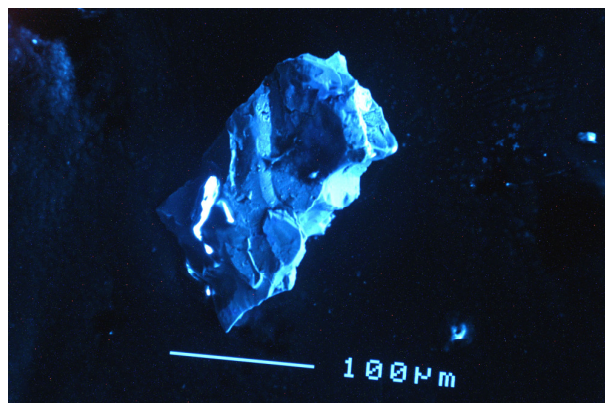
1 Inledning

Mellan Mars och Jupiter, på cirka 150 - 374 miljoner kilometers avstånd från jorden pågår ständiga kollisioner mellan himlakropparna i asteroidbältet. Sammanstötningarna medför att asteroider bryts sönder och ändrar bana (Norton, 1998). Vissa av dessa objekt kan då försättas på kollisionskurs med jorden. Gångse uppfattning har varit att det recenta, extraterrestriska inflödet till jorden är representativt för det extraterrestriska inflödet genom tiderna, men det geologiska arkivet vittnar om tidsperioder då jorden utsatts för ett intensivt bombardemang av extraterrestrisk materia (Schmitz et al., 1996, 2001, 2003; Schmitz och Häggström, i press).

I nutid ansamlas årligen mellan 36 och 116 meteoriter större än 10 gram på en area av 10^6 kvadratkilometer på jorden (Halliday et al., 1989; Bland, 2001; Schmitz et al., 2001). Inflödet av meteoriter sett i ett geologiskt tidsperspektiv är fortfarande relativt outforskat. Sedan 1992 har den mellanordoviciska marina kalkstenen i Thorsberg stenbrott vid Kinnekulle systematiskt genomsökts efter fossila meteoriter (Schmitz et al., 1996, 2001). Studien har senare utökats till att även omfatta i sediment spridda enstaka, extraterrestriska kromitkorn (Schmitz et al., 2003; Schmitz och Häggström, i press). Kromit (Fig. 1) utgör ett av spinellgruppens ändled och detta mineral är liksom övriga kromspineller mycket resistent mot vittring (Nyström et al., 1988; Roeder, 1994). Kromit och kromspinell är de enda relikta mineral som återfunnits i de fossila meteoriterna från Thorsbergbrottet. Den ordoviciska orthoceratitkalkstenen har provtagits vid flera lokaler i den södra delen av Sverige och sedimenten har genomsökts efter extraterrestrisk kromit (Schmitz et al., 2003; Schmitz och Häggström, i press).

Det extraterrestriska inslaget i Thorsberg- och i det närbelägna Hällekisbrottet är 10 - 100 gånger högre än vad som kunnat förväntas med dagens inflödes-hastigheter (Schmitz et al., 1996, 2001, 2003; Schmitz och Häggström, i press). Argonisotopsammansättningen hos recenta meteoriter av L-kondritiskt ursprung tyder på att en stor L-kondritisk asteroid bröts upp, kanske på grund av en kollision med en annan himlakropp, för 450 - 500 miljoner år sedan (McConville et al., 1988; Keil et al., 1994; Schmitz et al., 1996, 2001,

2003). Nästan alla kromitkorn som återfunnits i den ordoviciska orthoceratitkalkstenen på flera lokaler i södra Sverige har en sammansättning vilken indikerar att de härrör från L- eller möjligen LL-kondrit (Schmitz et al., 2003; Schmitz och Häggström, i press). Kromitkorn från Thorsbergbrottet påvisar att mängden ädelgaser som ansamlas i kornen till följd av kosmisk strålning ökar uppåt i lagerföljden (Heck et al., 2004). Detta är överensstämmande med teorin att de meteoriter och kromitkorn som återfunnits i Thorsbergbrottet härstammar från samma asteroiduppbyggnad. En annan indikation på att en extraordinär asteroiduppbyggnad faktiskt har inträffat är att kalksten avsatt i samma stenbrott under tidigare perioder är fattig på extraterrestrisk kromit (Schmitz och Häggström, i press).



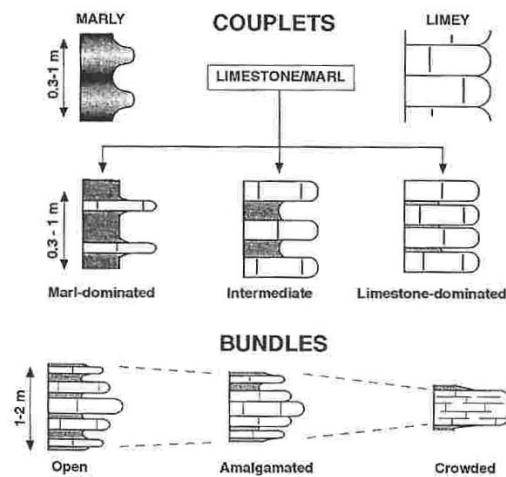
Figur 1. Fotografi av extraterrestrisk kromitkorn från Gärdede 1, taget i svepelektronmikroskop.

För att kunna påvisa variationer i det extraterrestriska inflödet krävs det kännedom om den mängd extraterrestrisk materia som normalt ansamlas på jorden. Målet med vårt examensarbete är att ge en första indikation på bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit uttryckt som antal extraterrestriska kromitkorn större än 63 mikrometer som ansamlats per kvadratmeter per 1000 år. Bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit från andra perioder än mellanordovicium har inte tidigare studerats. Vårt examensarbete är ett pilotprojekt som också ger möjlighet att utvärdera metodens användbarhet på en större skala. Vi har undersökt förekomst av extraterrestrisk kromit från vanliga kondrit i kalkstenar från olika tidsperioder. De flesta kalkstenar som ingår i vår undersökning har en mycket kondenserad karaktär. Ju högre kondensationsgrad kalkstenen har desto större är sannolikheten för att

hitta extraterrestrisk kromit. Det största provet vägde 90,5 kilogram och kommer från en daniensisk sektion i Zumaia, norra Spanien. Sektionen är i princip kontinuerlig och har en, från tidigare vetenskapliga undersökningar, känd sedimentationshastighet relaterad till Milankovich cykler (Dinarés - Turell et al., 2003). Resultaten från Zumaia ger därför den bästa indikationen på hur mycket extraterrestrisk kromit som normalt ansamlas per kvadratmeter per 1000 år. Motsvarande siffra för övriga prover som ingår i vår undersökning har beräknats utifrån uppskattad sedimentationshastighet för respektive lagerföljd. Vår grova uppskattning av sedimentationshastighet för de lokaler där denna inte är känd, ger utrymme för mer än en tolkning av resultaten.

Lagerföljden i Zumaia provtogs på två olika nivåer. Det största provet, som anses representera den nivå av lagerföljden där kondensationsgraden är störst (V. Pujalte, personlig kommunikation), kommer från ett parti som avsatts kontinuerligt under en 100 000-årig cykel, motsvarande jordens föränderliga bana runt solen. Sedimenten i denna excentricitetscykel omfattas dels av amalgamerade kalkstenslager åtskiljda av extremt tunna märgelpartier, dels av ett mäktigare märgelparti. För att komma fram till en så realistisk kondensationsgrad som möjligt hos den provtagna kalkstenen har vi försökt tolka hur stor del av en excentricitetscykel de amalgamerade kalkstensbankarna respektive det mäktiga märgelpartiet representerar. Vid den andra provtagningsnivån framträder jordens 21 000-åriga wobblingcykel tydligt. Sedimenten som avsatts under en wobblingcykel består av ett lager kalksten och ett lager märgel vilka tillsammans utgör en kuplett (Fig. 2). Vi provtog både kalkstens- och märgellagret inom samma kuplett. Även här är kondensationsgraden för de olika lagren avgörande för en korrekt utvärdering av provresultaten. Vi har därför gjort ett försök att tolka vilka parametrar som styr den cykliska sedimentationen i den aktuella delen av lagerföljden.

Utöver proverna från Zumaia ingick ett prov från Jämtland vilket utgörs av kalksten avsatt under mellersta darriwilian, övre mellanordovicium, två prover från en maastrichtisk kalksten exponerad vid Stevns Klint i Danmark, ett prov från Salzburg i Österrike där kalkstenen avsatts under sinemur, nedre jura, samt, som jämförelse, ett prov från den kromitanrikade, mellanordoviciska delen av lagerföljden i Hällekis. Det sistnämnda provet har avsatts under tidig darriwi-



Figur 2. Olika utseende på kalkstens- och märgelkupletter samt kalkstens- och märgelbankar. Från Einsele, 1982.

lian.

Det jämtländska provet från övre mellanordovicium är cirka 4 miljoner år yngre än den kromitanrikade delen av lagerföljden i Hällekis, vilket gör att förekomsten av extraterrestrisk kromit i detta prov sannolikt inte representerar bakgrundsinflödet utan snarare är en värdeomätare på hur länge ett kraftigt ökat inflöde av extraterrestrisk materia pågår efter en asteroiduppbyggnad. Proverna från Stevns Klint ligger tidsmässigt relativt nära krita - paleogengränsen och är intressanta därför att en asteroid bevisligen slagit ned för 65 miljoner år sedan. Möjligen skulle detta asteroidnedslag kunna ha föregåtts av ett förhöjt inflöde av extraterrestrisk materia, eventuellt till följd av ett liknande händelseförlopp som gav upphov till den meteoritrika delen av lagerföljden i Hällekis. Provet från Salzburg är mycket intressant eftersom den jurassiska kalkstens litologiska egenskaper är nästan identiska med orthoceratitkalkstens.

Forskning kring bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit är viktig för att i framtiden kunna tolka eventuella variationer i andelen extraterrestrisk kromit i kondenserade sediment. Resultaten från vår undersökning kan stärka eller försvaga tesen om att det extraterrestriska inflödet till jorden var kraftigt förhöjt för cirka 470 miljoner år sedan. Dessutom borde kunskap om bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit kunna användas för att ge en indikation på sedimentationshastighet för kondenserade sediment. Förståelse för hur och varför inflödet av extraterrestrisk materia till jorden varierar genom tiden ger viktig insikt inom

det tvärvetenskapliga området geologi/astronomi.

Provet från Hällekis innehåller en mycket hög andel terrestriska kromrika spinellkorn. Vi diskuterar kornens provenans samt de processer som kan ha ansamlat kornen vid speciella nivåer i sedimenten. Vid upptäckt av en lagerföljd som uppvisar en anrikning av extraterrestrisk kromit, är kunskap om dessa processer väsentlig för att utvärdera om kromitanrikningen är verklig, eller om denna är en artefakt.

Förutom extraterrestrisk kromit och övriga kromrika spineller har sfäruler påträffats i de undersökta proverna. Sfäruler kan ha ett extraterrestriskt ursprung (Montanari, 1983; Smit och Kyte, 1984; Kyte och Smit, 1986; Glass och Burns, 1987; Margolis et al., 1991) men kan också bildas vid vulkaniska processer (Fredriksson och Martin, 1963; El Goresy, 1968; Colombetti et al., 1998) samt på djuphavsbotten i samband med diagenes (Baas Becking och Moore, 1989; Monty 1975, 1982; Colombetti et al., 1998). Sfäruler kan också utgöras av fossila bakterier omgivna av ett kalcitskal (Kucha et al., 2005). Denna typ av sfäruler är vanliga i marina karbonater. Vi diskuterar karakteristika för extraterrestriska respektive terrestriska sfäruler för att om möjligt fastställa provenans för de sfäruler som förekommer i våra prover.

2 Geologisk bakgrund och litologisk beskrivning

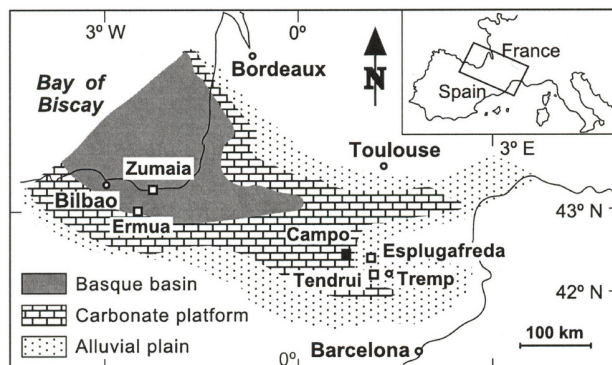
2.1 Zumaia

Zumaiaområdet, beläget i den västra delen av Pyrenéerna i norra Spanien (Fig. 3), tillhör strukturellt samma synklinall som Bilbao (ten Kate och Sprenger, 1993). När den afrikanska och den europeiska plattan kollide-



Figur 3. Geografiskt läge för lokalen Zumaia. Från ten Kate och Sprenger, 1993.

rade för 40 - 50 miljoner år sedan utsattes sedimenten för veckning och spröd deformation. (ten Kate och Sprenger, 1993). Den paleocena sektionen vid Zumaia består av sediment som avsattes på cirka 1000 meters vattendjup i den så kallade baskiska bassängen, en östlig förlängning av Biscayabukten (Pujalte et al., 1995, 1998; Dinarés-Turell et al., 2003) (Fig. 4). Den baskiska bassängen omgavs av karbonatplattformar i syd, öst och nord. Västerut övergick bassängen i djupare hav.



Figur 4. Rekonstruerad paleocen geografi över området runt Zumaia. Från Schmitz och Pujalte, 2003.

De tidigpaleocena avlagringarna har avsatts kontinuerligt och består av en rytmisk alternation av hemipelagisk kalksten och mörk mörkelt samt några få inslag av tunna karbonatbiditer (Dinarés-Turell et al., 2003). Färgen på kalkstenen varierar från rosaröd till grå beroende på syreförhållandena i bassängen vid sedimentationstillfället. Mittpartiet av den daniensiska sektionen karakteriseras av amalgamerade kalkstensbäddar som tillsammans bildar mäktiga bankar vilka skiljs åt av mörkeltlager. Även inom kalkstensbankarna förekommer mörkeltlager vilka är extremt tunna. Under fältarbete uppmättes de amalgamerade kalkstensbankarna till en mäktighet på cirka 4 - 8 decimeter och de mellanliggande mörkeltlagren till cirka 1 - 2 decimeter (Fig. 5). De extremt tunna mörkeltlagren har en mäktighet på cirka 1 centimeter. I mindre amalgamerade partier av lagerföljden är den rytmiska alternationen av kalksten och mörkelt tydlig. Kalkstenslagren har i dessa partier en mäktighet på cirka 1 - 3 decimeter medan mörkeltlagren är något tunnare (Fig. 6).

Antagandet att den alternerande kalk-mörkelt-sedimentationen i Zumaia är knuten till Milankovitch cykler baseras på information från biostratigrafiska, magnetostratigrafiska och cyklostratigrafiska under-



Figur 5. Amalgamerade kalkstensbankar med mellanliggande märellager i Zumaia.

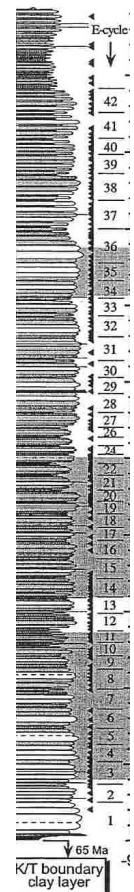
sökningar av lagerföljden i Zumaia (Dinarès - Turell et al., 2002, 2003). I den daniensiska delen av lagerföljden benämns de av Dinarès-Turell et al., (2003) identifierade excentricitetscyklerna som E1 till och med E42 (Fig. 7).



Figur 6. Alternande kalkstens- och märellager i Zumaia. "Jan Smit - bädden" till höger om spadens handtag.

I den del av sektionen där den 21 000-åriga wobblingcykeln är tydligt framträdande finns en mycket prominent kalkstensbank, den så kallade "Jan Smit-bädden" (V. Pujalte, privat kommunikation) (Fig. 6). Den prominenta kalkstensbanken är cirka 5 decimeter mäktig och antas bestå av två amalgamerade kupletter.

Figur 7. Litologisk logg över den daniensiska sektionen i Zumaia samt lagerföljdens relation till excentricitetscyklerna 1 - 42. Provnivå för Zum 27 och Zum UJS motsvarar E27 respektive E41. Modifierad efter Dinarès-Turell et al., 2003.

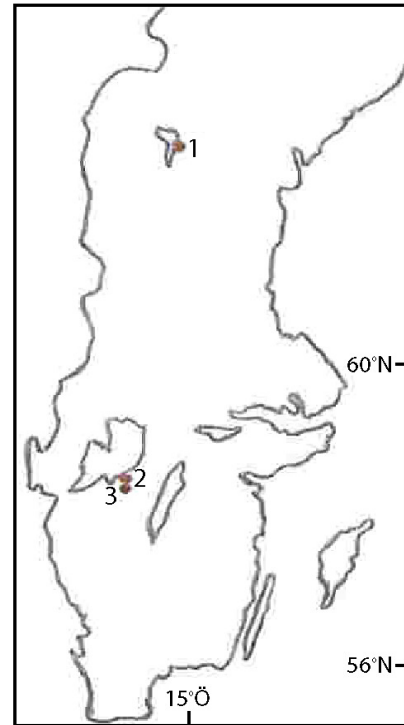


2.2 Hällekis och Gärde

På den nordeuropeiska kontinenten delas den ordoviciska sedimentationsmiljön in i tre olika områden, så kallade confaciesbälten (Lindström et al., 2000). Respektive område har en enhetlig facies vilket tyder på att förutsättningarna för sedimentation varit ungefär desamma under långa tidsavsnitt. De två östligaste av dessa confaciesbälten domineras av kalkstenar medan det västligaste har lerigare och tidvis också lite grövre, kiselrikare sediment. Det centrala baltoskandiska bältet omfattar bland annat Öland och västgötaberget öster om Halle- och Hunneberg.

Kinnekulle, som är ett 306 meter högt platåberg beläget sydost om Vänern, hör till det centrala baltoskandiska bältet. Kinnekulle består av sedimentära bergarter avsatta under kambrium till silur. Platåbergets karaktäristiska plana överyta beror på en horisontell diabasintrusion som skyddat underliggande sediment från erosion. Den ordoviciska delen av lagerföljden på Kinnekulle domineras av orthoceratitkalksten som deponerats i huvudsak under arenig och llanvirn i ett stort epikontinentalhav (Lindström, 1971, 1979; Lindström et al., 2000). I den senaste internationella geologiska tidskalan motsvaras arenig och llanvirn av andra och tredje etagen av ordovicium, vilka ännu inte namngivits, samt darriwilian (Gradstein et al., 2004). Kalkstenen är vanligtvis mycket kondenserad med en genomsnittlig sedimentationstakt på en till några få millimeter per 1000 år (Lindström, 1963; Jaanusson, 1973; Lindström et al., 2000). Hardgrounds, vilka representerar tusentals år av sedimentationsuppehåll, är vanligt förekommande inom orthoceratitkalkstenen varför sedimentationshastigheten för kortare tidsintervall inom lagerföljden är okänd. Kalkstenens färg växlar från röd till brunröd alternativt från ljusgrå till mörkgrå och återspeglar de oxidationsförhållanden som rådde när kalkstenen litifierades (Lindström, 1979).

I Hällekisbrottet (Fig. 8) exponeras en cirka 50 meter mäktig sektion av orthoceratitkalksten. Cirka 10 meter upp i lagerföljden återfinns ett 1,4 meter mäktigt grått lager som går att följa över ett stort område, bland annat till Billingen och södra Öland (Schmitz och Häggström, i press). Den mellersta delen av det grå intervallet innehåller en hög andel siliciklastiskt material och har sannolikt deponerats snabbare än omgivande kalksten. Med hjälp av conodontstratigrafi har



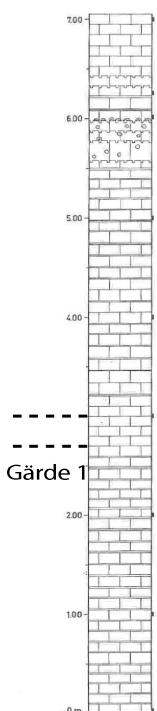
Figur 8. Geografiskt läge för lokalerna Gärde (1), Hällekis (2) och Thorsberg (3) Modifierad efter Löfgren, 1978.

det grå lagret kunnat dateras till gränsen mellan arenig och llanvirn (Zhang, 1998; Schmitz och Häggström, i press). I det närbelägna Thorsbergbrottet (Fig. 8) exponeras 6 meter av den mellanordoviciska kalkstenen varav endast 3,2 meter används för brytning. Även här är bandet av grå kalksten framträdande.

I slutet av 1980-talet upptäcktes en fossil meteorit i en kasserad kalkstensplatta från Thorsbergbrottet (Nyström et al., 1988). Kromitkorn från meteoriten har en sammansättning liknande den hos kromit från vanliga kondritter. Fyndet kom att bli upptakten till en systematisk genomsökning av kalkstenen i Thorsberg- och Hällekisbrotten på jakt efter fossila meteoriter och i sedimentet spridda extraterrestriska kromitkorn. I Hällekisbrottet har även den kalksten undersökts vilken avsatts under de cirka 4,2 miljoner år som närmast föregick den period då inflödet till jorden av kromit från vanliga kondritter kraftigt förhöjdes (Schmitz och Häggström, i press). I intervallet mellan 9,2 - 0,8 meter under basen på Arkeologenbädden (Fig. 16), ovanför vilken extraterrestrisk kromit är anrikad, har endast 5 extraterrestriska kromitkorn återfunnits i 379 kilogram kalksten.

Gärdebrottet (Fig. 8), vilket lokalt kallas för Rödbrottet, gränsar till Brunflo som är beläget i den centrala delen av Jämtland, cirka 15 kilometer sydost om Östersund. Den tidigpaleozoiska sekvensen i Brunflo tillhör de jämtländska Kaledonidernas lägre allochthon (Bergström och Gee, 1985; Bruton et al., 1985; Hofmann et al., 2000). Brunflo gränsar till den östra delen av den delvis nederoderade kaledoniska skållan.

Kalkstenen i Gärdebrottet vid Brunflo avsattes under mellersta darriwilian och representerar de två conodontsubzonerna *Eoplacognathus suecicus* - *Scalpelodus gracilis* och *Eoplacognathus suecicus* - *Pandeorodus sulcatus* (Löfgren, 1978). Gärdebrottets kalksten sedimenterade under lugna förhållanden med en genomsnittlig sedimentationstakt på 2 - 3 millimeter per 1000 år (Jaanusson, 1976; Hofmann et al., 2000). Under ordovicium var Gärdebrottet beläget i Japetushavet, några få kilometer från den östra stranden (Thorslund et al., 1984). Vid Gärdebrottet exponeras cirka 7 meter (Fig. 9) av den i området totalt 50 meter mäktiga ordoviciska orthoceratitkalkstenen. Den nedersta delen av den exponerade kalkstenen i Gärdebrottet består av 2,7 meter rödgrå kalk i decimetertjocka bäddar (Löfgren, 1978). Bäddarna separeras av gröngrå, mörkliga partier. De nedersta två metrarna av denna enhet tillhör *E. suecicus* - *S. gracilis* subzonen. Den undre enheten överlagras av 0,4 meter rödbrun kalk med gröna fläckar. Ovanpå denna följer 2,47 meter röd kalksten som tillhör *E. suecicus* - *P. sulcatus* subzonen.



1952 upptäckte arbetarna i Gärdebrottet en märklig svart inneslutning i ett kalkstensblock (Thorslund et al., 1984). I januari 1980 konstaterade Per Thorslund och Frans Wickman att den svarta inneslutningen uppvisade kondrullika strukturer. De drog slutsatsen att den svarta inneslutningen var en fossil meteorit. Kemiska analyser av den dominerande typen av kromitkorn från Brunflometeoriten indikerar att denna är en H-kondrit (Thorslund et

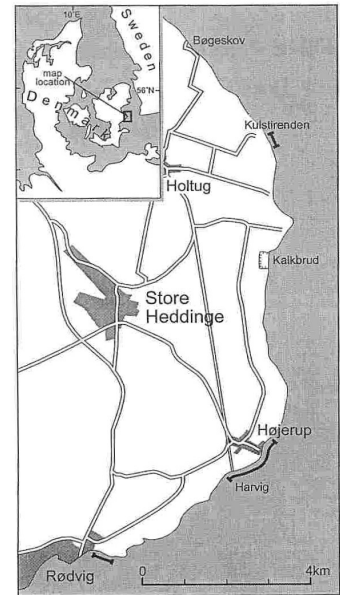
Figur 9. Litologisk logg över Gärdesektionen. Streckade linjer anger provtagningsnivå för Gärde 1. Modifierad efter Löfgren, 1978.

al., 1984). Conodontstratigrafiska undersökningar, utförda av Anita Löfgren av den stuff där Brunflometeoriten hittades, visar att sedimenten i stuffen hör till *E. suecicus* - *P. sulcatus* subzonen och följaktligen är cirka 464 miljoner år gamla.

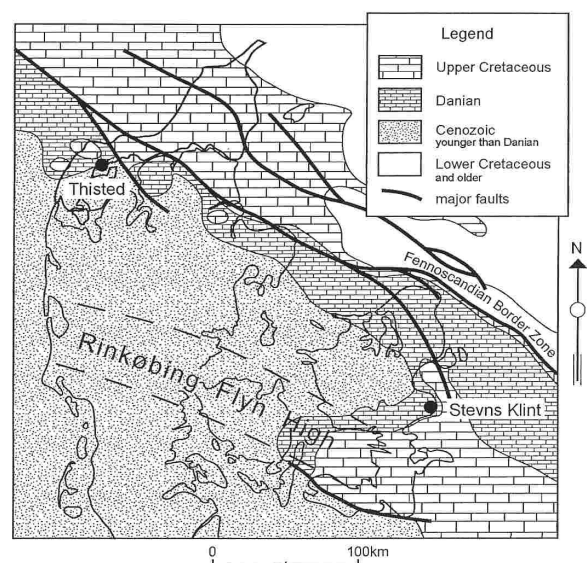
2.3 Stevns Klint

Stevns Klint är beläget på Själland i Danmark (Fig. 10)

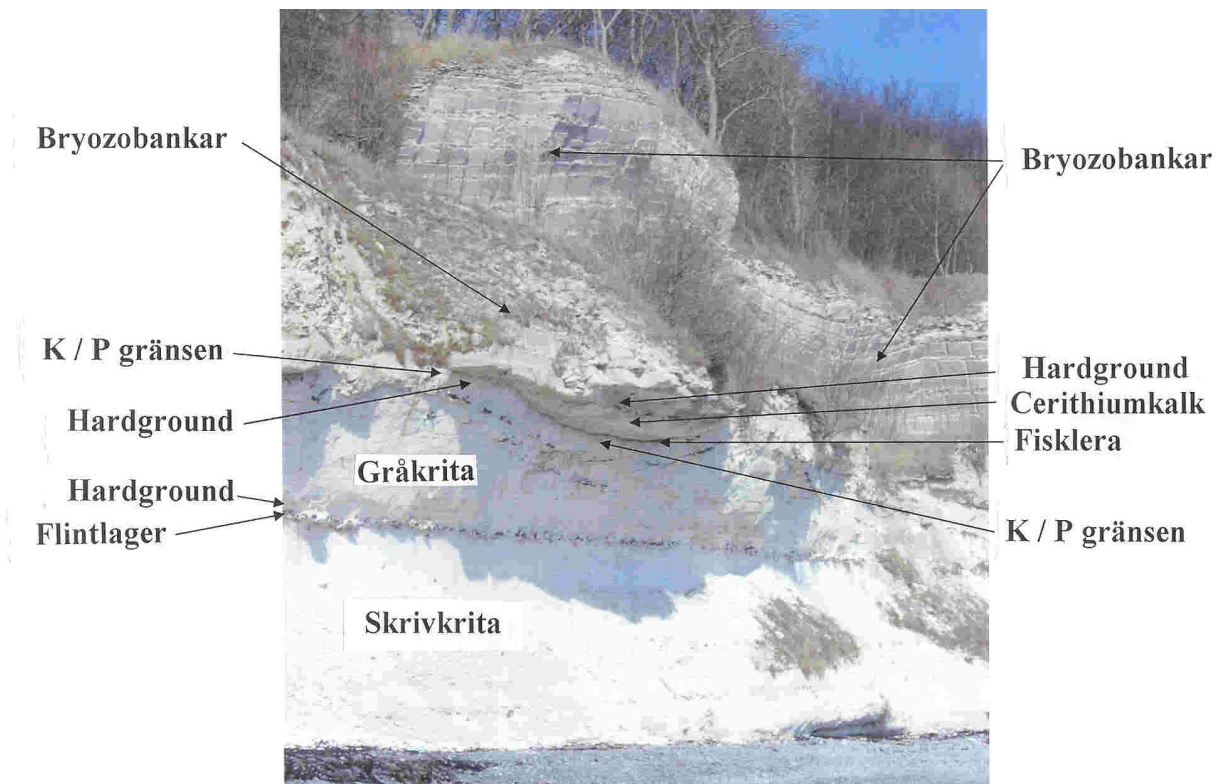
precis norr om Rinköbing-Fyn High, (Fig. 11) (Hart et al., 2005). Berggrunden under den kretaceiska lagerföljden är kraftigt påverkad av förkastningar på grund av lokalens läge väster om Tornquistzonen (Håkansson och Surlyk, 1997; Surlyk och Håkansson, 1999; Hart et al., 2005). Stevns Klintformationen sträcker sig från Bögeskov i norr till Rödving i söder (Hart et al., 2005) (Fig. 10). Under neogen, i samband med den afrikanska plattans krock med den europeiska, pressades lagerföljden ihop (Håkansson, 1971; Surlyk och Håkansson, 1999). Till följd av detta är



Figur 10. Geografiskt läge för lokalen Stevns Klint. Från Hart et al., 2004.



Figur 11. Stevns Klint i förhållande till Rinköbing-Fyn High och Tornquistzonen. Från Hart et al., 2005.



Figur 12. Lagerföljden vid Højerup, Stevns Klint.

lagergränserna undulerande i ett storskaligt perspektiv, vilket medför att lagren på sina ställen återfinns under dagens havsnivå.

Lagerföljden (Fig. 12) består av vit coccolitkalksten, grå coccolitkalksten, fisklera, cerithiumkalksten och daniensiska bryozobiohermer (Surlyk, 1997; Hart et al., 2004, 2005). Den undre delen av den vita coccolitkalkstenen är undulerande, troligtvis till följd av en ojämn bottenpografi (Rosenkrantz, 1966; Surlyk, 1972, 1980, 1997). Den vita coccolitkalkstens övre del har avsatts horisontellt vilket indikerar att vattendjupet ökat (Surlyk, 1997, Hart et al., 2005). Högt upp i den vita coccolitkalkstenen återfinns en prominent flinthorisont, vilken går att följa längs hela Stevns Klintsektionen (Alvarez et al., 1984; Hart et al., 2005). Den vita coccolitkalkstenen överlagras av en gråare, bryozorik coccolitkalksten, uppbyggd av en serie låga asymmetriska biohermer (Surlyk, 1997; Surlyk och Håkansson, 1999; Hart et al. 2005). Ovanför den grå coccolitkalkstenen har en tunn lerrik enhet avsatts, den så kallade fiskleran, vars bas utgör gränsen mellan krita och paleogen. Uppåt övergår fiskleran gradvis till cerithiumkalksten, som karaktäriseras av en gulaktig färg samt innehåll av linsformade kalknoder. Cerithiumkalkstenen överlagras av en mäktig en-

het bestående av daniensiska bryozobiohermer.

Den genomsnittliga sedimentationshastigheten vid Stevns Klint har föreslagits vara runt 10 centimeter per 1000 år (Håkansson et al., 1974 ; Kaminski och Malmgren, 1989; Schmitz et al., 1992). Denna siffra har beräknats genom att den maximala mäktigheten av sedimenten avsatta i det danskopolska träget under maastricht delats med varaktigheten på den maastrichtska etagen. I de flesta marina miljöer är inte depositionen av sediment kontinuerlig (MacLeod och Keller, 1991a, b; Martire och Clari, 1994). Vid Stevns Klint finns bevis för mer än ett signifikant sedimentationsstopp (Schmitz et al., 1992) vilket innebär att den verkliga ackumulationshastigheten varit högre. Olika delar av sektionen kan dessutom ha bildats med olika ackumulationshastighet.

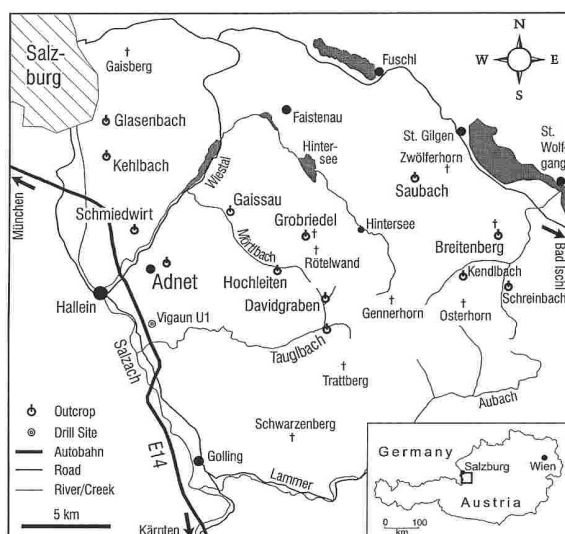
Studier av planktiska och bentiska foraminiferer indikerar en avsättningsmiljö för den vita coccolitkalkstenen motsvarande yttre karbonatplattform (Sliter och Baker, 1972; Jones och Sharnock, 1985; Koutsoukos och Hart, 1990; Schmitz et al, 1992; Hart et al., 2005). Schmitz et al., (1992) påvisar med hjälp av foraminiferdata, att en havsnivåsänkning på cirka 100 meter ägt rum vid den tidpunkt som i lagerföljden representeras av en abrupt övergång från vit till grå coc-

colitkalksten. Detta motsvarar en förändring av miljön från yttre till mellersta karbonatplattform. De asymmetriska biohermer som bygger upp den grå coccolitkalkstenen indikerar också att denna avsatts i en grundare miljö än den vita coccolitkalkstenen (Surlyk, 1997; Hart et al., 2004, 2005). Fynd av främst planktiska foraminiferer i sedimenten från 0,4 meter under krita - paleogengränsen och upp till fiskleran indikerar att vattendjupet i denna period åter ökade (Schmitz et al., 1992).

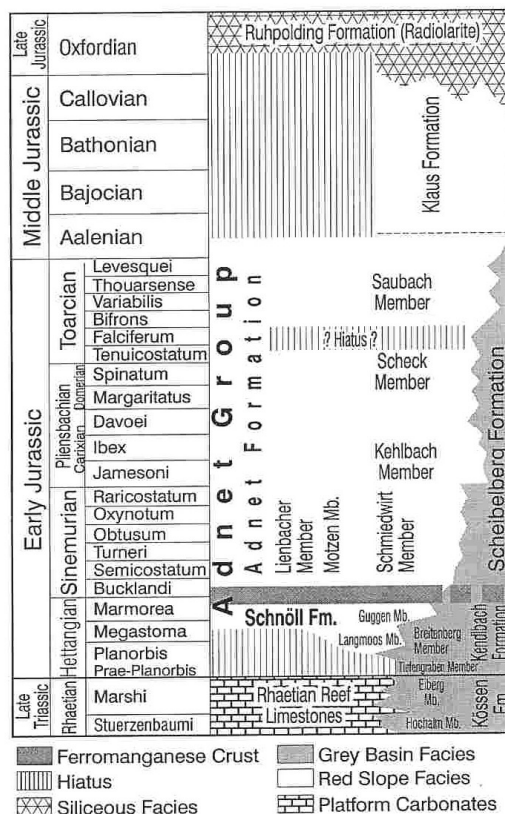
2.4 Adnet

Adnetgruppen avsattes i Tethyshavet under tidig jura, från hettang till mitten av aalen, och omfattar Schnöll- och Adnetformationen (Böhm, i press). Adnetgruppens typområden utgörs av Adnetkalkbrotten öster och nordost om samhället Adnet samt några lokaler nordväst om Adnet i de norra delarna av Osterhornbergen. Samhället Adnet är beläget cirka 10 kilometer sydost om Salzburg i Österrike (Fig. 13). Kalkstenen från Adnet är liksom orthoceratitkalkstenen mycket kondenserad (Böhm, i press) vilket gör den intressant som värdemätare för inflödet av vanliga kondriter till jorden. Adnetkalkstenen kännetecknas dessutom, liksom orthoceratitkalkstenen, av ett frekvent uppträdande av hardgrounds (Böhm, i press).

Litostratigrafiskt delas Adnetformationen in i de lateralt ekvivalenta Schmiedwirt-, Lienbacher- och Motzenleden (members) samt de överlagrande Kehlbach-, Scheck- och Saubachleden. (Böhm, i press)



Figur 13. Geografiskt läge för lokalen Adnet. Från Böhm, i press.



Figur 14. Litostratigrafisk indelning av Adnetgruppen. Från Böhm, i press.

(Fig. 14). Schmiedwirtledet, vilket representerar den nivå där vårt prov är taget, kan vanligtvis delas in i åtminstone 9 enheter, av vilka en del består av flera kluster av bäddar. Varje enhet avgränsas av ett distinkt märellager. Vårt prov är taget i Winbergbrottet, där endast 7 enheter är representerade. Mäktigheten på den exponerade lagerföljden tillhörande Schmiedwirtledet är här cirka 11,5 meter. För att få fram den maximala mäktigheten på Schmiedwirtledet korreleras Winbergbrottet till närbelägna brott, där de delar av Schmiedwirtledet som inte exponeras i Winbergbrottet finns representerade. Den maximala mäktigheten på Schmiedwirtledet är 13 meter.

Biostratigrafin i Adnetområdet baseras främst på ammonitzonering (Meister och Böhm, 1993; Dommergues et al., 1995; Böhm, i press). I de basala delarna av Adnetformationen är ammoniter diagnostiska för åldersbestämning av sedimentet mycket sällsynta (Böhm et al., 1999) vilket gör det omöjligt att exakt bestämma när Schmiedwirtledet började avsättas. Fynd av en art tillhörande ammonitzonen *Arnioceras semicostratum* i skred vid Winbergbrottet (Dommergues et al., 1995), indikerar att Schmiedwirtledet började avsättas i den mellersta delen av tidig

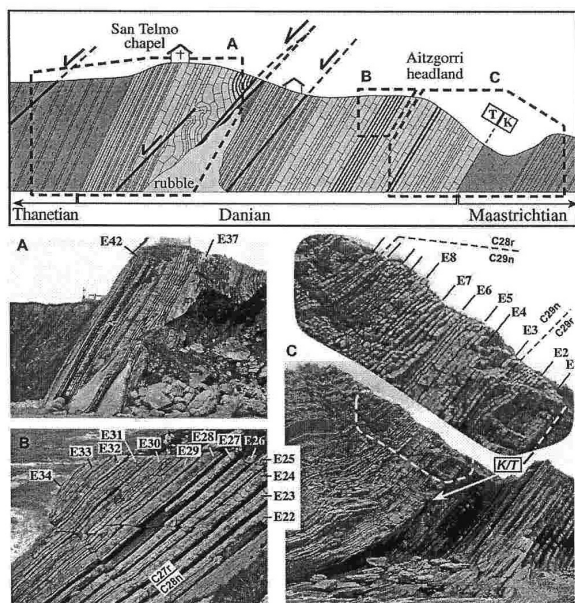
sinemur. Det går inte att utesluta att en kondenserad horisont i basen på Adnetformationen har avsatts under allra tidigaste sinemur (Böhm, i press) vilket skulle innebära att Schmiedwirtledet även omfattar ammonitzonen *Coroniceras (Arietites) bucklandi*. I de översta 3,5 metrarna av Schmiedwirtledet har ännu inga karaktäristiska ammonitfaunor identifierats (Böhm, i press). De äldsta ammonitarterna från den överlagrande Kelbachledet tillhör zonen *Uptonia jamesoni* vilket gör det fullt möjligt att den översta delen av Schmiedwirtledet avsatts under tidig carixian, nedre pliensbach. Enligt den moderna geologiska tidskalan (Gradstein et al., 2004) startade ammonitzonen *C. bucklandi* för 196,5 miljoner år sedan och ammonitzonen *U. jamesoni* avslutades för 188,5 miljoner år sedan. Schmiedwirtledet har följaktligen en maximal avsättningstid på 8 miljoner år.

3 Material och metoder

3.1 Material

I vår studie ingår totalt åtta prover, Zum 27, Zum UJS kalk, Zum UJS mörgel, Hkis+4,22, Gärde 1, SKMN, SK01 och Adnet.

Totalt bearbetades 90,5 kilogram från det mest kondenserade kalkstenspartiet av sektionen i Zumaia (Fig. 7) vilket enligt Dinarès-Turell et al., (2003) av-



Figur 15. Översikt över lagerföljden i Zumaia, relaterad till Milankovitch cykler. Från Dinarès-Turell et al., 2003.

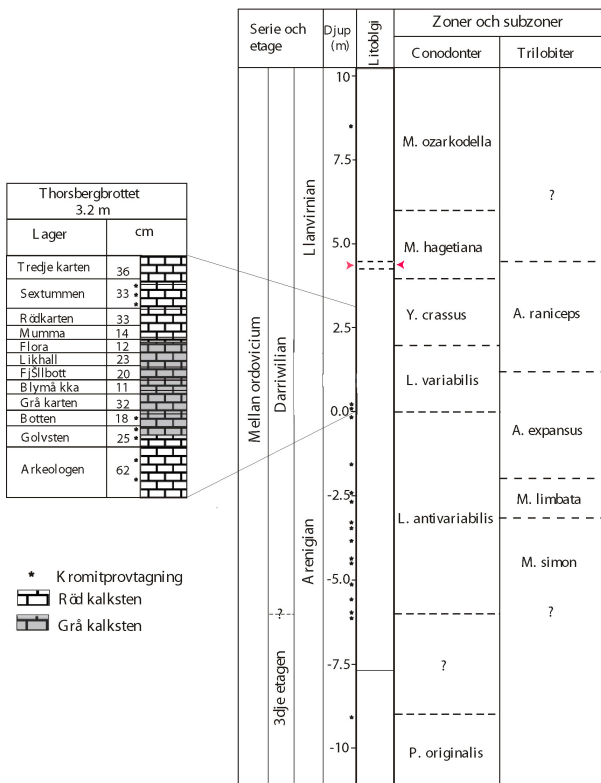
sattes under Milankovitch excentricitetscykel 27 (Fig 15). Allt material från excentricitetscykel 27 hänvisas i texten till Zum 27. Zum 27 delas in i tre delprover vilka vardera omfattar cirka 30,0 kilogram. Det första delprovet, som hämtats hem vid ett tidigare provtagningsstillfälle, kallas i vår avhandling Zum 27: 0 - 28. De återstående delproven kallas Zum 27: 29 - 59 respektive Zum 27: 60 - 90,5. Utöver excentricitetscykel 27 provtogs en kuplett bestående av ett kalkstens- och ett mörgellager som avsatts under en del av excentricitetscykel 41 (Fig. 15; Fig. 7), i översta danien, där den 21 000-åriga wobblingcykeln är tydligt framträdande. För att i framtiden kunna korrelera vår provtagningsnivå med andra sekvenser samt för att erhålla bättre tidsdatering av vår provtagningsnivå, provtog vi kupletten precis under Jan Smit-bädden (Fig. 8). Av kalkstens- och mörgellagren, Zum UJS kalk och Zum UJS mörgel, bearbetades 15,1 respektive 14,2 kilogram. Mäktigheten hos kalkstensbanken och mörgellagret avsatta under excentricitetscykel 27 samt kalkstens- och mörgellagret tillhörande Zum UJS uppmättes.

I vår studie ingår även två prover från orthoceratitkalkstenen där Schmitz et al. funnit förhöjda halter av extraterrestrisk kromit. Ett av dessa kommer från Hällekisbrottet vid Kinnekulle, Västergötland (Hkis+4,22) och omfattar 14,0 kilogram. Hkis+4,22 togs i Hällekis 4,22 - 4,47 meter över basen på lagret motsvarande Thorsbergbrottets Arkeologenbädd (Fig. 16). Det andra provet kommer från Gärde i Jämtland (Gärde 1) och omfattar 22,8 kilogram kalksten. Gärde 1 togs 2,70 - 3,00 meter över basen på den blottade lagerföljden i Gärdebrottet (Fig. 9; Fig 17).

Vid Stevns Klint i Danmark togs ett kalkstensprov från avlagringar avsatta under den senare delen av maastricht. Provet, som i vår undersökning kallas för SKMN, togs i den övre delen av den vita coccolitkalkstenen, 7,25-7,75 meter under krita-paleogengränsen (Fig. 18). Den bearbetade delen av provet vägde 29,8 kilogram. Dessutom studerades ett prov, SK01, omfattande 14,3 kilogram som tagits i de översta 10 centimetrarna av maastricht (Fig. 18).

Vi bearbetade även ett kalkstensprov på 14,4 kilogram från Winbergbrottet vid Adnet i närheten av Salzburg, Österrike. Provet, som vi kallar Adnet i vår undersökning, togs 6 - 7 meter under basen på Scheckledet, det vill säga från enhet 3 i Schmiedwirtledet (Fig. 19).

Hälleklissektionen



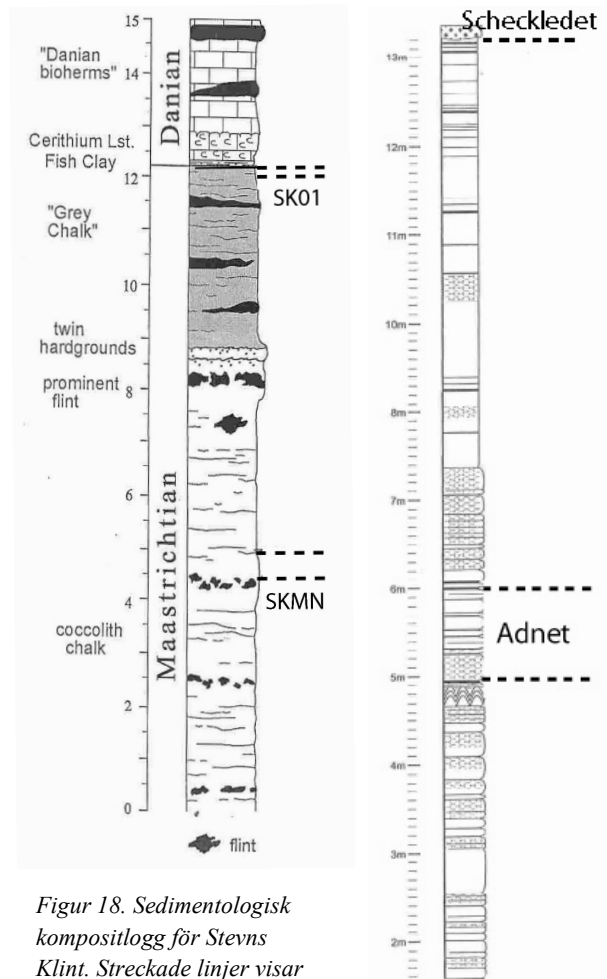
Figur 16. Provtagningsnivåer vid tidigare undersökningar i Thorsberg- och Hälleklisbrotten. Streckade linjer vid röda pilar visar nivå för provtagning av Hkis+4,22. Modifierad efter Schmitz och Hægström, i press.



Figur 17. Provtagningsnivå för Gärde 1.

3.2 Metoder

Proverna löstes upp i saltsyra (6 M) och siktades därefter genom en 32 mikrometer sikt. Den återstående fraktionen av respektive prov lakades i fluorvätesyra (18 M). Prov innehållande mycket organiskt material brändes vid 500°C över natten. Resterande mineral-korn i fraktionen 63 - 355 mikrometer genomsöktes



Figur 18. Sedimentologisk kompositlogg för Stevns Klint. Streckade linjer visar provtagningsnivåer för SKMN och SK01. Modifierad efter Hart et al., 2005.

Figur 19. Litologisk logg över Winbergbrottet. Streckade linjer visar provtagningsnivå för Adnet samt basen för Scheckledet. Modifierad efter Böhm, i press.

efter opaka korn och sfäruler med hjälp av ett ljusmikroskop. Ett av proven, SK01, genomsöktes istället i fraktionen 32 - 355 mikrometer. De opaka kornen och sfärulerna monterades på koltejp och analyserades med en Link EDS utrustad med germaniumdetektor och monterad i ett svepelektronmikroskop av märket GEOL JSM 6400. EDS-instrumentet kalibrerades mot koboltstandard med jämna mellanrum. Elektroner accelererades med en spänning på 16 kilovolt och strömstyrkan var cirka 240 milliampere. Korn innehållande krom analyserades under 50 sekunder vilket upprepades 3 - 5 gånger vartefter ett medelvärde på de utförda analyserna beräknades. Extraterrestriska kromitkorn och sfäruler med extraterrestriskt ursprung från samtliga prover, samt övriga korn innehållande krom från Hälleklisprovet, fixerades på en vit tejp och gjöts in i

en kallingjutningsform med hjälp av en tvåkomponents härdplast. När plasten härdats slipades de ingjutna kornen ned med diamantslip och analyserades i svepelektronmikroskop en andra gång, nu under 80 sekunder.

Residualen efter saltsyralakning av Zum UJS kalk och märgel jämfördes för att få en uppskattning av hur stor andel siliciklastiskt material respektive prov innehöll. Dessutom lakades 237 gram av Zum UJS kalk och 131 gram av Zum UJS märgel i saltsyra, varpå återstoden torkades och vägdes. Därefter beräknades calcithalten i kalksten respektive märgel.

Ett mindre prov på 262 gram från Zum 27 syralakades med syfte att bestämma calcithalt samt andel siliciklastiskt material.

Vi har beräknat ackumulation av antal extraterrestriska kromitkorn per kvadratmeter per 1000 år utifrån beräknad respektive uppskattad sedimentationstakt för de olika lokalerna samt utifrån ett antagande att sedimenten i våra prover har en densitet på 2,5 - 3,0 gram per kubikcentimeter. Sedimentationstakten, om denna inte varit känd, har om möjligt beräknats genom att biostratigrafi interpolerats med sedimentens radiometriskas åldrar, vartefter siffran på de avsatta lagrens mäktighet dividerats med den uppskattade varaktigheten på de aktuella tidsavsnitten.

4 Kemiska karaktäristika för extraterrestrisk kromit, övriga terrestriska och extraterrestriska kromspineller samt extraterrestriska sfäruler

Vi har delat in de kromrika, opaka kornen i två grupper varav den ena gruppen representerar extraterrestriska kromitkorn av kondritiskt ursprung (ET) och den andra gruppen utgörs av övriga kromrika korn (ÖK). ÖK omfattar terrestriska kromrika spineller, extraterrestriska kromspineller av kondritiskt ursprung som inte utgör ändledet kromit samt extraterrestriska kromspineller av annat ursprung än kondritiskt.

De flesta kromitkorn vi funnit i våra prover har en sammansättning som liknar den hos de L-kondritiska korn vilka återfunnits vid tidigare studier av sediment från Thorsberg- och Hällekisbrotten (Schmitz och Häggström, i press). Dessa kännetecknas av ett

høgt Cr₂O₃-innehåll på cirka 55 - 60 %, en FeO-halt på 25 - 30 % samt låga värden på Al₂O₃ och MgO på cirka 5 - 8 % respektive 1,5 - 4 %. Mest utmärkande är dock att både V₂O₃ - och TiO₂-halten ligger inom ett snävt intervall på 0,6 - 0,9 % respektive 2,0 - 3,5 %. Några av de kromitkorn vi funnit har en sammansättning som avviker från den hos L-kondritiska kromitkorn och liknar istället mer den hos kromitkorn från Brunflometeoriten. Brunflometeoritens kromitkorn utmärker sig framför allt genom en lägre TiO₂-halt än den hos de L-kondritiska kornen från Hällekis. Medelvärdet på TiO₂ hos kromitkorn från Brunflometeoriten är 1,75 %. Jämförelser mellan sammansättningen på de kromitkorn vi funnit och kromitkorn från tidigare undersökningar i Thorsberg och Hällekis samt från Brunflometeoriten är sammanställda i tabell 1. Figur 20 visar hur kromitkorn från samtliga lokaler "plottar" i fyra diagram beroende på kornens kemiska sammansättning. Sammansättningen på kromit i vanliga kondrit skiljer sig markant mot den i kolhaltiga kondrit, akondrit, pallasiter, mesosideriter och järnmeteoriter (Snetsinger et al., 1967; Bunch et al., 1967, 1970; Bunch och Keil, 1971; Fuchs et al., 1973; Johnson och Prinz, 1991).

De övriga kromrika spinellkorn som återfunnits i våra prover har en mycket varierande sammansättning. Cr₂O₃-halten varierar mellan 17 och 73 %, FeO-halten mellan 8 och 71 %, MgO - halten mellan 0 och 18 % och Al₂O₃ - halten mellan 1 och 43 %. V₂O₃-halten är generellt lägre i ÖK än i ET. De flesta ÖK vi funnit har en V₂O₃ - halt under 0,4 %. Det finns dock enstaka ÖK med upp till 0,8 % V₂O₃. Nästan tre fjärdedelar av ÖK har en TiO₂ - halt som understiger 1,5 %. Samtliga ÖK där TiO₂ - halten överstiger 1,5 % har ett lågt innehåll av V₂O₃, under 0,4 %. Figur 21 och 22 visar hur ÖK från olika provtagningslokaler plottar i tre diagram beroende på kornens kemiska sammansättning.

I våra prover har vi hittat enstaka korn bland ÖK som skulle kunna ha ett extraterrestriskt ursprung. Extraterrestriska kromspineller som inte representerar ändledet kromit, utgör 1 - 2 % av det totala antalet kromrika, opaka mineral i fossila meteoriter (Schmitz och Häggström, i press). Dessa kromspinellkorn innehåller varierande halter krom, aluminium och magnesium. Extraterrestriska kromspinellkorn kan, förutom att ursprungligen ingå i meteoriter, även bildas när kosmiskt material smälter och oxideras i atmosfären

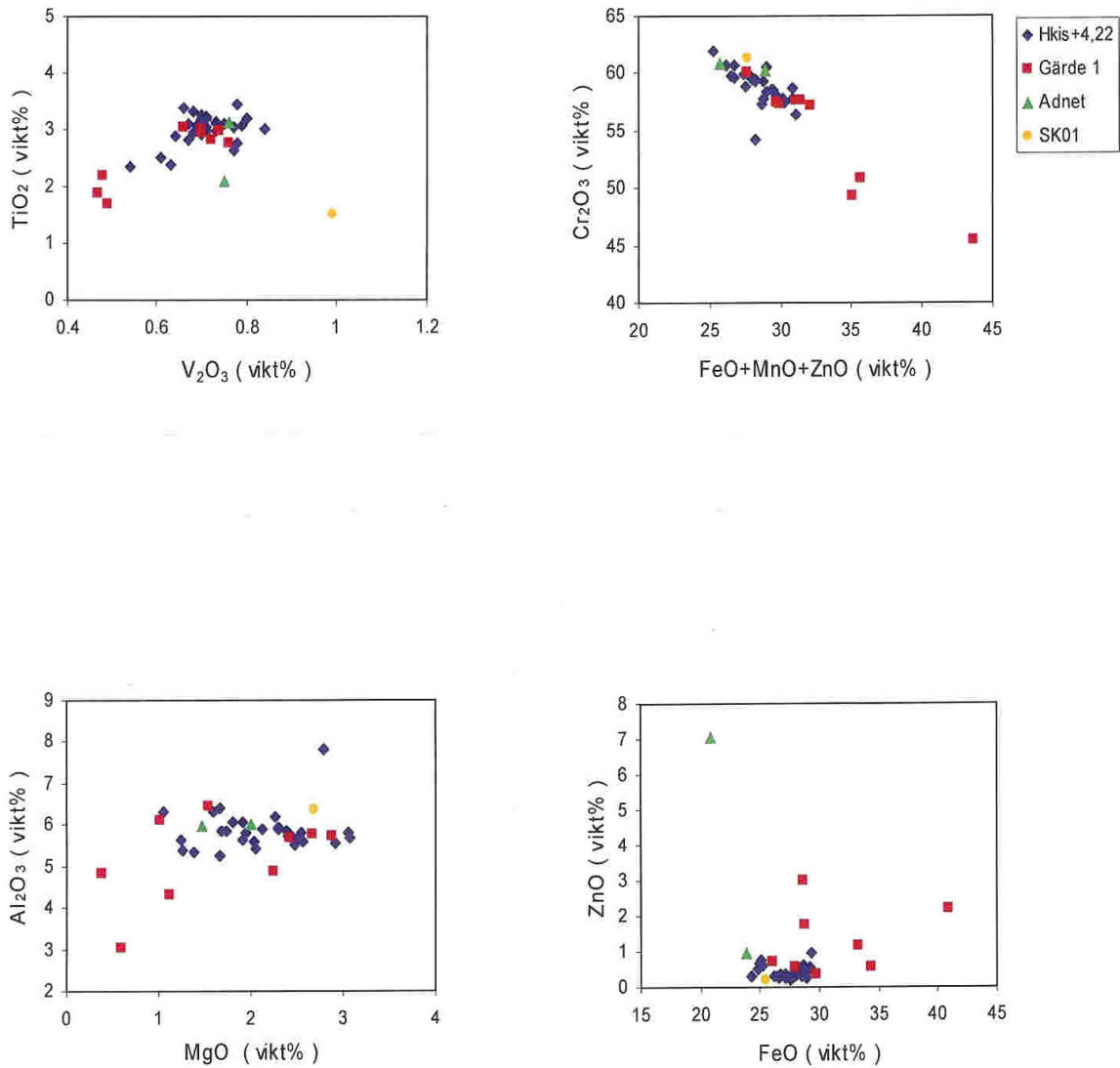
Lokal / Provnamn	Antal ET	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZnO	Total
Hkis+4,22	31	2,12 ±0,53	5,84 ±0,46	3,00 ±0,26	0,71 ±0,07	58,70 ±1,50	0,88 ±0,12	27,43 ±1,46	0,33 ±0,24	99,00
Gärde, L-kondritiska	6	2,06 ±0,79	5,40 ±0,67	2,99 ±0,14	0,71 ±0,04	57,83 ±1,08	0,90 ±0,20	28,37 ±1,26	1,06 ±1,02	99,27
Adnet	2	1,80 ±0,45	5,99 ±0,06	2,61 ±0,72	0,76 ±0,01	60,56 ±0,47	0,96 ±0,06	22,34 ±2,17	4,00 ±4,33	99,00
SK01	1	2,68	6,37	1,50	0,99	61,28	1,90	25,51	0,21	101,95
Gärde, H-kondritiska	3	0,84 ±0,62	4,76 ±1,71	1,91 ±0,24	0,48 ±0,01	48,45 ±2,80	0,64 ±0,10	36,17 ±4,13	1,30 ±0,83	94,57
Brunflo- meteoriten	54	1,84 ±0,08	6,45 ±0,08	1,75 ±0,07	0,74 ±0,01	57,15 ±0,13	0,45 ±0,03	30,86 ±0,14	0,56 ±0,08	—
Hällekis, kromitkorn	72	2,74 ±0,35	6,03 ±0,10	3,17 ±0,23	0,77 ±0,02	58,36 ±1,05	0,90 ±0,09	26,5 ±1,02	0,85 ±0,45	99,26
Thorsberg, kromitkorn	276	2,58 ±0,79	6,07 ±0,76	3,09 ±0,33	0,75 ±0,07	57,61 ±1,58	0,78 ±0,20	27,36 ±2,63	0,53 ±0,50	98,77
Thorsberg, fossila meteoriter	594	2,57 ±0,83	5,53 ±0,29	2,73 ±0,40	0,73 ±0,03	57,6 ±1,3	1,01 ±0,33	26,94 ±3,89	1,86 ±2,43	98,97

Tabell 1. Medelvärde och standardavvikelse på oxider i ET från vår studie (blått), Brunflometeoriten (Orange) och från tidigare studier i Thorsberg och Hällekis (svart).

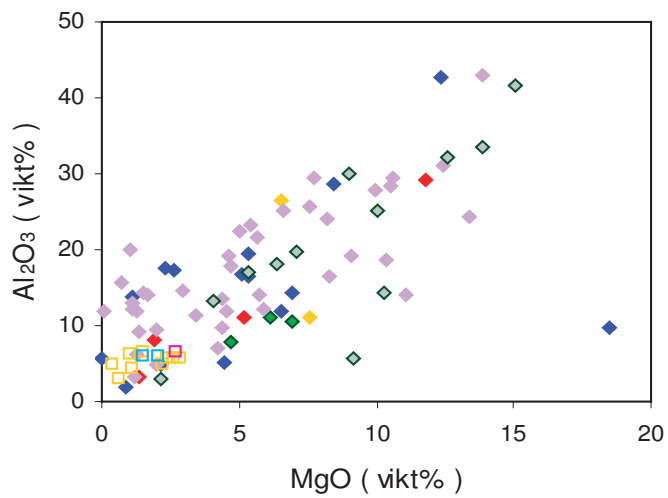
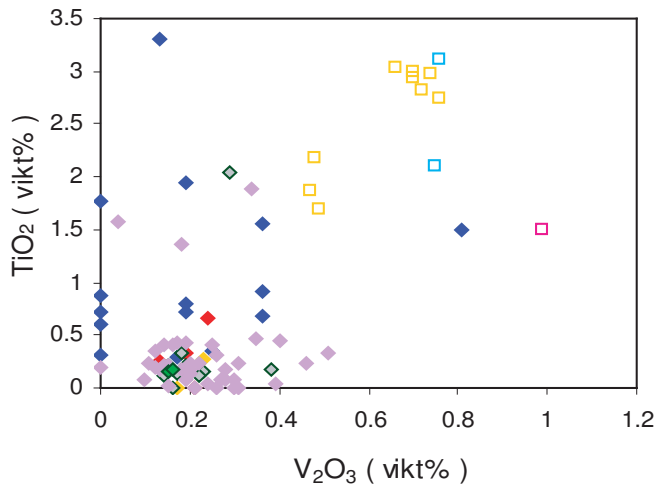
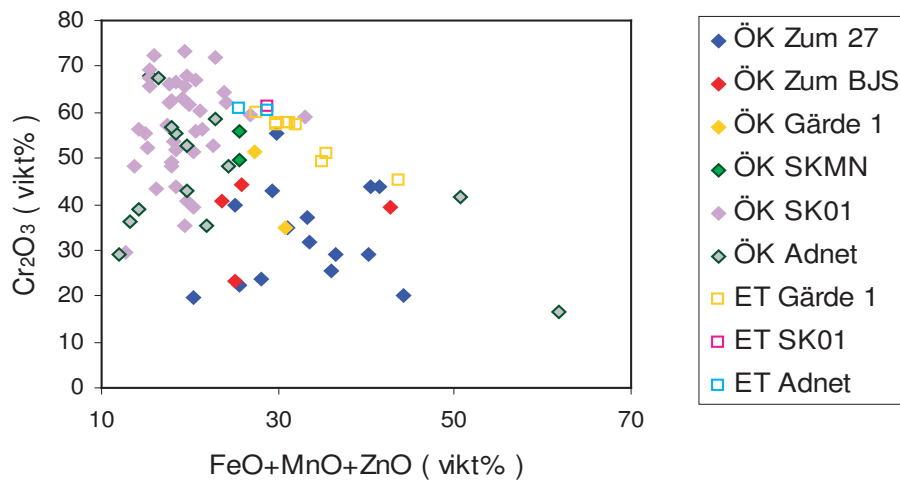
(Robin et al., 1992). Dessa korn karaktäriseras främst av en hög andel oxiderat järn samt upp till 6 % NiO. Ett annat utmärkande drag är en Cr₂O₃ - halt som inte överstiger 20 % samt en TiO₂-halt på mindre än 1 %.

Vi har även hittat någon enstaka extraterrestrisk sfärul. Närvaro av nickel och kobolt är starka indikatorer på extraterrestriskt ursprung men dessa ämnen förflyttar sig lätt och påverkas starkt av diagenes (Buddhue, 1957; Colombetti et al., 1998). Om det går att påvisa en kärna av järn och nickel i en sfärul kan ett extraterrestriskt ursprung slås fast (Colombetti et al., 1998). En ursprunglig kärna av järn och nickel kan dock oxideras och lösas upp med tiden varför frånvaron av en sådan inte är diagnostisk för ett terrestriskt

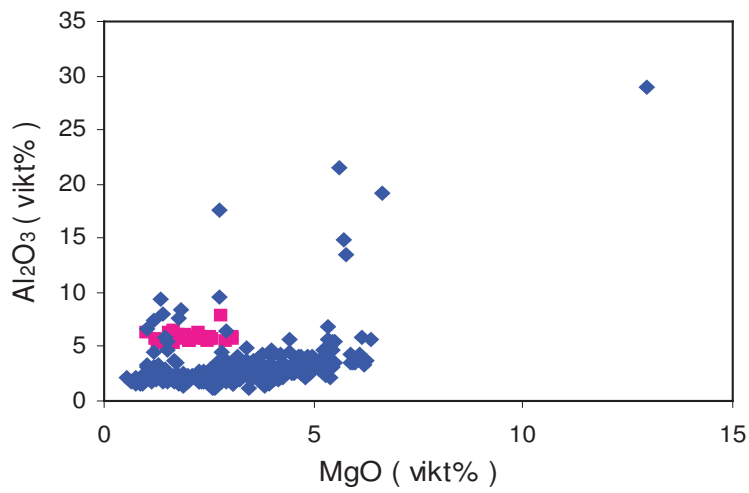
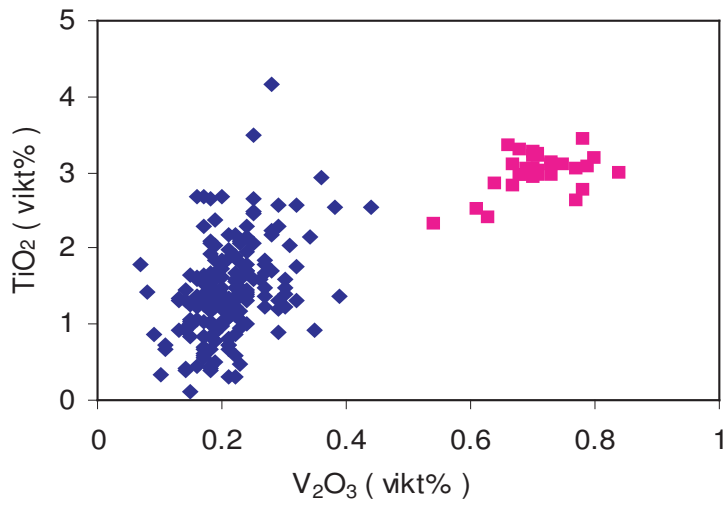
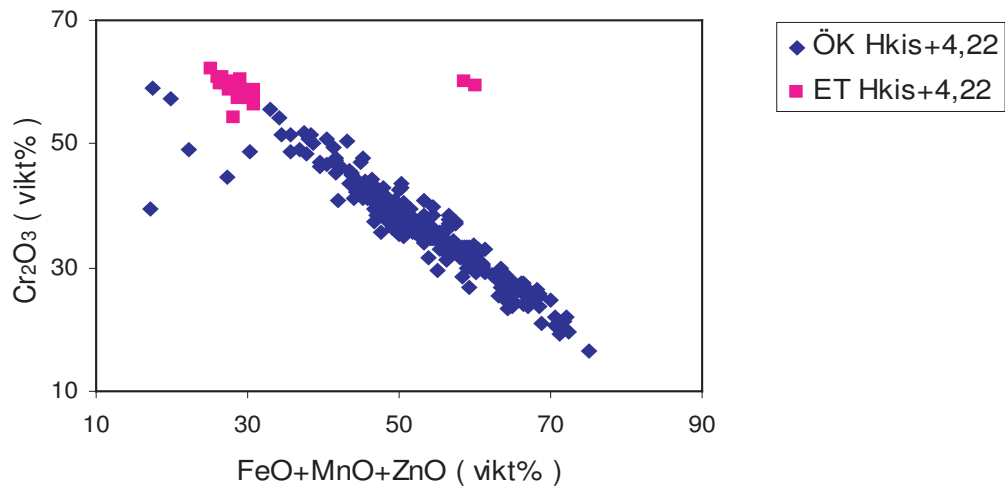
ursprung. Extraterrestriska sfäruler innehåller i princip inte någon titan medan sfäruler med vulkaniskt ursprung ofta har ett titaninnehåll på minst 3 - 5 % (Fredriksson och Martin, 1963; El Goresy, 1968; Iyer et al., 1997).



Figur 20. Kemisk sammansättning på individuella ET från samtliga lokaler.



Figur 21. Kemisk sammansättning för enskilda ET och ÖK från samtliga prover utom Hkis+4,22.



Figur 22. Kemisk sammansättning för enskilda ET och ÖK från Hkis+4,22.

5 Resultat

5.1 Zumaia

5.1.1 Zum 27

I provet från excentricitetscykel 27 hittade vi 29 sfäruler och totalt 15 ÖK varav maximalt 9 i fraktionen 63 - 355 mikrometer. Sfäruler återfanns enbart i två av delproverna, Zum 27: 0 - 28 och Zum 27: 60 - 90,5. Sfäruklernas sammansättning redovisas i tabell 2, appendix och sammansättningen för ÖK redovisas i tabell 3, appendix och i figur 21. Mäktigheten hos kalkstensbanken samt märgelpartiet tillhörande excentricitetscykel 27 är 40 respektive 20 centimeter.

Residualen efter saltsyralakning av det mindre provet från Zum 27 uppgick till 27 gram. Cirka 10 % av det ursprungliga sedimentet utgörs alltså av syrerestistent siliciklastiskt material medan ungefär 90 % utgörs av CaCO₃.

Zum 27: 0 - 28

Delprov Zum 27: 0 - 28 innehöll mer än fem gånger fler ÖK än de båda andra delproven. Fotografier av kornen tagna i svepelektronmikroskop visar dock att 6 av totalt 11 korn är mindre än 63 mikrometer. Dessutom saknas foto på ett av kornen, varför det inte kan utslutas att även detta korn är mindre än 63 mikrometer. Att dessa korn kunnat återfinnas i fraktionen större än 63 mikrometer kan troligtvis förklaras av slarvig fraktionering, något som legat utanför författarnas kontroll. Det är möjligt att något enstaka korn hamnat på högkant på koltejpen och därför ser mindre ut på fotografiet än vad det är, men det är högst osannolikt att detta har inträffat med alla de aktuella kornen.

5.1.2 Zum UJS kalk och märgel

I Zum UJS kalk hittades totalt tre ÖK. Sammansättningen på kornen är varierande (Tabell 4, Appendix; Figur 21). Lagret har en mäktighet på 20 centimeter.

I Zum UJS märgel fann vi ett ÖK (Tabell 5, Appendix; Figur 21). Märgellagret är 17 centimeter mäktigt.

Vi uppskattade att märgeldelen hade cirka 1,5 gånger större residual efter saltsyralakning än kalkdelen. Residualen av de mindre proverna uppgick till 76

gram i Zum UJS kalk och 51 gram i Zum UJS märgel. Kalcithalten i Zum UJS kalk beräknades till cirka 68 % och motsvarande värde för Zum UJS märgel beräknades till 61 %.

5.2 Hällekis och Gärde

5.2.1 Hällekis

I provet från Hällekis hittades 31 ET samt 257 ÖK. Den extraterrestriska komponenten uppgick till 2,21 korn per kilogram kalksten. Analysresultaten av kromitkornens sammansättning är sammanställda i tabell 6, appendix och i figur 20 samt 22. I vårt prov är den kemiska sammansättningen på övriga korn innehållande krom väldigt varierande (Tabell 7, Appendix; Figur 22).

5.2.2 Gärde

Provet från Gärde uppvisade totalt 9 ET samt 2 ÖK. Kornen av extraterrestriskt ursprung uppgick till 0,39 korn per kilogram kalksten. Sammansättningen på 3 ET från Gärdeprovet är annorlunda jämfört med ET från Hällekis. 6 ET har en sammansättning liknande ET från Hällekis. Analysresultaten av kromitkornens sammansättning är sammanställda i tabell 8, appendix samt i figur 20 och 21. De 2 ÖK har en varierande sammansättning (Tabell 9, Appendix; Figur 21).

5.3 Stevns Klint

5.3.1 SK01

I SK01 hittades ett ET (Tabell 10, Appendix; Figur 20, 21) och en extraterrestrisk sfärul i fraktionen 63 - 355 mikrometer (Tabell 11, Appendix) samt 40 ÖK i fraktionen 32 - 355 mikrometer (Tabell 12, Appendix; Figur 21). Den extraterrestriska komponenten från vanliga kondritter uppgick till 0,07 korn per kilogram kalksten.

5.3.2 SKMN

Delprov SKMN från Stevns Klint innehöll 3 ÖK samt 2 sfäruler. Sammansättningen på kornen innehållande krom har generellt sett en stor spridning med undantag av värdena på TiO₂ och V₂O₃ (Tabell 13, Appendix;

Figur 21). Sfärulerna består nästan uteslutande av järnoxid (Tabell 14, Appendix).

5.4 Adnet

Adnetprovet innehöll 15 kromrika, opaka korn varav 2 ET. Andelen ET i Adnetprovet uppgår till 0,14 korn per kilogram kalksten. Sammansättningen på ET är sammanställda i tabell 15, appendix samt i figur 20 och 21. I tabell 16, appendix samt i figur 21 redovisas sammansättningen på ÖK från Adnet.

6 Diskussion

6.1 Inledning

Det normala inflödet av extraterrestrisk kromit uppgår, enligt resultaten från Zumaia, till mindre än 1 korn per kvadratmeter per 1000 år. Denna siffra överensstämmer med motsvarande siffra för den kromitfattiga, nedre delen av lagerföljden i Hällekis, vilken uppgår till 0,066 - 0,079 ET per kvadratmeter per 1000 år och baseras på resultat från Schmitz och Häggström, (i press). I den kromitanrikade delen av den mellanordoviciska lagerföljden, vilken exponeras både i Thorsberg och Hällekis, kan inflödet av extraterrestrisk kromit, även här baserat på resultat från Schmitz och Häggström, (i press), beräknas till mellan 4,7 och 20,2 ET per kvadratmeter per 1000 år. Den högsta siffran representerar Arkeologenbädden där man även hittat flest fossila meteoriter. Resultatet för vårt Hällekisprov, 11,1 - 13,6 ET per kvadratmeter per 1000 år, är representativt för denna del av lagerföljden. Provet från Gärde har också en förhöjd ET-halt, 1,95 - 2,34 ET per kvadratmeter per 1000 år. I två av våra prover, SK01 och Adnet, är siffran på antalet ansamlade korn per kvadratmeter per 1000 år förhöjd relativt vår uppskattade siffra, utan att ett förhöjt inflöde av extraterrestrisk materia till jorden påvisats under de tidsperioder proverna avsatts. Siffran på antalet ansamlade ET per kvadratmeter per tusen år för SK01 är 35 - 42. I Adnet är motsvarande siffra 0,57 - 0,68. Orsaker till de avvikande värdena diskuteras nedan. Figur 23 visar resultaten för våra prover, de sedimentationshastigheter vi använt för att beräkna resultaten samt vilken tidsperiod proverna representerar.

Det stora antal ÖK som påträffats i vårt prov

från Hällekis tyder på att någon form av ansamlingsprocess kan ha verkat vid denna nivå. Samma processer skulle även kunna ansamlas ET och andra tungmineral vid specifika nivåer i lagerföljden. Vi diskuterar möjliga ansamlingsprocesser samt provenansen för ÖK.

Den ojämna förekomsten av sfäruler i Zum 27 antyder att någon form av ansamlingsprocess kan ha verkat även här. Eventuella orsaker till anrikningen av sfäruler samt sfäruleternas provenans diskuteras nedan.

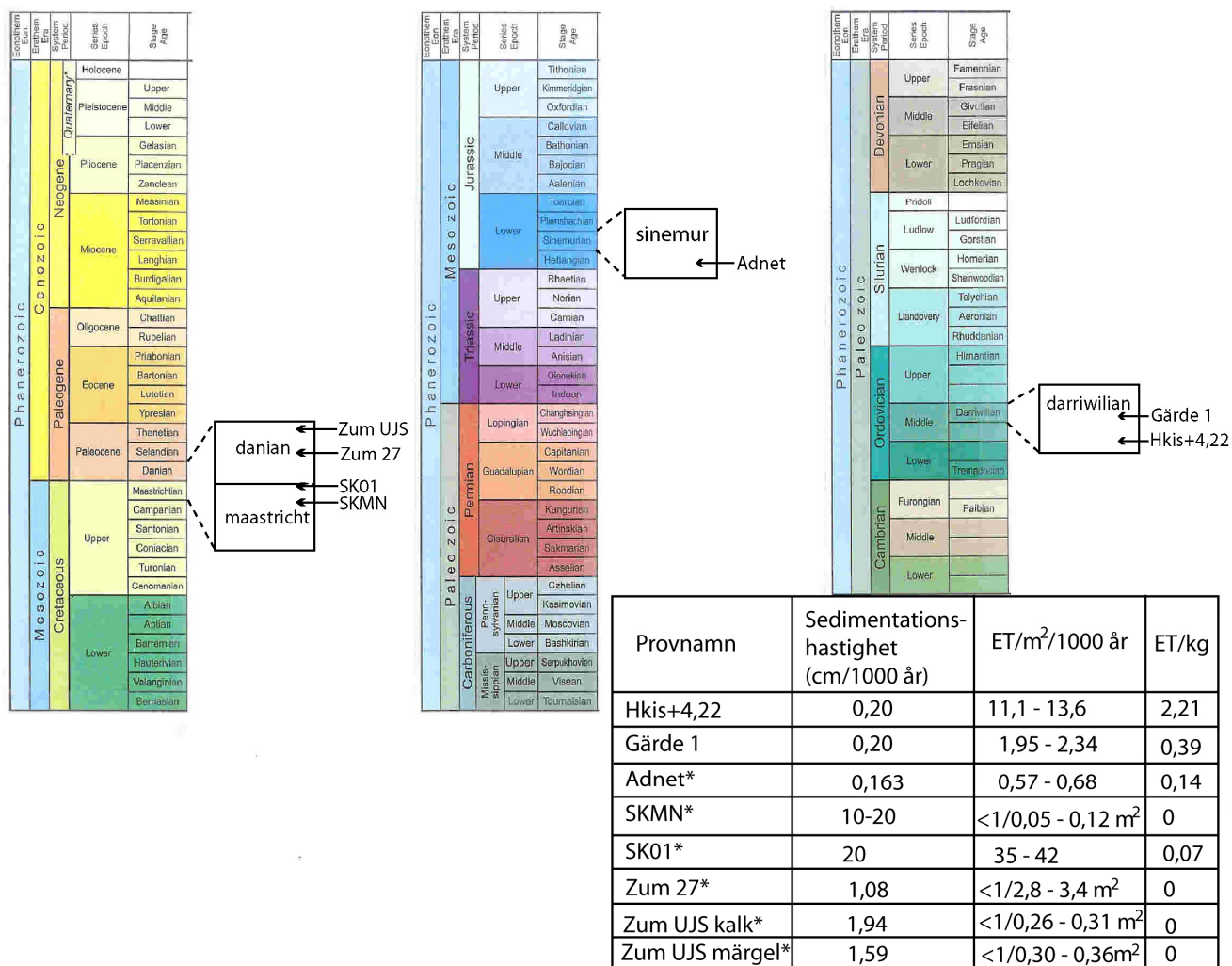
6.2 Bakgrundsförekomst av extraterrestrisk kromit

6.2.1 Zumaia

Proverna från Zumaia genomsöktes utan att några ET påträffades. Avsaknaden av ET i Zumaia gör det omöjligt att ange en exakt siffra på bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit. Den mest exakta siffran på antalet ET som ansamlats i Zumaia under den tidsperiod vårt prov representerar är mindre än 1 korn per 2,8 - 3,4 kvadratmeter per 1000 år. Denna siffra är beräknad utifrån resultaten från Zum 27. Antalet ET som ansamlats under den tid Zum UJS kalk avsatts uppgår till mindre än 1 korn per 0,26 - 0,31 kvadratmeter per 1000 år. Motsvarande siffra för Zum UJS mörgel är mindre än 1 korn per 0,30 - 0,36 kvadratmeter per 1000 år.

Om vi antar att frekvensen av ET är ungefär lika hög i Zumaia som i den kromitfattiga delen av lagerföljden i Hällekis, kan vi föra en diskussion kring hur många kilogram kalksten respektive mörgel som måste genomsökas för att det ska vara rimligt att få med ett ET.

Den genomsnittliga sedimentationshastigheten i excentricitetscykel 27 är 6 millimeter per 1000 år. För att komma fram till sedimentationshastighet och därmed kondensationsgrad för kalksten respektive mörgel inom den aktuella excentricitetscykeln har vi funderat lite kring kalcihalt och andel siliciklastiskt material i de olika lagren. Vår undersökning tyder på att kalcihalten bör understiga cirka 68 % för att mörgel ska börja avsättas i Zumaia (Kap. 5.1.2). Kalcihalten i Zum 27 är cirka 90 %. Om man i mörgellagret mellan de amalgamerade kalkstensbankarna räknar med en kalcihalt på 65 % innebär det att kalkstenen innehåller 1,38 gånger så mycket kalcit som mörkeln. Vi argu-



Figur 23. Samliga prover inplacerade i den moderna geologiska tidskalan (Gradstein et al, 2004). Tabellen visar de sedimentationshastigheter som ligger till grund för resultatberäkningen, samt resultaten presenterade dels som ET/m²/1000 år och dels som ET/kg. Prov med asterix betyder att sedimentationshastigheten för det aktuella provet är uppskattad/beräknad.

menterar för att tillförseln av siliciklastiskt material till den baskiska bassängen varit i princip konstant under större delen av danien (Kap. 6.3). Av någon anledning har dock den siliciklastiska tillförseln under den period då den mest kondenserade delen av lagerföljden avsattes varit lägre än vad som gäller för övriga delar av den daniensiska sektionen. Utseendet på lagerföljden tyder dock på att den siliciklastiska tillförseln inte fluktuerat inom den period då de amalgamerade delarna av sektionen avsattes. Med utgångspunkt från detta måste skillnaden i den faktiska andelen siliciklastiskt material i jämförbara prover av kalksten och mörgel, det vill säga 1,38 gånger mer kalk än mörgel, bero på att lagren avsattes under olika lång tid. Enligt våra beräkningar har mörgellagret tillhörande excentricitetscykel 27 avsatts på cirka 1,7 gånger så lång tid som

kalkstenen. Det ger en sedimentationstakt hos kalksten och mörgel på 1,08 respektive 0,32 centimeter per 1000 år. Om vårt resonemang är korrekt är mörgeln betydligt mer kondenserad än kalkstenen.

Zum 27 har avsatts 5,4 gånger snabbare än orthoceratitkalkstenen. Med utgångspunkt från att det endast återfunnits 0,013 ET per kilogram kalksten i den kromitfattiga delen av lagerföljden i Hälleklis, skulle ungefär 416 kilogram sediment från kalkdelen av excentricitetscykel 27 behöva genomsökas för att det ska vara rimligt att ett ET påträffas. Motsvarande siffra för mörgeldelen av excentricitetscykel 27 är 123 kilogram. Med facit i hand borde vi ha provtagit mörgellagret tillhörande excentricitetscykel 27 istället för kalkstenen. Sannolikhetsgraden för att hitta ET varierar dock med provstorlek, vilket vi inte tagit hänsyn

till i ovanstående resonemang. Om vi applicerar resonemanget för Zum 27 på Zum UJS kalk och märeldel finner vi att kalkdelen innehåller 1,11 gånger så mycket kalcit som märeldelen. Utifrån detta har vi beräknat en avsättningstid för kalk- och märeldelen av kupletten på cirka 10 300 respektive 10 700 år vilket stämmer överens med vårt antagande om ungefär lika lång avsättningstid för de båda lagren (Kap. 6.4.1). Märeldelen är följaktligen något mer kondenserad än kalkdelen. Med utgångspunkt från frekvensen av ET i den kromitfattiga delen av lagerföljden i Hälleklis borde det vara rimligt att hitta ett ET per 747 kilogram kalksten, och ett per 612 kilogram märeldel.

Det faktum att vi inte hittat några ET varken i Zum 27 eller i Zum UJS verkar mot bakgrund av ovanstående inte särskilt förvånande.

6.2.2 Hälleklis och Gärde

6.2.2.1 Hälleklis

Siffrorna för Hälleklis och Gärde grundar sig på ett antagande att sedimentationshastigheten med vilken orthoceratitkalkstenen avsattes var i genomsnitt 2 millimeter per 1000 år. Tillförseln av sediment har dock inte varit kontinuerlig och den verkliga sedimentationshastigheten kan ha varit cirka 2 - 3 gånger högre än den genomsnittliga. Om den verkliga sedimentationshastigheten varit 3 gånger högre skulle siffran på ansamlandet av ET i den kromitfattiga delen av lagerföljden uppgå till 0,20 - 0,24 korn per kvadratmeter per 1000 år, vilket fortfarande överensstämmer med siffran från Zumaia. Mängden material som genomsökts i den kromitfattiga delen av lagerföljden i Hälleklis är dock så omfattande att detta troligen kompenserar för eventuella variationer i sedimentationshastighet.

Sannolikt representerar sedimentet en period med normalt inflöde av extraterrestrisk kromit, men eftersom en empiriskt grundad sedimentationshastighet saknas för orthoceratitkalkstenen är det omöjligt att dra några säkra slutsatser utifrån resultaten från Hälleklis.

6.2.2.2 Gärde

Resultatet för Gärde 1 indikerar att inflödet till jorden av extraterrestrisk kromit fortfarande var förhöjt, med en faktor på runt 30, i sediment avsatta cirka 4 miljoner år efter bildandet av den kromitrika delen av lager-

följden i Hälleklis. Enligt Zappalà et al., (1998) kan en fördröjning på upp till cirka 100 miljoner år mellan en asteroiduppbygning och det resulterande asteroidbombardemanget förekomma, beroende på att asteroidfragment kan påverkas av olika resonansfenomen som i sin tur styr fragmentens banor i solsystemet. Vanligen är fördröjningen dock mindre än en eller några få miljoner år. Då asteroidregnet påbörjats sker 80 % av alla asteroidnedslag på jorden inom en tidsperiod på 2 - 30 miljoner år. Stora asteroiduppbygningar kan på ett liknande sätt ge upphov till ett uppsving av antalet meteoriter där tidsintervallet inom vilket de allra flesta meteoriter slår ned på jorden är 1 - 10 miljoner år (Gladman et al., 1997; Zappalà et al., 1998). Sediment avsatta i Gärdebrottet representerar en period där intensiteten på infallande extraterrestrisk materia mot jorden efter en gigantisk asteroiduppbygning avtagit, men ännu inte helt återgått till värden som enligt vår undersökning representerar det normala inflödet av extraterrestrisk kromit. Det är rimligt att tänka sig att inflödet av extraterrestrisk materia till jorden, efter en stor asteroiduppbygning, avtar successivt med tiden.

6.2.3 Stevns Klint

6.2.3.1 Sedimentationshastighet

När det gäller sedimentationshastigheten i Stevns Klint har vi utgått från foraminiferfaunan i sedimenten. Denna indikerar att SKMN och SK01 representerar miljöer motsvarande yttre respektive mellersta karbonatramp. Sedimentationstakten i normala, distala shelfmiljöer brukar uppgå till cirka 10 - 20 centimeter per 1000 år (Schmitz, personlig kommunikation) och ligger sannolikt i närheten av den högre siffran i en miljö motsvarande den mellersta delen av shelfen.

6.2.3.2 SK01

Den extremt höga siffran på inflödet av extraterrestrisk kromit i SK01 kan vara missvisande, eftersom det framräknade värdet grundar sig på fynd av endast ett ET. Att detta korn hamnat i vårt prov skulle kunna vara ett resultat av slumpen.

Stevns Klint är den lokal där osäkerheten kring sedimentationstakten är störst. För att siffran på ansamlade ET per ytenhet per tidsenhet i SK01 ska bli lika låg som motsvarande siffran för Zumaia och för den nedre delen av lagerföljden i Hälleklis, måste den verkliga sedimentationshastigheten ha varit mer än

100 gånger lägre än den uppskattade. Det är mycket osannolikt att sedimentationshastigheten för den del av skärningen SK01 representerar skulle vara så låg. Möjligen kan sedimentationshastigheten istället varit något högre än den uppskattade med tanke på att miljön verkar ha motsvarat den mellersta delen av en karbonat-ramp. Eventuella mindre förändringar av sedimentationstakten påverkar dock inte den framtagna siffran för SK01 i någon större grad. Frekvensen av ET är obestridligen högre i det yngre av proverna från Stevns Klint än i övriga prover som ingår i vår undersökning.

Om den asteroid som bevisligen slog ned i gränsen mellan krita och paleogen varit en vanlig kondrit skulle vårt fynd av ET kunna tolkas som att asteroidnedslaget föregåtts av ett förhöjt inflöde av extraterrestrisk kromit, analogt till det i orthoceratit-kalkstenen. Undersökningar av sediment från krita-paleogengränsen indikerar dock att asteroiden som slog ned vid denna tid var en kolhaltig kondrit (Shukolyukov och Lugmair, 1998; KYTE, 1998; SIMONSON och GLASS, 2004). Detta utesluter också möjligheten att det ET vi hittat i SK01 hamnat i provet till följd av bioturbation eller kontaminering från den nedersta delen av fiskleran. Det normala inflödet av extraterrestrisk kromit till jorden kan möjligen ha ökat under sen maastricht, oberoende av det som orsakat nedslaget av en kolhaltig kondrit i krita-paleogengränsen. TAGLE och CLAYES, (2004) argumenterar för ett ökat inflöde av extraterrestrisk materia under sen eocen. Om deras tes visar sig vara korrekt så har bakgrundsinflödet av extraterrestrisk materia till jorden ersatts av ett förhöjt inflöde i mer än en tidsperiod.

Det faktum att vi i SK01 hittat både ett ET och en sfärul med extraterrestriskt ursprung (Kap. 6.6) skulle kunna tyda på att det verkligen varit ett ökat inflöde av extraterrestrisk materia till jorden under sen maastricht. Det är dock teoretiskt möjligt att sfärulen tillförts provet via kontaminering eller bioturbation från krita-paleogengränsleran. Det höga antalet ÖK vi funnit i SK01 indikerar att tungmineral kan ha ansamlats vid den nivå där provet är taget. Bottenströmmar vid ett vattendjup motsvarande mellersta karbonat-plattform bör vara tillräckligt kraftiga för att åstadkomma ansamling av korn med hög densitet. De biohermer som bygger upp kalkstenen i den allra översta delen av maastricht verkar ha migrerat i en speciell riktning (SURLYK, 1997; HART et al, 2005) vilket tyder på

att bottenströmmarna varit relativt kraftiga under kalkstenens bildande. Under sådana förhållanden borde en sfärul, vars densitet är låg jämfört med ett kromitkorn, sorteras bort av bottenströmmar. Detta kan indikera att sfärulen inte fallit ned under sen maastricht utan i stället kan relateras till asteroidnedslaget i krita-paleogengränsen.

6.2.3.3 SKMN

Antalet ET som ansamlats i Stevns Klint under den tidsperiod SKMN representerar uppgår till mindre än 1 korn per 0,05 - 0,12 kvadratmeter per 1000 år. Då sedimentationshastigheten antas vara cirka 7 - 14 gånger högre i Stevns Klint än i den del av lagerföljden i Zummaia där Zum 27 provtagits, och SKMN-provets vikt endast utgjorde en knapp tredjedel av vikten på Zum 27, är frånvaron av ET inte överraskande.

6.2.4 Adnet

För att uppskatta sedimentationshastigheten för kalkstenen från Adnet har vi tittat på de biostratigrafiska undersökningar som är gjorda för Adnetformationen. Det råder stor osäkerhet om den totala mäktigheten men för den del av lagerföljden där vårt prov är taget, Schmiedwirtledet, finns en relativt tillförlitlig siffra på mäktigheten.

Den genomsnittliga sedimentationshastigheten med vilken Schmiedwirtledet har avsatts kan beräknas till cirka 1,63 millimeter per 1000 år. Det finns många faktorer som kan utgöra grund för en felaktig beräkning av sedimentationshastigheten för Schmiedwirtledet. Den verkliga sedimentationshastigheten kan periodvis ha varit betydligt högre eftersom det i kalkstenen från Winbergbrottet uppträder frekventa hardgrounds. Även det faktum att sedimentationshastigheten har beräknats utifrån maximal avsättningstid för Schmiedwirtledet kan ge en för låg siffra. Det är en intressant observation att den beräknade sedimentationshastigheten i Adnet är ungefär lika hög som den genomsnittliga sedimentationstakten i Hällekis. Eftersom dessa båda kalkstenar litologiskt påminner mycket om varandra är det kanske ändå sannolikt att den beräknade siffran stämmer relativt väl.

Resultatet från Adnet kan tolkas som att det normala inflödet av vanliga kondrit till jorden inte är helt konstant genom tiden. Siffran för Adnet är dock nästan en tiopotens högre än siffran för den kromitfat-

tiga delen av lagerföljden i Hällekis, vilket också skulle kunna tolkas som att inflödet av extraterrestrisk kromit under denna tidsperiod faktiskt varit förhöjt. Om vi underskattat sedimentationshastigheten för kalkstenen i Adnetprovet, vilket är betydligt mer sannolikt än att vi överskattat den, stiger siffran på antal ET per kvadratmeter per 1000 år något. En sedimentationstakt som är betydligt högre än den uppskattade finns det dock inte utrymme för enligt de biostratigrafiska undersökningar som ligger till grund för våra beräkningar. Dessutom kan, som tidigare nämnts, siffran på antal ET som ansamlats i Hällekis per kvadratmeter per 1000 år vara för låg till följd av en underskattad sedimentationshastighet hos orthoceratitkalkstenen. Om så är fallet ligger skillnaden mellan siffrorna för Adnet och Hällekis inom samma tiopotens och de två proven skulle båda kunna representera ett normalt inflöde av extraterrestrisk kromit. Det är möjligt att det skett en anrikning av tungmineral vid den nivå i kalkstenen vårt prov representerar eftersom vi utöver två ET även funnit 11 ÖK. Kanske har det, till följd av kalcitupplösning, ansamlats mineralkorn vid de diskontinuitetsytor som tillhör Adnetkalkstenens karaktäristika. I så fall behöver fynden av tungmineral i det aktuella provet inte ha att göra med bakgrundsinflödet av extraterrestrisk kromit.

6.3 Tolkning av den kemiska sammansättningen på extraterrestrisk kromit

6.3.1 Gärde 1

Tre av de nio ET vi hittade i Gärdeprovet har en sammansättning som avviker från de L-kondritiska korn Schmitz och Häggström hittat i cirka 470 miljoner år gamla sediment. De tre kornen har en sammansättning som liknar kromitkorn från Brunflometeoriten med undantag av lägre värden på V_2O_3 (i genomsnitt 0,48 %) och Cr_2O_3 (i genomsnitt 48 %) samt något högre FeO-värde (i genomsnitt 36 %) (Tabell 1). Halten Cr_2O_3 och FeO i de aktuella kornen skulle kunna förklaras av diagenetiska förändringar. En V_2O_3 -halt under 0,5 %, som den hos de aktuella kornen från Gärde 1, har inte påvisats hos recenta kromitkorn ur någon av de petrologiska subgrupper som vanliga kondriter delas in i (Bunch et al., 1967). Trots den låga andelen V_2O_3 är det ändå sannolikt att de tre kornen härrör från samma kondritiska föräldrakropp som

Brunflometeoriten. Kornen skulle kunna utgöra rester av mindre meteoriter, vilka har sitt ursprung i en himlakropp som under transporten genom jordens atmosfär splittrades och gav upphov till ett regn av meteoriter vilket även omfattade Brunflometeoriten. Ett annat alternativ är att kornen representerar olika meteoritfall där meteoriterna ändå har sitt ursprung i samma H-kondritiska föräldrakropp som Brunflometeoriten. Den senare hypotesen förutsätter att den H-kondritiska asteroiden av någon anledning brutits upp med ett ökat inflöde av meteoriter till jorden som följd. Kornen skulle även kunna härstamma från de fragment av Brunflometeoriten som med all sannolikhet spreds över närliggande områden vid nedslaget. Denna process borde resultera i en överrepresentation av kromit med H-kondritisk sammansättning i Gärde med omejd under den aktuella tidsperioden. Mot bakgrund av detta kan det tyckas märkligt att vi i Gärdeprovet hittat dubbelt så många kromitkorn av L-kondritisk som av H-kondritisk sammansättning. Eftersom man inte har funnit fler meteoriter än Brunflometeoriten från det aktuella tidsintervallet är det mest sannolikt att de kromitkorn av H-kondritisk sammansättning vi funnit i vårt prov från Gärdebrottet representerar olika fynd från samma meteoritfall som Brunflometeoriten.

Sex ET från Gärdeprovet har en sammansättning som antyder att de härstammar från en L-kondrit. Det är inte förvånande att kromitkorn med L-kondritisk sammansättning återfunnits i det aktuella provet. Med tanke på att meteoriter av L-kondritisk sammansättning utgör en stor del av inflödet av extraterrestrisk materia till jorden även i nutid (Schmitz et al, 2001, 2003), borde man kunna förvänta sig att regnet av L-kondriter till jorden för cirka 470 miljoner år sedan var relativt kraftigt. Våra resultat indikerar att inflödet av kromit med L-kondritisk sammansättning varit förhöjt med en faktor på cirka 20 under den aktuella tidsperioden.

Ny forskning har börjat ifrågasätta om Brunflometeoriten verkligen är en H-kondrit (Schmitz, personlig kommunikation). Utseendet på kondrulerna i Brunflometeoriten antyder att denna istället skulle kunna vara en L-kondrit. Skulle detta visa sig vara korrekt, är det troligt att även Brunflometeoriten har sitt ursprung i den L-kondritiska föräldrakropp som splittrades för cirka 480 miljoner år sedan. Detsamma skulle i så fall gälla de korn med liknande sammansättning som kromitkornen i Brunflometeoriten, vilka återfunnits i vårt

Gärdeprov. Skillnader i sammansättning mellan olika kromitkorn från Rödbrottet i Gärde skulle kunna förklaras av diagenetiska förändringar (Schmitz, personlig kommunikation). De studier av kromitkorn från fossila meteoriter som hittills genomförts indikerar dock att halten av både TiO_2 och V_2O_3 förblir tämligen opåverkad vid diagenes (Schmitz et al., 2001) och därför kan anses vara diagnostisk för ett kromitkorns provenans. Det är också ytterst märkligt att inte alla kromitkorn från Gärde i så fall utsatts för samma diagenes. Teoretiskt sett skulle kromitkorn i större meteoritfragment, vilka ännu inte hunnit dekomponera, kunna skyddas från yttre påverkan i samband med diagenes medan kromitkorn från små meteoriter som hunnit falla sönder totalt, skulle vara mer utsatta för diagenetisk påverkan. Om detta fenomen är möjligt borde dock inte kromitkorn i Brunflometeoriten ha förändrats. Dessutom borde vissa av kromitkornen från Hällekis uppvisa liknande diagenetiska förändringar, förutsatt att villkoren för diagenes varit desamma i de olika brotten.

6.3.2 SK01

Kromitkornet från SK01 har en TiO_2 -halt på 1,5 samt en V_2O_3 -halt på 0,99, vilket är lägre respektive högre än motsvarande värden hos de L-kondritiska kornen från Hällekis (Tabell 1). Under förutsättning att halten av TiO_2 förblir tämligen opåverkad vid diagenes kan det låga värdet på TiO_2 indikera att det aktuella kromitkornet har sitt ursprung i en H3-kondrit. Men även L-kondritiska kromitkorn ur den petrologiska subgruppen 4 kan ha låg TiO_2 -halt. Den förhållandevis höga V_2O_3 -halten samt den låga FeO-halten hos kromitkornet från SK01 är dock varken typisk för kromitkorn från H3 eller L4 kondrit (Bunch et al., 1967). FeO-halten i ett kromitkorn verkar kunna påverkas vid diagenes och ersättas av MnO och ZnO (Schmitz et al., 2001). Det aktuella kromitkornet har en något förhöjd halt av MnO men detta kan inte kompensera för den låga FeO-halten. Några av kromitkornen från de fossila meteoriterna i Thorsberg uppvisade höga halter Cr_2O_3 samtidigt som den totala halten av FeO + MnO + ZnO var låg, vilket enligt Schmitz et al., 2001 skulle kunna bero på diagenetisk påverkan. Om sammansättningen på ett kromitkorn kan påverkas på detta sätt av diagenes skulle diagenetisk påverkan kunna förklara den låga FeO-halten hos kromitkornet från SK01 efter-

som detta har en förhållandevis hög andel Cr_2O_3 . De högsta halterna av V_2O_3 hos kromitkorn från recenta meteoriter uppträder hos korn från L4-kondrit (Bunch et al., 1967) men så höga värden som hos kromitkornet från SK01 har inte påvisats. Det är inte möjligt att med säkerhet fastställa från vilken typ av vanlig kondrit det aktuella kromitkornet härstammar.

6.3.3 Adnet

Sammansättningen på Adnetprovets kromitkorn skiljer sig något från ET från Hällekis (Tabell 1). Kornen från Adnet har en FeO-halt på 23,87 och 20,80 samt en Cr_2O_3 -halt på 60,89 och 60,23, vilket är lägre respektive högre än motsvarande värden hos kornen från Hällekis. Samma förhållande gäller då man jämför Adnetkornen med kromitkorn från de recenta kondrit vars sammansättning mest påminner om kornen i Adnetprovet (Bunch et al., 1967). Kornen skulle kunna härstamma från en L6-kondrit. Det ena kornet har en så pass låg TiO_2 -halt att även ett H4-kondritiskt ursprung är möjligt. Kromitkornen från den jurassiska lagerföljden vid Adnet kan ha påverkats av diagenes vilket försvårar provenanstolkningen (Kap. 6.3.2). Utifrån Adnetkornens sammansättning går det inte att fastslå vilket av ovan nämnda ursprung som är det mest troliga.

6.4 Sedimentologisk tolkning av lagerföljden i Zumaia

En sedimentologisk tolkning av lagerföljden i Zumaia är väsentlig vid utvärdering av ansamlandet av ET. Vi har velat ta hänsyn till skillnader i sedimentationstakt inom lagerföljden för att kunna erhålla en så korrekt siffra på ansamlandet av ET som möjligt.

6.4.1 Zum UJS kalk och mörgel

De kalk- respektive mörgellager som är typiska för den undersökta delen av skärningen i Zumaia bör representera ungefär lika lång tidsrymd. Det faktum att mäktigheten mellan kalk- respektive mörgellagren inte skiljer sig så mycket åt i kombination med att vi bedömer att den siliciklastiska komponenten varit relativt konstant, talar för denna tes. Dinarès-Turell et al., (2003) har påvisat ett samband mellan Milankovitch 21 000-åriga

cykel och den rytmiska sedimentationen av kalksten och mörgel i Zumaia. Under den tid i wobblingcykeln då Zumaiaområdet befunnit sig nära solen bör kalkproduktionen ha gynnats.

En sedimentär sekvens uppbyggd av i huvudsak finkorniga kalk- och lerpartiklar kan variera i sammansättning utan att det sker en distinkt förändring i litologi (Einsele, 1982). Kupletter av kalk och mörgel avsätts enbart när kalcitnehålllet fluktuerar kring ett kritiskt värde som brukar uppgå till cirka 70 - 85 %. Enligt våra resultat verkar kalcithalten i Zumaia ha fluktuerat kring ett något lägre värde. Värdet är beroende av flera faktorer, bland annat kalkstens karaktäristika men också mörgeldelens kornstorleksfördelning samt mineralogiska uppbyggnad. I den kommande diskussionen antas ovanstående parametrar för enkelhetens skull vara konstanta.

Bildandet av en sekvens som alternerar mellan kalksten och mörgel styrs av ett komplext orsakssamband. I ett globalt perspektiv kontrolleras kalkstensmörgelsedimentation i huvudsak av klimatförändringar samt förändringar i eustatisk havsnivå (Duff et al., 1967; Einsele, 1982), vilka påverkar produktionstakt för biogena karbonatsediment, upplösning av kalcit samt tillförsel av siliciklastiskt material (Volat et al., 1980; Einsele, 1982). Under perioder med varmt klimat då det inte fanns glaciärer vid polerna måste eustatiska havsnivåförändringar, i den mån de existerade till följd av tillväxt och avsmältning av bergsglaciärer, ha varit små (Einsele, 1982). Följaktligen kan man anta att marina kalkstens-mörgelcykler under dessa perioder i huvudsak kontrollerades av klimatförändringar. En annan faktor som kan ha betydelse för bildandet av kalkstens-mörgelalternation och som definitivt påverkar en redan befintlig cyklisk sedimentation är diagenes (Einsele, 1982). I nedanstående diskussion utgår vi, för enkelhetens skull, till att börja med från hur enskilda faktorer skulle kunna tänkas ha påverkat sedimentationen i Zumaia. Vi diskuterar även mer komplexa samband.

Det är troligt att det är fluktuationer av karbonatkomponenten, vilket i sin tur kan påverka graden av kalcitupplösning, som orsakat den cykliska sedimentationen i Zumaia. Ett kallare klimat orsakat av att Zumaiaområdet på grund av wobblingeffekten befinner sig längre bort från solen skulle kunna missgynna kalciumkarbonatproduktionen och bidra till bildandet av mörgel. Minskad kalciumkarbonatproduktion leder till

en lägre mättnadsgrad av kalciumkarbonat i havsvattnet (Jenkyns, 1971; Martire, 1992). Detta kan få till följd att CCD och lysoklinen flyttas upp. Områden som tidigare befunnit sig på ett djup där kalcitupplösning inte haft så stor betydelse skulle då kunna komma att påverkas mer av denna faktor och resultera i avsättning av mörgel. Under den tidsperiod av wobblingcykeln då Zumaiaområden befunnit sig närmare solen förbättrades villkoren för karbonatfabriken. CCD flyttades då åter nedåt och ett nytt kalkstenslager avsattes. En sådan process skulle kunna ge upphov till de proportioner av kalksten och mörgel som vi ser i den aktuella delen av Zumaia-sektionen.

Kalcitupplösning, som kan ske dels i vattenpelaren och dels i de översta sedimentlagren på havsbotten (Flügel och Fenninger, 1966; Eder, 1982; Einsele, 1982), påverkas förutom av förändringar i produktion av kalciumkarbonat också av en varierande koldioxidhalt i havsvattnet (Ridgwell och Zeebe, under publicering). En förhöjd koldioxidhalt i havsvattnet leder till försurning med en ökande grad av kalcitupplösning som följd. Vi tror inte att det är en varierande koldioxidhalt som orsakat den cykliska sekvensen i Zumaia. Det sker ett ständigt utbyte av koldioxid mellan havsvatten och atmosfär. Koldioxidhalten i atmosfären påverkar klimatet, och förändringar i havsvattnets koldioxidhalt borde därför kunna återspeglas i det geologiska arkivet i form av bevis för förändringar av vegetationstäckningen på land. Det geologiska arkivet visar istället att det område som idag utgörs av norra Spanien haft ett stabilt vegetationstäckning till följd av ett jämnt och varmt klimat under hela paleocen (Schmitz, 2004). Sannolikheten för att koldioxidhalten skulle ha fluktuerat med ett tidsintervall på 21 000 år utan att växttäckningen påverkats är inte så stor.

Om vi istället utgår från att den biogena karbonatsedimentationen i Zumaia varit någorlunda konstant skulle alternationen av kalk och mörgel, i den del av lagerföljden där vår provtagna kuplett är belägen, kunna bero på stora variationer i tillförsel av siliciklastiskt material. Det inbördes förhållandet mellan kalkstens- och mörgellagren i Zumaia motsäger dock att det är den siliciklastiska komponenten som varierat. Om tillförseln av siliciklastiskt material hade ökat i hög grad borde mörgellagren ha varit mäktigare i förhållande till kalklagren till följd av en ökad total sedimentationshastighet, i enlighet med Einseles teorier från 1982. I Zumaia är kalkstenslagren istället något mäkti-

gare än märgellagren, vilket utesluter att det enbart är den siliciklastiska komponenten som varierat. Dessutom borde en ökad siliciklastiskt tillförsel bero på ökad vittring. Som vi tidigare nämnt karaktäriserades området under den aktuella tidsperioden av ett permanent växttäckte vilket talar emot att den siliciklastiska tillförseln varierat i någon större grad. Vid samtida variationer i såväl kalciumkarbonatproduktion som tillförsel av siliciklastiskt material borde en lagerföljd med ungefär lika mäktiga kalkstens- som märgellager kunna uppstå.

Alternering av mörgel och kalksten kan uppstå genom diagenetisk påverkan. (Einsele, 1982). Ursprungligen kan sedimentkolumnen vara ganska homogen avseende innehållet av kalcit kontra siliciklastiskt material, men heterogen när det gäller egenskaper som porositet och textur. Löst kalk kan transporteras av porvatten och cementera i nivåer med något högre kalkhalt alternativt i lager med större porer och permeabilitet (Einsele, 1977, 1982), vilket kan förändra en ursprungligen homogen sedimentpelare till en cyklisk lagerföljd liksom den i Zumaia. Det går inte att utesluta att diagenetisk påverkan har förstärkt den alternerande lagerföljden i Zumaia, men det är osannolikt att enbart förändring under diagenes givit upphov till den regelbundna cyklisitet på 21 000 år som präglar sekvensen i Zumaia.

Paleocen präglades av en låg temperaturgradient mellan polerna och ekvatorn (Schmitz, 2004). Detta kan ha givit upphov till störningar i den globala ocean-cirkulationen med tidvis stratifiering av vattenmassorna som följd (Keller, 1980). CCD och lysoklinen kan då ha fluktuerat i större utsträckning än vad som är fallet idag (Berger, 1979; Karlin et al., 1992) vilket eventuellt skulle kunna ge upphov till cyklisk sedimentation. I och med att sekvensen i Zumaia uppvisar en stabil cyklisitet på 21 000 år är det osannolikt att det är denna mekanism som givit utslag i sedimenten.

Det finns forskare som menar att kalcitupplösningen i de varma oceanerna var större under perioder med ett jämnt klimat än i nutid (Hudson, 1967, Jenkins, 1971). Det borde innebära ökad kalcitupplösning och mer mörgelbildning under varmare perioder av Milankovitch cykler i danien, istället för som vi argumenterat mer kalksten till följd av ökad kalcitproduktion i de varma perioderna. Detta är motsägelsefullt och visar att de processer som styr avsättning av alternerande lagerföljder är mycket komplexa.

6.4.2 Excentricitetscyklerna 22 - 27

Den 100 000-åriga jordbanecykeln som påverkat sedimentationen i Zumaia (Dinarès-Turell et al., 2003), framträder i mellersta danien som amalgamerade kalkstenslager vilka skiljs åt av märgelpartier. Jordens bana förändras i återkommande cykler från att vara nästan cirkulär, i en fas då jorden befinner sig på ungefär samma avstånd från solen hela tiden, till att gradvis anta en alltmer elliptisk form. Jordbanans förändring från en mer cirkulär- till en elliptisk form och tillbaka till ursprungsläget igen tar cirka 100 000 år. Under den tid då jordbanans form är som mest cirkulär bör förhållandena på jorden vara relativt stabila. Närheten till solen gör att denna period i jordbanecykeln sannolikt kännetecknas av ett varmare klimat. Detta borde kunna resultera i en ökad kalksedimentation, bland annat i grunda djuphavsmiljöer som den vid Zumaia. När jordbanan är som mest elliptisk befinner sig jorden långt från solen under stora delar av året, troligen med en minskad produktion av kalciumkarbonat som följd. Kallare vattentemperatur leder också till en ökad upplösning av kalcit. När kalcithalten minskat tillräckligt avsätts mörgel.

De amalgamerade excentricitetscyklerna 22 - 27 karaktäriseras dels av en nästan total avsaknad av mörgel mellan kalkstenslagren men också av att kalkstensbäddarna är tunnare än inom övriga excentricitetscykler. Av någon okänd anledning (Pujalte, privat kommunikation) har sedimentationshastigheten i denna del av sektionen avtagit. Den kondenserade excentricitetscykel som vi provtog bör ha avsatts antingen under en period av långsam ackumulation både avseende kalciumkarbonat och siliciklastiskt material, eller, vilket kanske är mer sannolikt, under en period där enbart den siliciklastiska komponenten minskat. Om karbonatsedimentationen minskat samtidigt som den siliciklastiska komponenten förblivit konstant borde kalcitinhållet i sedimentet nått det kritiska gränsvärdet för övergång från kalkstens- till mörgelbildning (Einsele, 1982). En minskning av båda komponenterna borde ha resulterat i ett oförändrat inbördes förhållande mellan kalkstens- och märgellagren fast med en reducerat mäktighet hos lagren. Om enbart den siliciklastiska sedimentationen avtagit är det logiskt att kalkstensbäddar dominerar lagerföljden och blir tunnare än i de icke-amalgamerade excentricitetscyklerna. Eventuellt skulle en liten minskning i kalciumkarbonatpro-

duktion återföljt av en större minskning av den siliciklastiska sedimentationen kunna resultera i bildandet av en liknande lagerföljd som i exemplet ovan. Den från excentricitetscykel 27 provtagna kalkstenen har en calcithalt på 90 %, vilket stödjer vårt resonemang om att den siliciklastiska komponenten avtagit. Möjligen skulle en transgression kunna åstadkomma den minskning i siliciklastisk tillförsel som vi ser i den aktuella delen av lagerföljden. Förändringar i havsnivå brukar dock inte ge utslag i sediment avsatta på stora djup (Dronov, 2004). Det finns inga belägg för att en havsnivåhöjning ägt rum under danien. Enligt den sekvensstratigrafiska tolkning av den baskiska basängen, som Pujalte et al. publicerat 1995, verkar havsnivån under danien tvärtom ha varit låg.

De 1 - 2 decimeter mäktiga märellager som finns mellan de amalgamerade kalkstensbäddarna borde ha avsatts under ett excentricitetsmaxima, det vill säga under den del av jordbanecykeln då jorden under stora delar av året befunnit sig långt från solen. Under denna period är klimatet förhållandevis kallt, och karbonatproduktionen borde påverkas negativt. Amplituden hos jordbanans förändring är inte konstant (Dinarès-Turell et al., 2003). En hög amplitud hos jordbaneförändringen borde kunna förstärka effekten av ett excentricitetsmaxima med avseende på klimat. Under perioden då jorden stora delar av året befunnit sig längst bort från solen kan kalciumkarbonatproduktionen minskat så mycket att den siliciklastiska komponenten slagit igenom och märellager har avsatts. Kanske kan ett excentricitetsmaxima även vid en låg amplitud hos jordbaneförändringen resultera i avsättning av märellager. Märellagrens relativa mäktighet kan bero på ökad siliciklastisk tillförsel under den kal- la perioden alternativt på att lagret avsatts under lång tid. Ytterligare en möjlighet skulle kunna vara en kombination av en något ökad siliciklastisk tillförsel och en lång avsättningstid. För att åstadkomma en kraftigt ökad siliciklastisk tillförsel i den period som märellagen avsattes, krävs en ökad vittringstakt. Detta skulle ske om vegetationstäckets på land minskade kraftigt i denna period. Under en lång period av stabilt, varmt och ganska torrt klimat, som under danien (Schmitz, 2004), är det mer sannolikt att växtligheten skulle påverkas negativt om klimatet tillfälligt blev varmare och därmed torrare än i en period av förhållandevis kallt klimat. Ovanstående resonemang leder till slutsatsen att det är mer sannolikt med en någorlunda konstant

tillförsel av siliciklastiskt material under den tid då den aktuella delen av lagerföljden i Zumaia avsattes. Detta skulle innebära att märellagerpartierna mellan de amalgamerade kalkstensbankarna avsatts under en förhållandevis lång tid av en excentricitetscykel.

Det är många faktorer som samverkar vilket gör det svårt att komma fram till en absolut sanning när det gäller orsaken till variationer i avsättning av kalksten och märellager i Zumaia. Ytterligare provtagning är nödvändig för att med säkerhet kunna fastställa hur den siliciklastiska komponenten fluktuerat genom lagerföljden. Detta är dock inte möjligt inom ramen för vårt examensarbete.

6.5 Provenans för och anrikning av övriga kromrika korn i Hkis+4,22

6.5.1 Provenans

Sammanställningen på flertalet ÖK från vårt Hällekisprov antyder ett terrestriskt ursprung. De kromrika kornen skulle kunna utgöra vittringsprodukter från omgivande landmassor. En viktig observation i Hällekisprovet är dock att nästan alla tungmineral vi hittat innehåller krom. Berggrunden i baltoskandia domineras av granit och gnejs där ilmenit är det tungmineral som är vanligast förekommande. Eftersom kromrika spineller är starkt överrepresenterade medan ilmenit endast förekommer sporadiskt i vårt prov, är det inte sannolikt att ÖK utgör vittringsprodukter från omgivande landmassor. En ytterligare indikation på att ÖK har ett annat ursprung är den extremt långsamma sedimentationstakt med vilken de icke karbonathaltiga sedimentationsprodukterna ackumulerat, nämligen med en genomsnittlig sedimentationshastighet på cirka 0,1 millimeter per 1000 år (Lindström 1974). Jämfört med dagens sedimentationshastigheter skulle den vulkaniska komponenten i det atmosfäriska damm som kontinuerligt sedimenterar i havet, ensam kunna utgöra den icke karbonathaltiga komponenten i den ordoviciska kalkstenen.

Den kemiska sammansättningen i opaka tungmineral kan användas för att härleda provenans för olika sediment (Poher och Faupl, 1988; Grigsby, 1992; Cookenboo et al, 1997; Power et al., 2000). Kromspineller är stabila vid en stor spännvidd av geologiska förhållanden, vilket gör dem användbara som indikatorer för magmatiska förhållanden vid tidpunkten då

kromspinellerna började kristallisera (Roeder, 1994; Barnes och Roeder, 2001). När vi ”plottar” kornsammansättningen för enskilda korn i Barnes och Roeders *density contour*-diagram (Barnes & Roeders spinell databas) får vi en någorlunda god överensstämmelse med konturdiagrammen för mafiska subvulkaniska gångar (Fig. 24). Enligt Lindström, (1974) pågick omfattande vulkanism under tidig ordovicium som gav upphov till vulkaniska produkter av en basaltisk sammansättning. Denna vulkanism kan ha givit upphov till subvulkaniska gångar varifrån de kromrika kornen vi funnit i Hkis +4,22 skulle kunna härstamma. Det diagram som har den sämsta överensstämmelsen när det gäller subvulkaniska gångar är det där $Cr / (Cr + Al)$ jämförs med $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$. De allra flesta av våra korn hamnar ovanför konturen för detta diagram. Diagrammet där $Fe^{3+} / (Al + Cr + Fe^{3+})$ jämförs med $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$ visar en relativt god överensstämmelse med våra korn. I diagrammet där TiO_2 jämförs med kvoten mellan Fe^{3+} och $(Al + Cr + Fe^{3+})$ ”plottar” alla kornen innanför konturen men är ansamlade på ett litet område inom denna. Vårt sammantagna intryck av diagrammen för subvulkaniska gångar är att en mafisk, subvulkanisk intrusion är ett möjligt ursprung till ÖK i Hkis+4,22.

Enligt Barnes & Roeders *density contour*-diagram skulle kornen från Hkis+4,22 även kunna härstamma från *Alaskan ultramafics* (Barnes & Roeders spinell databas) (Fig. 25). Den bästa överensstämmelsen ser vi i diagrammet där $Cr / (Cr + Al)$ jämförs med $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$. Även i diagrammet där TiO_2 jämförs med kvoten mellan Fe^{3+} och $(Al + Cr + Fe^{3+})$ är överensstämmelsen någorlunda god. Det diagram som har den sämsta överensstämmelsen när det gäller *Alaskan ultramafics* är det där $Fe^{3+} / (Al + Cr + Fe^{3+})$ jämförs med $Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+})$. I detta diagram ”plottar” cirka 50 % av kornen utanför konturen. Sammantaget ger diagrammen intrycket att även vulkaniska produkter med en sammansättning liknande *Alaskan ultramafics* är en möjlig källa till ÖK i vårt Hällekisprov.

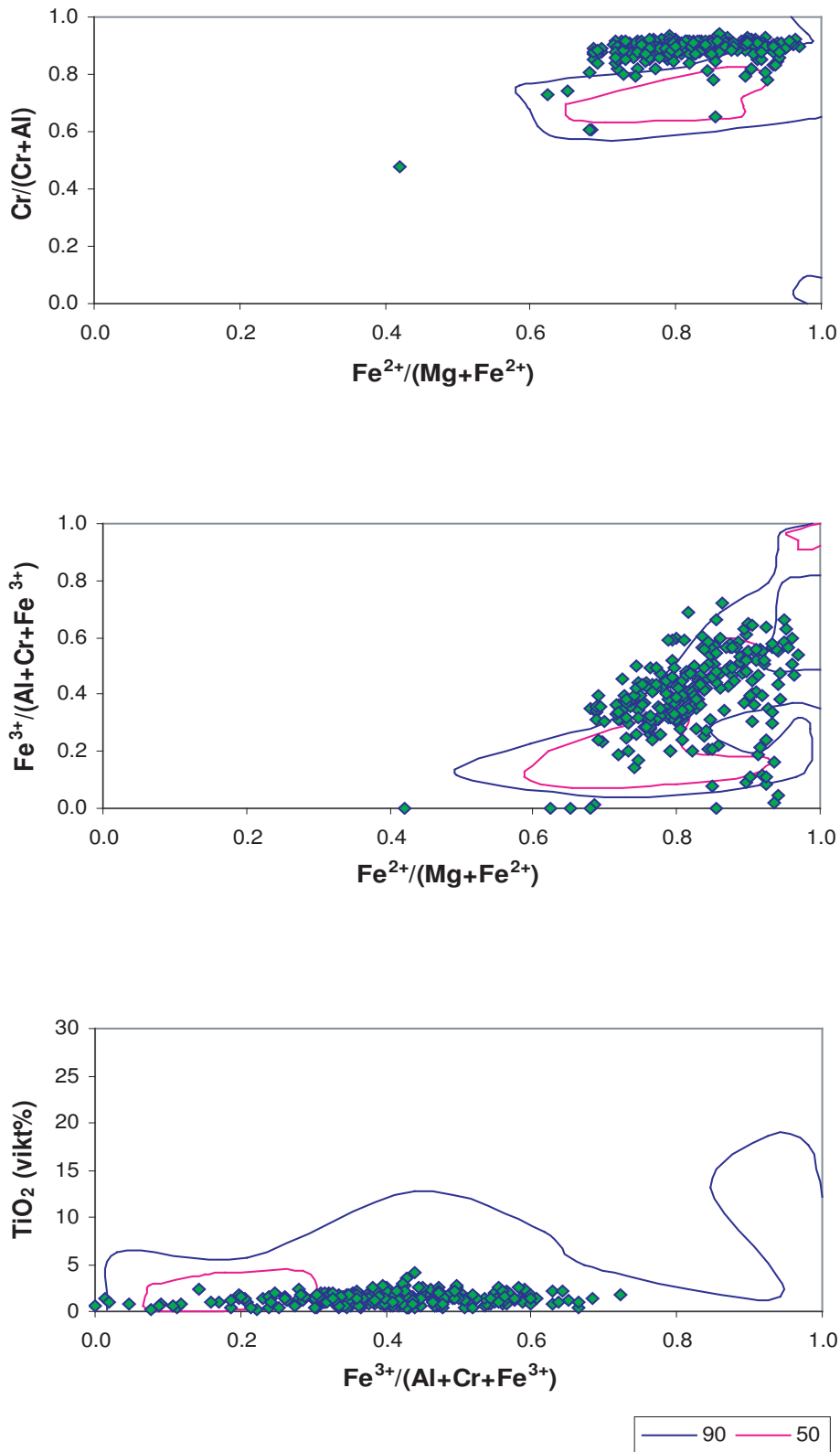
I Trondheimområdet existerar ultramafiska gångar som skulle kunna vara av mellanordovicisk ålder (Per-Gunnar Andreasson, personlig kommunikation). Det är inte osannolikt att dessa gångar hade en utbredning som sträckte sig även till Kinnekulle. Om vulkanismen som gav upphov till gångarna hade en sammansättning liknande *Alaskan ultramafics* skulle

provenansen för ÖK kunna vara vittringsprodukter från dessa gångar.

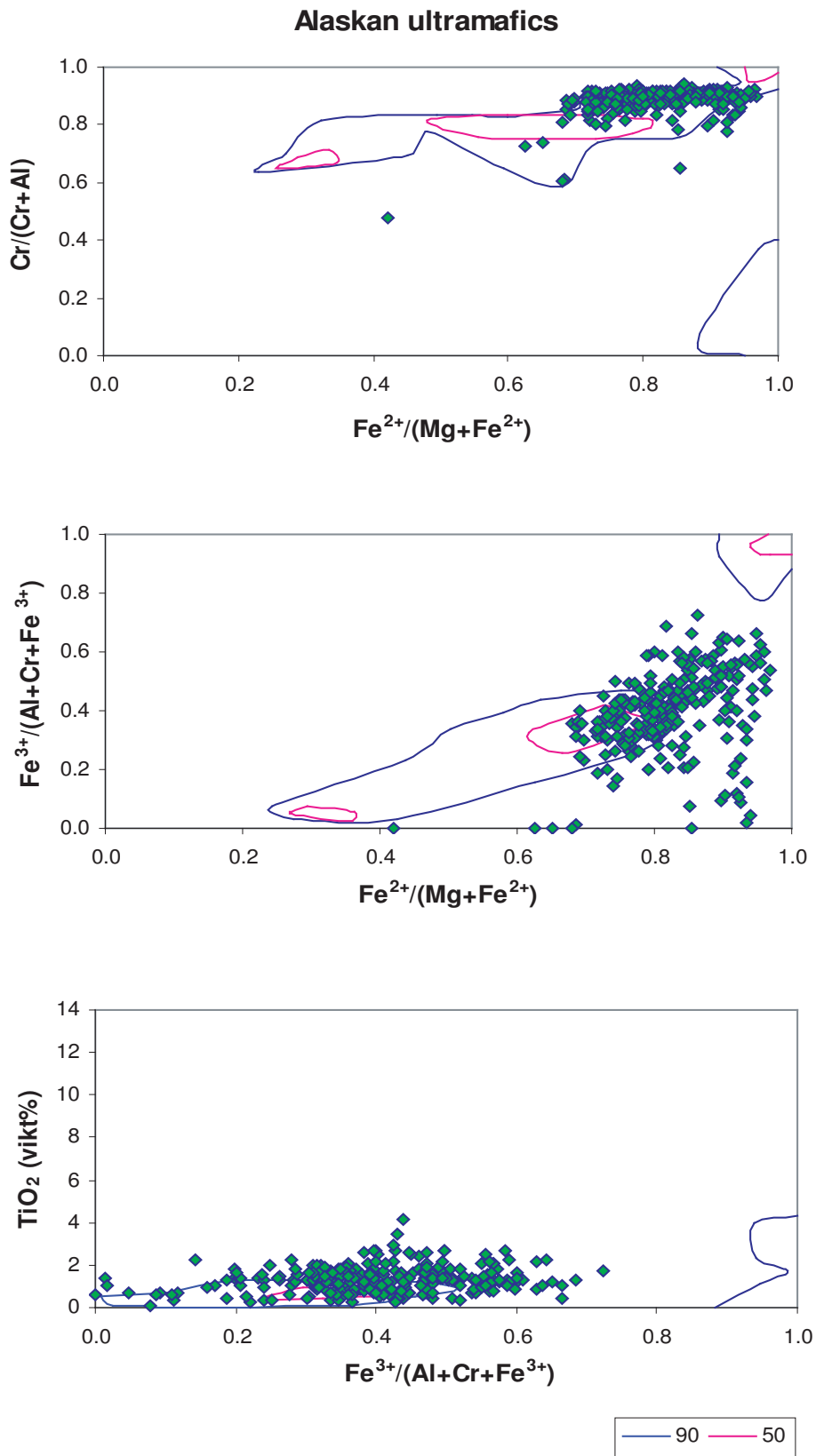
Med tanke på den extremt långsamma tillförseln av siliciklastiska sedimentationsprodukter till orthoceratitkalkstenen, kan det vara möjligt att kromspinellerna tillförts vårt prov via atmosfäriskt damm. Det innebär att den vulkaniska källa som i så fall givit upphov till de kromrika kornen i Hkis+4,22 kan ha varit förhållandevis avlägsen. Vi har inte kunnat hitta några belägg för att det under ordovicium existerade ultramafisk, extrusiv vulkanism varken på den laurentiska eller den baltoskandiska plattan. Enligt Grenne et al., (1999), existerade en mafisk eller bimodal vulkanism på den laurentiska sidan av Japetushavet för mellan 500 och 480 miljoner år sedan. Möjligen förekom även perioder med ultramafisk vulkanism, vilka i så fall kan ha givit upphov till ÖK i Hällekisprovet, förutsatt att denna vulkanism haft en sammansättning liknande *Alaskan ultramafics*. Kiselfattiga smältor är dock lågviskösa och ger således inte upphov till den explosiva vulkanism som teoretiskt sett skulle kunnat föra kornen så högt upp i atmosfären att de senare kunnat sedimentera på den baltiska sidan av Japetushavet. Å andra sidan producerar även icke-explosiva vulkaner aska, vars mindre partiklar möjligen kan transporteras upp i atmosfären med hjälp av vindar. De flesta ÖK i Hällekisprovet är i fraktionen 63 - 100 mikrometer, vilket gör att teorin om att en sådan process skulle ha verkat inte är fullkomligt osannolikt. Trots att det saknas belägg för en ultramafisk, extrusiv vulkanism på den baltoskandiska sidan av Japetushavet går det inte, utifrån resultatet av vår undersökning, att utesluta att en sådan trots allt existerat.

Kromrika spineller samt järnoxider är i princip de enda tungmineral vi hittat i Hällekisprovet. En smälta som ger upphov till en ultramafisk bergart är rik på krom och järn vilket gör att tungmineral rika på dessa grundämnen blir vanligare i en ultramafisk än i en mafisk bergart. Det faktum att vi inte hittat olivin i vårt prov, trots att det i en ultramafisk smälta kristalliserar stora mängder av detta silikatmineral, kan bero på att olivin på grund av sin låga densitet sorterats bort av svaga bottenströmmar. Dessutom är olivin, till följd av kristallisation vid hög temperatur inte särskilt resistent mot vittring, vilket innebär att det troligen inte fanns så mycket olivin i vårt prov ens före lakning i fluorvätesyra. Nesosilikater löses dessutom upp av fluorvätesyra, medan lite mer komplexa silikatmineral

Subvulkaniska intrusioner



Figur 24. Kemisk sammansättning hos ÖK från Hkis+4,22 "plottade" i density contour-diagram, för kontinentala, mafiska intrusioner. 50 respektive 90 % av spineller från denna miljö plottar enligt Barnes och Roeder (2001) inom den rosa respektive den blå konturen.



Figur 25. Kemisk sammansättning hos ÖK från Hkis+4,22 "plottade" i density contour-diagram för Alaskan ultramafics. 50 respektive 90 % av spineller från denna miljö plottar enligt Barnes och Roeder (2001) inom den rosa respektive den blå konturen.

kan återfinnas i ett fluorvätesyralakat prov till följd av för kort tid i denna syra.

Enligt Barnes och Roeder, 2001 är de kromspinnellkorn som ligger till grund för *density contour*-diagrammen för *Alaskan ultramafics* betydligt färre än de korn som ligger till grund för övriga *density contour*-diagram. Ju fler kromspinnellkorn som ingår från respektive miljö ju säkrare bör *density contour*-diagrammen bli. Kanske kan det låga antalet analyser på kromspinnellkorn från *Alaskan ultramafics* ge upphov till en inkorrekt tolkning av provenansen för Hällekisprovets ÖK.

För ÖK som hamnar utanför Roeders *density contour*-diagram både avseende subvulkaniska gångar och *Alaskan ultramafics*, skulle man möjligen kunna tänka sig ett extraterrestriskt ursprung. Samtliga ÖK från vårt Hällekisprov innehåller antingen ytterst små mängder NiO eller inget NiO alls. Något enstaka korn innehållande NiO har samtidigt en TiO₂-halt i närheten av 1 %, en hög andel oxiderat järn samt en Cr₂O₃-halt runt 20 % och skulle kunna ha bildats vid en meteorids ablationsprocess i atmosfären (Kap. 4).

6.5.2 Anrikning av kromrika spinellkorn

Förståelse för orthoceratitkalkstenens bildningssätt är väsentlig vid en tolkning av hur kromrika spinellkorn kunnat ansamlas vid vissa nivåer. Under de sedimentationsuppehåll, vilka var vanligt förekommande då orthoceratitkalkstenen bildades, cementerades botten slammet till kalksten (Lindström et al., 2000). Den hårda yta som bildades utsattes för kemiska och strukturella förändringar, vilket gav upphov till centimeterstora oregelbundenheter. Detta innebär att de är korrosiva diskontinuitetsytor, vilka bildas i en miljö med låg energi och långsam sedimentation. En indikation på att orthoceratitkalkstenen bildats i en grund miljö är förekomsten av stromatoliter (Jaanusson, 1971; Lindström et al., 2000). Stromatoliter har dock även påträffats i avlagringar bildade i djupare miljö vilket gör närvaron av stromatoliter till en osäker djupindikator (Hoffman, 1974; Grotzinger, 1986; Böhm och Brachert, 1993; Lindström et al., 2000). Grunda havsområden präglas av en instabil avsättningsmiljö. Orthoceratitkalkstenen bildades i en enhetlig miljö där hög vattenenergi var ovanlig (Jaanusson, 1973; Lindström et al., 2000). Miljön verkar inte ha genomgått några dramatiska förändringar under en tidsperiod av cirka 20 miljoner år

(Lindström et al., 2000). Detta innebär att det är ytterst osannolikt att orthoceratitkalkstenen bildats i en strandnära miljö. Istället har ett vattendjup på 100 - 300 meter under orthoceratitkalkstenens avsättande föreslagits (Chen och Lindström, 1991; Lindström, opublicerade data; Schmitz et al., 1996). Enligt Dronov, (2004) har havsnivån i det epikontinentalhav som täckte stora delar av den baltoskandiska plattan fluktuerat under ordovicium. Det grå band som går att följa från Kinnekulle till Öland (Schmitz et al., 2003) är ett tydligt bevis på regression (Schmitz och Häggström, i press) men utöver detta verkar havsnivåförändringarna inte ha lett till några större förändringar i orthoceratitkalkstenens litologi.

I samband med att orthoceratitkalkstenen i Hällekis genomsöktes efter ET noterades även frekvensen av ÖK i lagerföljden (Schmitz och Häggström, i press). Under ljusmikroskop går inte ET att skilja från ÖK. ÖK är sällsynta genom hela lagerföljden, 0 - 0,4 korn per kilogram kalksten, förutom vid tre nivåer (Schmitz och Häggström, i press). Den högsta koncentrationen av ÖK uppgick till 2 korn per kilogram kalksten. Vårt prov innehöll 18,4 ÖK per kilogram kalksten. Det stora antal ÖK som vi hittade i Hällekisprovet antyder att någon form av ansamlingsprocess har verkat. Eftersom orthoceratitkalkstenen verkar ha bildats i en extremt lugn avsättningsmiljö kan ansamling till följd av starka bottenströmmar uteslutas. Det är också osannolikt att ansamlingen av ÖK representerar en strandavlagring där vågorna sorterat kornen efter densitet. I en sådan avlagring bör tunga korn av olika sammansättning finnas representerade vilket inte är fallet med vårt Hällekisprov. Dessutom finns det få, om några, indikationer på att orthoceratitkalkstenen avsatts på grunt vatten (Lindström et al., 2000). En annan process som kanske skulle kunna anrika motståndskraftiga mineral vid speciella nivåer av lagerföljden är upplösning av kalk i anslutning till korrosiva diskontinuitetsytor. Det faktum att vi ser en ansamling av just kromrika korn skulle kunna tyda på att lättare motståndskraftiga mineral transporterats bort av svaga bottenströmmar. Ojämn tillförsel av det vulkaniska materialet är också en tänkbar orsak till anrikningen av ÖK vid vissa nivåer i den aktuella delen av lagerföljden. Det går inte att utesluta att de nivåer där ÖK är anrikade har ett samband med de havsnivåförändringar Dronov skriver om i sin artikel från 2004. Mafiska gångar kan, till följd av regression, periodvis ha expo-

nerats och eroderat material transporterats ut i bas-sängen. Denna teori förutsätter dock att ÖK kommer från vulkaniska gångar och inte har tillförts orthocera-titkalkstenen via atmosfäriskt damm. Den ovanligt kraftiga anrikningen av ÖK i vårt prov, med en faktor på nästan 9 jämfört med vad Schmitz och Häggström som mest har funnit, skulle kunna bero på en mycket hög tillförsel av vulkaniskt material, oavsett hur materialet tillförts kalkstenen. Det mest sannolika är kanske en förhöjd tillförsel av vulkaniskt material i kombination med någon ansamlade process.

6.6 Sfäruler

I Zum 27 återfanns totalt 29 sfäruler, i princip jämnt fördelade mellan två av tre delprover. Sfäruler återfanns även i SKMN och SK01 som innehöll två respektive en sfäru. Ytorna på samtliga sfäruler analyserades avseende sammansättning samt eventuell förekomst av mikrospinell. Det gjordes även en bedömning av sfäruernas morfologi. Eftersom sfäruler kan indikera såväl extraterrestrisk som terrestrisk inblandning har vi gjort en litteraturstudie på karaktäristika för sfäruler med olika provenans.

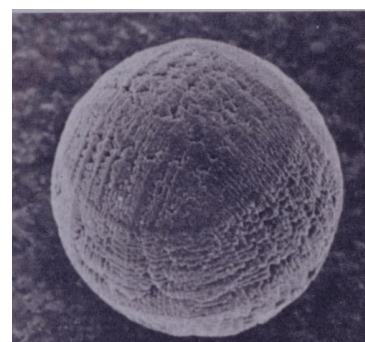
En himlakropp som faller genom jordens atmosfär förgasas helt eller delvis (Norton, 1998). Vid denna process kan sfäruler uppstå ur det förgasade materialet (Glass och Burns, 1987; Genge och Grady, 1999; Simonson och Glass, 2004). Sfäruler bildade vid denna process kännetecknas av en kemisk sammansättning som är mycket lik den extraterrestriska föräldrakroppens (Genge och Grady, 1999; Simonson och Glass, 2004). Den kemiska sammansättningen kan dock förändrats i samband med diagenes (Simonson och Glass, 2004). Sfäruler kan också bildas genom upphettning och smältning av kosmiskt damm (Brownlee et al., 1997; Genge och Grady, 1999). Denna typ av sfäruler är vanligare än sfäruler bildade vid en himlakroppens inträdande i atmosfären (Genge och Grady, 1999).

En annan typ av sfäruler som bildas genom extraterrestrisk påverkan är mikrotektiter (Margolis et al., 1991; Simonson och Glass, 2004). Dessa bildas ur det förglasade material som uppstår när en asteroid slår ned på jorden (Glass och Burns, 1987; Simonson och Glass, 2004). Mikrotektiter består uteslutande av glas och har en sammansättning som är mycket lik berggrunden där asteroiden slog ned (Glass och Burns, 1987). De har en skulpterad yta och kan vara morfolo-

giskt komplexa (Margolis et al., 1991). Det förekommer dels droppformade mikrotektiter men också sammansatta varianter där flera sfäruler smält samman till en kropp.

Mikrokrystiter är en annan slags sfäruler som bildas i samband med asteroidnedslag (Simonson och Glass, 2004), då förgasat material rekondenserar. Dessa partiklar består av en kombination av glas och kristaller och den kemiska sammansättningen liknar berggrunden där asteroidnedslaget ägde rum. Klinopyroxen verkar vara den dominerande kristallina fasen hos mikrokrystiter men även nickel- och kromrika spineller förekommer. Sfäruler med nickel- och kromrika magnesioferritspineller på ytan har återfunnits i sediment från krita-paleogengränsen (Montanari, 1983; Smit och Kyte, 1984; Kyte och Smit, 1986; Ebel och Grossman, 2005) samt i djuphavssediment från sen pliocen (Margolis et al., 1991) där man i båda fallen påvisat ett asteroidnedslag.

Eftersom sfäruen från SK01 har en hög nickelhalt är ett extraterrestriskt ursprung troligt för denna partikel. Flertalet sfäruler från Zumaia har en sammansättning vars enda extraterrestriska karaktäristika är ett mycket lågt innehåll, alternativt total frånvaro, av titan. Ytorna på sfäruerna från Zumaia består till större delen av järnoxid. Även sfäruerna från SKMN består till övervägande del av järnoxid samt saknar titan. Då vi endast undersökt sfäruernas ytor går det inte att utesluta att de en gång haft en kärna med höga halter av järn och nickel och därmed har ett extraterrestriskt ursprung.



Figur 26. Fotografi på sfäru taget i svepelektronmikroskop.

En del av sfäru materialet från Zumaia utgörs av sönderfallna partiklar som ser ut att bara bestå av ett skal. Järnhaltiga, ihåliga sfäruler är vanligt förekommande vulkaniska produkter (Sisodia et al., 2005). Sfäruler bildade till följd av vulkaniska processer är mycket sköra och har en dålig bevaringspotential (Fredriksson och Martin, 1963; Colombetti et al., 1998). Sfäruerna från Zumaia är dåligt bevarade, kraf-

tigt oxiderade och mycket sköra vilket skulle kunna tyda på ett vulkaniskt ursprung. Det som talar emot detta, förutom att nästan alla sfäruler från Zumaia saknar titan, är att samtliga har en perfekt sfärisk form. Enligt Hodge och Wright, (1964) är endast två av 1000 vulkaniska partiklar väl rundade och endast två av 100 000 perfekt sfäriska. Mikrokrystiter har däremot nästan alltid en perfekt sfärisk form (Simonson och Glass, 2004).

Den ojämna förekomsten av sfäruler i Zum 27 skulle kunna bero på att sfärulerna tillförts sedimentet vid en specifik tidpunkt och därför finns representerade vid en viss nivå i lagerföljden. När en asteroid eller större meteorit slår ned på jorden ansamlas sfäruler (Montanari, 1983; Smit och Kyte, 1984; Kyte och Smit, 1986). Inget asteroidnedslag har dock ännu påvisats i den aktuella lagerföljden. Vulkanisk aktivitet under en begränsad tidsperiod skulle eventuellt också kunna ansamla sfäruler på en specifik nivå i lagerföljden. Möjligen kan sfäruler som tillförts sedimentet kontinuerligt, antingen genom vulkanisk aktivitet eller via kosmiskt damm, ansamlas vid en specifik nivå i lagerföljden med hjälp av svaga bottenströmmar eller till följd av kalcitupplösning.

7 Slutsatser

Enligt vår studie uppgår det normala inflödet av extraterrestrisk kromit till mindre än 1 korn per kvadratmeter per 1000 år. Vår slutsats grundar sig på att vi i 178 kilogram kondenserad kalksten från andra tidsperioder än mellanordovicium, endast har hittat 3 ET. Provet Gärde 1 indikerar ett högre inflöde jämfört med vår framtagna siffra. Vi tolkar detta som att inflödet av extraterrestrisk kromit fortfarande var förhöjt cirka 4 miljoner år efter den period då de kraftigt ET-anrikade avlagringarna i Hällekis började avsättas. Det är svårt att dra några slutsatser utifrån den höga siffran på ET-inflöde som erhållits i SK01, då denna grundar sig på fynd av endast ett ET. Resultatet från Adnet indikerar att det normala extraterrestriska inflödet skulle kunna fluktuera inom ett mindre intervall. För att komma fram till gränsvärden för detta intervall och därmed erhålla en mer exakt siffra på inflödet av extraterrestrisk kromit krävs en utökad studie av frekvensen av ET i kondenserade kalkstenar. I största möjliga mån bör extremt kondenserade djuphavssediment studeras

eftersom en hög kondensationsgrad bidrar till storleksmässigt hanterbara prover. Det är också väsentligt att, på ett så korrekt sätt som möjligt, beräkna sedimentationstakten för sedimenten eftersom denna ligger till grund för en korrekt framtagna siffra på det normala inflödet av extraterrestrisk kromit. Möjligen skulle även ET i fraktionen 32 - 63 mikrometer kunna ingå i framtida studier men detta kräver att metoderna för genomgång av saltsyra - och fluorvätesyralakade prover förbättras. Tungmineral kan ansamlas vid specifika nivåer i sedimenten vilket kan leda till en överskattning av det normala inflödet av extraterrestrisk kromit. Studier av hur och varför tungmineral ansamlas är därför essentiella för en korrekt tolkning av framtida resultat.

Provenansen för ÖK från Hkis+4,22 är antingen mafiska, subvulkaniska gångar som intruderat på havsbotten alternativt vulkanisk aska eller subvulkaniska gångar från en ultramafisk vulkanism med en sammansättning liknande *Alaskan ultramafics*. Anrikningen av tungmineral vid specifika nivåer i orthoceratitkalkstenen kan bero på bortsortering av lättare mineral med hjälp av svaga bottenströmmar, kalcitupplösning i anslutning till diskontinuitetsytor, eller ojämn tillförsel av tungmineral. För att utreda provenansen för ÖK i Hkis+4,22 samt om möjligt ta reda på hur ÖK tillförts orthoceratitkalkstenen, måste den nivå där ÖK ansamlats provtas ytterligare. Om en stor del av den siliciklastiska komponenten tillförts orthoceratitkalkstenen genom nedfall av atmosfäriskt damm bör horisonten där ÖK ansamlats kunna följas lateralt över ett stort område. Om ÖK istället kommer från subvulkaniska gångar är det inte troligt att ansamlingshorisonten vi stött på i vårt Hällekisprov har en stor lateral utbredning. Analyser av nya ÖK skulle kunna ge en bättre indikation på huruvida kornen har ett ultramafiskt eller ett mafiskt ursprung.

Utifrån våra analyser kan provenansen för sfärulerna i Zum 27 och SKMN inte med säkerhet fastställas. Sfärulen från SK01 har ett troligt extraterrestriskt ursprung. En korrekt tolkning av provenansen för sfärulerna från Zum 27 och SKMN kräver en mer omfattande undersökning av om sfärulerna har en kärna eller endast består av ett skal. Om en kärna går att påvisa bör dess kemiska sammansättning analyseras. För att påvisa om och i så fall vid vilken nivå det skett en ansamling av sfäruler i Zumaia krävs provtagning med bättre upplösning i den aktuella delen av lager-

följden.

Vår studie av den rytmiska lagerföljden i Zumaia motsäger antagandet att de amalgamerade kalkstenspartierna utgör de mest kondenserade delarna av lagerföljden. Istället indikerar vår undersökning att de mellanliggande märgelpartierna har haft en lägre sedimentationstakt. Vid eventuell fortsatt undersökning av ET-förekomsten i Zumaia är det lämpligt att provta märgeln i stället för kalkstenen.

8 Tack

Vi vill tacka Birger Schmitz för att vi fick förtroendet att utföra provtagningsresan till Zumaia på egen hand. Tack även för stort engagemang, för lån av Carl Alwmark och Anders Cronholm samt för saklig kritik kring vårt manus. Vi vill även tacka Victoriano Pujalte för engagemang och bärhjälp i samband med provtagning samt för svar på våra frågor. Tack Carl Alwmark för hjälp med SEM-analyser samt *density contour*-diagram. Tack även till Mats Eriksson för stöd och uppmuntran under examensarbetstiden. En eloge till Anders Lindh och Per-Gunnar Andreasson som alltid tar sig tid att besvara våra frågor. Tack Lars-Erik Thorelli för rådgivning angående datahantering. Slutligen vill vi tacka Ronni Steinnagel för hjälp med PowerPoint programmet, och Susanne Nilsson för tips angående Illustrator programmet.

9 Referenser

- Alvarez, L., Kauffman, E.G., Surlyk, F., Alvarez, F.W., Asaro, F. & Michel, H.V. 1984: Impact theory of mass extinctions and the invertebrate fossil record. *Science* 223, 1135–1141.
- Baas Becking, L.G.M. & Moore, D. 1989: The relation between iron and organic matter in sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 29, 454–458.
- Barnes, S.J. & Roeder, P.L. 2001: The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology* 42:12, 2279–2302.
- Barnes & Roeders Spinel Database
http://www.em.csiro.au/terrain_studies/aboutus/people/stephen_barnes/roeder_spinel.html
- Berger, W.H. 1979: Impact of Deep-sea Drilling on paleoceanography. I: Talwani, M., Hay, W. & Ryan, W.B.F.(eds.): *Mauric Ewing Series 3, Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment*. American Geophysical Union, Washington.
- Bergström, J. & Gee, D.G. 1985: The Cambrian in Scandinavia. I: D.G. Gee & B.A. Sturt (eds): *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, Wiley, 247–261.
- Bland, P.A. 2001: Quantification of meteorite infall rates from accumulations in deserts, and meteorite accumulation on Mars. I: Peucker-Ehrenbrink, B. & Schmitz, B. (eds.): *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earths History*. Kluwer Academics, New York, 267–303.
- Brownlee, D.E., Bates, B. & Schramm, L. 1997: The elemental composition of stony cosmic spherules. *Meteoritics & Planetary Science* 32, 157–175.
- Bruton, D.L., Lindström, M. & Owen, A.W. 1985: The Ordovician of Scandinavia. I: D.G. Gee & B.A. Sturt (eds): *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, Wiley, 273–282.
- Buddhue, J.D. 1957: Loss of nickel from oxide. I: *The oxidation and weathering of meteorites*. University of New Mexico. *Meteoritics* 3, 129–140.
- Bunch, T.E., Keil, K. & Snetsinger, K.G. 1967: Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 1569–1582.
- Bunch, T.E., Keil, K. & Olsen, E. 1970: Mineralogy and petrology of silicate inclusions in iron meteorites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 25, 297–340.
- Bunch, T.E. & Keil, K. 1971: Chromite and ilmenite in non-chondritic meteorites. *The American Mineralogist* 56, 146–157.
- Böhm, F. I press: Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). I: Piller, W.E. (ed.): *Stratigraphia Austriaca*. Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 16, Wien.
- Böhm, F & Brachert, T.C. 1993: Deep-water Stromatolites and *Frutaxites* MASLOV from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria. *Facies* 28, 145–168.
- Böhm, F., Ebli, O., Krystyn, L., Lobizer, H., Rakus, M. & Siblik, M. 1999: Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian to Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). *Abh. Geologischen Bundesanstalt Wien* 56, 143–271.
- Chen, J.-Y. & Lindström, M. 1991: Cephalopod Septal Strength Indices (SSI) and depositional depth of Swedish Orthoceratite limestone. *Geologica et Palaeontologica* 25, 5–18..

- Colombetti, A., Ferrari, G., Nicolodi, F. & Panini, F. 1998: Some metallic spherules in calcareous-marly sediments of the Romano Flysch, Sestola-Vidiciatico tectonic unit (Modena district, Northern Apennines, Italy). *Planetary Space Science* 46, 329–340.
- Cookenboo, H.O., Bustin, R.M. & Wilks, K.R. 1997: Detrital chromian spinel compositions used to reconstruct the tectonic setting or provenance; implications for orogeny in the Canadian Cordillera. *Journal of Sedimentary Research* 67, 116–123.
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.-I., Orue-Etxebarria, X. & Bernaola, G. 2002: Magnetostratigraphic and cyclostratigraphic calibration of a perspective Palaeocene/Eocene stratotype at Zumaia (Basque Basin, Northern Spain). *Terra Nova* 14, 371–378.
- Dinarès-Turell, J., Baceta J.-I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. & Lorito, S. 2003: Untangling the Paleocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 216, 483–500.
- Dommergues, J.-L., Meister, C. & Böhm, F. 1995: New data on Austroalpine Liassic ammonites from the Adnet quarries and adjacent areas (Salzburg, Northern Calcareous Alps). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 138, 161–205.
- Dronov, A.V. 2004: Magnitude of sea-level changes in the Ordovician of Baltoscandia. *I: Hints, O. & Ainsaar, L. (eds): Wogogob Conference Materials*, 21–22.
- Duff, P.McL.D., Hallam, A. & Walton, E.K. 1967: Cyclic sedimentation. *Development of sedimentology* 10, Elsevier, Amsterdam, 280 pp.
- Ebel, D.S. & Grossman, L. 2005: Spinel-bearing spherules condensed from the Chicxulub impact-vapor plume. *Geology* 33:4, 293–296.
- Eder, W. 1982: Diagenetic Redistribution of Carbonate, a Process in Forming Limestone-Marl Alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W.Germany). *I: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds): Cyclic and Event Stratification*, Springer, 98–112.
- Einsele, G. 1977: Range, velocity, and material flux of compaction flow in growing sedimentary sequences. *Sedimentology* 24, 639–655.
- Einsele, G. 1982: Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. *I: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds): Cyclic and Event Stratification*, Springer, 8–47.
- El Goresy, A. 1968: Electron microprobe analysis and Ore microscopic study of magnetic spherules and grains collected from the Greenland Ice. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 17, 331–346.
- Flügel, H. & Fenninger, A. 1966: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 123, 249–280.
- Fredriksson, K. & Martin, L.R. 1963: The origin of black spherules found in the Pacific Islands, deep-sea sediments, and Antarctic Ice. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, 245–248.
- Fuchs, L.H., Olsen E. & Jensen K.J. 1973: Mineralogy, mineralchemistry, and composition of the Murchinson (C2) meteorite, Smithsonian. *Contribution to Earth Science* 10, 1–39.
- Genge, M.J. & Grady, M.M. 1999: The fusion crusts of stony meteorites: Implications for the atmospheric reprocessing of extraterrestrial materials. *Meteoritics & Planetary Science* 34, 341–356.
- Gladman, B.J., Migliorini, F., Morbidelli, A., Zappalà, V., Michel, P., Cellino, A., Froeschlé, C., Levison, H.F., Bailey, M. & Duncan, M. 1997: Dynamical lifetimes of objects injected into asteroid belt resonances. *Science* 277, 197–201.
- Glass, B.P. & Burns, C.A. 1987: Late Eocene crystal-bearing spherules: two layers or one? *Meteoritics* 22, 265–279.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. 2004: The Ordovician Time Scale. *I: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (eds): A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, SKRIV SIDNUMMER.
- Grenne, T., Ihlen, P.M. & Vokes, F.M. 1999: Scandinavian Caledonide Metallogeny in a plate tectonic perspective. *Precambrian Research* 107, 215–234.
- Grigsby, J.D. 1992: Chemical fingerprinting in detrital ilmenite: A viable alternative in provenance research? *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 331–337.
- Grotzinger, J.P. 1986: Evolution of Early Proterozoic passive margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay orogen, Northwest Territories, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 831–847.
- Halliday, I., Blackwell, A.T. & Griffin, A.A. 1989: The flux of meteorites on the Earth's surface, *Meteoritics* 24, 173–178.
- Hart, M.B., Feist, S.E., Price, G.D. & Leng, M.J. 2004: Reappraisal of the K-T boundary succession at Stevns Klint, Denmark. *Journal of the Geological Society, London* 161, 1–8.
- Hart, M.B., Feist, S.E., Håkansson, E., Heinberg, C., Price, G.D., Leng, M.J. & Watkinson, M.P. 2005: The

- Cretaceous-Paleogene boundary succession at Stevns Klint, Denmark: Foraminifers and stable isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224, 6–26.
- Heck, P.R., Schmitz, B., Baur, H., Halliday, A.N. & Wieler, R. 2004: Fast delivery of meteorites to Earth after a major asteroid collision. *Nature* 430, 323–325.
- Hodge, P.W. & Wright, F.W. 1964: Studies of Particles for Extraterrestrial Origin, 2, A Comparison of Microscopic Spherules of Meteoritic and Volcanic Origin. *Journal of Geophysical Research* 69, 2499.
- Hoffman, P. 1974: Shallow and deep-water stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada. *American Association for Petrology and Geology Bulletin* 58, 856–867.
- Hofmann, B.A., Nyström, J.O. & Krähenbühl, U. 2000: The Ordovician chondrite from Brunflo, central Sweden. III. Geochemistry of terrestrial alteration. *Lithos* 50, 305–324.
- Hudson, J.D. 1967: Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in Recent and ancient seas. *Marine Geology* 5, 473–480.
- Håkansson, E. 1971: Stevns Klint. I: Hansen, M. & Poulsen, V. (eds): *VARV ekskursjonsfører til øerne 2, Sydsjælland*.
- Håkansson, E., Bromley, R. & Perch-Nielsen, K. 1974: Maastrichtian chalk of Northwest Europe—a pelagic shelf sediment. I: Hsü, K.J. & Jenkyns, M.C. (eds): *Pelagic Sediments: On the Land and Under the Sea*. IAS Special Publications 1, 211–234.
- Håkansson, E. & Surlyk, F. 1997: Denmark. I: Moores, E.M. & Fairbridge, R.W. (eds): *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*, 183–192. Chapman & Hall, London.
- Iyer, S.D., Shyam Prasad, M., Gupta, S.M. & Nirmal Sharan, S.† 1997: Evidence for recent hydrothermal activity in the Central Indian Basin. *Deep-sea Research* 44, 1167–1184.
- Jaanusson, V. 1971: Ordovician. I: Moore, R.C. (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part A, Introduction, Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, 136–166.
- Jaanusson, V. 1973: Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaia* 6, 11–34.
- Jaanusson, V. 1976: Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Baltoscandia. I: Basset, M.G. (ed.): *The Ordovician System. Proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974*, University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 236–301.
- Jenkyns, H.C. 1971: The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia* 4, 327–352.
- Jones, R.W. & Charnock, M.A. 1985: "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Revue de Paléobiologie* 4, 311–320.
- Johnson, C.A. & Prinz, M. 1991: Chromite and olivine in type II chondrules in carbonaceous and ordinary chondrites: Implications for thermal histories and group differences. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 893–904.
- Kaminski, M.A. & Malmgren, B.A. 1989: Stable isotope and trace element stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. *Geologiska Föreningen Stockholm Förhandlingar* 111, 305–312.
- Karlin, R., Lyle, M. & Zahn, R. 1992: Carbonate variations in the northwest Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanography* 7, 43–61.
- Keil, K., Haack, H. & Scott, E.R.D. 1994: Catastrophic fragmentation of asteroids: evidence from meteorites. *Planetary and Space Science* 42, 1109–1122.
- Keller, G. 1980: Middle to Late Miocene planktonic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the North and Southeastern Pacific Ocean. *Marine Mikropaleontology* 5, 249–281.
- Koutsoukos, E.A.M. & Hart, M.B. 1990: Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, paleocommunities and trophic structure: A case study from the Sergipe Basin, Brazil. *Earth Science* 81, 221–246.
- Kucha, H., Schroll, E. & Stumpfl, E.F. 2005: Fossil sulphate-reducing bacteria in the Bleiberg lead-zinc deposit, Austria. *Mineralium Deposita* 40, 123–126.
- Kyte, F.T. 1998: A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 396, 237–239.
- Kyte, F.T. & Smit, J. 1986: Regional variations in spinel compositions - an important key to the Cretaceous Tertiary event. *Geology* 14, 485–487.
- Lindström, M. 1963: Sedimentary folds and the development of limestone in an early Ordovician sea. *Sedimentology* 1-2, 243–276.
- Lindström, M. 1971: Vom Anfang, Hochstand und Ende eines Epikontinentalmeeres. *Geologische Rundschau* 60, 419–438.
- Lindström, M. 1974: Volcanic contribution to Ordovician pelagic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 44:2, 287–291.

- Lindström, M. 1979: Diagenesis of lower Ordovician hardgrounds in Sweden. *Geologica et Palaeontologica* 13, 9–13.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T. 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*, andra upplagan. Studentlitteratur, 491 pp.
- Löfgren, A. 1978: Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jämtland, northern Sweden. *Fossils and Strata* 13, 126 pp.
- MacLeod, N. & Keller, G. 1991a: Hiatus distribution and mass extinctions at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geology* 19, 497–501.
- MacLeod, N. & Keller, G. 1991b: How complete are Cretaceous/Tertiary boundary sections? A chronostratigraphic estimate based on graphic correlation. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1439–1457.
- Margolis, S.V., Claeys, P. & Kyte, F.T. 1991: Microtektites, Microkrystites, and Spinel from a Late Pliocene Asteroid Impact in the Southern Ocean. *Science* 251, 1594–1597.
- Martirte, L. 1992: Sequence stratigraphy and pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 94, 169–191.
- Martire, L. & Clari, P. 1994: Evaluation of sedimentation rates in Jurassic–Cretaceous pelagic facies of the Trento Plateau: relevance of discontinuities and compaction. *Giornale di Geologia, ser. 3^a*, 56/2, 193–209.
- McConville, P., Kelley, S. & Turner, G. 1988: Laser probe ^{40}Ar - ^{39}Ar studies of the Peace River shocked L6 chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2487–2499.
- Meister, C. & Böhm, F. 1993: Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Formation (Northern Calcareous Alps). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 136, 163–211.
- Montanari, A., Hay, L.H., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., Alvarez, L.W. & Smit, J. 1983: Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. *Geology* 11, 668–671.
- Monty, C. 1975: Manganese nodules as oceanic stromatolites. *Comptes rendus hebdomadaires des seances de l'academie des sciences, Paris* 276, 3285–3288.
- Monty, C. 1982: Cavity of fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Mud Mounds. *Annales de la Societe Geologique Belgique* 105, 343–344.
- Norton, R.O. 1998: *Rocks from space*, andra upplagan. Missoula Mountain Press Publishing Company, 444 pp.
- Nyström, J.O., Lindström, M. & Wickman, F.E. 1988: Discovery of a second Ordovician meteorite using chromite as a tracer. *Nature* 336, 572–574.
- Pober, E. & Faupl, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. *Geologische Rundschau* 77, 641–670.
- Power, M.R., Pirrie, D., Andersen, J.C.O. & Wheeler, P.D. 2000: Testing the validity of chrome spinel as a provenance and petrogenetic indicator. *Geology* 28, 1027–1030.
- Pujalte, V., Baceta, J-I., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Parès, J-M. & Payros, A. 1995: Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of late Maastrichtian and Paleocene depositional sequences from the deep-water basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 17–30.
- Pujalte, V., Baceta, J-I., Orue-Exterarria, X. & Payros, A. 1998: Paleocene Strata of the Basque Country, Western Pyrenees, Northern Spain: facies and sequence development in a deep-water starved basin. In de Graciansky, P.-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vails, P.(eds): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, S.E.P.M. Special Publication 60, 311–325.
- Ridgwell, A. & Zeebe, R. Under publicering: The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system.
- Robin, E., Bonté, Ph., Froget, L., Jéhanno, C. & Rochia, R. 1992: Formation of spinels in cosmic objects during atmospheric entry: a clue to the Cretaceous-Tertiary boundary event. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 181–190.
- Roeder, P.L. 1994: Chromite: From the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *The Canadian Mineralogist* 32, 729–746.
- Rosenkrantz, A. 1966: Die Senon/Dan-Grenze in Dänemark. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe A, Geologie und Paläontologie* 11, 721–727.
- Schmitz, B. Keller, G. & Stenwall, O. 1992: Stable isotope and foraminiferal changes across the Cretaceous-Tertiary boundary at Stevns Klint, Denmark: Arguments for long-term oceanic instability before and after bolide-impact event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 96, 233–260.
- Schmitz, B., Lindström, M., Asaro, F. & Tassinari, M. 1996: Geochemistry of meteorite-rich marine limestone strata and fossil meteorites from the lower Ordo-

- vician at Kinnekulle, Sweden. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 31–48.
- Schmitz, B., Tassinari, M. & Peucker-Ehrenbrink, B. 2001: A rain of ordinary chondritic meteorites in the early Ordovician. *Earth and Planetary Science Letters* 194, 1–15.
- Schmitz, B., Häggström, T. & Tassinari, M. 2003: Sediment-Dispersed Extraterrestrial Chromite Traces a Major Asteroid Disruption Event. *Science Reprint* 300, 961–964.
- Schmitz, B. & Pujalte, V. 2003: Sea-level, humidity, and landerosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental–marine transect in northern Spain. *Geology* 31, 689–692.
- Schmitz, B. 2004: Värsta växthuskatastrofen. *Forskning och Framsteg* 1, 16–21.
- Schmitz, B. & Häggström T. I press: Distribution of extraterrestrial chromite in Middle Ordovician marine limestone at Kinnekulle, southern Sweden. *Meteoritics & Planetary Science*
- Shukolyukov, A. & Lugmair, W. 1998: Isotopic Evidence for the Cretaceous–Tertiary Impactor and Its type. *Science* 282, 927–929.
- Simonson, B.M. & Glass, B.P. 2004: Spherule Layers—Records of Ancient Impacts. *Earth and Planetary Science Letters* 32, 329–361.
- Sisodia, M.S., Sing, U.K., Lashkari, G., Shukla, P.N., Shukla, A.D. & Bhandari, N. 2005: Mineralogy and trace element chemistry of the Siliceous Earth of Barmer basin, Rajasthan: Evidence for a volcanic origin. *Journal of Earth System Science* 114, 111–124.
- Sliter, W.V. & Baker, R.A. 1972: Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminiferids. *Journal of Foraminiferal Research* 2, 167–183.
- Smit, J. & Kyte, F.T. 1984: Siderophile-rich magnetic spheroids from the Cretaceous Tertiary boundary in Umbria, Italy. *Nature* 310, 403–405.
- Snetsinger, K.G., Keil, K. & Bunch, T.E. 1967: Chromite from "equilibrated" chondrites. *The American Mineralogist* 52, 1322–1331.
- Surlyk, F. 1972: Morphological adaptations and population structures of the Danish chalk brachiopods (Maastrichian, Upper Cretaceous). *Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biologiska Skrifter* 19, 57 pp.
- Surlyk, F. 1980: Upper Cretaceous and Danian outcrops in Scania and East Denmark. I: Birkelund, T. & Bromley, R.G. (eds): *Upper Cretaceous and Danian of NW Europe, Guide to Excursion A–69*. Guide–Book Paris, 26th International Geological Congress, 21–48.
- Surlyk, F. 1997: A cool-water carbonate ramp with bryozoan mounds. Late Cretaceous–Danian of the Danish Basin. I: James, N.P. & Clarke, J.D.A. (eds): *Cool Water Carbonates*. S.E.P.M. Special Publication 56, 293–307.
- Surlyk, F. & Håkansson, E. 1999: Maastrichian and Danian strata in the southeastern part of the Danish Basin. I: Pedersen, G.K. & Clemmensen, L.B. (eds): *Field Trip Guidebook*. IAS Copenhagen 1999, 19th Regional European Meeting of Sedimentology, 29–58.
- Tagle, R. & Clayes, P. 2004: Comet or Asteroid shower in Late Eocene? *Science* 305, 92.
- ten Kate, W. & Sprenger, A. 1993: Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (S Spain). *Sedimentary Geology* 87, 69–101.
- Thorslund, P.†, Wickman, F.E. & Nyström, J.O. 1984: The Ordovician chondrite from Brunflo, central Sweden, I. General description and primary minerals. *Lithos* 17, 87–100.
- Volat, J-L., Pastouret, L. & Vergnaud- Grazzini C. 1980: Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-seas cores: a review. *Marine Geology* 34, 1–28.
- Zappalà, V., Cellino, A., Gladman, B.J., Manley, S & Migliorini, F. 1998: Asteroid Showers on Earth after Family Breakup Events. *Icarus* 134, 176–179.
- Zhang, J. 1998: Middle Ordovician conodonts from the Atlantic faunal region and the evolution of key conodont genera. *Ph.D. thesis, Institution of Geological Geochemistry, Stockholm University* 298, 5–27.

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

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: Sierggavåggeskollans 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 bergbörade 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. Malmberg, 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 gruvsand – en mineralogisk och textuell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggavåggeskollan 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: Klotdioriten 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 förorenings spridning 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 sensveko-fenniska 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.
176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactyloid pterosaurs with emphasis on flight.
178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
182. Öst, Jan-Olof, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark.
185. Åberg, Lina, 2005: Metamorphic study of metasediment from the Kangilinaaq Peninsula, West Greenland.
186. Sidgren, Ann-Sofie, 2005: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland.
187. Gustavsson, Lena, 2005: The Late Silurian Lau Event and brachiopods from Gotland, Sweden.
188. Nilsson, Eva K., 2005: Extinctions and faunal turnovers of early vertebrates during the Late Silurian Lau Event, Gotland, Sweden.
189. Czarniecka, Ursula, 2005: Investigations of infiltration basins at the Vomb Water Plant – a study of possible causes of reduced infiltration capacity.
190. G³owacka, Ma³gorzata, 2005: Soil and groundwater contamination with gasoline and diesel oil. Assessment of subsurface hydrocarbon contamination resulting from a fuel release from an underground storage tank in Vanstad, Skåne, Sweden.
191. Wennerberg, Hans, 2005: A study of early Holocene climate changes in Småland, Sweden, with focus on the ‘8.2 kyr event’.
192. Nolvi, Maria & Thorelli, Gunilla, 2006: Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment.
193. Nilsson, Andreas, 2006: Palaeomagnetic secular variations in the varved sediments of Lake Gołeci¹, Poland: testing the stability of the natural remanent magnetization and validity of relative palaeointensity estimates.



LUNDS UNIVERSITET