

Litologi, sedimentologi och kolisotopstratigrafi över krita- paleogen-gränsintervallet i borrhningen Limhamn-2018

Emmy Molin

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 566
(15 hp/ECTS credits)



Geologiska institutionen
Lunds universitet
2019

Litologi, sedimentologi och kolisotopstratigrafi över krita– paleogen-gränsintervallet i borrningen Limhamn-2018

Kandidatarbete
Emmy Molin

Geologiska institutionen
Lunds universitet
2019

Innehållsförteckning

1	Introduktion	7
2	Krita— Paleogenutdöendet	7
3	Geologisk bakgrund	8
3.1	De baltoskandiska kallvattenkarbonaterna	8
3.2	Limhamns Kalkbrott	9
3.3	Stevns Klint	12
4	Material och Metod	13
4.1	Dunhams klassifikationssystem	14
5	Resultat	14
5.1	Översikt över borrhölet Limhamn-2018	14
5.2	Det loggade kärnavsnittet i hög upplösning	15
5.3	Kolisotoper	18
6	Diskussion	18
6.1	Implikationer av sedimentologiska och litologiska förändringar över gränsintervallet	18
6.2	Isotopdata—en jämförelse	21
6.3	Ytterligare framtida undersökningar	21
7	Slutsatser	21
8	Tack	22
9	Referenser	22
10	Bilagor	24
10.1	Bilaga 1	24
10.2	Bilaga 2	25
10.3	Bilaga 3	27
10.4	Bilaga 4	28
10.5	Bilaga 5	32

Omslagsbild: Riksriggen uppställd i Limhamns kalkbrott, ca 40 m under den omgivande markytan.
Bild: Anna Sartell, 2018.

Litologi, sedimentologi och kolsotopstratigrafi över krita–paleogen-gränsintervallet i borrhningen Limhamn-2018

EMMY MOLIN

Molin, E., 2019: Litologi, sedimentologi och kolisotopstratigrafi över krita–paleogen-gränsintervallet i borrhningen Limhamn 2018. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 566, 32 sid. 15 hp.

Sammanfattning: Krita-paleogen-gränsen har länge varit central i diskussioner mellan forskare runt om i världen, då den markerar/sammanfaller med utdöendet av 75% av jordens arter till följd av ett enormt asteroidnedslag på Chicxulúbhalvön i Mexiko. Gränsintervallet är vida utbrett i sedimentära lagerföljder som bildades under denna tid, och kan identifieras genom sina unika kemiska egenskaper och karakteristiska litologier skapad av material från nedslaget som spreds kring jorden. Genom att jämföra gränsintervallet vid referenslokalen Stevns Klint i Danmark med samma intervall i Limhamns kalkbrott, beläget i södra Sverige, har tidigare studier konkluderat att det karakteristiska så kallade Fiskelerledet, som representerar gränsintervallet i Stevns Klint, inte återfinns i Limhamn. Avsaknaden av Fiskelerledet beror antingen på lokala variationer i sedimentationsmiljö, alternativt är ersatt av en hiatus med okänd omfattning. I denna studie, har detaljerade undersökningar av litologi och fossilinnehåll samt isotopstudier av $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ - data utförts över gränsintervallet i borrhkärnan Limhamn-2018 vilka jämförs med tidigare studier vid Stevns Klint. Litologin (baserad på Dunhamns klassifikationssystem) i Limhamn-2018 består till stora delar av *mudstone* i krita-sekvensen och *wackestone* i paleogen-sekvensen med genomgående noder av hårt litifierad kalksten innehållande flintakongreter. Detta, tillsammans med en litteraturstudie kring lokalerna, visar på att bergartssekvensen, liksom den i Stevns Klint, består av bryozodominerade kallvattenkarbonater avsatta i en marin bassäng med varierande vattendjup genom sen krita och tidig paleogen. Att bestämma omfattningen av hiatusen i Limhamn-2018 har visat sig svårt utan ingående biostratigrafiska undersökningar, men genom att använda $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -data för att lokalisera gränsintervallet i borrhkärnan, samt jämföra dessa med publicerad isotopdata från Stevns Klint, kan slutsatsen dras att hiatusen förmodligen inte är speciellt omfattande. Således kommer den nya borrhningen Limhamn-2018 sannolikt att vara betydelsefull för framtida studier av K-Pg-gränsen, det associerade utdöendet samt det rådande klimatet under avsättningstiden i den svenska delen av Danska bassängen.

Nyckelord: Limhamn, K–Pg-gränsen, Stevns Klint, De baltoskandiska kallvattenkarbonaterna, Litologi, Kolisotopstratigrafi

Handledare: Anders Lindskog (Lunds Universitet/Florida State University), Mats Eriksson (Lunds Universitet) och Sara Johansson (Lunds Tekniska Högskola)

Ämnesinriktning: Berggrundsgologi

*Emmy Molin, Geologiska institutionen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige.
E-post: emmymolin96@hotmail.com*

Lithology, sedimentology and carbon isotope stratigraphy over the Cretaceous– Paleogene boundary interval in the drill core Limhamn-2018

EMMY MOLIN

Molin, E., 2019: Lithology, sedimentology and carbon isotope stratigraphy over the Cretaceous–Paleogene boundary interval in the drill core Limhamn-2018. *Dissertations in Geology at Lund University*, No. 566, 32 pp. 15 hp (15 ECTS credits) .

Abstract: The Cretaceous–Paleogene boundary has long been a center of discussion amongst scientists as it marks the extinction of 75% of all species on Earth. This mass extinction event was probably caused by an enormous asteroid impact event in what is now Mexico. The boundary interval is easily identified in the sedimentary geological record because of its unique chemical properties as well as its characteristic lithologies containing ejecta material from the impact that was spread across the globe. By comparing the stratigraphic record across the event at Stevns Klint in Denmark with coeval strata in the Limhamn Quarry of southern Sweden, previous studies have concluded that these seem to be quite different from one another. Particularly this pertains to the characteristic Fiskeler Member found the basalmost Paleogene in Stevns Klint and which is seemingly missing in Limhamn, either due to a hiatus or local differences between the localities. In this study, studies of lithological and paleontological properties, as well as $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ have been performed across the K-Pg boundary interval in the new drill core Limhamn-2018, and the results of which are compared to previous studies from Stevns Klint. The lithology (based on the Dunham classification) in Limhamn-2018 consists of primarily *mudstone* in the Cretaceous and *wackestone* in the Paleogene, with frequent nodules of hard lithified limestone containing concretions of flint. This alongside a literature study of the localities shows that the sequence in Limhamn consists, much like that at Stevns Klint, of bryozoan-dominated, cool-water carbonates deposited in a basin with variable water depths throughout the late Cretaceous and early Paleogene. Determining the precise extent of the boundary hiatus in Limhamn-2018 has been proven difficult without detailed biostratigraphic investigation. However, combining the lithological and isotopic changes allowed the boundary to be pinpointed in the drill core and comparisons to the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ patterns from Stevns Klint suggest that the hiatus might not be extensive. Limhamn-2018 will serve as an important new section for upcoming studies of the K-Pg boundary interval, the associated extinction event, and the environmental setting of the Swedish part of the Danish basin.

Keywords: Limhamn, C–Pg boundary, Stevns Klint, The baltoscandian cool water carbonates, Lithology, Carbon isotope stratigraphy

Supervisors: Anders Lindskog (Lund University/Florida State University), Mats Eriksson (Lund University) and Sara Johansson (Faculty of Engineering at Lund University)

Subject: Bedrock geology

*Emmy Molin, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden.
E-mail: emmymolin96@hotmail.com*

1 Introduktion

Övergångar mellan geologiska perioder brukar inte alltför sällan markeras av stora händelser i jordens utvecklingshistoria. Gränsen mellan krita och paleogen (härefter förkortat K–Pg-gränsen) är ett av de mest omdiskuterade intervallen i den geologiska historien, då gränsen på många platser karaktäriseras av ett tunt grått lager och markerar försvinnandet av tre fjärdedelar av den biologiska mångfald som fanns under krita. Detta massutdöende var inte det första utdöende som drabbat jorden, men ett av det mest intressanta ur ett mänskligt perspektiv. Över K–Pg-gränsen försvinner nämligen alla icke-flygande dinosaurier ur de fossila lagerserierna, vilket kom att bana väg för däggdjurens (inklusive vår egen) nuvarande dominans. Teorierna kring vad som orsakade utdöendet är många. Nya upptäckter talar ofta både för och emot de scenarion som idag räknas som de mest troliga. Således bidrar det regelbundna inflödet av ny information till nya perspektiv i den pågående debatten.

En av referenslokalerna för K–Pg-gränsen finns vid Stevns Klint i Danmark (Fig. 1). Här representeras gränsen av ett gråsvart lager med varierande tjocklek, innehållande bland annat pyritkonkretioner och otaliga fiskfossil, belägen mitt i en sekvens av kalksten från maastricht (sen krita) och dan (tidig paleogen; e.g. Christensen et al. 1973 & Surlyk et al. 2006). Sekvensen i Stevns Klint kan delvis korreleras till södra Sverige med den som finns i Limhamns kalkbrott, beläget i utkanten av Malmö (Fig. 1), även om gränsintervallet ser annorlunda ut i Limhamn. Trots Limhamns geografiska närhet till den frekvent undersökta lokalen Stevns Klint, har få detaljundersökningar utförts över gränsintervallet mellan krita och paleogen i Limhamn, vilket beror dels på den aktiva brytningsverksamheten som pågick fram till 1994, och dels på att gränsen sedan dess är täckt med rasmassor, kalksslam och vegetation. Stenbrottet är även klassat som naturreservat sedan 2011, vilket har gjort tillgången till kalkbrottet begränsat för forskningsvärlden. Tidigare undersökningar indikerar att K–Pg-gränsen är sedimentologiskt ovanligt utbildad i Limhamn (e.g. Brotzen 1959; Holland & Gabrielson 1979; Sjöberg 1993; Sivhed et al 1999; Johansson et al. 2019) och en ny borrhäns tog upp i brottet i mars 2018, för att noggrant undersöka gränsintervallet.

Målet med detta arbetet är att makroskopiskt beskriva litologin, paleontologin och kolisotopvariationerna över gränsintervallet mellan krita och paleogen i borrhäns Limhamn-2018, samt att jämföra resultaten med motsvarande publicerad data från närliggande referenslokalen vid Stevns Klint i Danmark. Dessutom innehåller arbetet en litteraturstudie med avseende på massutdöendet som skedde vid K–Pg-gränsen, med fokus på de två häri utvärderade lokalerna. Ett av delmålen är således att beskriva, lokalisera och tolka gränsintervallet i borrhäns Limhamn-2018, med syftet att kunna ge ett värdefullt bidrag till debatten kring ett av de mest undersökta geologiska tidsavsnitten i jordens historia.

2 Krita–paleogenutdöendet

Övergången mellan krita och paleogen markerar en dramatisk händelse i jordens historia. Under ett geolo-

giskt kort tidsintervall försvann 75% av alla jordens arter, bland annat alla icke-flygande dinosaurier, alla större herbivorer samt stora delar av jordens marina organismer. Bläckfiskgrupperna ammoniter och belemniter försvann exempelvis helt från det fossila arkivet och många andra grupper, såsom marina reptiler och foraminiferer, upplevde stora förluster och i vissa fall nästan total utplåning (eg. Alvarez et al. 1980). Den främsta hypotesen om orsaken bakom K–Pg-utdöendet är i dagsläget en extraterrestriskt kopplad händelse, då en asteroid, uppskattad till omkring 10 km i diameter, slog ner på jorden (Alvarez et al. 1980). Detta inträffade under en redan föränderlig tid, med kraftig vulkanism samt betydande temperatur- och havsnivåförändringar (eg. Brusatte et al. 2015). Utdöendet är således potentiellt det enda i jordens historia där det under samma korta tidsintervall förekommit ett nedslag av en himlakropp samtidigt som kraftig vulkanism (Schoene et al. 2019).

Betydande stöd för teorin med ett asteroidnedslag som främsta faktor till utdöendet presenterades först av Alvarez et al. (1980), som upptäckte kraftigt förhöjda iridiumhalter i K–Pg-gränsintervallet vid många av nyckellokalerna för sekvensen, till exempel vid Stevns Klint i Danmark och Gubbio i Italien. Ett sedimentologiskt ovanligt lager med varierande tjocklek som biostratigrafiskt sammanfaller med många av arternas försvinnande hade tidigare observerats på många platser runtom jorden. Detta lagers ursprung hade dock fram tills 1980 förblivit oförklarad på ett tillfredsställande sätt. Alvarez et al. (1980) lade fram en förklaringsmodell där ursprunget till lagret är material som slungats upp i atmosfären vid asteroidnedslaget, vilket gav upphov till extremt höga iridiumhalter. De fastslog att de uppmätta iridiumhalterna var alltför höga för att kunna ha ett terrestriskt ursprung, då jordens skorpa typiskt uppvisar mycket låga iridiumkoncentrationer. Med denna förklaringsmodell kom teorin om ett asteroidnedslag som drivande mekanism bakom K–Pg-utdöendet att stiga till toppen av de föreslagna

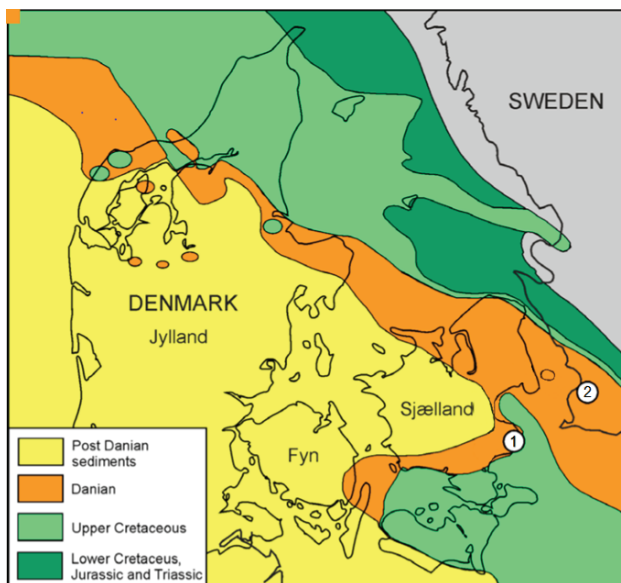


Fig. 1. Utbredningen av sediment från krita och tidig paleogen, dan, i Danska bassängen med fokus på Danmark och södra Sverige. 1. Stevns Klint. 2. Limhamns kalkbrott. Modifierad efter Adolfsson et al. (2017).

orsakerna (Brusatte et al. 2015).

De biologiska effekterna av asteroidnedslaget var sannolikt fördödande. Stoffmolnet som slungades upp i atmosfären vid nedslaget lade sig som ett täcke över jorden och blockerade därmed solens strålar från att nå jordytan (Alvarez et al. 1980). Hårdast drabbades marina ekosystem, då deras bas består av primärproducenter såsom fotosyntetiserande plankton och foraminiferer (Alvarez et al. 1980; Smith & Smith 2015). Tiden efter nedslaget härjades även av sura regn, till vilket både svavelrik berggrund från nedslagsplatsen samt den kraftiga vulkanismen anses ha varit bidragande orsaker (D'hondt et al. 1994). Landlevande växter drabbades också hårt av den begränsade tillgången på solljus, men hade till skillnad från marina plankton möjlighet att åter skjuta skott när askan lagt sig, med hjälp av frön i dvala eller kvarvarande rottdelar. Högre trofiska nivåer i både de marina och terrestriska ekosystemen blev kraftigt begränsade när de fotosyntetiserande organismerna inte kunde överleva eller reproducera sig (e.g. Alvarez et al. 1980). Limniska system erfor däremot inte lika stora konsekvenser av nedslaget, då de har sin bas i detritusätare och strimlare (eng. "shredders") istället för fotosyntetiserande primärproducenter (Archibald & Fastovsky 2004; Smith & Smith 2015). Detritusätare och strimlare påverkades inte lika mycket då de fortfarande hade adekvata födokällor i form av dött organiskt material (Archibald & Fastovsky 2004; Smith & Smith 2015).

På grund av de biologiska effekterna i jordens marina ekosystem förändrades även kolisotopsammansättningen i haven drastiskt till följd av utdöendet. Då de fotosyntetiserande primärproducenterna drastiskt minskade i antal, minskade även den relativa anrikningen i ytvattnet av ^{13}C gentemot ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), vilket förbrukas i fotosyntesen (Corfield 1994). Detta reflekteras även i sedimenten som bildas under denna tid, varför det vid K–Pg-gränsen typiskt finns en drastisk minskning av $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värden under ett relativt kort geologiskt tidsavsnitt, innan ekosystemen hunnit återhämta sig (Corfield 1994).

En annan viktig geologisk händelse som påverkade jorden under sen krita var, som tidigare nämnts, pulser av omfattande vulkanism. Schoene et al. (2019) daterade fyra pulser av vulkanism vilka bidrog till bildandet av de kontinentala Deccanbasalterna i Indien, varav den absolut största mängden magma producerades under några hundra tusentals år under senaste krita och tidigaste paleogen. Innan teorin kring asteroidnedslaget fick sitt genombrott ansågs klimatförändringar till följd av både pulserna av vulkanism i Indien och havsnivåförändringar vara de mest troliga orsakerna till utdöendet. Idag är vulkanismens betydelse för utdöendet i kombination med andra klimatförändringar omdiskuterat, men många forskare hävdar att varken vulkanismen eller klimatförändringarna sannolikt utgjorde den huvudsakliga orsaken bakom utdöendet (Brusatte et al. 2015; Schoene et al. 2019). Visserligen kan de terrestriska faktorerna korreleras med en nedgång i många grupper av stora herbivorer, men ingen global påverkan på artsammansättningen har än så länge registrerats. Många arters försvinnande till följd av utdöendet anses också vara för abrupt för att kunna tillskrivas endast de terrestriska förändringarna (Brusatte et al. 2015; Shoene et al. 2019). Överlag är

dataunderlaget dock något begränsat. Sannolikt bidrog dessa händelser om något till att göra vissa arter mer sårbara för kaskadartade utdöenden efter en plötslig och katastrofal händelse, till exempel ett asteroidnedslag (Brusatte et al. 2015; Shoene et al. 2019).

Platsen för asteroidnedslaget som markerar K–Pg-gränsen har lokaliserats till Chicxulub-halvön i Mexiko, där kratern åldersbestämts med hjälp av $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dateringar som synkron med utdöendet (Brusatte et al. 2015). Trots detta finns det även dateringar och observationer som tycks motsäga att Chicxulub-kratern är bildad samtidigt som utdöendet skedde. Sfäruler, uppsmälta "glaspärlor" skapade i samband med nedslaget och kemiskt kopplade till nedslaget i Chicxulub daterades i en borrhälsa vid Brazos, Texas, till omkring 300 000 år innan utdöendet (Keller et al. 2004; Keller et al. 2007). Detta stämmer även överens med dateringar av sfäruler och nedslagsstrukturer vid den faktiska kratern, vilket indikerar att även denna härrör 300 000 år innan utdöendet (Keller et al. 2004; Keller et al. 2007), vilket innebär en möjlighet att det kan ha skett ett flertal nedslag av himlakroppar under sen krita, som samtliga kom att påverka utdöendet (Keller et al. 2003). Ett av dessa förmodade nedslag, vilket sammanföll tidsmässigt med bildandet av Deccanbasalterna, anses av Keller et al. (2003) ha påverkat ekosystemen på längre sikt via global uppvärmning. Detta står i kontrast mot teorin att utdöendet orsakades av en enskild katastrof (asteroidnedslag) vid K–Pg-gränsen (Keller et al. 2003; 2004; 2007). Kratern som bildades vid nedslaget som kom att orsaka iridiumanomalierna vid K–Pg-gränsen är enligt denna teori ännu inte funnen (Keller et al. 2004). Få forskare förespråkar dock detta scenario.

3 Geologisk bakgrund

3.1 De baltoskandiska kallvattenkarbonaterna

Lagerföljden som står i fokus i denna studie är de så kallade baltoskandiska kallvattenkarbonaterna, som ingår i den NW-Europeiska kritgruppen, vilken utgör de mäktigaste avlagringarna av kallvattenkarbonater i världen (Surlyk 1997). Karbonaterna avsattes under sen krita och tidig paleogen varvid depositionsområdet täckte vid tiden för avsättningen omkring fem miljoner km^2 (Surlyk 1997). Den mäktigaste lagerföljden mäter upp till 2000 m i tjocklek och finns i mitten av den danska bassängen, vilken avgränsas i nordost av Tornquistzonen (Holland & Gabrielson 1979; Surlyk 1997). Kalkstenen karakteriseras till stora delar av coccolitkalk och bryozobiohermer, inom vilka bristen på mäktiga organiskt rika lerstenar och inflöde av siliciklastiskt material tyder på en marin avsättning i ett torrt klimat (Surlyk 1997; Sivhed et al. 1999). Dessa karbonater kan jämföras med australienska kallvattenkarbonater av neogen ålder, vilka uppvisar liknande litologi och förekomst av bryozobiohermer (Surlyk 1997). Kallvattenkarbonaterna skiljer sig från traditionella varmvattenkarbonater, då de inte innehåller revbildande koraller, rudister eller större arter av foraminiferer (Surlyk 1997). Dessutom indikerar förekomsten av ahermatypiska scleractina koraller i kalkstenen lägre vattentemperaturer och/eller större avsättningsdjup än tropiska karbonater (Bjerrager et al.

2010).

De lokaler som står i fokus i detta arbete är som nämnt ovan först och främst Limhamns kalkbrott i utkanten av Malmö och Stevns Klint på Själland, beläget söder om Köpenhamn (Fig. 1). Dessa fungerar som nyckellokaler för de baltoskandiska kallvattenkarbonaterna, och särskild vikt ligger på att jämföra övergången mellan krita och paleogen i de två områdena. De tidsavsnitt som är representerade i båda lokalerna, samt de lokala stratigrafiska indelningarna presenteras i Fig. 2.

3.2 Limhamns Kalkbrott

Under våren 2018 genomfördes en kärnborrning i Limhamns kalkbrott, vidare benämnd Limhamn-2018, med hjälp av Riksriggen (se omslagsbild). Borrkärnan uppgick till en total längd om drygt 50 m och borrades från en pallkant i brottet belägen ungefär 47-50 m under den naturliga/omgivande markytan. Botten på brottet befinner sig i dagsläget ca 75 m under den kringliggande markytan (Fig. 3). Lagerföljden i borrkärnan representeras av den undre delen av paleogen, benämnt dan, och den övre delen av krita, benämnt maastricht (tidigare namngiven stevnsian av Brotzen 1959, Fig. 2). Således innefattar borrkärnan berggrunden som spänner över K-Pg-gränsen, vilken ligger i fokus för denna studie.

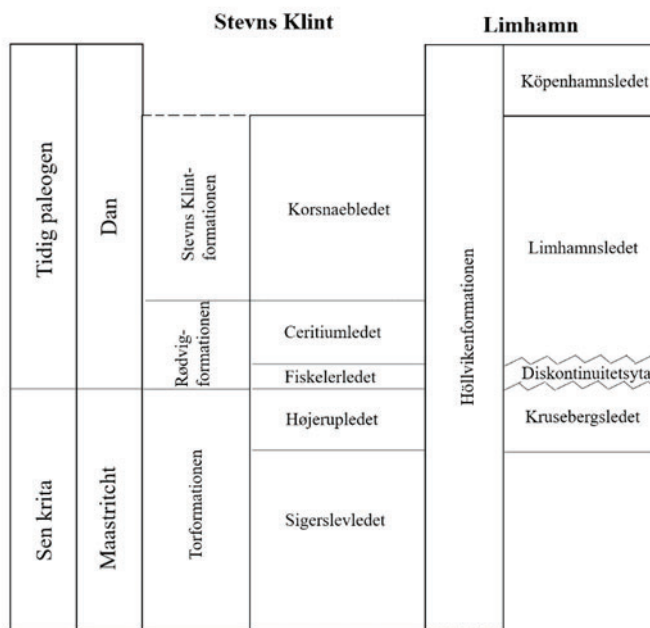


Fig. 2. Schematisk bild över den stratigrafiska indelningen vid Stevns Klint och Limhamns kalkbrott. Baserad på figurer i Sivhed et. al (1999), Surlyk et al. (2006) och Adolffsen et. al (2017).



Fig. 3. Fotografi över östra delen av Limhamns kalkbrott. Från omkringliggande markyta till botten av brottet är det ca 75 m. Borrkärnan Limhamn-2018 togs från avsatsen ca 40 m under havsytan i brottets sydvästra del (ej i bild).

Okulära bedömningar av övergången mellan maastricht och dan i borrkärnan tyder på att övergången inte är bildad under samma förutsättningar som den karakteristiska lagerföljden i Stevns Klint. Detta stämmer överens med tidigare beskrivningar av bland andra Brotzen (1959) och Holland (1979), från tiden när gränsen fortfarande var blottad i Limhamns kalkbrott. Gränsintervallet blottades först 1956 (Brotzen 1959). I dagsläget är gränsen alltså inte längre blottad utan befinner sig ca 10 m under den nuvarande botten av kalkbrottet, under ett täcke av slam, rasmassor och vegetation. En stratigrafisk logg från tiden då gränsen var blottad presenteras i bilaga 1.

Stratigrafin i Limhamns kalkbrott består likt den vid Stevns Klint av kritkalk överlagrad av mer än 60 m kalksten avsatt under dan (Holland & Gabrielson 1979; bilaga 1). Även om kritkalken inte längre är blottad så är kalkbrottet trots detta en viktig lokal för tidig paleogen då bevaringsgraden av primära strukturer är god och sekvensen till stora delar är fullständig. Detta skiljer sig från Stevns Klint, där det kan vara svårare att urskilja lagerplanen (Brotzen 1959).

Maastricht, karakteriseras i Limhamn av en vit, hårt cementerad kalksten. Enligt Brotzen (1959) beror sannolikt den hårda cementeringen på ett avbrott i sedimentationen i början av dan, då tidig litifiering och syraangrepp kunde ske. Gränsen mellan maastricht och äldsta dan definieras av en diskontinuitetsyta, där det karaktäristiska Fiskelerledet som återfinns i Stevns

Klint troligen motsvaras av en hårbotten (Fig. 2; Holland & Gabrielson 1979; Sjöberg 1993). Hårbottenytan innehåller borrhål fyllda med kantiga sedimentpartiklar från äldsta dan, vilket tyder på att sedimentationen tidvis upphört (Brotzen 1959; Holland & Gabrielson 1979). Luckan i lagerföljden representerar några hundratals år (ca 500 k.yr.) av att döma från biostratigrafiska data, där alla senaste maastricht och alla tidigaste dan (underzonerna P0-P4) saknas (Brotzen 1959; Holland & Gabrielson 1979; Kjellström & Hansen 1981; bilaga 1).

Äldsta och mellersta dan representeras i Limhamn av Limhamnsledet (Fig. 2), vilket är exponerat runtom hela botten av brottet. Limhamnsledet består av en gråvit kalksten uppbyggd till stora delar av biohermbildningar av bryozoa. Biohermerna bildar undulrande lager med varierande litifieringsgrad (Holland & Gabrielson 1979; Sivhed et al. 1999). Flinta är vanligt förekommande, främst som utfällningar i noder, konkretioner och grävgångar (Holland & Gabrielson 1979; Sivhed et al. 1999). På flankerna av bryozobiohermerna förekommer ofta korallrev, vilket kan jämföras med recenta rev som bildas kring atoller (Sivhed et al. 1999). Biohermerna avslutas ofta uppåt med en hård överyta av kompakt kalksten, där nya generationer av biohermer tar vid (Brotzen 1959). Dessa strukturer kunde bli upp till 15 m höga efterhand som lagerföljden ökade i mäktighet (Sivhed et al. 1999) och syns tydligt vid kalkbrottets väggar då de är mer mot-



Fig. 4. Fotografi över norra väggen väster om krosshallen i Limhamns kalkbrott med en stor bryozobioherm, ca 10 m lång och 5 m hög, markerad med röd streckad linje.

stånds Kraftiga mot vittring än omgivande kalksten (Fig. 4). I senare delen av mellersta dan sker en förändring i sedimentationsmiljön, vilket indikeras av att hermatypiska koraller återfinns i de allt mer tillväxande korallreven på bryozobiohermernas flanker (Holland & Gabrielson 1979). Dessa koralltyper kräver solljus och återfinns således i den fotiska zonen, till skillnad från de ahermatypiska bryozoer och koraller som dominerar resterande kalksten (Holland & Gabrielson 1979).

Yngsta dan representeras i Limhamn av Köpenhamnsledet (Fig. 2). Övergången mellan Limhamnsledet och Köpenhamnsledet karakteriseras av ett 10 m mäktigt lager med horisontellt utvecklad bryozokalksten alternerande med mjuka, mörkliga lager (Holland & Gabrielson 1979). Dessa vilar på en diskontinuitetsyta (Holland & Gabrielson 1979; Sivhed et al. 1999). Köpenhamnsledet består liksom Limhamnsledet av bryozokalksten men innehåller färre biohermer och består av homogena horisontella lager (Fig. 5; Brotzen 1959; Sivhed et al. 1999). Innan utförligare undersökningar gjordes på dess uppbyggnad benämndes kalkstenen i Köpenhamnsledet coccolitkalksten, då den antogs bestå till större delar av coccoliter. Senare undersökningar har emellertid visat att den till största delen består av bryozoer trots att den inte uppvisar biohermstruktur på samma sätt som kalk-

stenen i Limhamnsledet (Brotzen 1959; Sivhed et al. 1999). Biodiversiteten i yngsta dan är generellt sett lägre än i äldre och mellersta dan (Holland & Gabrielson 1979). Flinta är vanligt förekommande även i Köpenhamnsledet och beräknas utgöra ca 10–15% av lagerföljden, men är utfälld i genomgående horisontella lager till skillnad från flintan som återfinns i noder i Limhamnsledet (Fig. 5). Köpenhamnsledet innehåller en högre andel glaukonit och lermineral än Limhamnsledet, varav de dominerade mineralen är smektit och illit (Sivhed et al. 1999). Lagerföljden i Limhamns kalkbrott representerar sannolikt en ringa uppgrundssekvens då kalkstenen i Limhamnsledet uppvisar karakteristiska för avsättning i ett djupare hav än den i Köpenhamnsledet (Sivhed et al. 1999). Slutet på dansekvensen markeras i Limhamn av en glacialt eroderad yta överlagrad av tunna kvartära och antropogena sediment (Holland & Gabrielson 1979).

Den biologiska grundpelaren för kalkstenens uppbyggnad under hela dansekvensen är ett karbonatrikt slam bestående av foraminiferer, coccoliter samt sönderkrossade delar av bryozoer, echinodermer och koraller (Sivhed et al. 1999). Andra vanliga fossil inkluderar hjärtänder (Siverson 1995). I stora drag innehåller kalkstenen låga halter dolomit, där 1% är medelvärdet genom hela sekvensen (Sivhed et al. 1999). Utöver glaukonit och lermineral förekommer även koncretion-



Fig. 5. Fotografi som visar en del av västra väggen i Limhamns kalkbrott, ca 0-25 m under kringliggande markyta. Utsnittet representerar översta delen av Köpenhamnsledet vilket motsvarar yngsta dan (se Fig. 2). Utstickande delar består av horisontella flintalager, karakteristiska för Köpenhamnsledet. Lagerföljden består till största delen av horisontellt lagrad bryozokalksten, till skillnad från Limhamnsledet som till stora delar utgörs av större biohermstrukturer.

er av pyrit genom hela lagerföljden, och utfällningar av fosforit är vanligt vid hårbottenar samt i lager med ett stort antal fosfatiska fossil, exempelvis vid ackumulationer av hajtänder (Sivhed et al. 1999).

Den primära litiferingen under diagenesen har skett genom att sekundär kalcit fällts ut i porutrymmen. Litiferingen inträffade snabbt efter avsättningen, och skillnader i packnings- och hårdhetsgrad har sannolikt orsakats av variationer i sedimentationshastigheten (cf. Tucker 1981; Sivhed et al. 1999). En ökad sedimentationshastighet innebär att kalkstenen inte hinner cementeras innan den begravs djupare än det specifika intervallet för primär litifering (Sivhed et al. 1999). Variationer i hårdhet kan även bero på skillnader i aragonithalt och andel kalcit med hög Mg-halt, där höga ursprungshalter av dessa mineral bidrar till en hårdare kalksten då större andel av mineralen omkristalliseras under diagenesen (Tucker 1981; Sivhed et al. 1999). Den sekundära litiferingen beror typiskt på förkislning. Detta sker när kisel fälls ut i porutrymmen då porvattnet blir mättat på kiselsyra (Sivhed et al. 1999). Kiselsyrans ursprung är bland annat kiselalger och spikler från svampdjur som löses i vattnet (Tucker 1981). Således sker sekundär litifering främst i zoner med hög andel organiskt material i sedimentet (Tucker 1981; Sivhed et al. 1999).

3.3 Stevns Klint

Lagerföljden vid Stevns Klint, belägen på Själland

söder om Köpenhamn, räknas som en av nyckellokalerna för paleogen i Skandinavien, inte minst för att det räknas som referenslokal för K–Pg-gränsen (Fig. 6; Surlyk et al. 2006). De blottade karbonaterna avsattes sannolikt i ett grundhav med en rik bottenfauna, bestående av bland annat mossdjur (Bryozoa), tagghudingar (Echinodermata) och koraller (Cnidaria; Surlyk et al. 2006). K–Pg-gränsen markeras här av den så kallade fiskleran (Fiskeleret), en lerig sekvens med varierande tjocklek från några cm upp till 35 cm (Fig. 7; Christensen et al. 1973). Fiskleran kännetecknas av en hög andel fiskfossil och organiskt material, och enheten delas traditionellt in i fyra delar efter beskrivningen gjord av Christensen et al. (1973) vilken presenteras som en stratigrafisk logg i bilaga 2. Idag benämns fiskleran som Fiskelerledet, vars indelning inte stämmer helt överens med tidigare beskrivningar av Christensen et al. (1973). Fiskelerledet markerar här övergången från den underliggande vitgrå bryozokalkstenen, benämnd Højerupledet, vilken representerar den sista fasen av maastricht (Fig. 2; Surlyk et al. 2006; bilaga 2). Denna bryozokalksten är till stora delar uppbyggd av bryozobiohermer, med draperande flintlager samt fint laminerade grå lager. Generellt sett är biohermerna mindre i maastricht än de biohermer som återfinns under paleogen (Surlyk 1997).

Den första delen av fiskleran som beskrevs av Christensen et al. (1973), anses inte enligt nyare indelningar vara en del av Fiskelerledet, utan en del av det

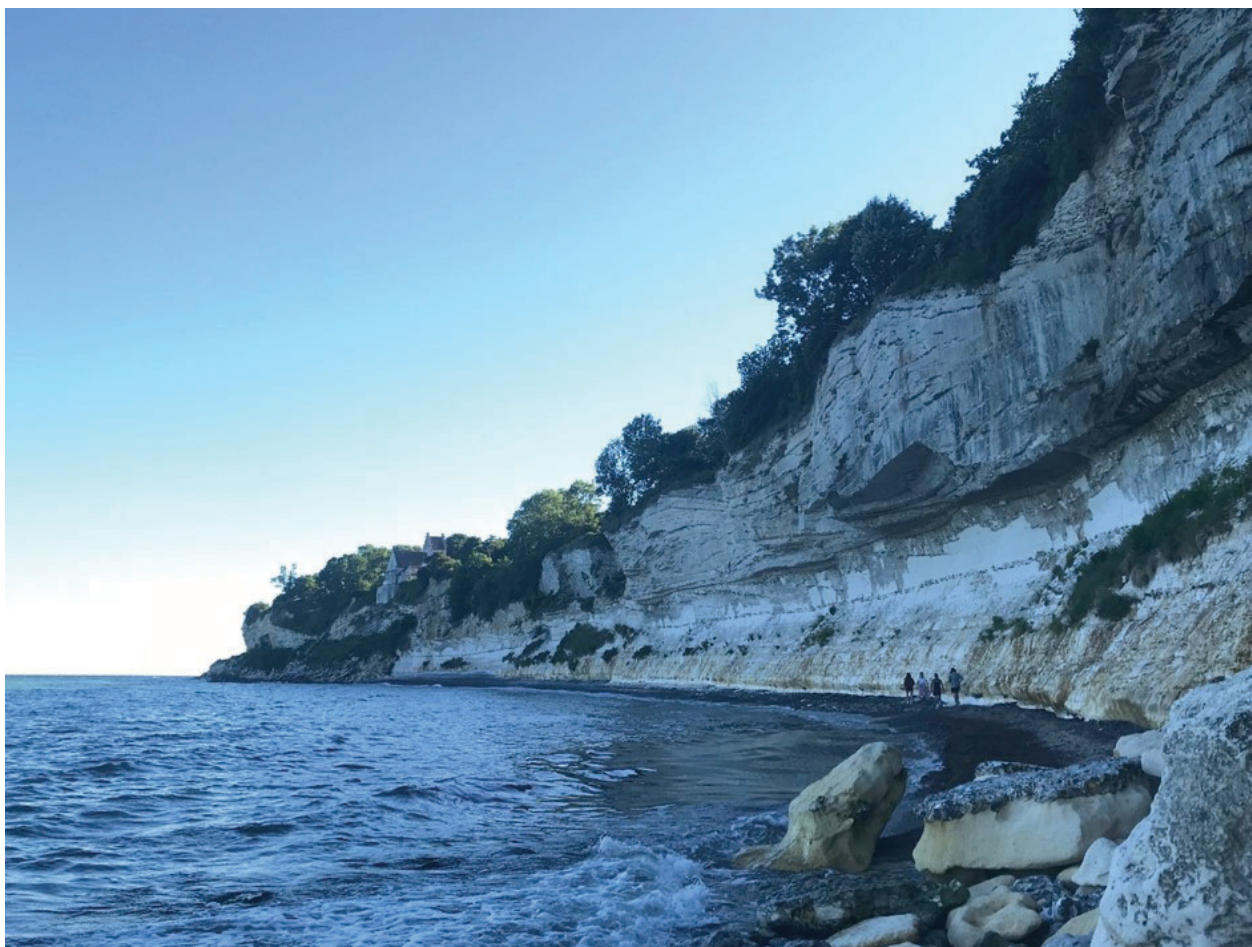


Fig. 6. Fotografi av kallvattenkarbonater från sen krita till slutet av tidig paleogen vid Stevns Klint, Danmark.

Bild: Anna Sartell, 2018

nivåer för analys av kolisotoper. Isotopanalyserna utfördes av A. Lindskog vid National High Magnetic Field Laboratory vid Florida State University, enligt metoden som presenteras i Lindskog et al. (2019). Isotopdata anges som delta-värden ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) i promille (‰) relativt standarden Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB).

Den utvalda sekvensen av kärnan undersöktes makroskopiskt med avseende på litologi och paleontologiskt innehåll. Följande kriterier kom till att ligga i grund för beskrivningen som presenteras i arbetet:

- Färg
- Kornstorlek och typ av korn
- Litifieringsgrad
- Förekomst av diagenetiska förändringar/strukturer
- Förekomst av sedimentära strukturer
- Texturell kalkstensklassifikation enligt Dunham (1962)
- Eventuell fossilförekomst (affinitet samt relativ storlek och mängd).
- Storleken på fossil och klaster har delats in i klasserna: Stor (över 10 mm), mellanstor (1-10 mm) och liten (under 1 mm).

Utifrån dessa kriterier ritades åtta loggar (dvs. kärnintervall delades upp för noggrann loggning) med utsatta provpunkter, mått och beskrivningar av litologin. Loggarna presenteras i detalj i bilaga 4 samt översiktligt i figur 9.

4.1 Dunhams klassifikationssystem

Den litologiska beskrivningen av intervallet över K–Pg-gränsen i Limhamn-2018 har till stor del utgått från Dunhams klassifikationssystem för kalkstenar från 1962. Detta system är baserat på kalkstenens textuella uppbyggnad, mer så än kalkstenens mineralogiska innehåll och kornens ursprung. Således kan klassifikationen användas för tolkning av avsättningsmil-

jön, då förekomst av lerigt matrix, procentuell andel korn gentemot matrix och beskrivning av kornkontakter kan knytas till vattenenergi vid tidpunkten för avsättning (Dunham 1962). Med utgångspunkt i Dunhams klassifikationssystem kan ytterligare indelningar i enlighet med andra klassifikationssystem göras baserat på exempelvis fossilinnehåll, kornstorlek och sorteringsgrad (Dunham 1962). Det finns i dagsläget även senare revisioner av Dunhams klassifikationssystem med ytterligare klassifikationskategorier än de som presenteras nedan, med dessa har inte använts i detta arbete (e.g. Embry & Klovan 1971).

De indelningar som presenteras av Dunham (1962) är *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone* och *boundstone* (Fig. 8). I första hand delas kalkstenen in beroende på förekomst av mikrit (i vid bemärkelse ~ler- och siltkalkslam) i matrix, dvs. korn med storlek < 20 μm . Kalkstenar med obetydlig förekomst av mikrit klassificeras som *grainstones* eller *boundstones*. *Grainstones* består av enskilda, klasterstödda korn (kornen ligger i kontakt med varandra) medan *boundstones* istället är uppbyggda av ett ramverk som varit bundet redan innan diagenesen (Dunham 1962). Ett exempel på detta är kalkstenar som till stor del består av vissa typer av robusta koraller som inte krossats och behållit sin ursprungliga struktur. Om kalkstenen har en betydande andel mikrit i matrix klassas den som antingen klasterstödda *packstones* eller matrixstödda *mudstones/wackestones*. Avgörande för huruvida matrixstödda kalkstenar benämns som *wackestones* eller *mudstones* beror på dess korninnehåll, där förekomst av > 10 % korn benämns *wackestone* och förekomst av < 10 % korn benämns *mudstone* (Dunham 1962).

5 Resultat

5.1 Översikt över borrhönan Limhamn-2018

Av den 50 meter långa borrhönan sträcker sig de loggade 8 metrarna över gränsen mellan maastricht och

Depositionella strukturer synliga				Komponenterna bundna innan depositionen	Depositionella strukturer ej synliga
Komponenterna ej bundna under depositionen					
Innehåller mikrit/lerigt matrix, dvs korn med storlek <20 μm		Klasterstödd		Mindre än 10 % mikrit	Boundstone
Matrixstödd		Klasterstödd			
Mindre än 10 % korn	Mer än 10 % korn	Mer än 10 % mikrit			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone		Crystalline Carbonate

Fig. 8. Dunhams klassifikationssystem för kalkstenar. Modifierad efter Al Omari et al. (2016) som modifierat från Dunham (1962).

dan (Fig. 2; bilaga 3 & 4). Att döma av referenspunkter från borrhningen (referenspunkten 22.70 m som befinner sig 1.28 m ner från toppen av den loggade sekvensen och 31.76 m i botten av den loggade sekvensen, se bilaga 3) representerar dessa 8 meter egentligen ca 10 m lagerföljd utan kärnbortfall. Detta innebär ett bortfall på ca 20% vid upptaget av kärnan. Bortfallet är störst vid de uppkrossade sekvenserna i lagerföljden, samt de delar som uppvisar uppmalning från borren. Merparten av bortfallet har skett i kritkalken i det studerade intervallets nedersta delar (bilaga 4).

Översiktlig loggning av hela borrhkärnan genomfördes av Johansson et al. (2019) och visade på större litologiska och geofysiska skillnader i paleogensekvensen jämfört med kritasekvensen. Litifieringsgraden skiljer sig markant; paleogensekvensen uppvisar generellt hårdare litifiering samt större förekomst av cement vid studier av tunnslip, jämfört med kritasekvensen (Johansson et al. 2019). Kritasekvensen uppvisar en högre andel matrix än paleogensekvensen, med en större förekomst av finkornig *mudstone* gentemot de grövre *wackestone/packstone* som återfinns i paleogen (Johansson et al. 2019). XRF-data visar på en överlag högre koncentration av kalium och aluminium i kritasekvensen, vilket tyder på högre andel siliciklastiskt material i kalkstenens matrix (Johansson et al. 2019).

Analys av fossillinnehåll i samma studie visar att bryozoa är vanligt förekommande i stora delar av kärnan, vilket stämmer väl överens med tidigare studier av lagerföljden i Limhamn (Brotzen 1959; Holland & Gabrielson 1979; Holland 1982; Sivhed et al. 1999; Johansson et al. 2019). Bryozoernas dominans är kontinuerlig under senare delen av maastricht samt hela dan, medan planktiska organismer, inklusive foraminiferer och ostracoder, är relativt vanliga i kritkalken (utöver coccoliterna som utgör matrix; Johansson et al. 2019). Svampdjur (Porifera) är tidvis vanliga och förekommer talrikt inom distinkta intervall (Johansson et al. 2019).

5.2 Det loggade kärnavsnittet i hög upplösning

Följande beskrivning utgår från kärnans faktiska längdmått över det detaljstuderade intervall, det vill säga oavsett eventuellt kärnbortfall, och mått anges som meter nedåt relativt intervallets topp (0 m-nivå; bilaga 3). En representativ bild över borrhkärnans undersökta intervall visas i Fig. 9. Ytterligare detaljer beskrivs i bilaga 4.

Botten av den loggade sekvensen ligger egentligen på 31.76 m djup, mätt från basplanet (borrplattan) och ingår i en bädd av vit-grå *mudstone/wackestone* från 8 m upp till 7.84 m från 0-nivån i den loggade sektionen (Fig. 9; bilaga 4). Delar av den understa sekvensen är uppkrossad, med varierande kärnbortfall, samt innehåller flintkonkretioner med en storlek på <0.5 cm i diameter. Den uppkrossade delen karaktäriseras av vit-mörkgråskiktad lerig kalksten (Fig. 9).

Bottenlagret överlagras av en relativt mäktig sekvens av vit *mudstone* och *mudstone/wackestone* från 7.84 m till 6.55 m från 0-nivån (Fig. 9). Genomgående i sekvensen förekommer noder av varierande storlek med grå, hårt litifierad kalksten (se exempel i Fig. 10E). Nodulerna innehåller allt som oftast flintakon-

kretoner (liknande de i Fig. 10E) och flintlager. Konkretionerna har varierande storlek, men sammantaget mäter de under 2 cm i diameter vid dess kortaste axel. Sannolikt innehåller nodulerna en hög halt kisel (men den exakta kompositionen kräver kemiska analyser). Litifieringsgraden minskar uppåt i sekvensen, med mellanstark litifiering i botten som övergår till lägre litifieringsgrad uppåt (bilaga 4). Sektionen är uppkrossad vid intervallet 7.51–6.89 m under 0-nivån samt uppvisar viss uppmalning från borren varvid ett kraftigt kärnbortfall sannolikt har skett i de mjukare intervallen (bilaga 4).

Mellan 6.55 och 6.51 m förekommer en horisont av medelstarkt litifierad vit *wackestone* innehållande avlånga bioklaster och små fossil av bryozoa (Fig. 9; bilaga 4). Över 6.51 m sträcker sig återigen en sekvens med svagt litifierad vit *mudstone/wackestone* som övergår vit *mudstone* upp till 6.28 m. Sekvensen innehåller en liknande bädd med hård grå, kalksten som underliggande sekvenser, med högt kiselinhåll och flintkonkretioner upp till 5 cm i tjocklek. Bådden är belägen omkring 6.43–6.36 m (Fig. 9; bilaga 4). Ovanför är sekvensen uppsprucken och kärnbortfall har skett.

Den uppkrossade sekvensen överlagras i borrhkärnan med en vit, dåligt litifierad *mudstone* med millimetertunna grå laminierande lager från 6.36 m till 6.00 m från 0-nivån (Fig. 9; bilaga 4). Även denna innehåller noder av grå kalksten med högt kiselinhåll, men flintkonkretionerna är mindre, maximalt omkring 1 cm i diameter. I denna sekvens återfinns stora fossil av bivalver samt ett 4 mm tjockt skikt av mörkare grå kalksten under 6.22 m (Fig. 9; bilaga 4).

Från 6.00 m till 5.69 m förekommer ett dåligt litifierat vitgrått lager av mörkgrå kalksten (Fig. 9). Denna sekvens är fint laminierad med grå lager, men är uppkrossad sannolikt associerat med kärnbortfall. Överlagrande mörkgrå kalksten återfinns en sekvens av vit *mudstone*, mellan 5.69 och 5.2 m (Fig. 9). Litifieringsgraden i sekvensen varierar, från mellanstark litifiering i större delen av sekvensen, till svag/dålig litifiering vid 5.49–5.38 m. I botten av sekvensen förekommer två distinkta fint laminierade lager med grå band på 5.67 m och 5.61 m. Sekvensen innehåller även noder med grå, hårt litifierad kalksten innehållande flintkonkretioner. En större bädd av samma typ av grå kalksten återfinns mellan 5.49 och 5.38 m, innehållande flintkonkretioner < 5 cm i diameter. I toppen av sektionen återfinns fossil av bryozoa.

Över 5.38 återfinns en tjock bädd med coccolitkalk (Fig. 9). Coccolitkalk är ett kännetecken för kritaperioden regionalt och karakteriseras av att en kritvit *mudstone* bestående till största delen av de mikroskopiska plåtarna från coccolithophorider. I Limhamn-2018 sträcker sig ”äkta” coccolitkalksten från 5.38 till 3.7 m (Fig. 9). Coccolitkalken alternerar mellan svagt till medelstarkt litifierad, vilket innebär att den på ett par platser är uppkrossad och ofta uppvisar ”malning” från borren (detta sker typiskt vid gränser med tydlig litologisk kontrast, så som i anslutning till flinthorisonter). Uppkrossade sekvenser återfinns vid 5.05–5 m, 4.65–4.60 m och i slutet av sekvensen mellan 3.79 och 3.7 m (bilaga 4). Generellt sett innehåller coccolitkalken färre noder med hårdare kalksten. Likväl kan betydande bäddar och noder av grå, hårt litifierad

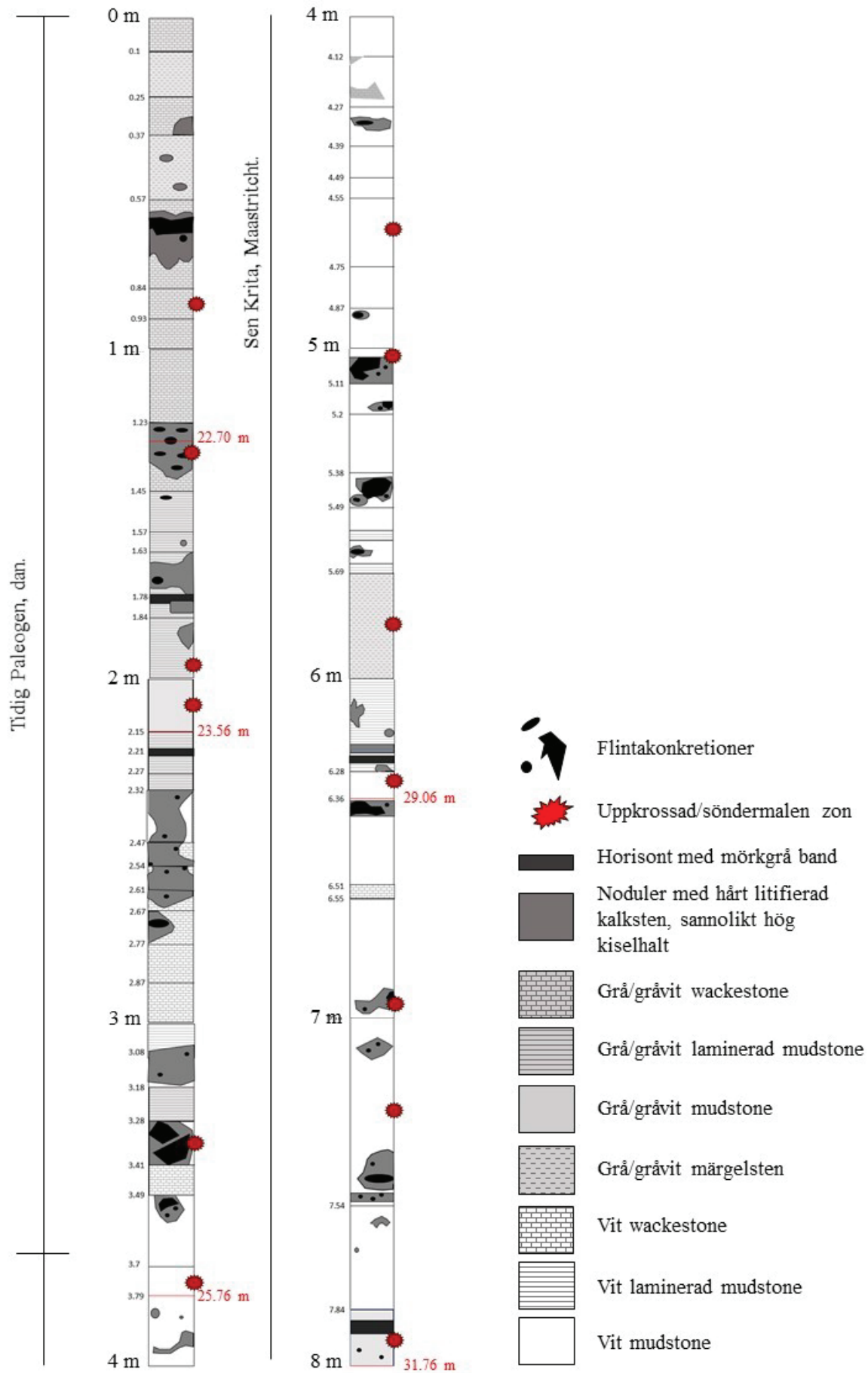


Fig. 9. Översiktlig litologisk logg över det studerade kärnutsnittet. Detaljerad beskrivning med provpunkter och fossilförekomst presenteras i bilaga 4. Svarta mått till vänster om loggen representerar mått från 0-nivån i toppen av det studerade kärnutsnittet. Röda mått till höger om loggen representerar mått från borrhplanet, ca 50 m under omgivande markyta.

wackestone innehållande flintkonkretioner med en storlek på under 5 cm i diameter vid den kortaste axeln observeras vid ca 5.18 m och 5.11–5.05 m. Mindre noder av samma kiselrika kalksten finns vid 4.9 m, 4.32 m och 4–3.79 m. Mellan 4.12 och 4.00 m förekommer bäddar av dåligt litifierad grå *wackestone*, innehållande relativt många bioklaster. Fossil av bryozoaer av varierande typ och storlek förekommer genom hela coccolitkalken. Andra fossilförekomster är cm-stora bivalver mellan 5.2 och 5 m, en möjlig echinoderm mellan 5.11 och 5.00 m, ett stort flintafyllt fossil av en möjlig gastropod mellan 5.00 och 4.87 m, samt ett mellanstort fossil av ett möjligt svampdjur (Porifera).

Överytan på coccolitkalken markeras av ett faciesbyte till sediment med kraftigare litifieringsgrad, gråare färger, större förekomst av *wackestones* samt stora genomträngande noder av kiselrik kalksten med flintkonkretioner (Fig. 9). I övergången vid 3.70 m förekommer ytterligare en bädd av en vit, svagt/dåligt liti-

fierad *mudstone/wackestone*. Denna innehåller en stor nodul av den tidigare observerade grå, hårda kalkstenen innehållande flintkonkretioner med 1–5 cm i diameter. Vid 3.49 m övergår den vita kalkstenen till en grå, mellanhård *wackestone/packstone* med många runda och avlånga bioklaster (Fig. 9; bilaga 4). Denna bädd övergår vid 3.41 m till en uppkrossad sekvens med flintbäddar omgivna av grå, hård kiselrik kalksten. Flintbäddarna har breccia-artat utseende, men tolkas inte som en breccia utan som bildade av sekundär litifiering (se kapitel 3.2 Limhamn).

Ovanför flintbäddarna övergår lagerföljden till en fint laminerad, grå *mudstone* (Fig. 9; bilaga 4). Denna påminner om de typiska bryozokalkstenarna som återfinns regionalt i paleogen, och små stängliga bryozofragment syns i brottyorna mellan individuella bäddar. Sekvensen är uppkrossad och stenen svagt litifierad, varav viss kärnförlust tycks ha skett. Ytterligare en nodul med grå, hårt litifierad kalksten med högt kiselinnehåll och flintkonkretioner tar vid från 3.18–3.08

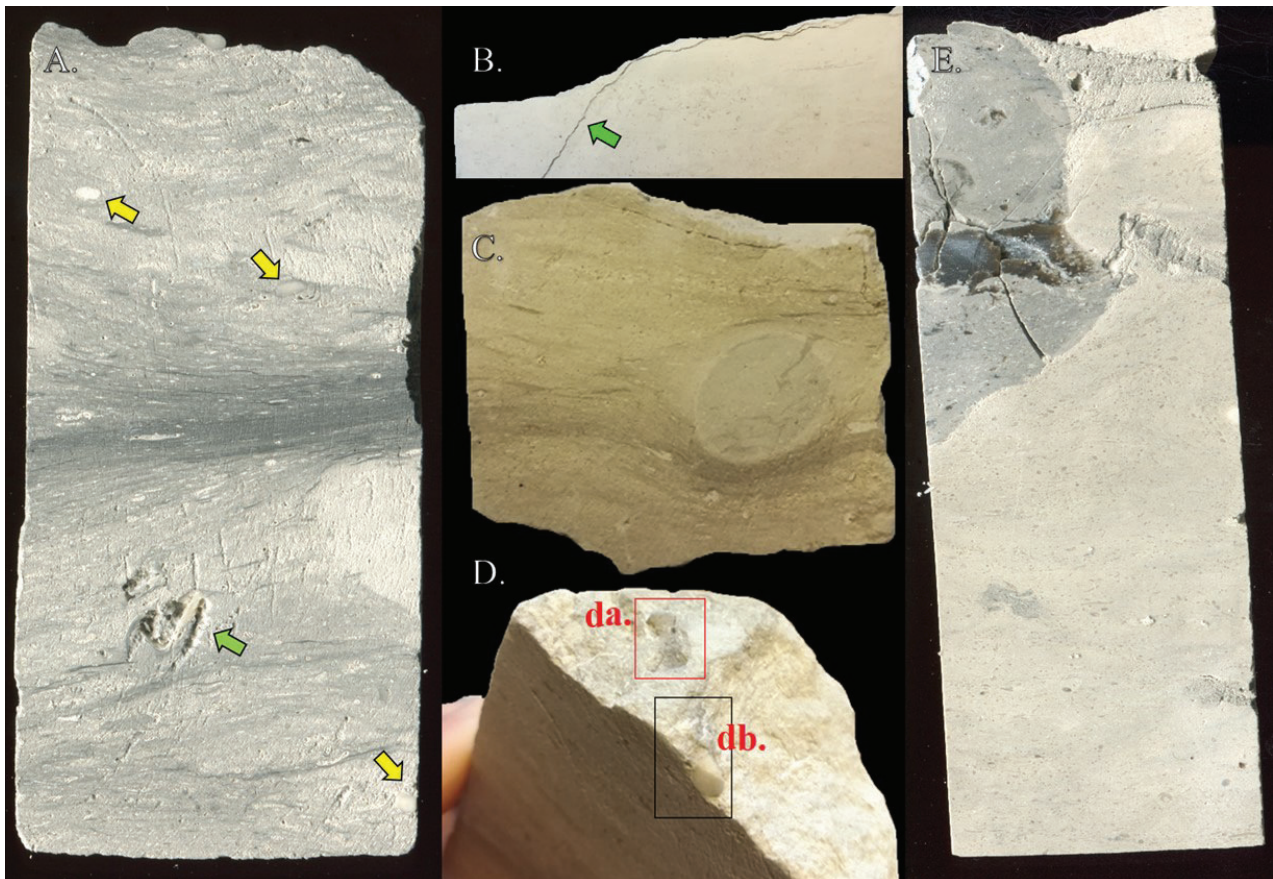


Fig. 10. Fotografier över representativa delar från borrhölet Limhamn-2018. A: Genomskäring av provnivå P3 + P4 (se bilaga 4), 2.15-2.27 m under 0-nivån. Gråvit, löst litifierad, fint laminerad *wackestone* innehållande ett stort fossil av ostron (grön pil) och genomskäringar av cidaroider (echinodermtaggar; gula pilar). I lupp syns även korallstjälkar. Den mörka laminerade bädden i mitten av kärnutsnittet är ca 1.5 cm tjock. B: Lerfyllt upplösningssöm, 0.5 mm i tjocklek (grön pil), omgiven av ljusgrå *wackestone*, belägen i toppen av provnivå P13 (se bilaga 4) 0.25 m under 0-nivån. C: Genomskäring av provnivå P10 (se bilaga 4), 1.63- 1.57 m under 0-nivån. Grå, löst litifierad *mudstone* med mörka laminae innehållande en oval, kiselrik nodul vilken uppkommit genom att den vuxit till i en gammal gräv gång. Nodulen har böjt lamineringarna i omgivande kalksten när kalkstenen tryckts ihop, men har bibehållit formen på grund av dess hårdhet och tidiga cementering. Inuti nodulen finns antydning till mindre grävspår. Litet fossil av en foraminifer. D: Ovanytan av provnivå P4 (se bilaga 4), 2.15 m under 0-nivån. **da**: Gräv gång; *Thalassiosoides*. **db**: Cidaroid (echinoderm tagg), fastkilad i gräv gången visad i **db**. E: Genomskäring av provnivå K3+K4 (se bilaga 4), 2.67-2.87 m under 0-nivån. Vit, hårt litifierad *wackestone* innehållande insprängda lager med lösare litifiering. Innehåller en abundans av små runda och avlånga bioklaster, samt små fossil av bryozoaer. Den grå nodulen består av hårt litifierad grå kalksten (*wackestone*) innehållande flintkonkretioner med < 3x1 cm i storlek samt små stängliga bioklaster. Nodulen har sannolikt bildats på grund av sekundär litifiering när kisel fällt ut i sedimentet, vilken sannolikt även läckt ut till omgivningen och bidragit till hård litifiering i den omgivande kalkstenen. Noduler återfinns på många horisonter i det undersökta kärnutsnittet (se bilaga 4).

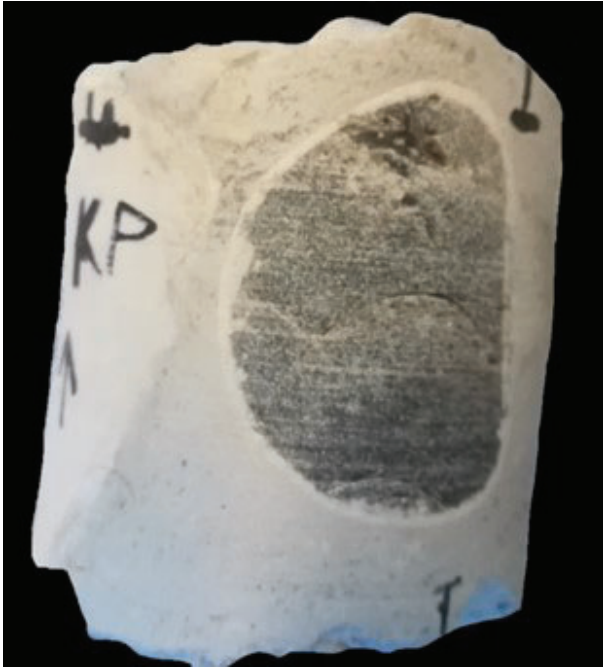


Fig. 11. Fotografi av en sekvans av borrhårnan från intervallet 2.47 – 2.54 m (se bilaga 4) under 0-nivån. Ej uppsågad. Innehåller en flintafylld sjöborre, belägen 2.5 m under 0-nivån. Sjöborren är 4 x 5 cm i storlek, och omges av grå, hårt litifierad *wackestone* med sannolikt hög kiselhalt. Den vita sektionen i vänster del av bilden utgörs av vit, medelhårt litifierad *wackestone* vilken omger kiselnodulen.

m. Denna övergår till ännu en sekvans av laminerad, lös *mudstone*, vilken har en gradvis övergång uppåt till en hårdare vit *wackestone* innehållande runda och avlånga bioklaster (Fig. 10E).

Den vita bädden av *wackestone* sträcker sig upp till 2.47 m, varefter den övergår till en vit lös *mudstone* upp till 2.32 m (Fig. 9; bilaga 4). Fossil förekommer genom hela sekvansen, där bryozoa är vanligast förekommande. Även delar av krinoider och möjliga koraller förekommer här i lagerföljden. Mellan 2.77 och 2.32 m återfinns en tjock bädd/nodul av grå, hård, kiselrik kalksten innehållande flintanoduler på < 3 cm i diameter (Fig. 10E; bilaga 4). Denna innehåller flintfyllda fossildelar, samt små stängliga bioklaster (Fig. 10E). Vid 2.5 m förekommer ett 4 cm stort flintafyllt fossil av en echinoid (Fig. 11).

Ovanför kiselnodulerna sker ännu ett påtagligt litologiskt skifte där vi med säkerhet går in i de sediment som avsatts under dan (se också nedan). Dessa är gråvita, lösa *mudstone* eller *wackestone*, och fint laminerade i horisonter med draperande mörkgrå bäddar.

Hela sekvansen är laminerad med millimetertunna lager varav två skikt av mörkare tätare lager finns vid 2.21 m och 1.78 m (Fig. 10A). Vid 2.15 m–1.84 m är sekvansen uppkrossad, med visst kärnbortfall. Fossil av echinodermer i form av cidaroider (taggar) är vanligt förekommande, men även andra fossil så som koraller, ostron och foraminiferer förekommer (Fig. 10A och D). Vid 2.15 m finns en fylld gräv gång av typen *Thalassinoides*. Mellan 2 m och 1.63 m förekommer återigen noduler med hård, grå kalksten innehållande flintakongrektioner på < 3 cm i diameter. Mellan 1.63 och 1.57 m finns en oval nodul som sannolikt vuxit till i en gammal gräv gång (Fig. 10C). Denna har böjt la-

mineringarna i omgivande kalksten när sedimentet tryckts ihop, men nodulen har bibehållit formen på grund av dess hårdhet. Inuti nodulen finns antydning till mindre grävspår (Fig. 10C).

Över 1.57 m börjar den grå laminerade kalkstenen erhålla en tydligt kraftigare litifiering (bilaga 4). I denna sekvans finns flintkongrektioner på 1–3 cm i diameter, vilket möjligtvis påverkat litifieringen i omgivande kalksten. I denna sekvans återfinns stora fossil av bivalver. Kalkstenen övergår till en grövre *wackestone* vid 1.45 m. Denna innehåller ytterligare en tjock bädd/nodul av grå, hård kalksten med breccia-artad struktur, innehållande hög kiselhalt och flintakongrektioner på < 4 cm i diameter. Sekvensen med nodulen är uppkrossad.

Resterande sektion av det loggade kärnavsnittet består mestadels av grå, medelhård till hård *wackestone*. Denna inträder vid 1.23 m, med två insprängda märellager vid 0.57–1.37 m och 0.25–0.10 m (Fig. 9; bilaga 4). En uppkrossad bädd med lösare kalksten finns vid 0.93–0.84 m, vilket innebär sannolikt kärnbortfall. Vid 0.84–0.57 m finns en tjock bädd/nodul av grå hård kalksten med hög kiselhalt och flintkongrektioner i brecciastruktur (bilaga 4). Flintakongrektionerna mäter < 6 cm i diameter. Ytterligare mindre noduler av samma grå, kiselrika kalksten återfinns mellan 0.57 och 0.25 m. En mm-tjock lerfylld upplösningssöm förekommer vid 0.24 m (Fig. 10B). Fossilinnehållet i den översta sekvansen innefattar bryozoa och bivalver, samt ett flertal runda och avlånga bioklaster av okänd identitet.

5.3 Kolisotoper

Kolisotopvärden ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) varierar relativt jämnt med en standardavvikelse på 0.11 ‰ kring ett medelvärde på 1.90 ‰ från botten av det undersökta intervallet till nivån 3.81 m (Fig. 12). De två översta proverna i detta delintervall uppvisar de högsta $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värdena i hela den studerade sektionen. Mellan 3.81 m och nästa provpunkt, belägen mellan 3.79 m och 3.70 m i övergången till en uppkrossad zon, sker en plötslig minskning i $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värden, från 2.10 till 1.46‰ (Fig. 12). Ovanliggande del av det undersökta intervallet varierar därefter med en standardavvikelse på 0.07 ‰ kring ett relativt stabilt $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -medelvärde på 1.37‰ (Fig. 12). Således förändras kolisotopsignalen generellt från högre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -baslinjevärden i botten av sektionen till drastiskt lägre baslinjevärden i toppen av sektionen, med en skillnad i medelvärde på 0.52‰. Precis innan sänkningen förekommer tillfälligt förhöjda värden på maximalt 2.12 ‰ (Fig. 12).

6 Diskussion

6.1 Implikationer av litologiska och sedimentologiska förändringar över gränsintervallet

I jämförelse med K–Pg-gränsen i Stevns Klint finns inget som okulärt indikerar förekomst av material från nedslaget i borrhårnan Limhamn-2018. Däremot kan ett faciesskifte observeras från 3.7 m under 0-nivån och uppåt, där coccolitkalken försvinner (Fig. 9). Detta representerar sannolikt K–Pg-gränsen, då kritkalken till en majoritet består av coccolitophorider, vilka försvinner nästan helt (om än tillfälligt) under utdöendet.

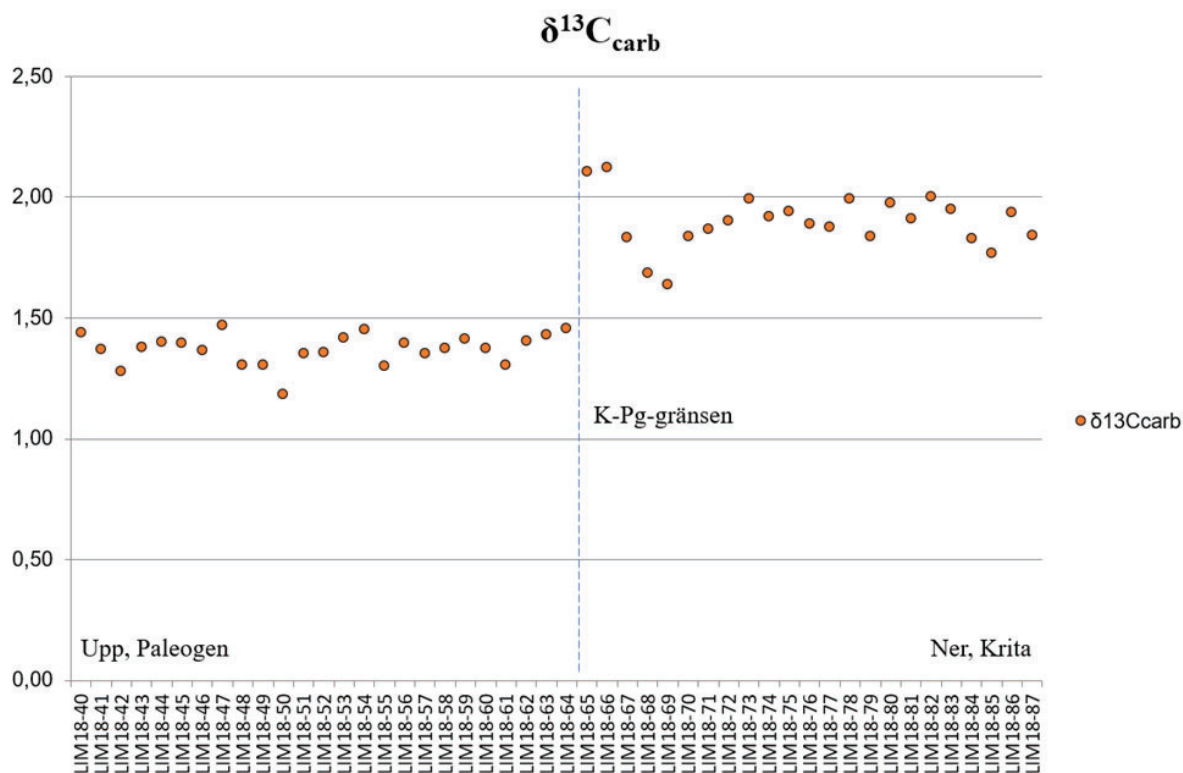


Fig. 12. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -data (‰ V-PDB) genom det undersökta avsnittet i borrhönan Limhamn- 2018. De precisa nivåerna för provpunkterna presenteras i bilaga 4 och bilaga 5. Exakta värden presenteras i bilaga 5. Isotopsignalen går från högre medelvärden till lägre medelvärden när vi rör oss uppåt över grännsintervallet. Vid punkt LIM18-68 till LIM18-65 sker en kraftig ökning innan medelvärdet faller kraftigt vid punkt LIM18-66. Detta mönster påminner starkt om det som observerats över grännsintervallet i Stevns Klint av Hart et. al (2006) och Gilleaudeau et al. (2018). En jämförelse mellan dessa presenteras i kapitel 6.2 samt i Fig. 13.

Detta faciesbyte är sannolikt även anledningen till kärnuppkrossningen i samma sekvens, då borren går ner i relativt mjukare kalksten när den når gränsen till krita. På grund av kärnbortfallet är det inte möjligt att observera den diskontinuitetsyta (hårdbottenyta) som markerar toppen av krita, vilken tidigare beskrivits av bl.a. Brotzén (1959) och Sivhed et al. (1999). Hur mycket kärnbortfall som skett i denna sektion samt hur stort tidsavsnitt som hiatusen representerar i borrhönan är svårt att uppskatta utan detaljerad biostratigrafiska data, då den fysiska K–Pg-gränsen har en topografisk variation genom Limhamnsområdet på flera meter (Brotzén 1959). Detaljerad biostratigrafi var något som inte rymdes inom tidsramen för denna studie.

Observationen av en upplösningssöm 0.24 m under 0-nivån visar att det har skett sekundära diagenetiska effekter till följd av tryckökning efter litifieringen. Då denna typ av stylolit har låg amplitud i vågmönstret och befinner sig i en övrigt relativt dåligt litifierad kalksten tyder detta på att den kemiska kompaktionen, cementeringen, skett i ett tidigt skede under diagenesen, och att kalkstenen haft en hög porositet när upplösningssömmen bildades (Norman 2015). Detta stämmer väl överens med tidigare observationer i Limhamn som också visar på en tidig litifiering och snabb sedimentationsmiljö (Sivhed et al. 1999).

Andra sekundära diagenetiska effekter är de observerade nodulerna med kiselrik, grå kalksten. Dessa har vuxit till där kisel fällt ut på grund av att vattnet övermättats på kiselsyra, vilket är i enlighet med tidigare

beskrivningar av Sivhed et al. (1999). Detta tyder på en hög andel kisel i omlopp vid tiden för avsättning och skulle kunna indikera horisonter med organiskt material eller horisonter med en stor andel djurrester av kisel, tex spikler (Tucker 1981). Omgivande vit kalksten i anslutning till nodulerna är ofta kraftigare litifierad än resterande lagerföljd, vilket sannolikt beror på att kiselsyra även påverkat omgivande sediment. Nodulerna är större och mer genomgående förekommande i paleogensekvensen än i kritasekvensen. Förekomst och typ av sekundär litifiering är svår att härleda till en specifik avsättningsmiljö, då det även är starkt kopplat till sedimentets ursprungliga sammansättning och vattnets kemi.

Den litologiska klassificeringen av det studerade kärnutsnittet visar på alternerande *mudstone* och *wackestone*. Andelen *wackestone* är tydligt högre i den gråare paleogensekvensen än i den vita kritkalken, vilken består till största delen av *mudstone*. Detta indikerar en förändring i avsättningsmiljö när vi rör oss uppåt i lagerföljden. Förekomsten av *mudstone* indikerar normalt distala miljöer under vågbasen eller en proximal skyddad miljö i anslutning till en lagun (Tucker 2001). Förekomsten av *wackestone* indikerar en något högre vattenenergi (Tucker 2001), d.v.s. att batymetrien och bassängens utformning har till synes förändrats från krita till paleogen, i fallet Limhamn. Utifrån de sammantagna observationerna bedömer jag i likhet med tidigare studier (e.g., Sivhed et al. 1999) att avsättningsmiljön i Limhamn under dan var grundare än den i maastricht. Förekomsten av bryozoer

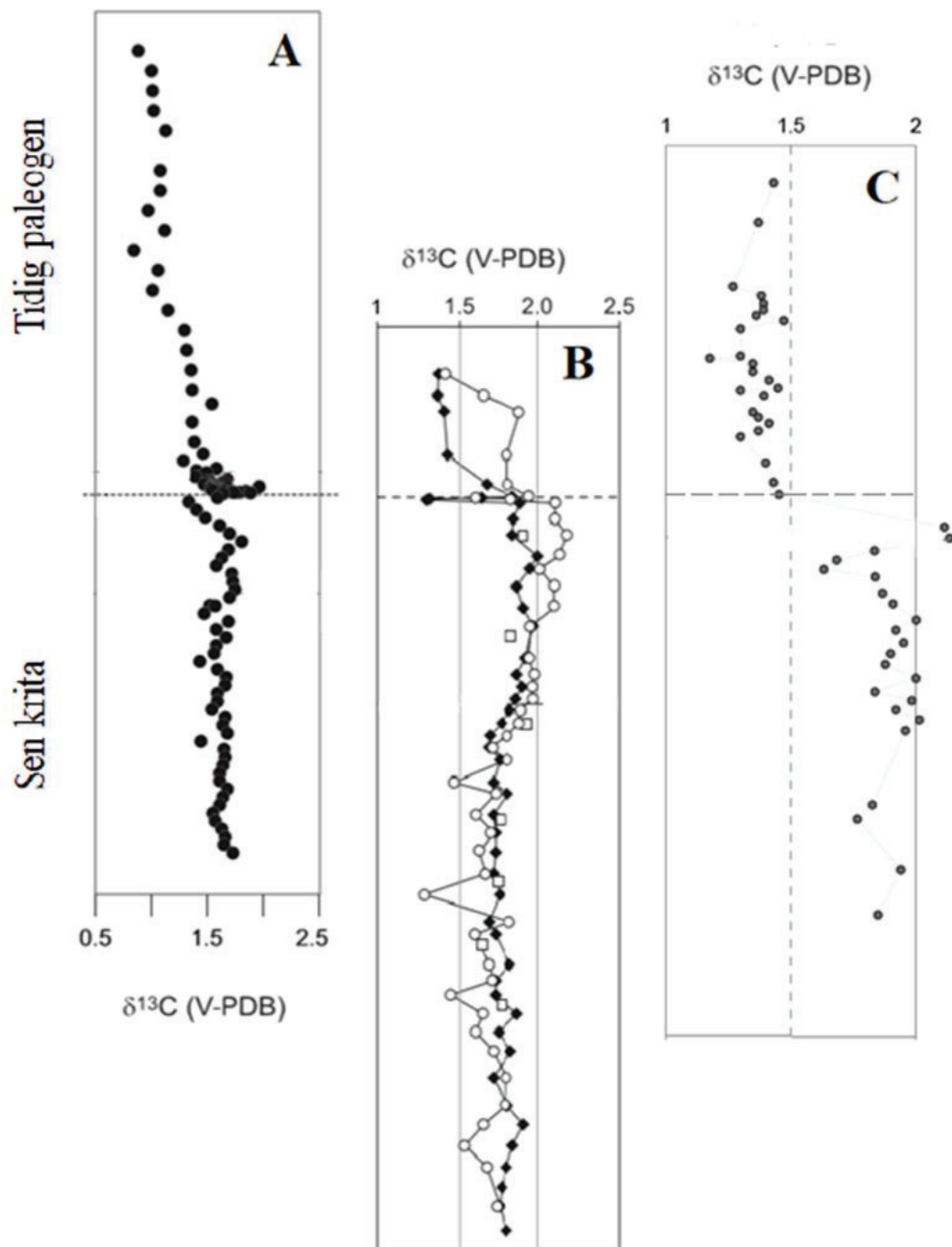


Fig. 13. Jämförelse av mönster i kolisotopdata från Limhamn, Sverige och Stevns Klint, Danmark. A: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ över K-Pg- gränsen i Stevns Klint, modifierad efter Gilleaudeau et al. (2018). B: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ över K-Pg- gränsen i Stevns Klint. Svarta punkter motsvarar prov från matrix och de vita punkterna motsvarar prov från två typer av foraminiferer. Modifierad efter Hart et al. (2005). C: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ över K-Pg- gränsen i borrhärnan Limhamn-2018. Notera att skalan på Y-axeln inte är densamma för alla sektioner. Alla tre studier visar på liknande kolisotopmönster över gränsintervallet .

genom stora delar av kärnutsnittet visar dessutom att depositions miljön har påverkats av intilliggande bryozobiohermer alternativt att kärnan befinner sig på flanken av en sådan bioherm. Om kärnan hade tagits i mitten av själva revstrukturerna hade det sannolikt förekommit partier av *boundstone* i kärnan, vilket inte har observerats. De revliknande bryozobiohermerna kan observeras storskaligt i väggarna i Limhamns kalkbrott i den blottade lagerföljden från mellersta till yngsta dan (Fig. 4).

Miljön i Limhamnsområdet verkar inte skilja sig substantiellt mot den i Stevns Klint vid tiden för avsättning. Tidigare studier beskriver avsättningsmiljön i Stevns Klint som ett grunt hav med en rik bottenfauna, dominerad av bryozoa och bivalver (Surlyk et al. 2006), vilket baserat på egna observationer stämmer väl överens med litologi och fossilförekomst i Limhamnsområdet. De olikheter som trots allt finns beror sannolikt på viss skillnad i paleobatymetrien i relation till bassängens utformning, samt möjliga skillnader i bottenens paleotopografi i bassängen.

Hur lokalerna förhåller sig till varandra i bassängen, samt hur djupt vattnet var vid kalkstenens avsättning är omdiskuterat i litteraturen. Studier baserade på dinoflagellater placerar Limhamn proximalt i paleobassängen och Stevns Klint mer centralt beläget, vilket kan indikera att sedimenten i Limhamn avsattes under grundare förhållanden än Stevns Klint (Kjellström & Hansen 1981). Andra studier hävdar dock att alla baltoskandiska kallvattenkarbonaterna är avsatta på ett större vattendjup än typiska tropiska karbonater, vilket indikeras av förekomsten av ahermatypiska koraller som frodas under den fotiska zonen (Bjerager et al. 2010). Detta innebär att det grunda hav som tidigare beskrivits i Stevns Klint av bland annat Surlyk et al. (2006) måste haft djupare partier under den fotiska zonen. De hårdbottenytur som frekvent förekommer i båda lokalernas lagerföljder däremot, indikerar avbrott i sedimentationen eller en plötslig sänkning av vattennivån (Bjerager et al. 2010). Således varierade antagligen vattendjupet under avsättningsperioden, från relativt grunt till under den fotiska zonen i både Limhamn och Stevns Klint. Störst variationer verkar det varit under dan, där det förekommer både ahermatypiska och hermatypiska koraller i olika horisonter (Bjerager et al. 2010).

6.2 Isotopdata – en jämförelse

Kolisotoperna i det loggade intervallet visar på mönster som är karakteristiska för gränsintervallet mellan krita och paleogen, vilka även har observerats vid Stevns Klint (Fig. 13).

På senare tid har åtminstone två undersökningar av (bland annat) isotopdata utförts vid Stevns Klint; Hart et al. (2005) och Gilleaudeau et al. (2018). Båda dessa studier visar på en kraftig sänkning av $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värdena över gränsintervallet, med ett minimum på ca 1.25 ‰ i respektive undersökning (Fig. 13). Isotopdata som presenteras i Gilleaudeau et al. (2018) visar även på kortvariga öknings i $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värdet på upp till ca 2 ‰, precis innan sänkningen vid gränsen till paleogen. Detta mönster är mycket likt det vi kan observera i isotopdata från Limhamn-2018, där det förekommer en ett toppvärde om 2.12 ‰ precis innan värdena sjunker för att inta en ny baslinje i paleogen (Figs. 12, 13).

Skillnader i isotopsignalernas mönster över gränsintervallet mellan Hart et al. (2005) och Gilleaudeau et al. (2018) skulle kunna bero på lokala variationer, diagnostiska processer eller att analyserna är utförda i olika laboratorier. I stora drag skiljer sig den storskaliga trenden i $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -värdena i Limhamn väldigt lite från de storskaliga trenderna i Stevns Klint då amplituden på kurvan och medelvärdena före och efter gränsen är snarlika (Figs. 11, 12).

Den markanta minskningen från 2.10 till 1.43 ‰ i $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ mellan provpunkterna/nivåerna LIM18-65 och LIM18-64 i Limhamn-2018 indikerar att gränsintervallet mellan krita och paleogen är belägen någonstans mellan 3.79 m och 3.70 m från toppen (alltså 0-nivån i detta arbete) av det undersökta intervallet. Detta placerar i sin tur gränsen på ca 26 meters djup i lagerföljden mätt från borrhållans bas, utan hänsyn till kärnbortfall under borrhningen (se ovan).

En anledning till att mönstren i kolisotopkurvorna skiljer sig något mellan Limhamn-2018 och Stevns Klint kan rimligen bero på lokala variationer, men särskilt över själva K–Pg-gränsintervallet kan det bero på att sedimentationen är av något olika omfattning i de båda områdena, dvs., att vissa provnivåer inte finns representerade vid respektive lokal. Detta kan även bero på kärnförlust i Limhamn-2018, där delar av sekvensen kan ha gått förlorad eller som en följd av provtätheten. De marginella skillnaderna över gränsintervallet tyder dock på att lagerföljden i Limhamn inte har en lika omfattande hiatus som tidigare studier angett (e.g. Kjellström & Hansen 1981), utan är nästan komplett liksom i Stevns Klint med undantag för utvecklingen av fiskleran.

6.3 Ytterligare framtida undersökningar

Det finns en mängd olika aspekter som vore värdefulla att undersöka men som inte rymdes inom ramen för detta arbete (varken sett till perspektiv eller tid). För fortsatta framtida studier skulle jag främst börja med en noggrann biostratigrafisk analys (baserat på cidaroida taggar, dinoflagellater och kalkskaliga mikrofosil) över K–Pg-gränsintervallet för att på så sätt försöka mer precist bedöma omfattningen av luckan i lagerföljden i borrhkärnan (den fysiska K–Pg-gränsen har en topografisk variation på flera meter i Limhamnsområdet; se Brotzen 1959). Iridiumanalyser vore också av stort intresse för att utröna huruvida andra kemiska indicier på nedslaget kan observeras, även om stoftlagret (Fiskleret i Stevns Klint) inte går att okulärt urskilja. Dessutom bör mikrofacies studeras kvantitativt och kvalitativt i tunnslip för att ge fler ledtrådar kring avsättningsmiljön och ytterligare isotopsystem bör undersökas. Ett första självklart steg vore att studera syreisotoper, vilket kan ge en fingervisning om temperatur- och salinitetsförhållanden under det aktuella tidsintervallet.

7 Slutsatser

1. Den litologiska logg som producerats i arbetet visar att sekvensen över gränsintervallet till stora delar består av *mudstone* i krita och *wackestone* i paleogen, vilket tyder på en uppgrundssekvens uppåt genom lagerföljden. Förekomsten av en upplösningssöm (styloolit)

och hög rikedom av flintarika noder tyder på snabb primär litifiering följt av sekundär litifiering när kisel syra fällts ut i porutrymmen. Avsättningsmiljön i Limhamnsområdet var sannolikt snarlik den i Stevns Klint, med ett varierande vattendjup från relativt grunt till under den fotiska zonen, med en talrik bottenfauna och bryozobiohermer som de dominerande revbildande organismerna.

2. Baserat på tidigare litteratur och de häri presenterade studierna av borrhälen Limhamn-2018 kan det konstateras att fiskleran som förekommer i Stevns Klint saknas helt i Limhamn. Däremot finns andra och starka indikationer för att K-Pg gränsen finns på en nivå mellan 3.76–3.70 m under den loggade sekvensens 0-nivå, att döma av litologiska förändringar och kolisotopdata.
3. Kolisotopdata från Limhamn-2018 visar på liknande mönster som vid Stevns Klint, med liknande amplitud, snarlika medelvärden samt en kraftig sänkning över gränsintervallet till följd av en minskad fotosyntes i haven. Små skillnader i kurvans arkitektur är förmodligen kopplade till olikstora luckor i lagerföljden, men kan även vara ett resultat av kärnförlust eller dålig upplösning till följd av provtätheten. Omfattningen av hiatusen i borrhälen är svår att exakt utvärdera utan utförlig biostratigrafi, men kolisotopmönstret antyder att den sannolikt är relativt liten.
4. Trots att nedslagsteorin som presenterades av Alvarez et al. (1980) länge har varit den mest vedertagna förklaringsmodellen bakom utdöendet över K–Pg-gränsen, står det idag klart att det finns observationer i det geologiska arkivet som inte kan förklaras med denna. Detta gör att de äldre teorierna bör fortsatta prövas. Vilken roll borrhälen Limhamn-2018 eventuellt kommer att spela i detta sammanhang är i dagsläget oklart, men varje ny pusselbit kring K–Pg-gränsen är betydelsefull för förståelsen av utdöendet i slutet av krita.

8 Tack

Jag vill först och främst ge ett tack till Anna Sartell och Lykke Lundgren Sassner för goda råd, emotionellt stöd och sällskap under alla långa dagar med ändlöst skrivande. Jag vill också tacka mina handledare; Anders Lindskog, Mats Eriksson och Sara Johansson för att ni stöttat mig, utmanat mig och ibland också hållit igen mig när det behövts. Tack för ert tålamod. Till sist vill jag också tacka Britta Smångs i geobiblioteket för all hjälp med referenser samt min kära mor och min kära lillasyster Disa för alla lugnande ord över telefon. Tack.

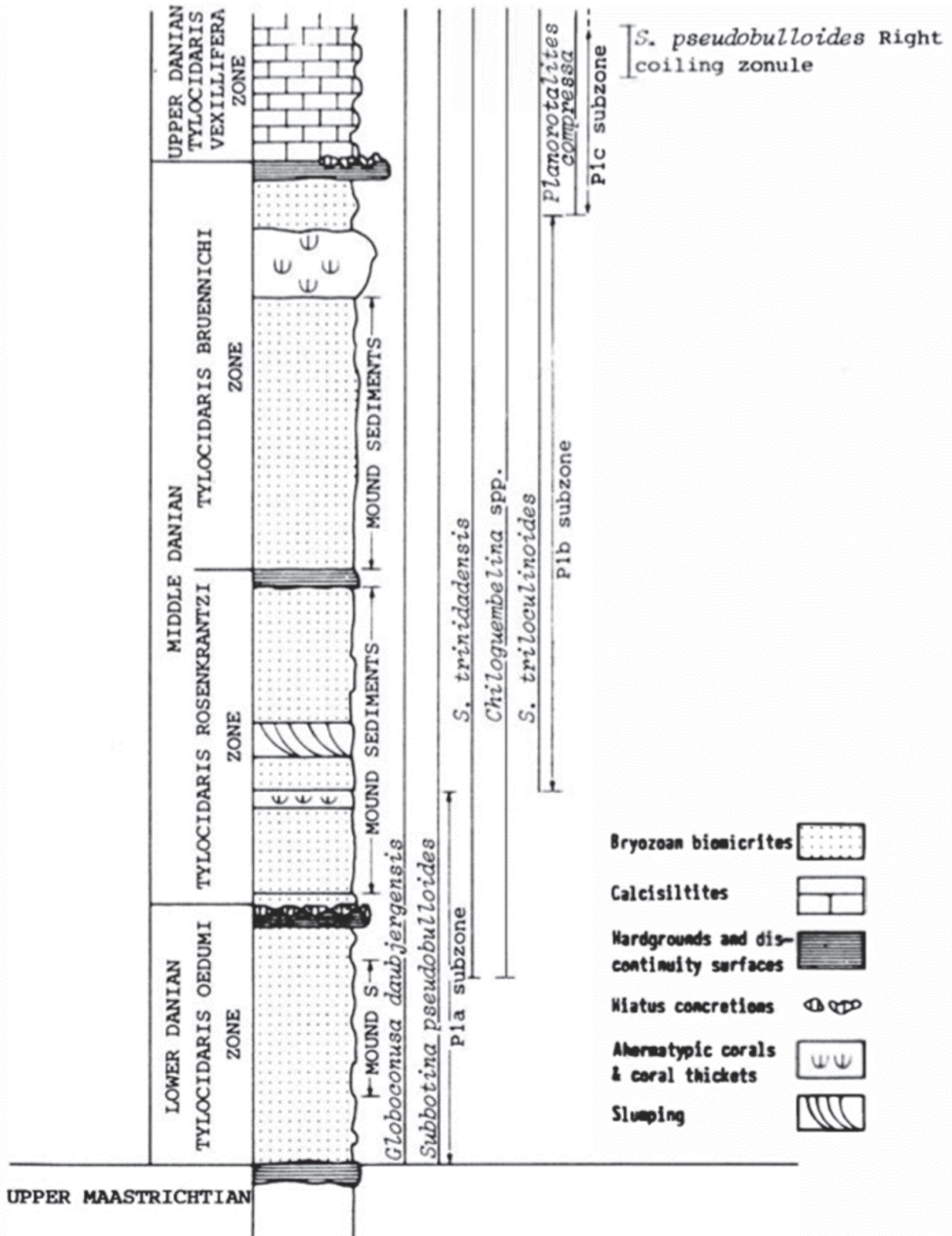
9 Referenser

Adolfsson, J. S., Milán, J. & Friedman, M., 2017: Review of the Danian vertebrate fauna of southern Scandinavia. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 65, 1–23.

- Al Omari, M., Rashid, I., Qinna, N., Jaber, A. M. & Badwan, A. 2016: Calcium Carbonate. I H. G. Brittain (red.): *Profiles of Drug Substances, Excipients and Related Methodology*, 31-132. Elsevier Inc, Burlington.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. V., 1980: Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. *American Association for the Advancement of Science* 208, 1095-1108.
- Archibald, J. D. & Fastovsky, D. E., 2004: Dinosaur extinction. *The dinosauria* 2, 672-684.
- Bjerager, M., Surlyk, F., Lykke-Andersen, H., Thibault, N. & Stemmerik, L., 2010: Danian cool-water coral reefs in southern Scandinavia localised over seafloor highs. *Marine and Petroleum Geology* 27, 455-466. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.09.008>
- Brotzen, F., 1959: On Tylocidaris species (Echinodea) and the stratigraphy of the Danian of Sweden with a bibliography of the Danian and the Paleogene. *Sveriges Geologiska undersökning C* 54, 1-81.
- Brusatte, S. L., Butler, R. J., Barrett, P. M., Carrano, M. T., Evans, D. C., Lloyd, G. T., Mannion, P. D., Norell, M. A., Peppe, D. J., Upchurch, P. & Williamson, T. E., 2015: The extinction of the dinosaurs. *Biological Reviews* 90, 628-642. doi: 10.1111/brv.12128
- Christensen, L., Fregerslev, S., Simonsen, A. & Thiede, J., 1973: Sedimentology and depositional environment of lower Danian fish clay from Stevns Klint, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 22, 193-212.
- Corfield, R. M., 1994: Palaeocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth-Science Reviews* 37, 225-252. doi: 10.1016/0012-8252(94)90030-2
- D'hondt, S., Pilson, M. E. Q., Sigurdsson, H., Hanson, A. K., Jr. & Carey, S., 1994: Surface-water acidification and extinction at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geology* 22, 983-986. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0983:swaaca>2.3.co;2
- Dunham, R. J., 1962: Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. *American Association of Petroleum Geologists* 1, 108-121.
- Embry, A. F., & Klovan, J. E., 1971: A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19, 730–781.
- Gilleaudeau, G. J., Voegelin, A. R., Thibault, N., Moreau, J., Ullmann, C. V., Kläbe, R. M., Korte, C. & Frei, R., 2018: Stable isotope records across the Cretaceous-Paleogene transition, Stevns Klint, Denmark: New insights from the chromium isotope system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 235, 305-332.
- Hart, M. B., Feist, S. E., Håkansson, E., Heinberg, C., Price, G. D., Leng, M. J. & Watkinson, M. P., 2005: The Cretaceous–Palaeogene boundary succession at Stevns Klint, Denmark: foraminifers and stable isotope stratigraphy. *Palaeogeography and Palaeoclimatology* 217, 1-15.

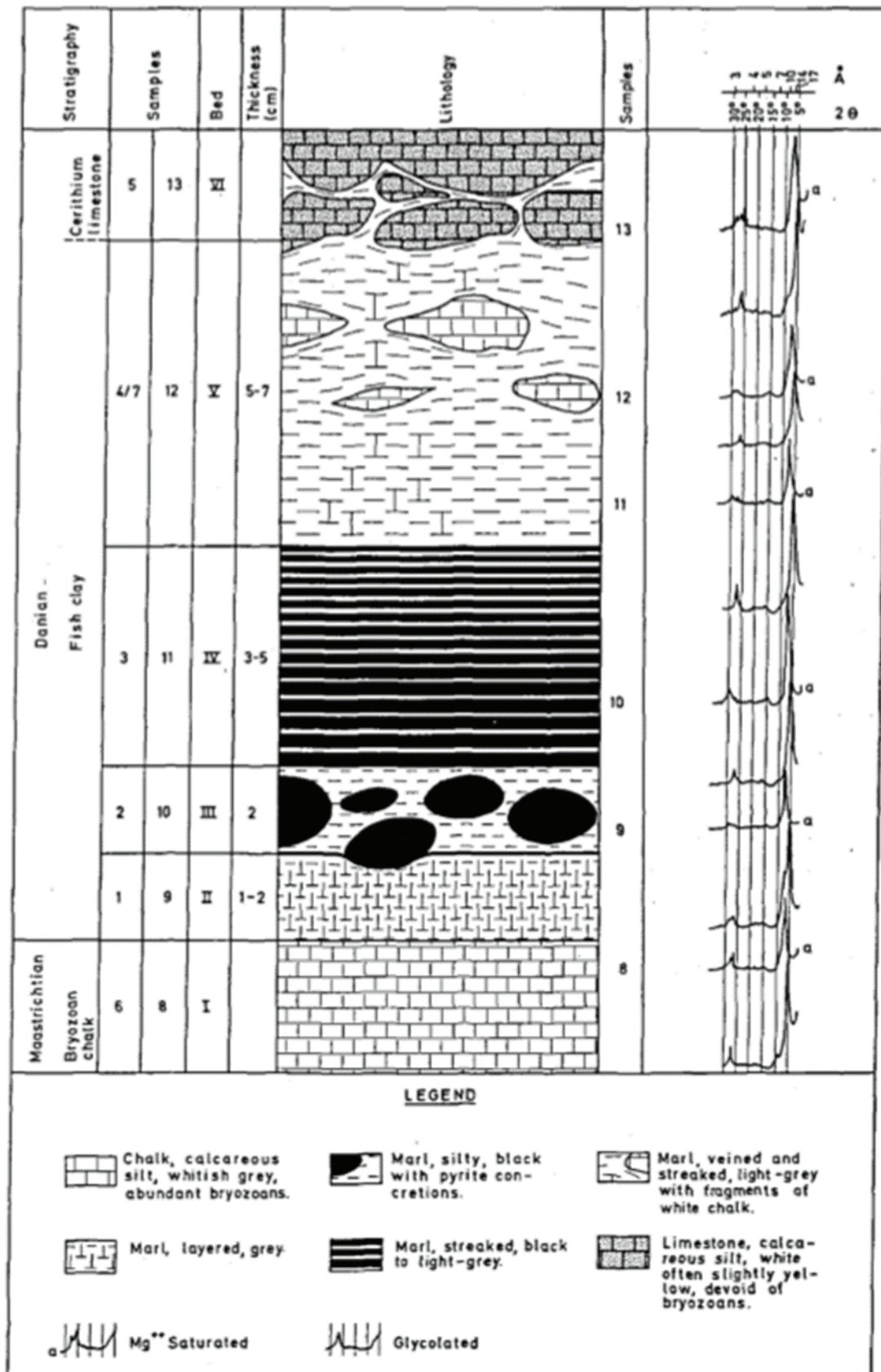
- aeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224, 6-26.
- Holland, B., 1982: Stop 1. Limhamn Quarry. I J. Bergström (red.): Guide to Excursions in Scania, 49-54. *Sveriges geologiska undersökning Ca* 54, 1-95.
- Holland, B. & Gabrielson, B. 1979: Guide to Limhamn quarry. I T. Birkelund & R. Bromley (red.): *Cretaceous/tertiary boundary events: symposium [in Copenhagen, September 1979]*, 142-151. University of Copenhagen, Köpenhamn.
- Johansson, S., Lindskog, A., Fiandaca, G. & Dahlin, T., (in press) 2019: Spectral induced polarization of limestone: time domain field data, frequency domain laboratory data and physicochemical rock properties. *Geophysical Journal International*, 20.
- Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Harting, M., Baum, G., Prauss, M., Tantawy, A. & Stueben, D., 2007: Chicxulub impact predates K-T Boundary: New evidence from Brazos, Texas. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 239-256.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia Fucugauchi, J., Kramar, U. & Stüben, D., 2004: Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 101, 3753. doi: 10.1073/pnas.0400396101
- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T. & Stüben, D., 2003: Multiple impacts across the Cretaceous–Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews* 62, 327-363. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00162-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00162-9)
- Kjellström, G. & Hansen, J. M., 1981: Dinoflagellate biostratigraphy of the Cretaceous–Tertiary boundary in southern Scandinavia. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 103, 271-278.
- Lindskog, A., Eriksson, M. E., Bergström, S. M. & Young, S. A., 2019: Lower–Middle Ordovician carbon and oxygen isotope chemostratigraphy at Hällekis, Sweden: implications for regional to global correlation and palaeoenvironmental development. *Lethaia* 52, 204-219. doi: 10.1111/let.12307
- Norman, K., 2015. Stylolitization of Limestone: A Study about the Morphology of Stylolites and Its Impacts of Porosity and Permeability in Limestone. *Independent project at the Department of Earth Sciences at Uppsala University* 14, 1-14.
- Schoene, B., Eddy, M. P., Samperton, K. M., Keller, C. B., Keller, G., Adatte, T. & Khadri, S. F. R., 2019: U-Pb constraints on pulsed eruption of the Deccan Traps across the end-Cretaceous mass extinction. *Science* 363, 862-866. doi: 10.1126/science.aau2422
- Siverson, M., 1995: Revision of the Danian Cow Sharks, Sand Tiger Sharks, and Goblin Sharks (Hexanchidae, Odontaspidae, and Mitsukurinidae) from Southern Sweden. *Journal of Vertebrate Paleontology* 15, 1-12.
- Sivhed, U., Wikman, H. & Erlström, M., 1999: Beskrivning till berggrundskartorna 1C Trelleborg NV och NO samt 2C Malmö SV, SO, NV och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af* 191, 192, 193, 194, 196, 198, 1-143.
- Sjöberg, B. A., 1993: Investigation of magnetic and sedimentary fluctuations in the maastrichtian-danian limestone at Limhamn, southern Sweden. *Studia Geophysica & Geodætica* 37, 415-422. doi: 10.1007/BF01613586
- Smith, T. M. & Smith, R. L., 2015: *Elements of ecology*. Pearson, Boston. 704 sid.
- Surlyk, F., 1997: A cool-water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late Cretaceous–Danian of the Danish Basin. *SEPM Special Publication* 56, 293-307.
- Surlyk, F., Damholt, T. & Bjaerger, M., 2006: Stevns Klint, Denmark: uppermost Maastrichtian chalk, Cretaceous–Tertiary boundary, and lower Danian bryozoan mound complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 54, 1-48.
- Tucker, M. E., 2001: *Sedimentary Petrology- An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Publishing, Singapore. 261 sid.

10 Bilagor
10.1 Bilaga 1

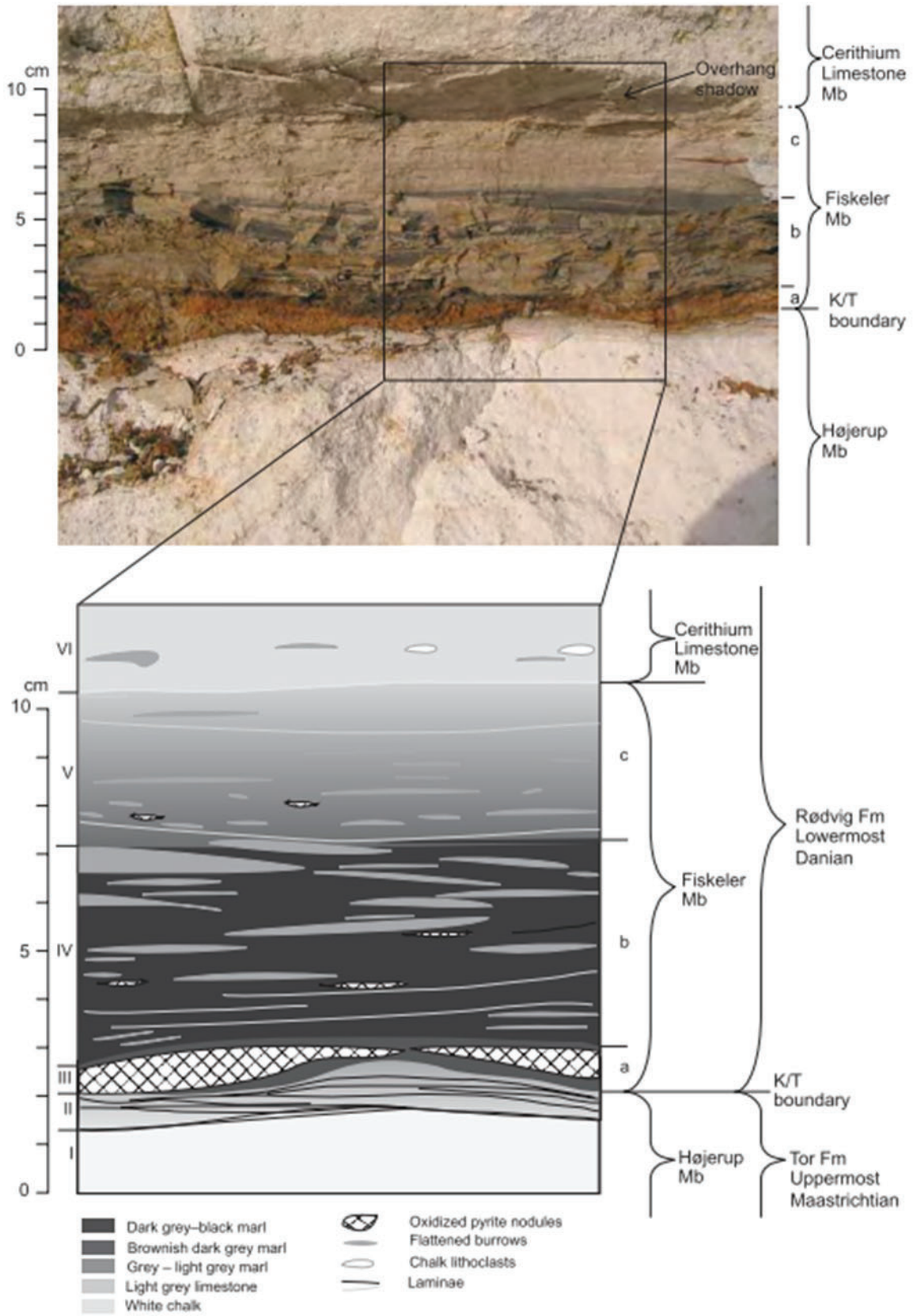


Stratigrafisk logg över den tidigare blottade sekvensen i Limhamn, innan botten av brottet fylldes igen när brytningsverksamheten lades ner (från Holland & Gabrielson 1979).

10.2 Bilaga 2



Logg över Fiskeleret och kringliggande lager i Stevns Klint, med indelningar gjorda av Christensen et al (1973; Christensen et al. 1973).



Fotografisk och illustrerad logg över Fiskeleret och K-Pg gränsen i Stevns Klint, med indelningar gjorda av Surlyk et al (2006; Surlyk et al. 2006).

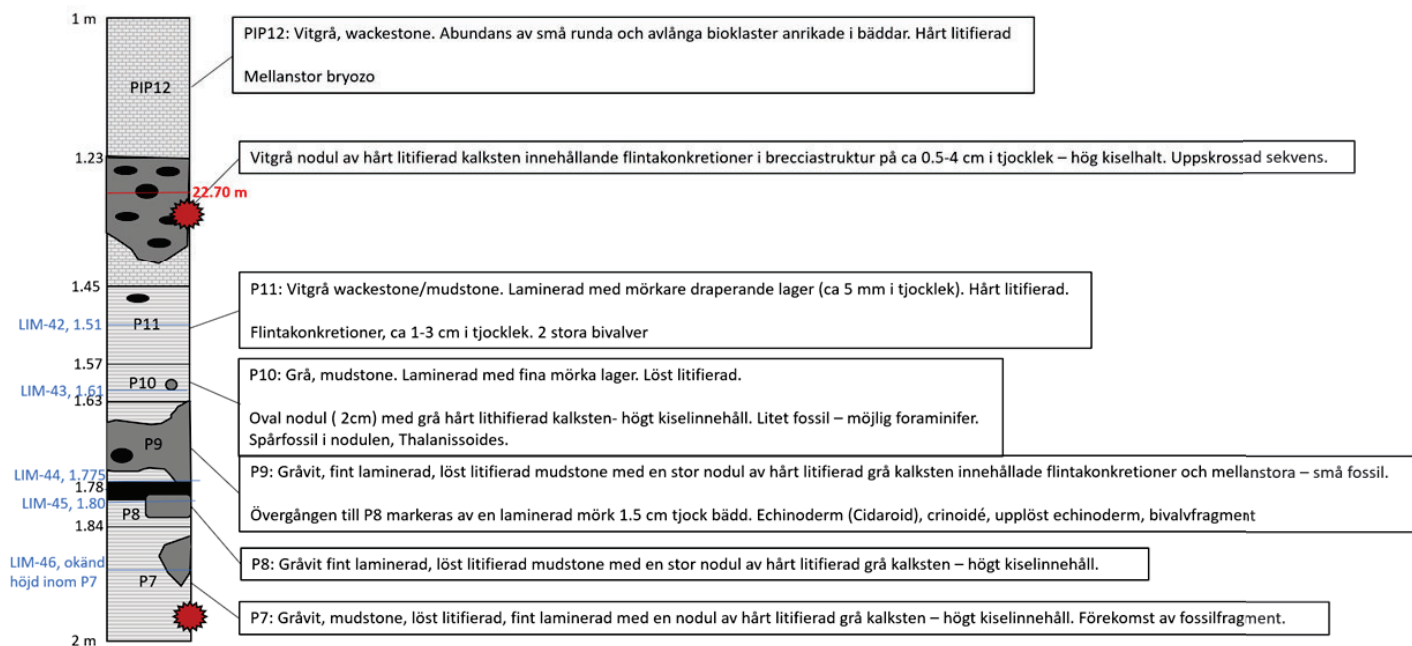
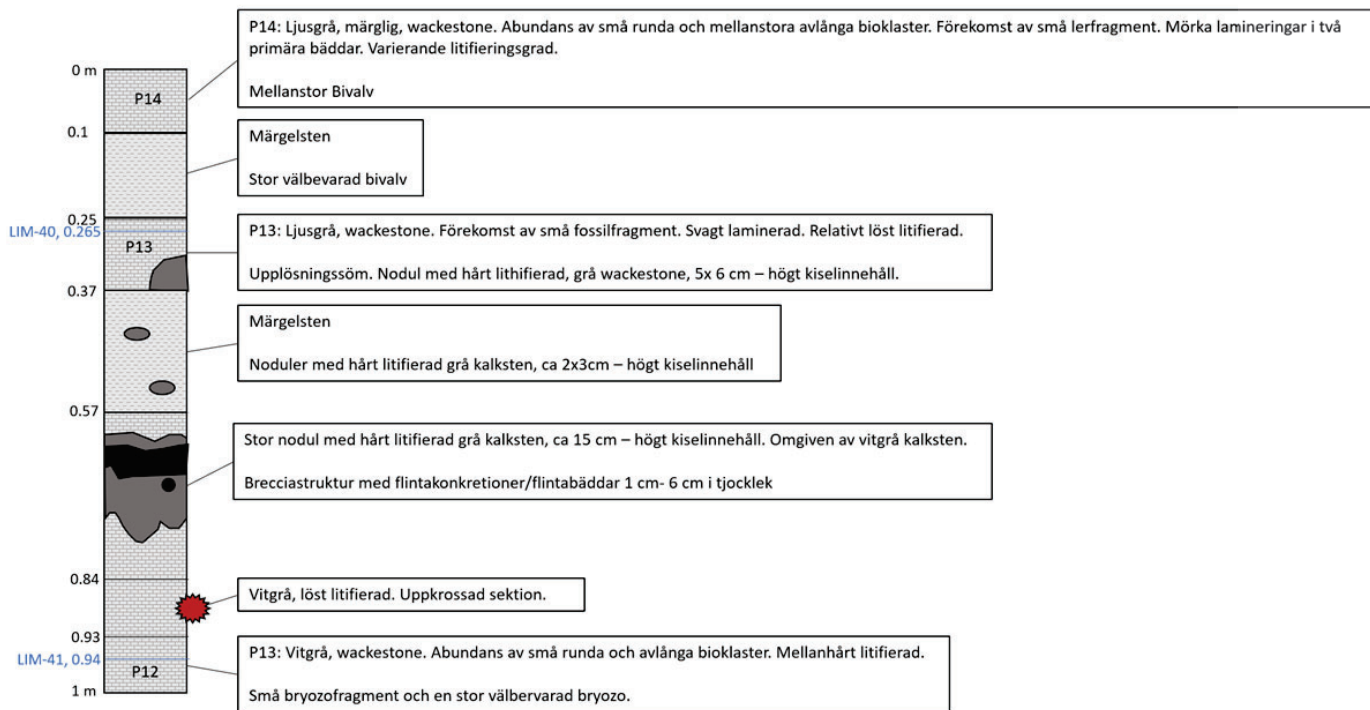
10.3 Bilaga 3

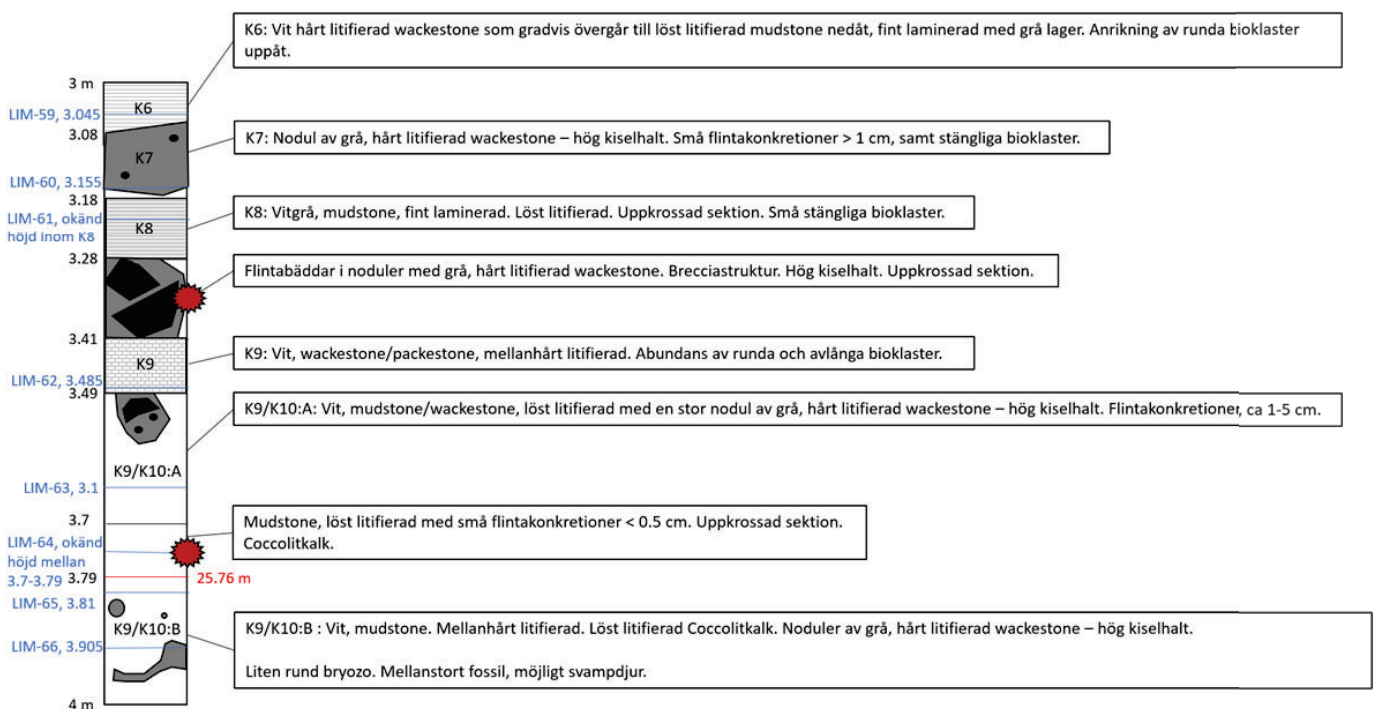
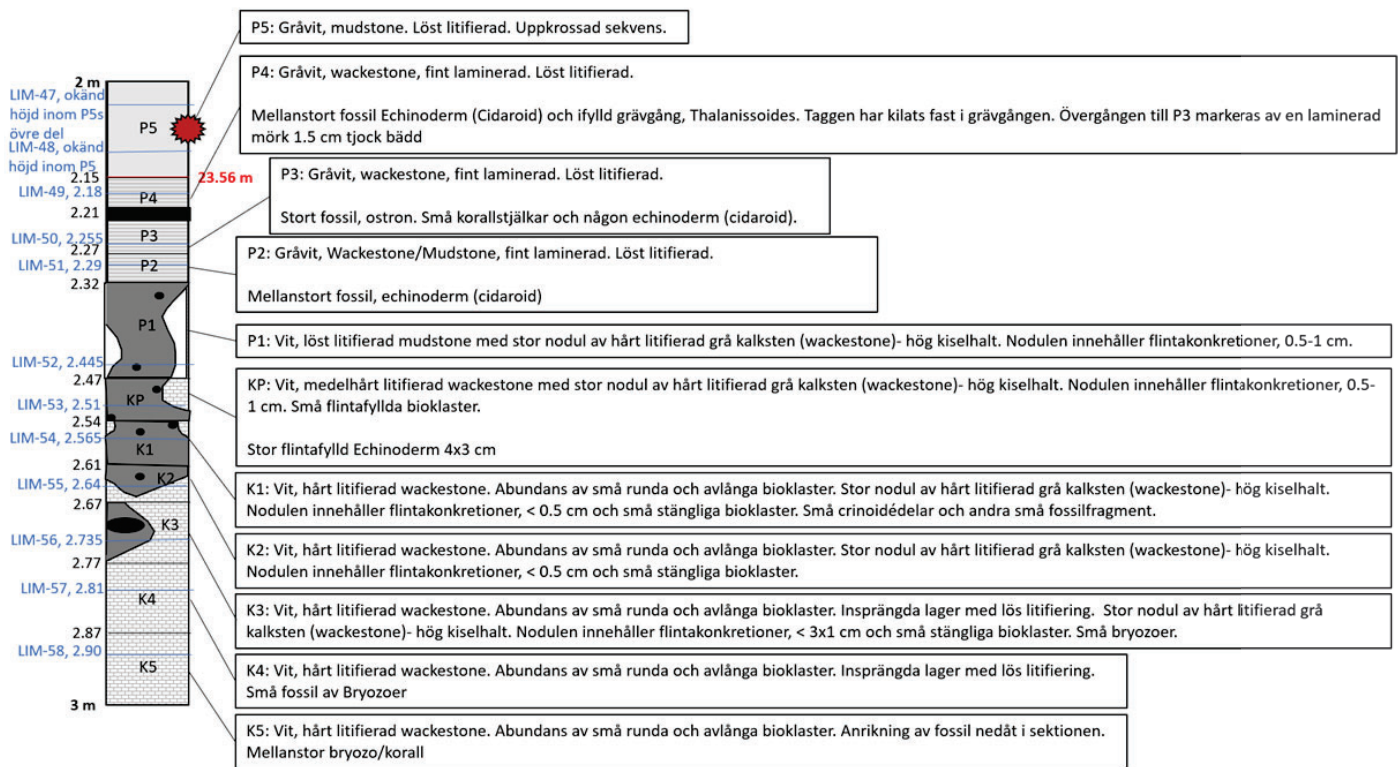


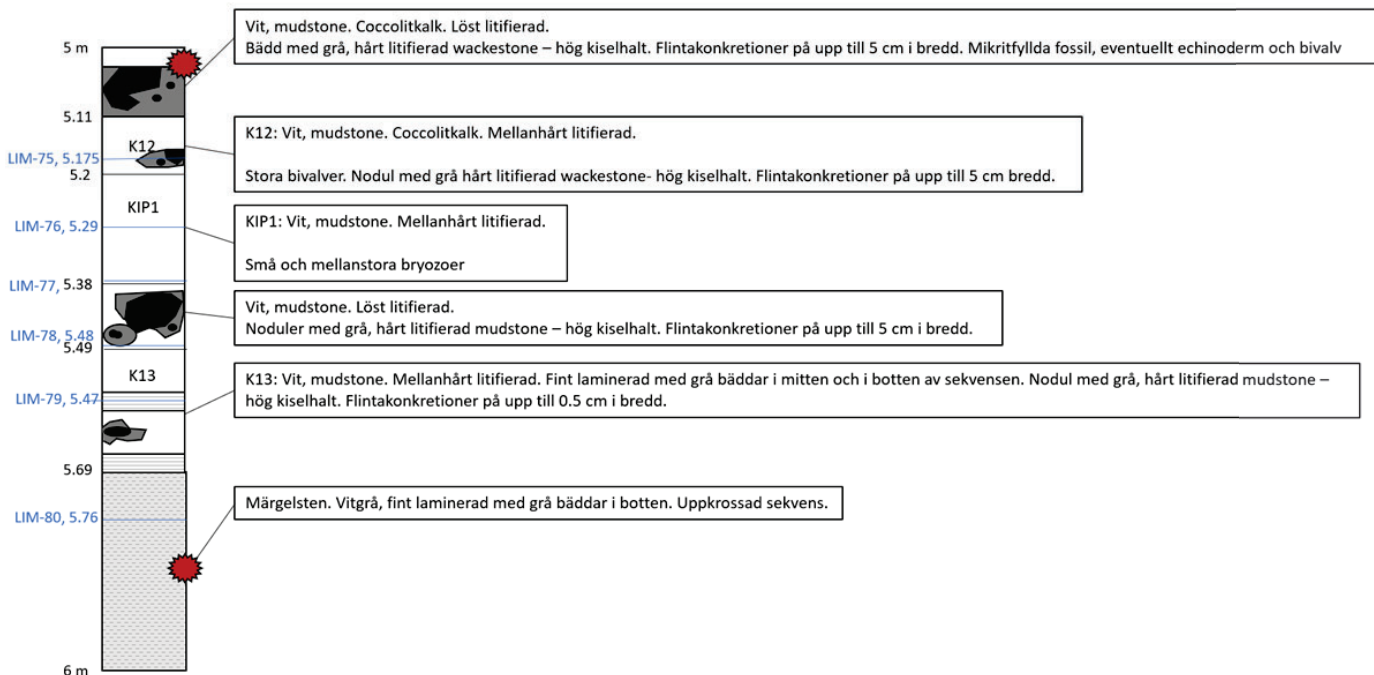
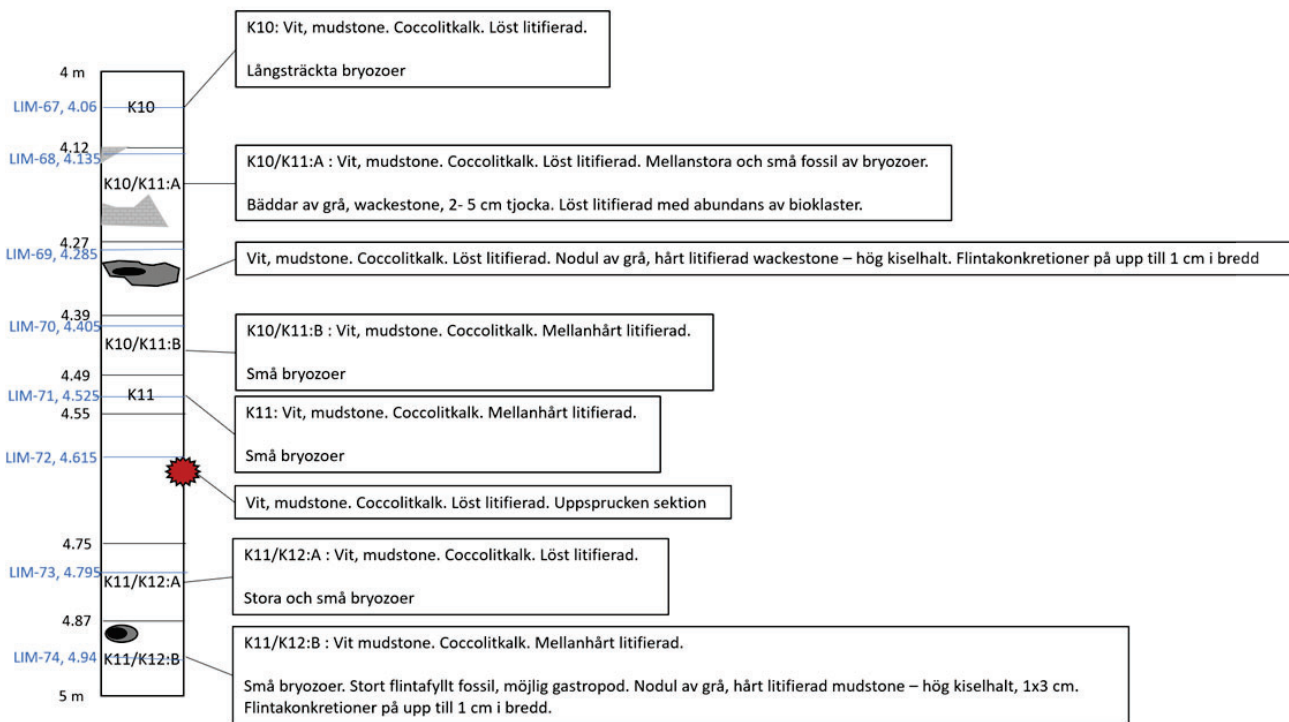
Kärnutsnittet med de studerade 8 meterna från borrhärnan Limhamn-2018. Gränsintervallet mellan krita och paleogen är lokaliserat till i den uppkrossade sektionen markerad med den röda kvadraten. Litologiska loggar baserat på borrhärnan presenteras i bilaga 4.

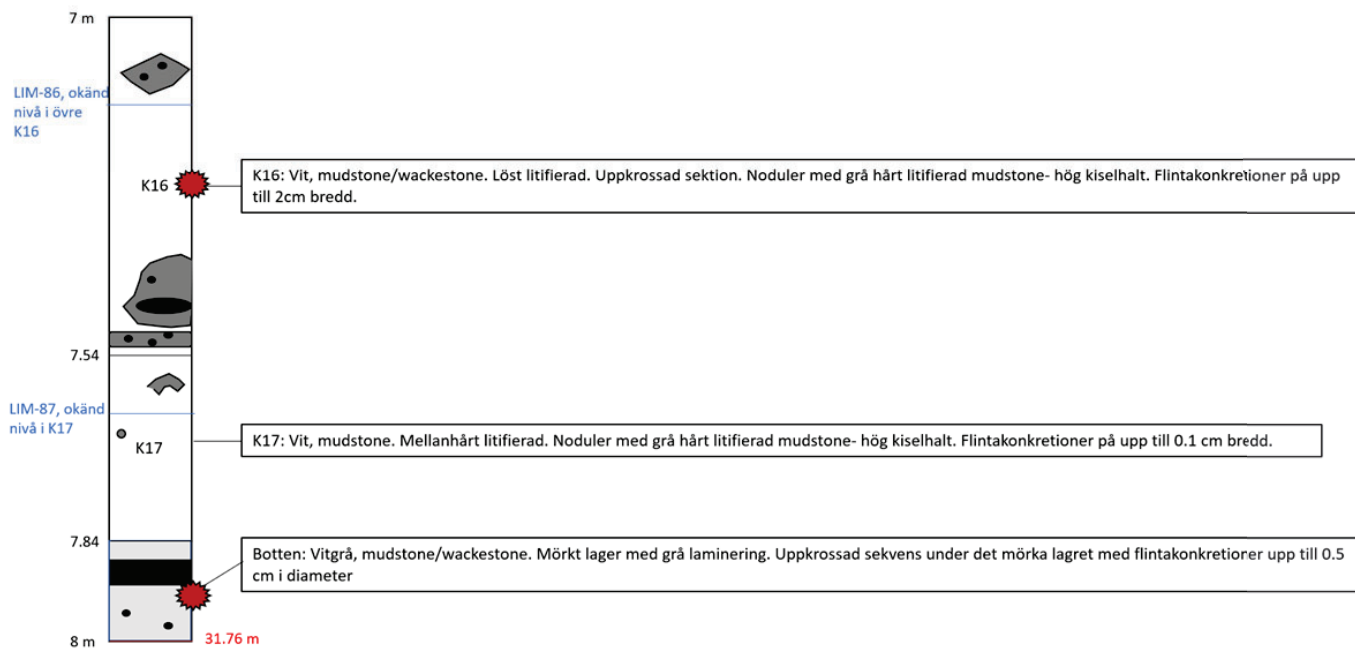
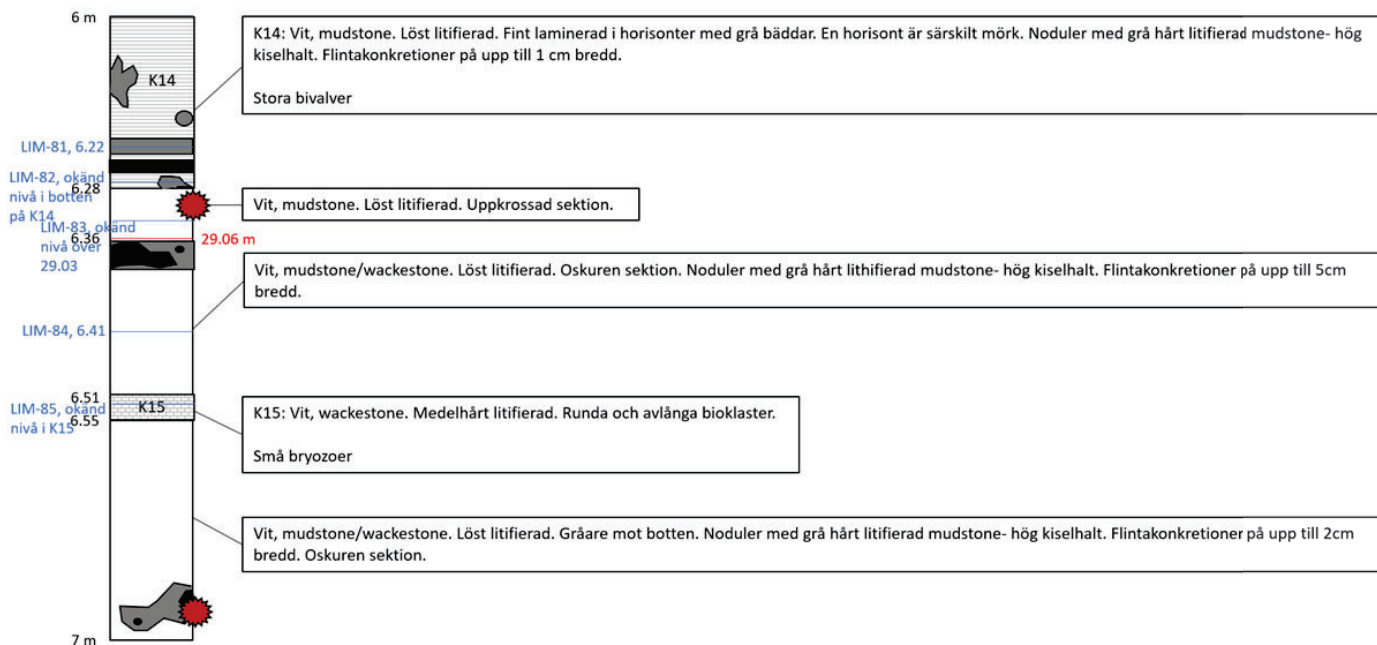
10.4 Bilaga 4

Litologiska detaljloggar över det studerade kärnavsnittet med utplacerade provpunkter. Notera att måtten anges i meter från toppen av kärnintervallet och nedåt och att den högra (röda) mätskalan anger mått från borrhöjden.









10.5 Bilaga 5

Mätvärden av $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (V-PDB) över gränsvärdet i borrhönan Limhamn-2018

Provpunkt	Mätvärde (‰)
LIM18-39	1,44
LIM18-40	1,44
LIM18-41	1,37
LIM18-42	1,28
LIM18-43	1,38
LIM18-44	1,40
LIM18-45	1,40
LIM18-46	1,36
LIM18-47	1,47
LIM18-48	1,30
LIM18-49	1,31
LIM18-50	1,18
LIM18-51	1,35
LIM18-52	1,36
LIM18-53	1,42
LIM18-54	1,45
LIM18-55	1,30
LIM18-56	1,40
LIM18-57	1,35
LIM18-58	1,37
LIM18-59	1,41
LIM18-60	1,37
LIM18-61	1,31
LIM18-62	1,41
LIM18-63	1,43
LIM18-64	1,46
LIM18-65	2,10
LIM18-66	2,12
LIM18-67	1,83
LIM18-68	1,69
LIM18-69	1,64
LIM18-70	1,84
LIM18-71	1,87
LIM18-72	1,90
LIM18-73	1,99
LIM18-74	1,92
LIM18-75	1,94
LIM18-76	1,89
LIM18-77	1,88
LIM18-78	1,99
LIM18-79	1,84
LIM18-80	1,98
LIM18-81	1,91
LIM18-82	2,00
LIM18-83	1,95
LIM18-84	1,83
LIM18-85	1,77
LIM18-86	1,94
LIM18-87	1,84

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

510. Rönning, Lydia, 2017: Ceratopsida dinosauriers migrationsmönster under kritiden baserat på paleobiogeografi och fylogeni. (15 hp)
511. Engleson, Kristina, 2017: Miljökonsekvensbeskrivning Revinge brunnsfält. (15 hp)
512. Ingered, Mimmi, 2017: U-Pb datering av zirkon från migmatitisk gnejs i Delsjöområdet, Idefjordenterrängen. (15 hp)
513. Kervall, Hanna, 2017: EGS - framtidens geotermiska system. (15 hp)
514. Walheim, Karin, 2017: Kvartsmineralogins betydelse för en lyckad luminiscensdatering. (15 hp)
515. Aldenius, Erik, 2017: Lunds Geotermisystem, en utvärdering av 30 års drift. (15 hp)
516. Aulin, Linda, 2017: Constraining the duration of eruptions of the Rangitoto volcano, New Zealand, using paleomagnetism. (15 hp)
517. Hydén, Christina Engberg, 2017: Drumlinerna i Löberöd - Spår efter flera isrörelseriktningar i mellersta Skåne. (15 hp)
518. Svantesson, Fredrik, 2017: Metodik för kartläggning och klassificering av erosion och släntstabilitet i vattendrag. (45 hp)
519. Stjern, Rebecka, 2017: Hur påverkas luminiscenssignaler från kvarts under laboratorieförhållanden? (15 hp)
520. Karlstedt, Filippa, 2017: P-T estimation of the metamorphism of gabbro to garnet amphibolite at Herrestad, Eastern Segment of the Sveconorwegian orogen. (45 hp)
521. Önnervik, Oscar, 2017: Ooider som naturliga arkiv för förändringar i havens geokemi och jordens klimat. (15 hp)
522. Nilsson, Hanna, 2017: Kartläggning av sand och naturgrus med hjälp av resistivitetmätning på Själland, Danmark. (15 hp)
523. Christensson, Lisa, 2017: Geofysisk undersökning av grundvattenskydd för planerad reservvattentäkt i Mjölkalånga, Hässleholms kommun. (15 hp)
524. Stamsnijder, Joaen, 2017: New geochronological constraints on the Klipriviersberg Group: defining a new Neoproterozoic large igneous province on the Kaapvaal Craton, South Africa. (45 hp)
525. Becker Jensen, Amanda, 2017: Den eocena Furformationen i Danmark: exceptionella bevaringstillstånd har bidragit till att djurs mjukdelar fossiliserats. (15 hp)
526. Radomski, Jan, 2018: Carbonate sedimentology and carbon isotope stratigraphy of the Tallbacken-1 core, early Wenlock Slite Group, Gotland, Sweden. (45 hp)
527. Pettersson, Johan, 2018: Ultrastructure and biomolecular composition of sea turtle epidermal remains from the Campanian (Upper Cretaceous) North Sulphur River of Texas. (45 hp)
528. Jansson, Robin, 2018: Multidisciplinary perspective on a natural attenuation zone in a PCE contaminated aquifer. (45 hp)
529. Larsson, Alfred, 2018: Rb-Sr sphalerite data and implications for the source and timing of Pb-Zn deposits at the Caledonian margin in Sweden. (45 hp)
530. Balija, Fisnik, 2018: Stratigraphy and pyrite geochemistry of the Lower–Upper Ordovician in the Lerhamn and Fågelsång-3 drill cores, Scania, Sweden. (45 hp)
531. Höglund, Nikolas, 2018: Groundwater chemistry evaluation and a GIS-based approach for determining groundwater potential in Mörbylånga, Sweden. (45 hp)
532. Haag, Vendela, 2018: Studie av mikrostrukturer i karbonatslagkägglor från nedslagsstrukturen Charlevoix, Kanada. (15 hp)
533. Hebrard, Benoit, 2018: Antropocen – vad, när och hur? (15 hp)
534. Jancsak, Nathalie, 2018: Åtgärder mot kusterosion i Skåne, samt en fallstudie av erosionsskydden i Löderup, Ystad kommun. (15 hp)
535. Zachén, Gabriel, 2018: Mesosideriter – redogörelse av bildningsprocesser samt SEM-analys av Vaca Muerta meteoriten. (15 hp)
536. Fägersten, Andreas, 2018: Lateral variability in the quantification of calcareous nannofossils in the Upper Triassic, Austria. (15 hp)
537. Hjertman, Anna, 2018: Förutsättningar för djupinfiltration av ytvatten från Ivösjön till Kristianstadbassängen. (15 hp)
538. Lagerstam, Clarence, 2018: Varför svalde svanödlor (Reptilia, Plesiosauria) stenar? (15 hp)
539. Pilser, Hannes, 2018: Mg/Ca i bottenlevande foraminiferer, särskilt med avseende på temperaturer nära 0°C. (15 hp)
540. Christiansen, Emma, 2018: Mikroplast på och i havsbotten - Utbredningen av mikroplaster i marina bottenbotten och dess påverkan på marina miljöer. (15 hp)
541. Staahlnacke, Simon, 2018: En sammanställning av norra Skånes prekambrika berggrund. (15 hp)
542. Martell, Josefin, 2018: Shock metamorphic features in zircon grains from the

- Mien impact structure - clues to conditions during impact. (45 hp)
543. Chitindingu, Tawonga, 2018: Petrological characterization of the Cambrian sandstone reservoirs in the Baltic Basin, Sweden. (45 hp)
544. Chonewicz, Julia, 2018: Dimensionerande vattenförbrukning och alternativa vattenkvaliteter. (15 hp)
545. Adeen, Lina, 2018: Hur lämpliga är de geofysiska metoderna resistivitet och IP för kartläggning av PFOS? (15 hp)
546. Nilsson Brunlid, Anette, 2018: Impact of southern Baltic sea-level changes on landscape development in the Verkeån River valley at Haväng, southern Sweden, during the early and mid Holocene. (45 hp)
547. Perälä, Jesper, 2018: Dynamic Recrystallization in the Sveconorwegian Frontal Wedge, Småland, southern Sweden. (45 hp)
548. Artursson, Christopher, 2018: Stratigraphy, sedimentology and geophysical assessment of the early Silurian Halla and Klinteberg formations, Altajme core, Gotland, Sweden. (45 hp)
549. Kempengren, Henrik, 2018: Att välja den mest hållbara efterbehandlingsmetoden vid sanering: Applicering av beslutsstödsverktyget SAMLA. (45 hp)
550. Andreasson, Dagnija, 2018: Assessment of using liquidity index for the approximation of undrained shear strength of clay tills in Scania. (45 hp)
551. Ahrenstedt, Viktor, 2018: The Neoproterozoic Visingsö Group of southern Sweden: Lithology, sequence stratigraphy and provenance of the Middle Formation. (45 hp)
552. Berglund, Marie, 2018: Basalkuppen - ett spel om mineralogi och petrologi. (15 hp)
553. Hernnäs, Tove, 2018: Garnet amphibolite in the internal Eastern Segment, Sveconorwegian Province: monitors of metamorphic recrystallization at high temperature and pressure during Sveconorwegian orogeny. (45 hp)
554. Halling, Jenny, 2019: Characterization of black rust in reinforced concrete structures: analyses of field samples from southern Sweden. (45 hp)
555. Stevic, Marijana, 2019: Stratigraphy and dating of a lake sediment record from Lyngsjön, eastern Scania - human impact and aeolian sand deposition during the last millennium. (45 hp)
556. Rabanser, Monika, 2019: Processes of Lateral Moraine Formation at a Debris-covered Glacier, Suldenferner (Vedretta di Solda), Italy. (45 hp)
557. Nilsson, Hanna, 2019: Records of environmental change and sedimentation processes over the last century in a Baltic coastal inlet. (45 hp)
558. Ingered, Mimmi, 2019: Zircon U-Pb constraints on the timing of Sveconorwegian migmatite formation in the Western and Median Segments of the Idefjorden terrane, SW Sweden. (45 hp)
559. Hjorth, Ingeborg, 2019: Paleomagnetisk undersökning av vulkanen Rangitoto, Nya Zeeland, för att bestämma dess utbrottshistoria. (15 hp)
560. Westberg, Märta, 2019: Enigmatic worm-like fossils from the Silurian Waukesha Lagerstätte, Wisconsin, USA. (15 hp)
561. Björn, Julia, 2019: Undersökning av påverkan på hydraulisk konduktivitet i förorenat område efter in situ saneringsförsök. (15 hp)
562. Faraj, Haider, 2019: Tolkning av georadarprofiler över grundvattenmagasinet Verveln - Gullringen i Kalmar län. (15 hp)
563. Bjeremo, Tim, 2019: Eoliska avlagringar och vindriktningar under holocen i och kring Store Mosse, södra Sverige. (15 hp)
564. Langkjaer, Henrik, 2019: Analys av Östergötlands kommande grundvattenresurser ur ett klimtperspektiv - med fokus på förstärkt grundvattenbildning. (15 hp)
565. Johansson, Marcus, 2019: Hur öppet var landskapet i södra Sverige under Atlantisk tid? (15 hp)
566. Molin, Emmy, 2019: Litologi, sedimentologi och kolisotopstratigrafi över krita-paleogen-gränsintervallet i borrhningen Limhamn-2018. (15 hp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
Lunds universitet
Sölvegatan 12, 223 62 Lund