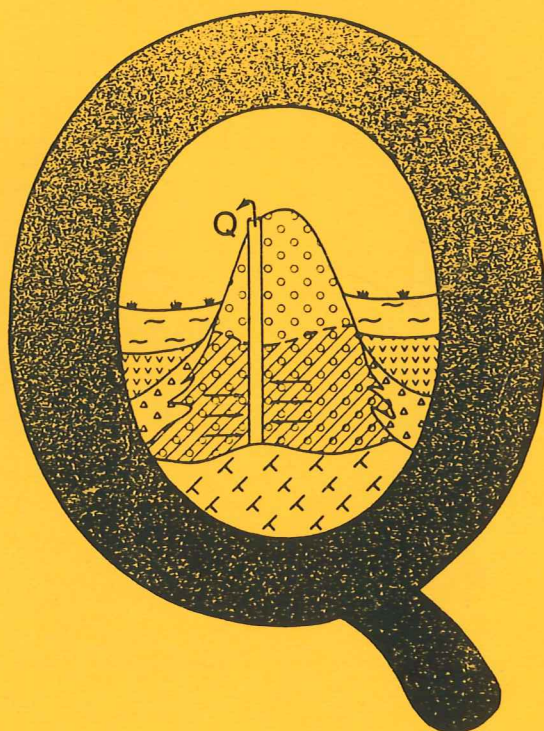


# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

## Kvartärgeologi

---



**Stratigrafiska undersökningar i sjön  
Vuolep Njakajaure, Abisko**

**Björn H. Holmqvist**

*pe*

---

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955261

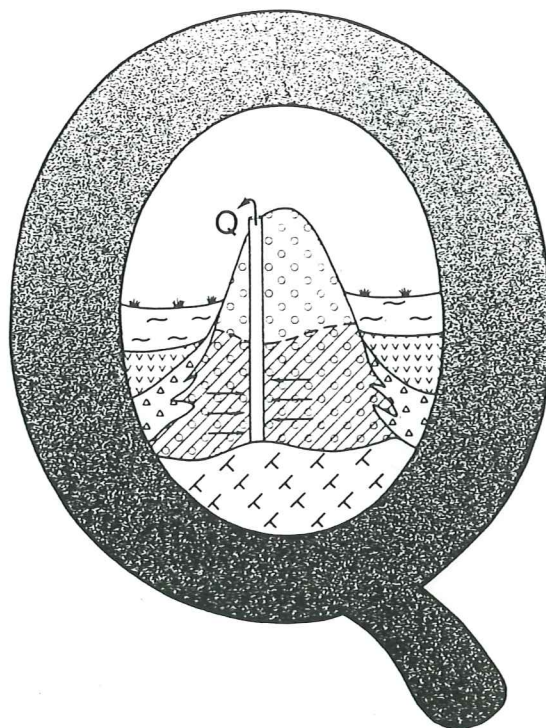
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 52

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

## Kvartärgeologi

---



### Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko

Björn H. Holmqvist

---

# Förord

Ett varmt tack riktar jag till min handledare Per Sandgren för ett stort engagemang och Ian Snowball för handledning i laboratoriet. Jag vill också tacka Mats Sonesson för att jag har fått ta del av rådata från tidigare undersökningar av Vuolep

Njakajaure. Till sist tackar jag Björn Berglund för att jag fick möjlighet att följa med på fältarbetet i Abisko våren 1992.

93-12-06

Björn H. Holmqvist

# Innehållsförteckning

	<b>Summary</b> . . . . .	<b>1</b>
	<b>Populärvetenskaplig sammanfattning</b> . . . . .	<b>2</b>
<b>1</b>	<b>Inledning</b> . . . . .	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Områdesbeskrivning</b> . . . . .	<b>4</b>
2.1	Berggrund . . . . .	4
2.2	Klimat . . . . .	4
2.3	Vegetation . . . . .	5
2.4	Deglaciation . . . . .	5
<b>3</b>	<b>Tidigare pollenstratigrafiska undersökningar</b> . . . . .	<b>7</b>
<b>4</b>	<b>Metoder</b> . . . . .	<b>9</b>
4.1	Provtagning av borrhäror i Vuolep Njakajaure . . . . .	9
4.2	Jordartsbestämning av borrhäror . . . . .	10
4.3	Magnetiska analyser . . . . .	10
4.3.1	Provtagning för magnetiska analyser . . . . .	10
4.3.2	Susceptibilitet ( $\chi$ ) . . . . .	10
4.3.3	SIRM, Saturation Isothermal Remanent Magnetisation . . . . .	11
4.3.4	SIRM/ $\chi$ . . . . .	11
4.3.5	S-kvot . . . . .	11
4.4	Glödförlust . . . . .	11
4.5	Pollenstratigrafisk analys . . . . .	11
4.5.1	Provberedning . . . . .	11
4.5.2	Analys och pollenstratigrafisk zonerings . . . . .	12
<b>5</b>	<b>Resultat</b> . . . . .	<b>13</b>
5.1	Stratigrafi . . . . .	13
5.2	Glödförlust och magnetiska analyser . . . . .	13
5.2.1	Borrhära 8 . . . . .	13
5.2.2	Borrhära 9 . . . . .	13
5.2.3	Borrhära 10 . . . . .	14
5.2.4	Borrhära 11, huvudborrhäran . . . . .	15
5.3	Pollenstratigrafisk zonerings i huvudborrhära 11 . . . . .	16
5.4	S-kvot och SIRM/ $\chi$ jämförd med den pollenstratigrafiska zonerings . . . . .	17
5.5	Sedimentationshastighet . . . . .	18
<b>6</b>	<b>Diskussion</b> . . . . .	<b>19</b>
	<b>Referenslista</b> . . . . .	<b>21</b>



## Summary

This is a study of Holocene lake sediments. The investigated lake, Vuolep Njakajaure (68°20'N, 18°47'O) is situated in the Abisko valley in the northern parts of the Caledonides. In this study four marginal cores of nonlaminated algalgyttja have been studied with respect to magnetic concentration parameters (ie susceptibility( $\chi$ ) and SIRM) and loss on ignition. Core correlations have been carried out based on SIRM/ $\chi$  and S-ratio. The core correlations indicate a hiatus at the beginning of Holocene in two of the cores. One core was selected as a main core. This main core was analysed with respect to pollen composition and indirectly  $^{14}\text{C}$ -dated by correlation to Sonesson (1968). Thus the sedimentation-rates were calcu-

lated in all of the cores. Snowball (1993) has shown that the S-ratio can be an indicator to climatic changes, because dissolution of magnetite-grains is greater compared to hematite-grains during warmer periods. S-ratio and SIRM/ $\chi$  were compared to the climatic changes, as described by the pollen zonation, in the main core to investigate if they reflect climatic changes. In the upper part of the main core a correlation of the climatic changes and the mineral magnetic parameters was found. This is a strong indicator to high representativity of climatic changes, because two independent parameters ie pollen and magnetic correlates.

## Populärvetenskaplig sammanfattning

Detta är en studie av Holocena sjösediment. Den undersökta sjön, Vuolep Njakajaure (68°20'N, 18°47'O) ligger i Abiskodalen i de norra delarna av Kaledoniderna. I denna studie har fyra borrhämnor av alggyttja jämförts med magnetiska analyser (susceptibilitet( $\chi$ ), SIRM) och glödförlust. Borrhämnorna har korrelerats i huvudsak baserat på SIRM/ $\chi$  och S-kvot. Korreleringarna indikerar en hiatus i början av Holocen i två av borrhämnorna. En av borrhämnorna valdes till huvudborrhämma och i den analyserades pollensammansättningen. Huvudborrhämnan  $^{14}\text{C}$ -daterades indirekt genom korrelering till Sonesson (1968). Därefter beräknades

sedimentationshastigheter i alla borrhämnorna. Snowball (1993) har visat att S-kvoten kan vara en klimatindikator genom att magnetit upplöses i större utsträckning än hematit under varmare perioder. S-kvot och SIRM/ $\chi$  jämfördes med klimatförändringar, så som pollenzoneringen beskriver dem, i huvudborrhämnan för att undersöka om de återspeglar klimatförändringar. I den övre delen av huvudborrhämnan finns ett samband mellan klimatförändringar och magnetmineralogin. Detta är en stark indikation på god representativitet för klimatförändringar pga överensstämmelse mellan två oberoende parametrar.

# 1 Inledning

Abiskoområdet i norra Sverige erbjuder utmärkta möjligheter att undersöka vegetations- och miljöförändringar under Holocen. Vid Geologiska institutionen i Lund pågår projektet "Holocena miljöförändringar paleoekologiskt dokumenterade i ett subarktiskt område, i Abiskodalen i Norra Sverige". Inom projektet har man provtagit en sjö, Vuolep Njakajaure, som i de djupaste delarna har tydligt laminerade sediment. Ett av projektets syften är att avgöra om lamineringen är annuell. Detta skulle i så fall ge en mer precis datering av den pågående pollenstratigrafiska vegetationsanalysen än vad som är möjligt med en  $^{14}\text{C}$  baserad kronologi. Delar av det material som provtogs under våren 1991 vid fältarbete på huvudlokalen, sjön Vuolep Njakajaure, ligger till grund för detta examensarbete.

Syftet med detta arbete är:

- att undersöka sedimentationsförloppets variationer i fyra borrhämlor från bassängens grundare delar genom att beskriva och korrelera borrhämlorna baserat på mineralmagnetiska och fysikaliska analyser.
- att genom pollenanalys indirekt datera sedimenten i en av de fyra borrhämlorna genom korrelering med en tidigare  $^{14}\text{C}$ -daterad pollenstratigrafisk undersökning från samma sjö.
- att undersöka om de mineralmagnetiska analyserna i Vuolep Njakajaure indirekt återspeglar variationer i klimatet.



## 2 Områdesbeskrivning

Den undersökta sjön, Vuolep Njakajaure, ligger vid Torneträsk i Abiskodalen ( $68^{\circ}20'N$ ,  $18^{\circ}47'O$ ) 3 km söder om Abisko naturvetenskapliga forskningsstation, på en höjd av 409 möh (Lantmäteriverket, 1990). Vuolep Njakajaure som ligger inom Abisko Nationalpark är ca 500·400 m och har ett största djup av 13,7 m (uppmätt vid fältarbetet 1992). Sjön har inga permanenta inflöden, däremot ett utflöde i väster som mynnar i Abiskojärka. Inflöde till sjön kan ske genom nederbörd, ytavrinning från de strandnära slänterna samt grundvattentillförsel. Abiskodalen är omgiven i SO och NV av fjällmassiv som varierar i höjd från 1000 till 1750 möh (Fig. 1). Abiskodalen är öppen i norr och avvattnas via Abiskojärka till Torneträsk. Torneträsk har ett dräneringsområde på 3300 km<sup>2</sup> och utgör huvuddal för området (Josefsson, 1990).

### 2.1 Berggrund

Torneträsk ligger i den norra delen av Kaledoniderna som är uppbyggd av alloktoner överskjutna från öst till väst. Två huvudsakliga tektoniska enheter finns representerade i Torneträskområdet, den mellersta kaledoniska alloktonen, som för området kallas Abiskoskollan, och

dess underlag. Underlaget som är överpräglat av svekokarelska bildningar blottas öster om Torneträsk, där det utgörs av bl a arkeiska graniter och syeniter. I fjällmassivet väster om Abiskodalen utgörs Abiskoskollan av eokambrika metasediment, bl a glimmerskiffer och granatglimmerskiffer, samt sydväst därom av amfibolit. I själva Abiskodalen utgörs berggrunden av hårda skiffer med bandad struktur innehållande kvartsitiska och fyllitiska bergarter (Loberg, 1980). 500 m väster om Vuolep Njakajaure finns en gammal bergtäkt där man på 1800-talet, i liten skala, bröt gulvit dolomitsten under namnet Abiskomarmor (Lantmäteriverket, 1990).

### 2.2 Klimat

Torneträskområdets klimat är starkt påverkat av närheten till Atlanten. Marina luftströmmar från sydväst gör att området har ett mildare klimat än vad som annars är vanligt på denna breddgrad. Lokalklimatet i Abiskodalen är speciellt med mycket låg nederbörd då området ligger i orografisk skugga för luftströmmarna från Atlanten. Normalvärdena för årsnederbörden i Riksgränsen är 844 mm och i Abisko 300 mm, trots att de meteor-

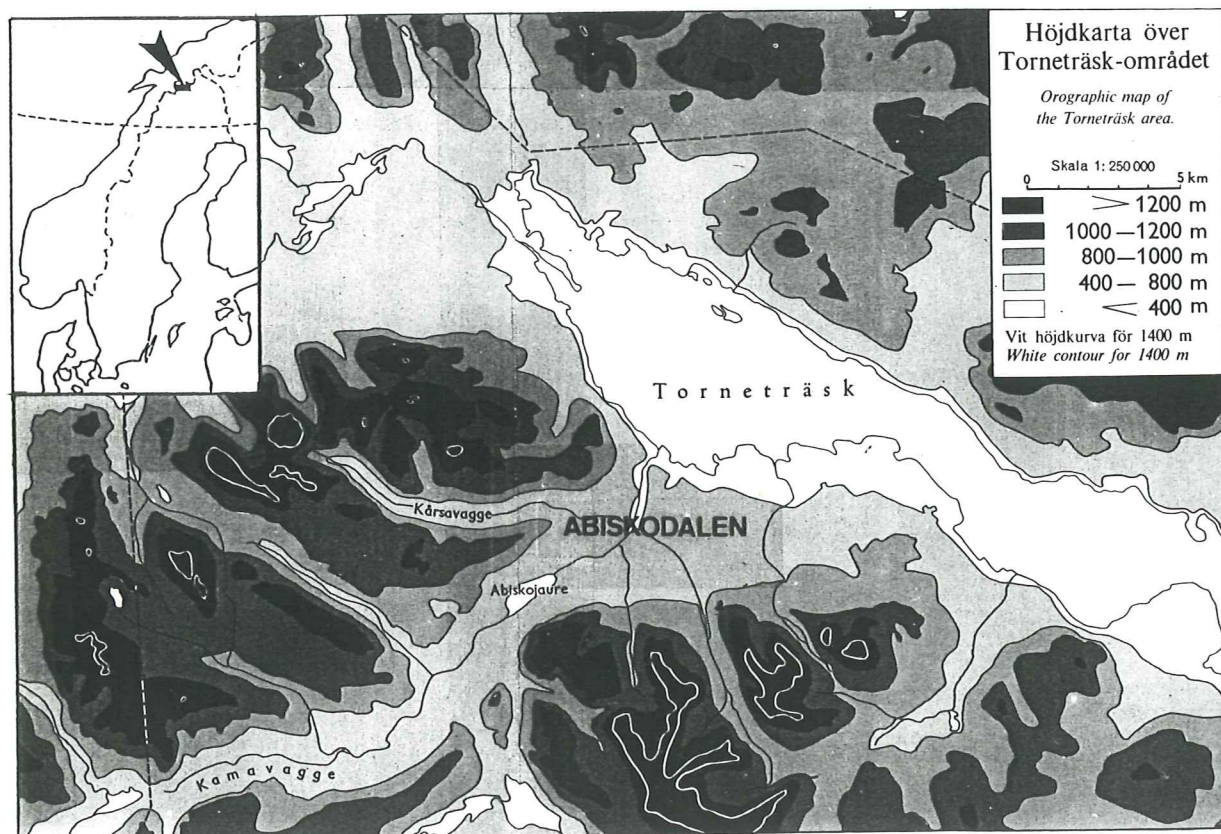


Fig. 1. Höjdkarta över de västra delarna av Torneträsk med Abiskodalen (efter Holdar, 1957).



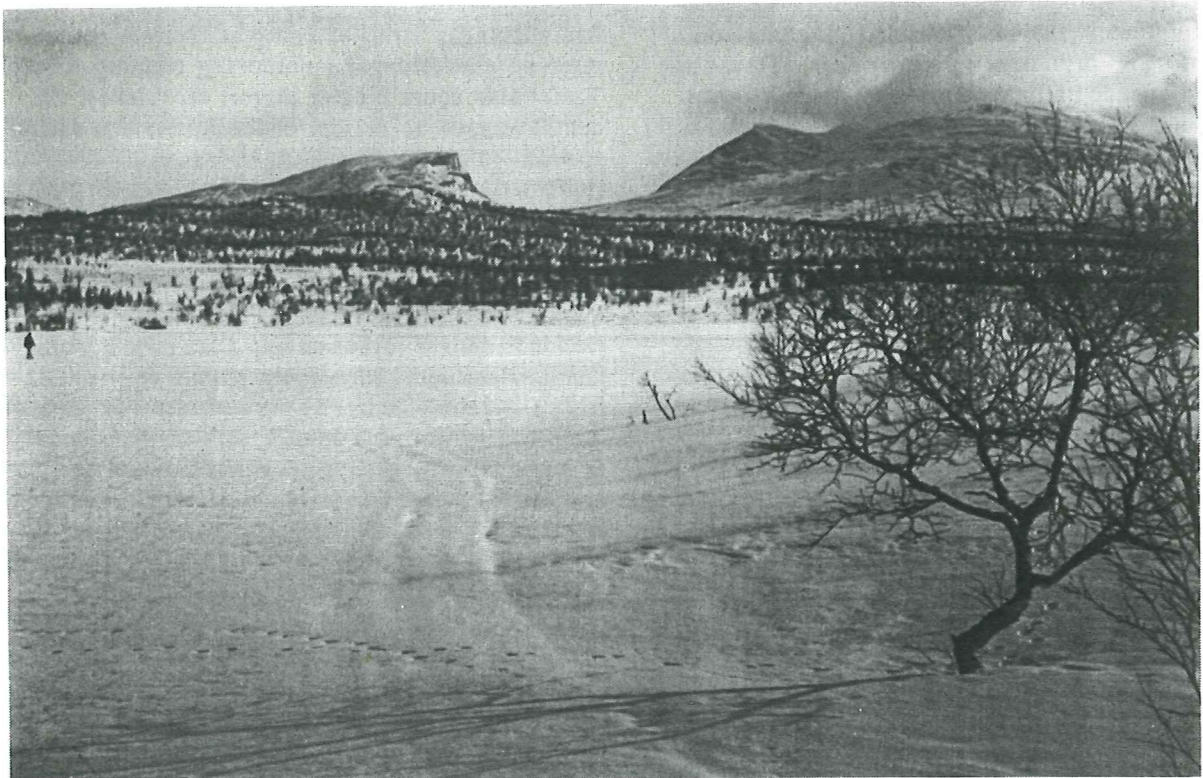


Fig. 2. Till vänster i bilden snett ovanför Ian Snowball syns Vuolep Njakajaures SÖ strandslänt där trädskikt saknas, enligt Josefsson (1990) subalpin hed. I bakgrunden syns Tjuonavagge, en djupt nedskuren U-dal mera känd som Lappporten (foto Björn H Holmqvist).

ologiska stationerna endast ligger ca 40 km från varandra. De uppmätta värdena representerar landets högsta respektive lägsta nederbörd (Naturvårdsverket, 1981). Luftens medeltemperatur under åren 1913 till 1987 var  $-0,79$  °C och årsmedeltemperaturen under åren 1918 till 1987 har varierat mellan  $+1,4$  och  $-3,0$  °C. Mellan åren 1930 och 1947 var markmedeltemperaturen på 2 m djup  $+1,5$  °C (Josefsson, 1990).

### 2.3 Vegetation

Torneträskområdet ligger inom två biogeografiska zoner, den norra boreala zonen som har sin västra gräns 30 km öster om Abisko, medan Abiskodalen ligger inom den fennoskandiska alpina zonen. Vegetationen inom området är synnerligen skiftande pga stora topografiska variationer (Josefsson, 1990). Abisko nationalpark är av botaniskt intresse pga en utpräglad zonerings från kalfjäll till björkskog. Inslag av subalpina hedar med speciell flora, välutvecklad ängsskog, artrik kalkpåverkad flora, sällsynta växtplatser för bl a orkidéer samt utpostlokaler för tall återfinns i nationalparken. Trädgränsen i Abiskodalen varierar mellan 550-800 möh. Under denna dominerar mossrik hedbjörkskog som är fjällens vanligaste björkskogstyp. Undervegetationen utgörs oftast av blåbär (*Vaccinium myrtillus*) eller kråkris (*Empetrum herma-*

*phroditum*) men kan också bestå av gräs, låga örter eller ormbunkar (*Polypodiaceae*). Enbuskar (*Juniperus*) bildar ibland ett buskskikt (Naturvårdsverket, 1981).

Söder om Vuolep Njakajaure finns ett område med blandad myr, dvs dels rismyr, som kännetecknas av risbevuxna tuvor med vitmossor i botten, dels torrt kärr dominerat av olika halvgräs, starr (*Carex*), tuvsäv (*Scirpus*) med ett bottenskikt av främst brunmossor. Sydost om sjön finns en torr rished som domineras av lågvuxna ris, blåbär (*Vaccinium myrtillus*), kråkris (*Empetrum hermaphroditum*), lågvuxen dvärgbjörk (*Betula nana*) och med inslag av smalbladiga gräs (Fig. 2). Mindre områden med rished finns öster om sjön. Dessa karakteriseras av stor slutenhet med högvuxen dvärgbjörk (*Betula nana*), inslag av vide (*Salix*) och enbuskar (*Juniperus*). I regel återfinns också ett lägre skikt med ris, gräs och örter som kräver långvarigt snötäcke (Naturvårdsverket, 1981).

### 2.4 Deglaciation

Deglaciationen har beskrivits av Melander (1977) och stycket nedan bygger på hans arbete. Hela Torneträskområdet har under Weichselglaciationen varit helt täckt av is. Fynd av flyttblock på höga höjder bekräftar detta. Området började smälta fram ur isen för drygt 9000  $^{14}\text{C}$  år sedan



enligt de dateringar som är gjorda på bl a sedimenten i Vuolep Njakajaure. Räffelriktningarna i området är mycket varierande, eftersom kringliggande fjällmassiv påverkat isrörelserna lokalt, och genom att massiven bildat lokala glaciationscentra under slutskedet av deglaciationen. När inlandsisen var mäktig nog att röra sig oberoende av terrängformerna var isrörelseriktningen mot norska kusten i norr och väster. Sydost om Torneträsk finns ett område där isrörelsen varit mot norr och som har haft stor inverkan på isrörelsen i Torneträsks södra bidalar, där isrörelseriktningen varit mot nordväst. Att denna is inte närt av något lokalt glaciationscentra i massiven söder om Abisko förklaras av att rörelsen inte avlänkats i dessa dalgångar. Allteftersom isen sjönk samman följde den mer strängt dalgångarna. I Torneträsks dalgång, som är ett överfördjupat

bäcken, påträffas huvudsakligen isräfflor från östliga riktningar. Isräfflor och glacifluviala rännor visar att glaciärtungor i nordostlig riktning från Torneträsks södra bidalar utgjort ett tillskott till den så kallade Torneisen. Söder om Abisko skär sydvästliga isräfflor äldre från sydost. Även glacifluviala rännor söder om Abiskodalens visar att isen strömmat ut ur Abiskojäkkas dalgång mot norr. Väster om Abiskojäkka vid Abiskodalens mynning visar isräfflor hur isen strömmat ut mot norska kusten i väster och nordväst. I slutskedet av deglaciationen dämde Torneisen upp flera issjöar, som kan rekonstrueras med hjälp av ett stort antal fossila strandmärken och delta-terrasser. I själva Abiskodalens finns ett område som kännetecknas av kullig morän (Fig. 3) som, enligt Holdar (1957) klassificeras som dödismorän bildat av ett avsnört frontalparti från Abiskodalens glaciär.

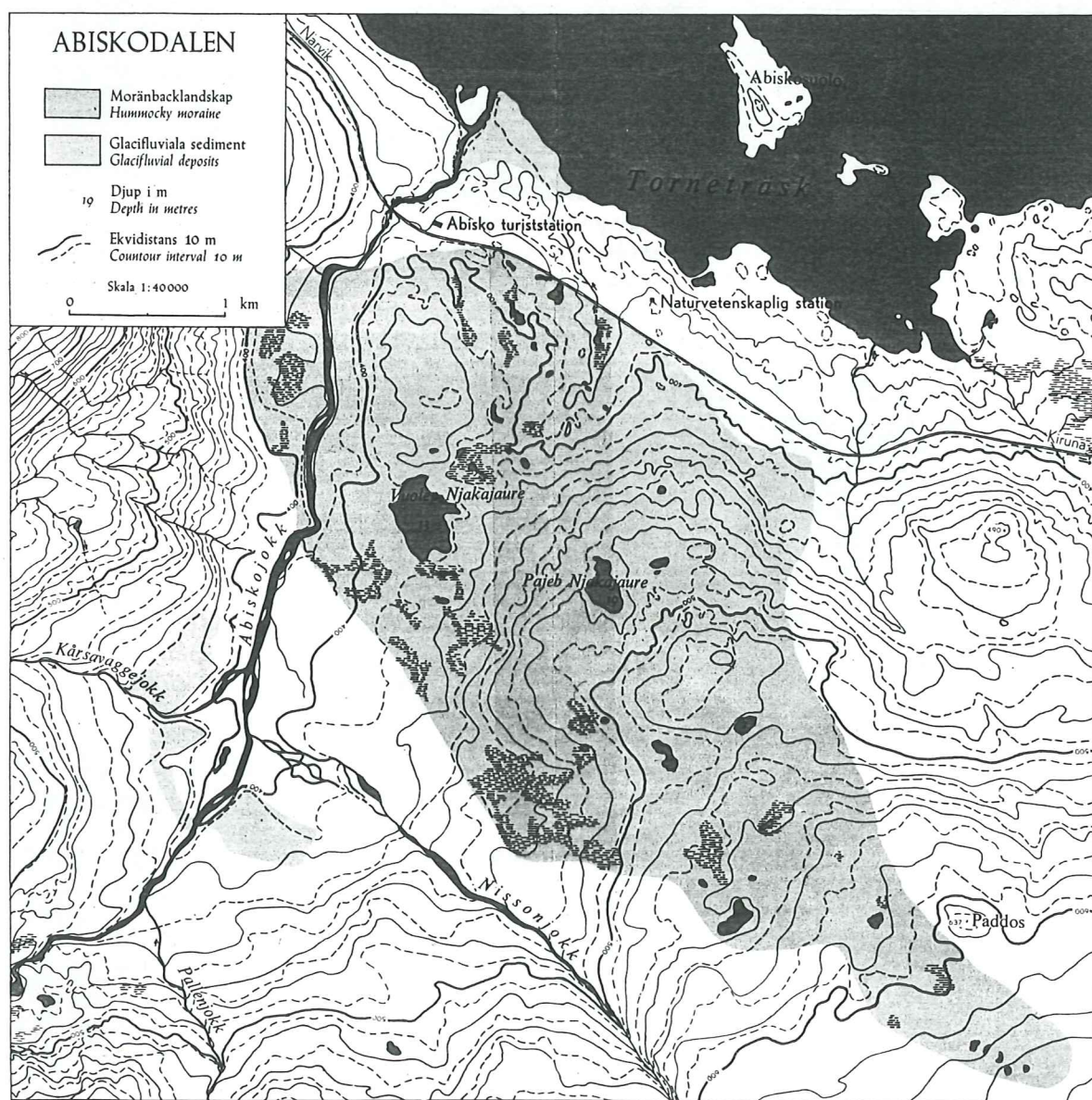


Fig. 3. Vuolep Njakajaure med omgivande kulliga moränlandskap. I detta område finns det fler sjöar än i omgivande terräng (Holdar, 1957).



### 3 Tidigare pollenstratigrafiska undersökningar

Sonesson (1974) presenterade en regional pollenzonering för Torne Lappmark, men för detta arbete är dock Sonesson (1968) mera intressant eftersom två pollendiagram från Vuolep Njakajaure presenteras där. Zoneringen av pollensammansättningen är knapphändigt beskriven varför pollendiagrammen presenteras nedan (Fig. 4 och 5). Dateringarna är gjorda på sedimentprover i bulk av alggyttja. Det diskuteras idag om de är påverkade av hårdvatteneffekt (Bradley, 1985) eftersom det finns karbonathaltig berggrund i omgivningarna samt att hårdvatteneffekt ger en skenbart högre ålder.

Zoneringen av pollensammansättningen i diagrammen Gp3 och Gp1 (Fig. 4 & 5) beskrivs nedan.

#### T1, Tidig björkperiod (ca 9300-9000 BP).

Zonen karakteriseras av stor andel *Betula*-pollen, liten andel för *Pinus*-pollen och icke-trädpollen. Perioden börjar med hög andel för *Hippophaë*-pollen och mot periodens slut ökar *Alnus* och *Juniperus* till den rationella gränsen. Förutom denna ökning karakteriseras zongränsen T1-T2 av ökande frekvens av *Gramineae*.

#### T2, björk- och alperiod (9000-6500 0 BP).

Zonen karakteriseras av lågt men ökande andel *Pinus*-pollen, hög men minskande andel *Betula*-

pollen, hög och ökande andel *Alnus*, *Juniperus* och *Gramineae*-pollen. I subzon T2a återfinns låg men ökande andel *Alnus*-pollen och hög andel *Juniperus* och *Gramineae*-pollen. *Pinus* ökar, medan *Betula* minskar. Subzon T2b kännetecknas av hög andel *Alnus* och *Juniperus*-pollen, medan andelen *Gramineae*-pollen är låg.

**T3, tallperiod (6500-3500 BP).** Zonen karakteriseras av låg frekvens icke-trädpollen. I subzon T3a är förekomsten av *Alnus* fortfarande relativt hög medan *Picea* endast förekommer sporadiskt. Subzon T3b karakteriseras av *Picea*-pollen, men dock endast med låg frekvens. I Abiskodalen ökar icke-trädpollen, *Juniperus*, *Picea*, *Ericaceae*, *Gramineae* och *Cyperaceae* oavbrutet och kulminerar i zon T4.

**T4, sen björk period (3500-0 BP).** Zonen karakteriseras av ökande *Betula* och minskande *Pinus*. Samtidigt sker en successiv ökning av icke-trädpollen, *Juniperus*, *Gramineae*, *Picea* och *Ericaceae*. Förekomsten av *Alnus* minskar. Subzongränsen T4a/T4b markeras av en tillfällig nedgång av *Betula* och samtidigt en tillfällig uppgång av *Pinus*. Det gör även subzongräns T4b/T4c men ej lika tydligt.

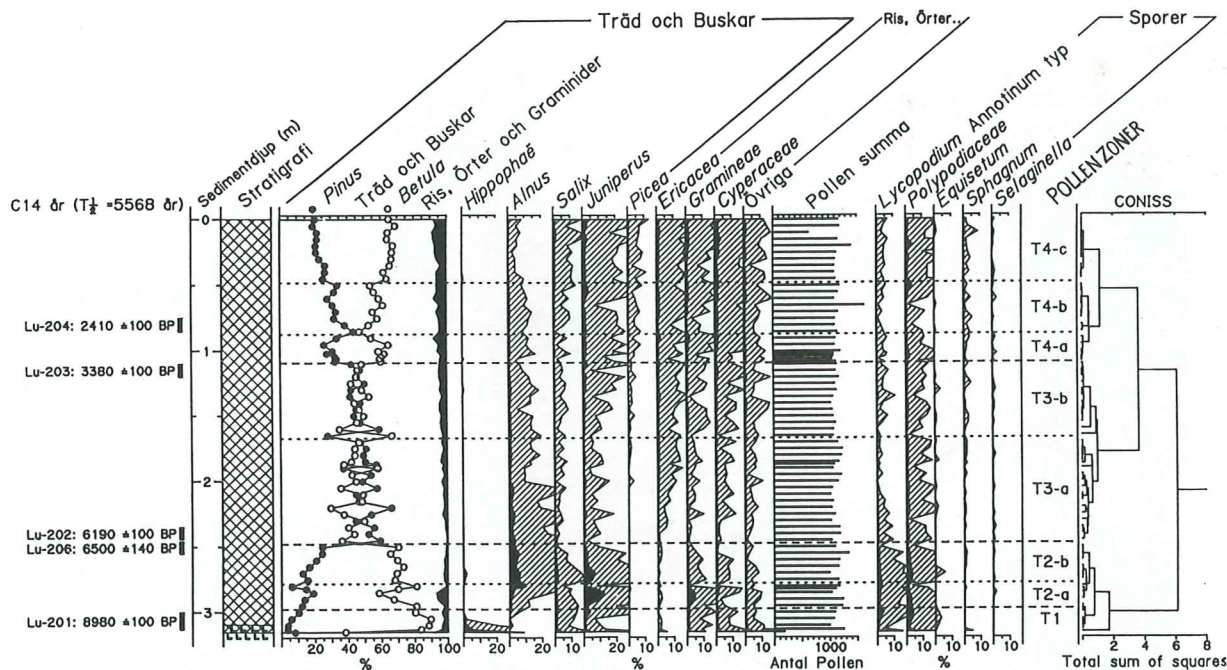


Fig. 4. Pollendiagram Gp 3 från mitten av Vuolep Njakajaure, vattendjup 12,5 m. Dateringen Lu-206 är gjord på den NaOH-lösliga delen av provet. Sonesson menar att de låga *Pinus* värdena på 1,7 m, 1,9 m och 2,3 m djup beror på destruktion och/eller korrosion (omritad från Sonesson, 1968).

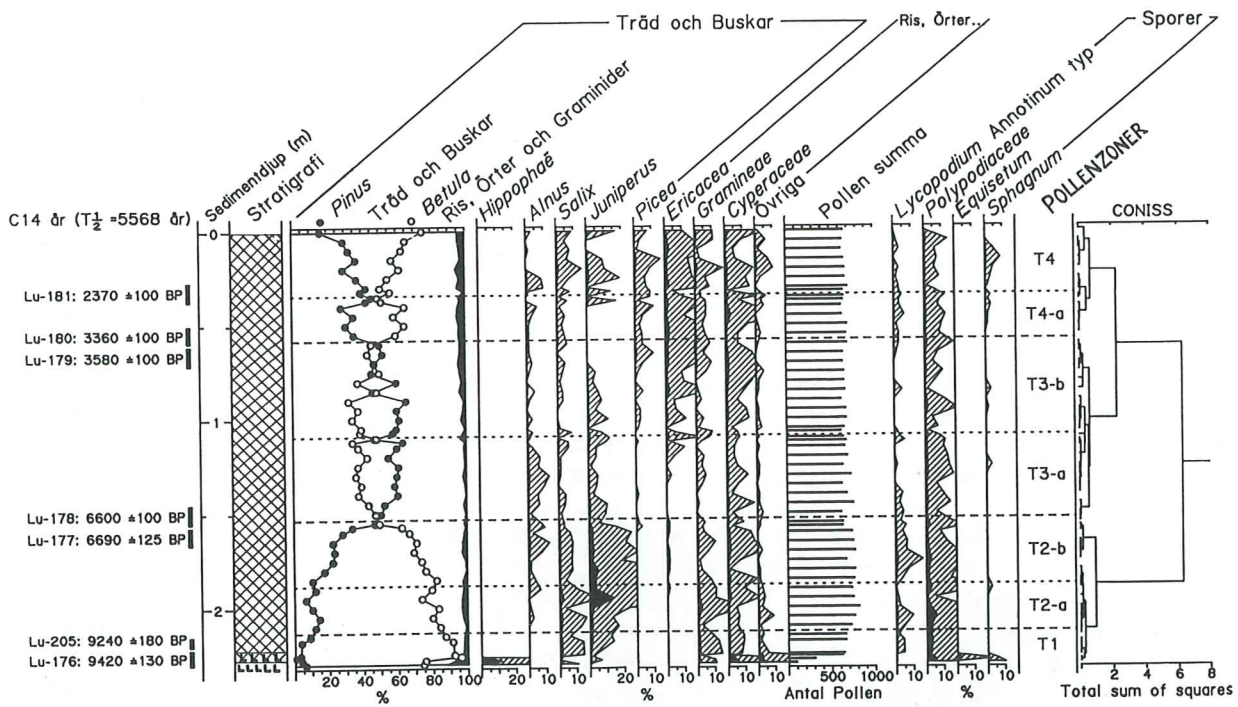


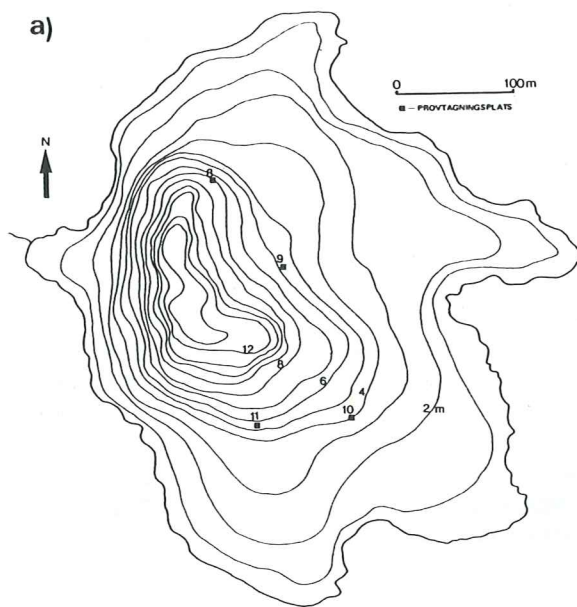
Fig. 5. Pollendiagram Gp 1 från den sydöstra delen av Vuolep Njakajaure, vattendjup 4,45 m (omritad från Sonesson, 1968).



## 4 Metoder

### 4.1 Provtagning av borrhärdar i Vuolep Njakajaure

Vid fältarbetet våren 1992, då det togs kompletterande borrhärdar från Vuolep Njakajaure, deltog författaren. Vi tillämpade då samma provtagningsmetodik som användes våren 1991. När fältarbe-



tena utförts har Abisko naturvetenskapliga forskningsstation varit utgångspunkt. Där finns tillgång till fältarbetsutrustning och snöskoter med förare för transporter. Borrhärdarna togs med en modifierad Livingstoneprovtagare från den isbelagda sjön. Med ledning av en batymetrisk karta (Fig. 6) valdes provplatserna ut, och provtagningshål borrades i isen.

Djupet vid provtagningsplatserna mättes upp med hjälp av ett måttband som med lodvikt och en platta sjönk och stannade mot den mjuka botten. Provtagaren består av ett ca 4 m långt plaströr, med en innerdiameter på 63 mm, som har en kolv anbringad i spetsen av röret. På kolven sitter en vajer som går upp i röret genom en bussning. Vajerns längd bestäms med hjälp av det uppmätta djupet och förankras i en stoppbalk vid isytan (Fig. 7).

Provtagaren förs ner och vattenfylls. Därefter firas den ner till botten. Provtagning görs genom att provtagaren slås ned med lätta slag, som man åstadkommer genom att dra i en vikt och följa efter med repet. Om sedimenten är mjuka trycks den ned genom att man släpper efter med repet. Ett märke på repet gör det möjligt att mäta hur långt man provtagit. När provtagaren gått ner i sedimenten och man inte kommer längre ned, hissas borrhärdan försiktigt upp då det är lätt hänt att sedimenten glider ut ur röret. Undertryck i provta-



Fig. 6. a) Batymetrisk karta över Vuolep Njakajaure. Vid de fyra provplatserna som är markerade med 8, 9, 10 och 11 har de fyra borrhärdarna som ingår i detta arbete tagits. (Kvartärbiologiska lab., omritad av Snowball). b) Fotografi över Vuolep Njakajaure som visar provtagningsplatserna (foto Björn H Holmqvist).



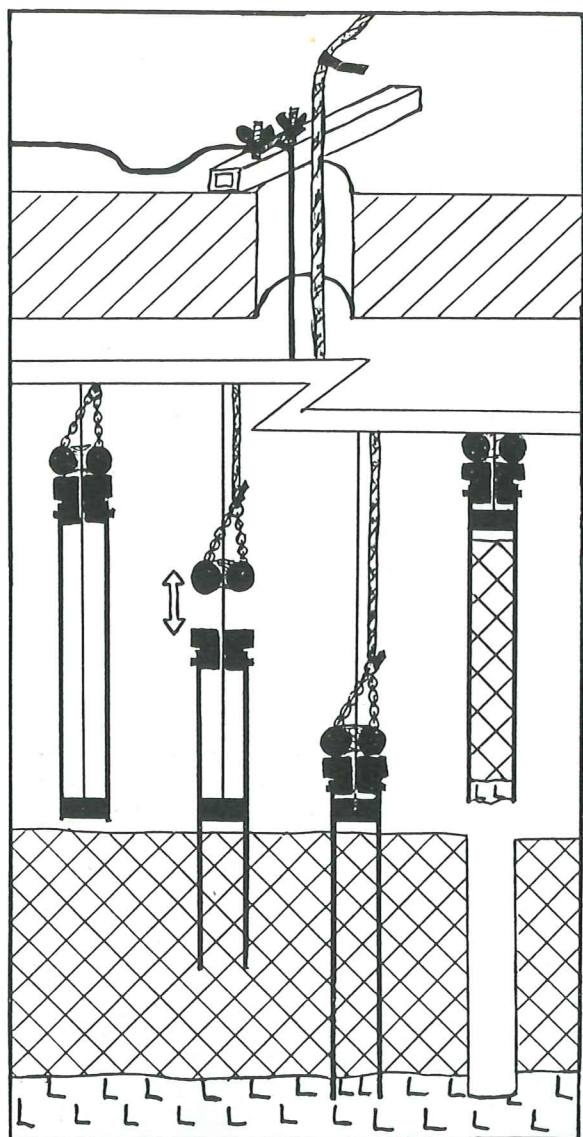


Fig. 7. Provtagning i fyra steg med en modifierad Livingstone provtagare.

garen och friktion mot insidan av väggarna gör att provet hänger kvar i provtagaren när den hissas upp. Risken för förlust av prov, särskilt när provtagaren lyfts genom vattenytan, minskar om en plugg av lera provtagits i botten av borrhärnan. När provtagaren väl var uppe på isen paketerades proven så att de inte kunde röra sig i plaströret under transporten till Lund.

## 4.2 Jordartsbestämning av borrhärnorna

Fram tills dess att borrhärnorna öppnades och jordartsbestämdes förvarades de i ett kylrum på Kvar-tärbiologiska laboratoriet i Lund. Borrhärnorna öppnades genom att sågas med cirkelsåg i en jigg och därefter delades varje borrhärna i två halv-  
 or med en tråd. Kärnornas längd mättes upp och jor-

dartsbestämning gjordes enligt Troels-Smith (1955). Efter detta gjordes uttagning av prover för andra analyser.

## 4.3 Magnetiska analyser

Ett naturligt materials mineral magnetiska egenskaper påverkas av fyra betydande variabler:

- Koncentrationen av ferri/ferro magnetiska järnoxider (t ex magnetit och hematit) och någon enstaka gång av järnsulfider.
- Det relativa tillskottet av olika ferri/ferro magnetiska faser (dvs magnetit och hematit).
- Kornstorleken av ferri/ferro magnetiska kristaller.
- Den relativa förekomsten av paramagnetiska mineral t ex biotit, svavelkis och karbonater och av diamagnetiska mineral t ex kvarts, men även vatten. Detta gäller då koncentrationen av ferri/ferro magnetiska faser är låg.

Även olika temperaturer påverkar magnetiska materials egenskaper, men alla magnetiska analyser i detta arbete är utförda i rumstemperatur. Det är för praktiska ändamål isothermiska förhållanden. En mer detaljerad förklaring av mineral magnetiska parametrar återfinns i bl a Thompson & Oldfield (1986).

### 4.3.1 Provtagning för magnetiska analyser

Provtagningen gjordes genom att kubiska provhållare, med en volym på  $7 \text{ cm}^3$ , av svagt diamagnetisk polystyren placerades intill varandra i den frilagda provkärnan. Varje enskild provhållare, med ett provintervall på 2,2 cm, numrerades från toppen till botten av borrhärnan innan de plöckades upp och tillslöts.

### 4.3.2 Susceptibilitet ( $\chi$ )

Susceptibilitet är ett mått på hur lätt ett material magnetiseras och ett mått på koncentrationen av ferrimagnetiska mineral t ex magnetit. Den anger förhållandet mellan den inducerade magnetiseringen och det magnetiserande fältet, dvs gradienten i området *low field reversible changes* i *Hysteresis loop* (Fig. 8). Susceptibiliteten påverkas av förekomsten av para- och diamagnetiska mineral men inte av kornstorlek, eftersom susceptibiliteten mäts i ett magnetiskt fält (Thompson & Oldfield, 1986). För att mäta susceptibiliteten användes en Kappabridge KLY-2 från Geofyzika, Brno som hade över 98% reproducerbarhet på en testserie om 25 prover från borrhärna 11.

#### 4.3.3 SIRM, Saturation Isothermal Remanent Magnetisation

SIRM är den högsta intensiteten av magnetisk remanens som kan åstadkommas i ett prov genom att utsätta det för ett mycket starkt magnetfält. SIRM påverkas av mineraltyp, koncentration och kornstorlek. SIRM påverkas ej av förekomsten av para- och diamagnetiska material (Thompson & Oldfield, 1986). Med en Redcliffe pulse magnetic charger skapades magnetfält på 4.0 Tesla, vilket här betraktas som tillräckligt för att uppnå maximal magnetisering. Sedan mättes den inducerade remanensen med en Molspin fluxgate spinner magnetometer. Mätvärdena dividerades med torrvikten för varje enskilt prov, för att resultatvärdena skulle bli oberoende av varierande massa.

#### 4.3.4 SIRM/ $\chi$

SIRM/ $\chi$ -kvoten kan vara diagnostiskt endera för mineralogityp eller för den dominerande magnetiska kornstorleken. En låg kvot, teoretiskt sett noll, indikerar närvaro av paramagnetiska mineral. Kvoten beskriver magnetisk kornstorlek när susceptibilitet representerar koncentration hos ingående magnetit och SIRM representerar mättnadsgrad. Mättnadsgraden varierar med magnetitkornens storlek och dess koncentration (Thompson & Oldfield, 1986).

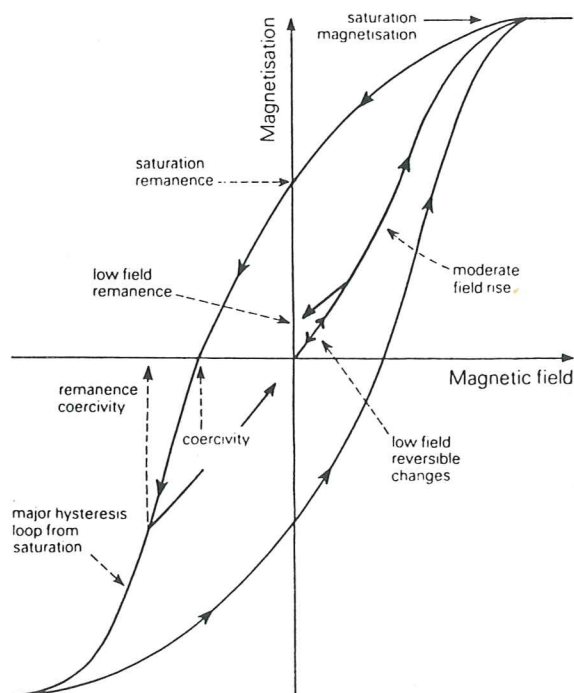


Fig. 8. Hysteresis loop. Magnetiseringens beroende av magnetiserande fält. Det magnetiska tillståndet hos ett material beror både på magnetfältet det befinner sig i och materialets magnetiska historia (Thompson & Oldfield, 1986).

#### 4.3.5 S-kvot

S-kvoten skiljer mellan ferrimagnetiska- och antiferromagnetiska mineral. Detta görs genom att ett tidigare magnetiskt mättat prov magnetiseras i ett reverserat magnetfält. Ett reverserat magnetfält på 100 mT mättar ferrimagnetiska mineral t ex magnetit, men ej antiferromagnetiska mineral t ex hematit och goethit. När S-kvoten är 1 betyder det att provet inte alls påverkas av ett reverserat fält och -1 betyder att provet mäts av ett motriktat fält på 100 mT (Fig. 8). En S-kvot under -0,8 representerar en mycket stark magnetitdominans i ett material (Thompson & Oldfield, 1986).

När SIRM mätningarna (kap. 4.3.3) var klara magnetiserades proverna på nytt i ett reverserat magnetfält på 100 mT med en Molspin pulse magnetiser. Remanensen mättes igen med en Molspin fluxgate spinner magnetometer. Därefter beräknades S-kvoten.

### 4.4 Glödförlust

Glödförlust vid 525°C och 925°C utfördes för att bestämma halten organiskt material och halten av karbonater. Det organiska materialets massa i ett prov bestäms genom provets viktförlust vid förbränning. Detta gjordes genom att torka proven vid 105°C under ett dygn för bestämning av torrvikten och sedan upphetta det till 525°C med fri syretillgång under 2 timmar. Efter avsvälning i excikator vägdes proverna. Återstoden motsvarar provets mineralmassa inklusive den organiska delens mineralämnesinnehåll (Troedsson, 1973). Proverna upphettades därefter till 925°C under 4 timmar för att bestämma halten av karbonater. Efter avsvälning i excikator vägdes proverna för bestämning av glödförlusten vid 925°C. Eftersom volymen av proverna är känd (7 cm<sup>3</sup>) beräknades torrdensiteten.

### 4.5 Pollenstratigrafisk analys

Borrkärna 11 valdes ut för pollenanalys därför att den är längre än de andra tre borrkärnorna. Proverna togs på ca 1 dm avstånd avpassat efter vart femte magnetanalysprov samt tätare på ett par nivåer.

#### 4.5.1 Provberedning

Pollenpreparatberedning gjordes enligt Faegri & Iversen (1989) och nedan följer en beskrivning av huvudmomenten:

- Proverna, på ett par cm<sup>3</sup>, placerades direkt i centrifugeringsrör.



- Proverna behandlades två gånger med 10% NaOH-lösning under 10 minuter i kokande vattenbad, för att lösa upp humuspartiklar och avlägsna humusämnen.
- Proverna behandlades med 10% HCl-lösning under 10 minuter i kokande vattenbad för att lösa upp kalk.
- Upplösning av finare minerogent material gjordes med 40% HF-lösning i kokande vattenbad under tio minuter.
- Salter och frigjord kalk löstes i kokande vattenbad i 10% HCl-lösning under 15 minuter.
- Acetolysbehandling gjordes genom att tillsätta 9 delar ättiksyreanhydrid samt 1 del koncentrerad svavelsyra till proverna och därefter uppvärmning under 8 minuter i kokande vatten.
- Till preparatberedningen användes glycerin som färgades med neutralrött.

#### 4.5.2 Analys och pollenstratigrafisk zonerings

Analysen gjordes genom att bestämma och räkna pollen samt sporer under mikroskop. Vid bestämn-

ingen användes Moore & Webb (1978) samt Kvar-tärbiologiska laboratoriets referenssamling för pollen. *Betula nana* pollen särskiljdes inte från övriga *Betula* pollen. Totalt analyserades 32 nivåer och mer än 400 pollen bestämdes på varje nivå utom på den understa nivån där den minerogena halten är hög och pollenhalten låg.

Som stöd för korrelering utfördes numerisk analys, en stratigrafiskt begränsad klusteranalys genom en metod med tillväxande kvadratsumma. Metoden jämför intilliggande nivåer vad gäller olikhet och slår samman de intilliggande nivåer som är mest lika varandra (Birks & Gordon, 1985). Baserat på rådata erhållna av Sonesson, har hans diagram (Fig. 4 och 5) bearbetats numeriskt och ritats om, på samma sätt som pollendiagrammet från borrhärna 11. Detta har gjorts med datorprogrammen Tilia och Coniss. Undantagen är att taxa enligt nedan är borttagna ur den numeriska analysen pga dess låga värden (under 2%): *Selaginella* i Gp3, *Sphagnum* i Gp1 och Gp3, och *Equisetum* i Gp1, Gp3 och borrhärna 11.

Den pollenstratigrafiska zonerings av borrhärna 11 gjordes efter korrelation med Sonesson (1968) och med utgångspunkt av dendrogrammen från Coniss.



## 5 Resultat

Resultaten i denna studie börjar med en beskrivning av stratigrafin, därefter följer en redogörelse av resultaten för glödförlust och magnetiska analyser i var och en av de fyra borrhärnorna. Från huvudborrkärna 11 redovisas ett pollendiagram som används som underlag för datering av de övriga borrhärnorna. S-kvot och SIRM/ $\chi$ , från huvudborrkärna 11, jämförs med den pollenstratigrafiska zoneringsen från samma borrhärna. Därefter testas den föreslagna korreleringen mellan huvudborrkärna 11 och borrhärnorna 8, 9 och 10. Slutligen redovisas sedimentationshastighet i alla borrhärnor, beräknat efter korreleringarna.

### 5.1 Stratigrafi

Sedimenten i de provtagna borrhärnorna består av alggyttja och i botten av borrhärnorna 9, 10 och 11 av lera. Borrhärna 8 består enbart av alggyttja, och fältarbetsdata visar att cirka 2/3 av lagerföljden vid provpunkten är representerad. Stratigrafin i de olika borrhärnorna redovisas i Fig. 9.

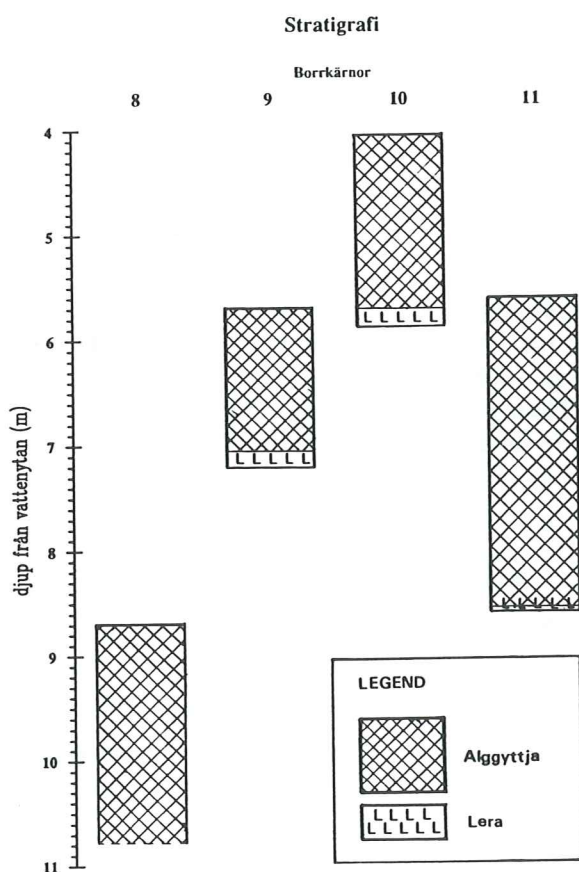


Fig. 9. Stratigrafin i Vuolep Njakajaure. Borrhärnorna är inritade i figuren efter vattendjupet på respektive provtagningplats.

### 5.2 Glödförlust och magnetiska analyser

#### 5.2.1 Borrhärna 8

Glödförlusten vid 525°C i borrhärna 8 (Fig. 10) minskar från 47% till 34% mellan 2,0 m och 1,5 m. Från 1,5 m ökar den för att mellan 1,2 till 0,3 m minska från 49% till 29%. I de översta 0,3 m har glödförlusten en stigande trend (glödförlusten vid 925°C i borrhärna 8 saknas pga fel i analys).

Susceptibilitet( $\chi$ ), SIRM, SIRM/ $\chi$  och S-kvoten från borrhärna 8 redovisas i Fig. 10.  $\chi$  har en svagt stigande trend från botten av borrhärnan till 0,7 m, från 0,05 till 0,11  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . Från botten av borrhärnan till 0,7 m djup har SIRM stigande trend till 2,8  $\text{mAm}^2\text{kg}^{-1}$ . SIRM/ $\chi$  ökar vid 1,24 m djup från 10 till 19  $\text{kAm}^{-1}$  och har vid 0,7 m djup ett värde av 26  $\text{kAm}^{-1}$ . Till toppen av borrhärnan har  $\chi$ , SIRM och SIRM/ $\chi$ -kvoten stigande trender med undantag för tillfällig nedgång av värden på 0,2 m djup. Från botten av borrhärnan har S-kvoten värden omkring -0,6, vid 1,64 m sjunker den från -0,5 till -0,7. Vid 1,24 m djup har S-kvoten ett lägsta värde av -0,84, därifrån ökar den till en pik på -0,55 m vid 0,86 m djup. Till toppen av borrhärnan har S-kvoten en sjunkande trend till -0,9.

#### 5.2.2 Borrhärna 9

Glödförlusten vid 525°C i borrhärna 9 (Fig. 11) är ca 1% mellan 1,5 m och 1,4 m djup. Från 1,4 m till 1,2 m djup ökar den till 71% för att från 1,2 m till 0,7 m minska till 40%, och sedan ökar den för att mellan 0,6 m och 0,2 m djup minska från 54% till 32%. I de översta 0,2 m är glödförlusten 32%. Glödförlusten vid 925 °C varierar mellan 1,5% och 3,4% i borrhärna 9.

Susceptibiliteten ( $\chi$ ), SIRM, SIRM/ $\chi$  och S-kvoten från borrhärna 9 redovisas i Fig. 11.  $\chi$  har högst värde i botten av borrhärnan, 1,5  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ , sedan sjunker den från 0,12 till 0,039  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  mellan 1,34 och 1,16 m djup. Från 1,16 m har  $\chi$  en stigande trend som kulminerar vid 0,91 m djup med ett värde av 0,12  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . Härifrån har den en sjunkande trend till 0,37 m djup där den är 0,08  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . Från 0,37 m djup till toppen av borrhärnan ökar  $\chi$  till 0,13  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . SIRM stiger från 0,4 till 3,3  $\text{mAm}^2\text{kg}^{-1}$  vid 1,16 m djup. Från 0,37 m djup till toppen av borrhärnan ökar SIRM från 2,1 till 4,6  $\text{mAm}^2\text{kg}^{-1}$ . SIRM har två toppar på 0,84 och 0,61 m djup på respektive 4,2 och 3,6

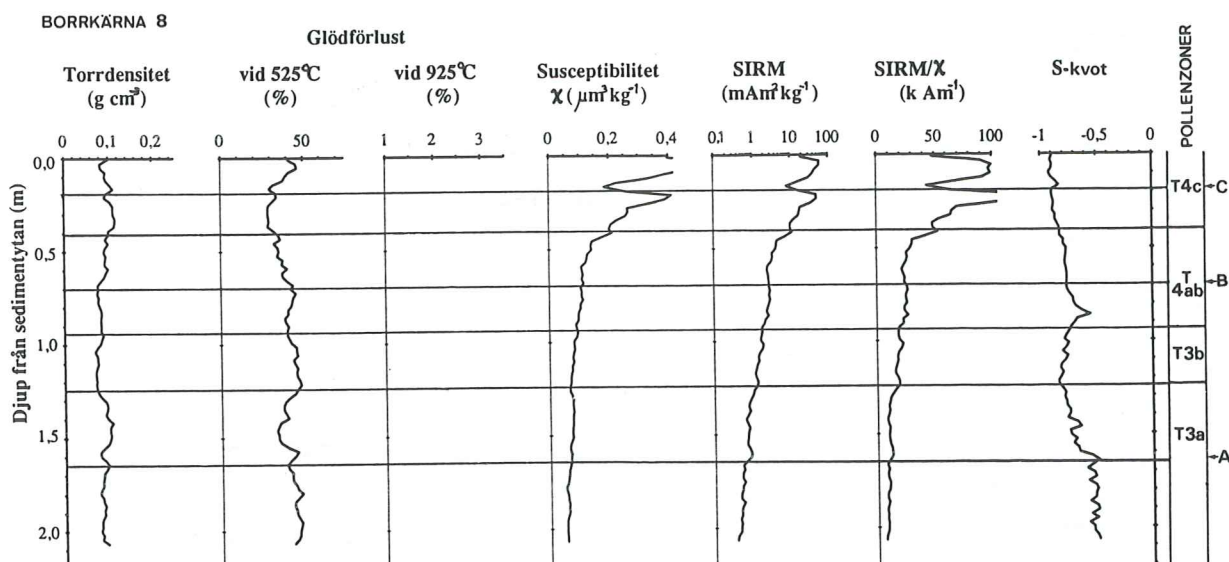


Fig. 10. Resultat av glödförlust och magnetiska analyser från borrhärna 8 (Glödförlusten vid 925°C saknas pga fel i analys).

$\text{mA m}^2 \text{kg}^{-1}$ , vilka slår igenom tydligt i  $\text{SIRM}/\chi$ .  $\text{SIRM}/\chi$  sjunker redan vid 1,34 m djup till  $9,9 \text{ kA m}^{-1}$  och mellan 1,34 och 1,16 m djup är  $\text{SIRM}/\chi$  mellan  $9,9$  och  $13,5 \text{ kA m}^{-1}$ .  $\text{SIRM}/\chi$  ökar från 12 till  $40 \text{ kA m}^{-1}$  vid 1,16 m djup. Från 0,37 m djup till toppen av borrhärnan ökar  $\text{SIRM}/\chi$  från 22 till  $35 \text{ kA m}^{-1}$ . S-kvoten är under  $-0,8$  mellan 1,34 och 1,29 m, men över  $-0,8$  upp till 1,16 m djup. Från 1,16 m till 0,8 m djup är S-kvoten lägre än  $-0,8$ . Från 0,37 m djup till toppen av borrhärnan är S-kvoten under  $-0,8$  förutom i toppen.

### 5.2.3 Borrhärna 10

Glödförlusten vid 525°C i borrhärna 10 (Fig. 12) är ca 1% mellan 1,8 m och 1,7 m djup. Mellan 1,6 m och 1,4 m är den omkring 55%. Från 1,3 m till 1,1 m är den omkring 70%, och mellan 1,0 m och 0,7 m ca 60%. Från 0,7 m och till toppen av

borrhärnan minskar glödförlusten från 59% till 40%. Glödförlusten vid 925°C varierar mellan 1,5% och 3,3% i borrhärna 10.

Susceptibiliteten ( $\chi$ ), SIRM,  $\text{SIRM}/\chi$  och S-kvoten från borrhärna 10 redovisas i Fig. 12.  $\chi$  har sitt högsta värde i botten av borrhärnan,  $1,2 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ . På 1,6 till 1,4 m djup är värdena ca  $0,06 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ , för att vid 1,4 m djup sjunka. Från 1,36 till 0,66 m djup har  $\chi$  en stigande trend från  $0,022$  till  $0,047 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$  med en topp vid 1,0 m på  $0,06 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ . I den övre delen av borrhärnan har susceptibiliteten sitt högsta värde på  $0,18 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ . Mellan 1,6 till 1,36 m djup har SIRM en topp på  $1,1 \text{ mA m}^2 \text{kg}^{-1}$ , och den har också en topp vid 1,0 m djup. För den övre delen av borrhärnan har SIRM ett högsta värde av  $10 \text{ mA m}^2 \text{kg}^{-1}$ . Mellan 1,6 till 1,36 m djup har  $\text{SIRM}/\chi$  en topp på  $18 \text{ kA m}^{-1}$ , och kvoten har även en topp vid 1,0 m. I den övre delen av borrhärnan har  $\text{SIRM}/\chi$  en topp på  $56 \text{ kA m}^{-1}$ . Från 0,66 m djup och till toppen av

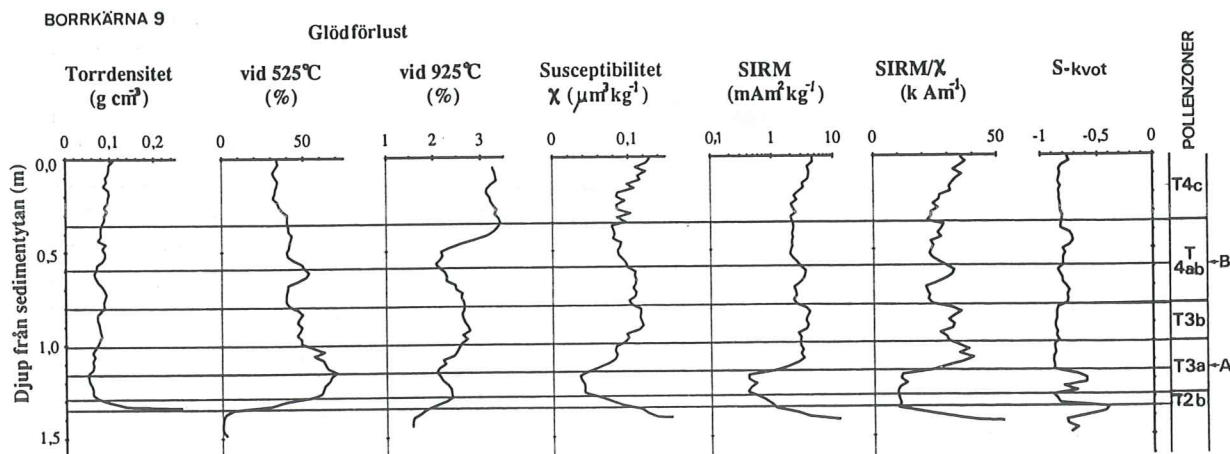


Fig. 11. Resultat av glödförlust och magnetiska analyser från borrhärna 9 (Glödförlusten vid 925°C är beräknad med 3-punkts löpande medelvärde).



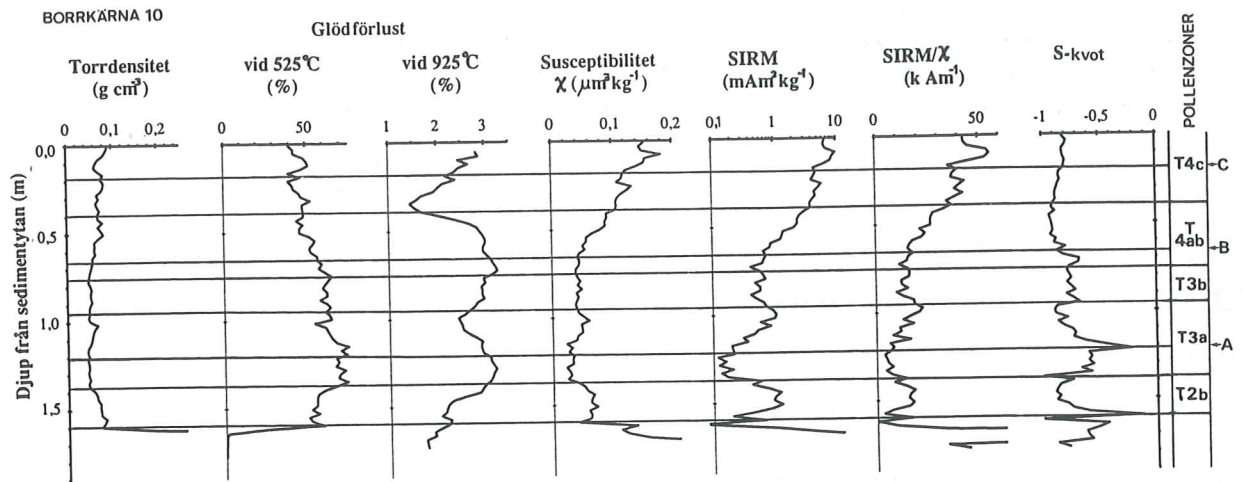


Fig. 12. Resultat av glödförlust och magnetiska analyser från borrhärna 10 (Glödförlusten vid 925°C är beräknad med 3-punkts löpande medelvärde).

borrkärnan har  $\chi$ , SIRM och SIRM/ $\chi$  en stigande trend. På 1,6 till 1,36 m djup är S-kvoten under -0,8, så även vid 1,0 m. För den övre delen av borrhärnan är S-kvoten omkring -0,8.

#### 5.2.4 Borrhärna 11, huvudborrhärnan

Glödförlusten vid 525 °C i borrhärnan 11 (Fig. 13) mellan 2,8 m och 2,6 m sedimentdjup är omkring 36%. Mellan 2,6 m och 2,3 m är den omkring 21%. Från 2,0 m till 1,0 m minskar den från 68% till 38%. Mellan 0,8 m och 0,2 m minskar glödförlusten från 47% till 33%. Glödförlusten vid 925 °C varierar mellan 1,2% och 2,8% i borrhärna 11.

Susceptibiliteten( $\chi$ ), SIRM, SIRM/ $\chi$  och S-kvoten från borrhärna 11 redovisas i Fig. 13.  $\chi$  har en sjunkande trend från botten av borrhärnan till 2,0 m djup från 0,11 till 0,034  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ , men med en topp på 0,11  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$  vid 2,44 m djup.  $\chi$  har en stigande trend mellan 2,0 till 1,1 m djup från 0,04 till 0,09  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . Från 0,6 m djup till toppen av borrhärnan har susceptibiliteten stigande trend till 0,12  $\mu\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ . SIRM ökar mellan 2,0 till 1,1 m djup från 0,17 till 2,16  $\text{mAm}^2\text{kg}^{-1}$ . Från 0,6 m djup till toppen av borrhärnan har SIRM stigande trend till 6  $\text{mAm}^2\text{kg}^{-1}$ . SIRM/ $\chi$  ökar mellan 2,0 till 1,1 m djup från 5 till 21  $\text{kAm}^{-1}$ . Från 0,6 m djup till toppen av borrhärnan ökar SIRM/ $\chi$  till 41  $\text{kAm}^{-1}$ . Från botten av borrhärnan upp till 2,1 m djup är

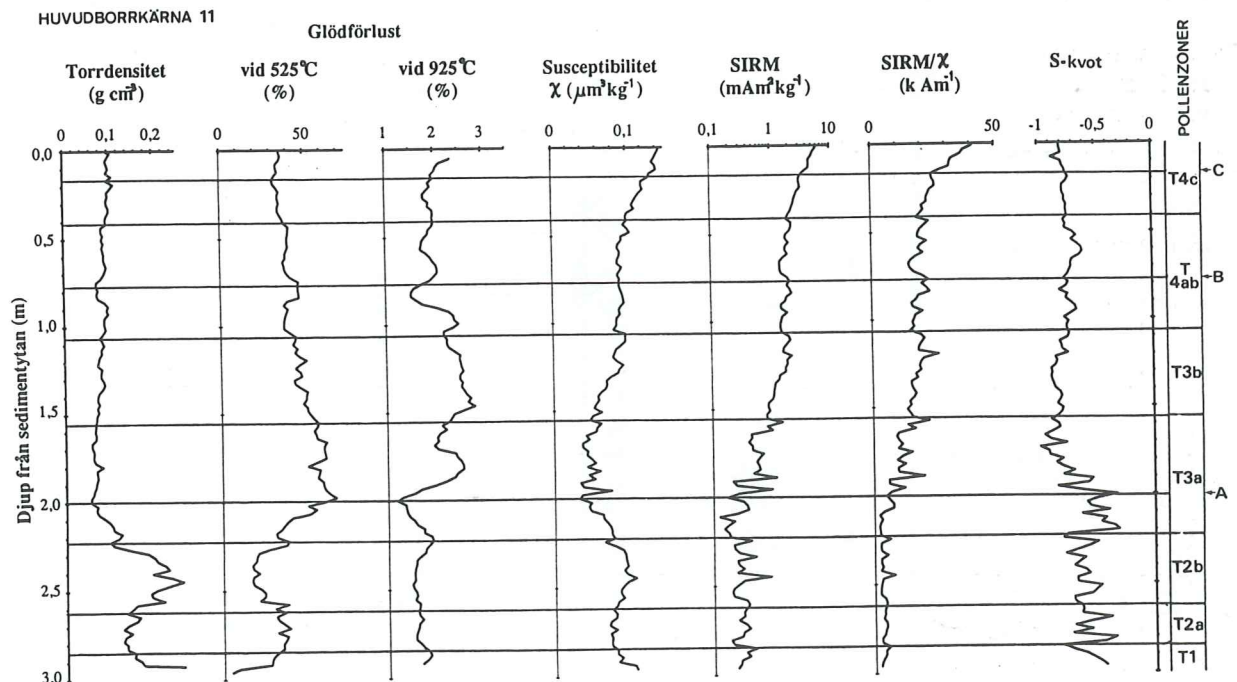


Fig. 13. Resultat av glödförlust och magnetiska analyser från borrhärna 11 (Glödförlusten vid 925°C är beräknad med 3-punkts löpande medelvärde).

SIRM/ $\chi$  mellan 2,0 och 8,1 kAm-1. Medelvärde för S-kvoten är -0,61 från botten av borrhärnan till 2,2 m djup och mellan 2,2 till 2,0 m djup är medelvärde -0,47. Mellan 2,0 till 1,55 m djup har S-kvoten en sjunkande trend från -0,33 till -0,9. Från 0,6 m djup till toppen av borrhärnan sjunker S-kvoten till -0,8.

### 5.3 Pollenstratigrafisk zoneri huvdborrhärna 11

Resultaten av pollenanalysen och zoneri i borrhärna 11 redovisas i Fig. 14. Baserat på den numeriska analysen korrelerades borrhärna 11 till pollenzonerna i Gp1 och Gp3 (Fig. 4 och 5). Nedan följer en beskrivning av pollensammansättni i borrhärna 11.

**T1, tidig björk period.** Förekomsten av *Pinus*-pollen är under 10%, och för *Betula*-pollen över 80%. I den nedre delen är förekomsten av *Hippophaë* 3%. Zongränsen T1/T2 karakteriseras av en rationell gräns för *Alnus* och en begynnande empirisk gräns för *Juniperus*.

**T2, björk- och alperiod.** I subzon T2a är förekomsten av *Pinus*-pollen 10-15%, och 90-75% för *Betula*-pollen. I den övre delen är förekomsten av *Juniperus* 3%. Subzongränsen T2a/T2b karakteriseras av att den empiriska gränsen för *Alnus* uppnås, en ökning av *Betula* och en minskning av *Salix* och *Gramineae*. I subzon T2b ökar *Pinus* från 15-35%, och *Betula* minskar från 75-60%. *Alnus* är över den empiriska gränsen med värden på 6%. Vid zongränsen T2/T3 blir förekomsten av *Pinus* högre än för *Betula*.

**T3, tall period.** I denna zon varierar *Pinus*-pollen mellan 45-65%, och *Betula*-pollen mellan 33-52%. I subzon T3a minskar *Alnus* ner under den empiriska gränsen och i den nedre delen minskar *Juniperus*. Ris, örter och gräs är ovanliga. I subzongränsen T3a/T3b är den rationella gränsen för *Ericaceae* representerad och ris, örter och gräs ökar. Subzon T3b karakteriseras av en ökning av ris, örter och gräs, minskning och därefter ökning av *Alnus* samt ökning av *Juniperus*. Vid zongränsen T3/T4 blir förekomsten av *Betula* högre än *Pinus* och *Picea* når den rationella gränsen.

**T4, sen björkperiod.** Subzonerna T4a och T4b, som ej är särskilda, karakteriseras av *Pinus*-förekomst mellan 34-41% och *Betula*-förekomst mel-

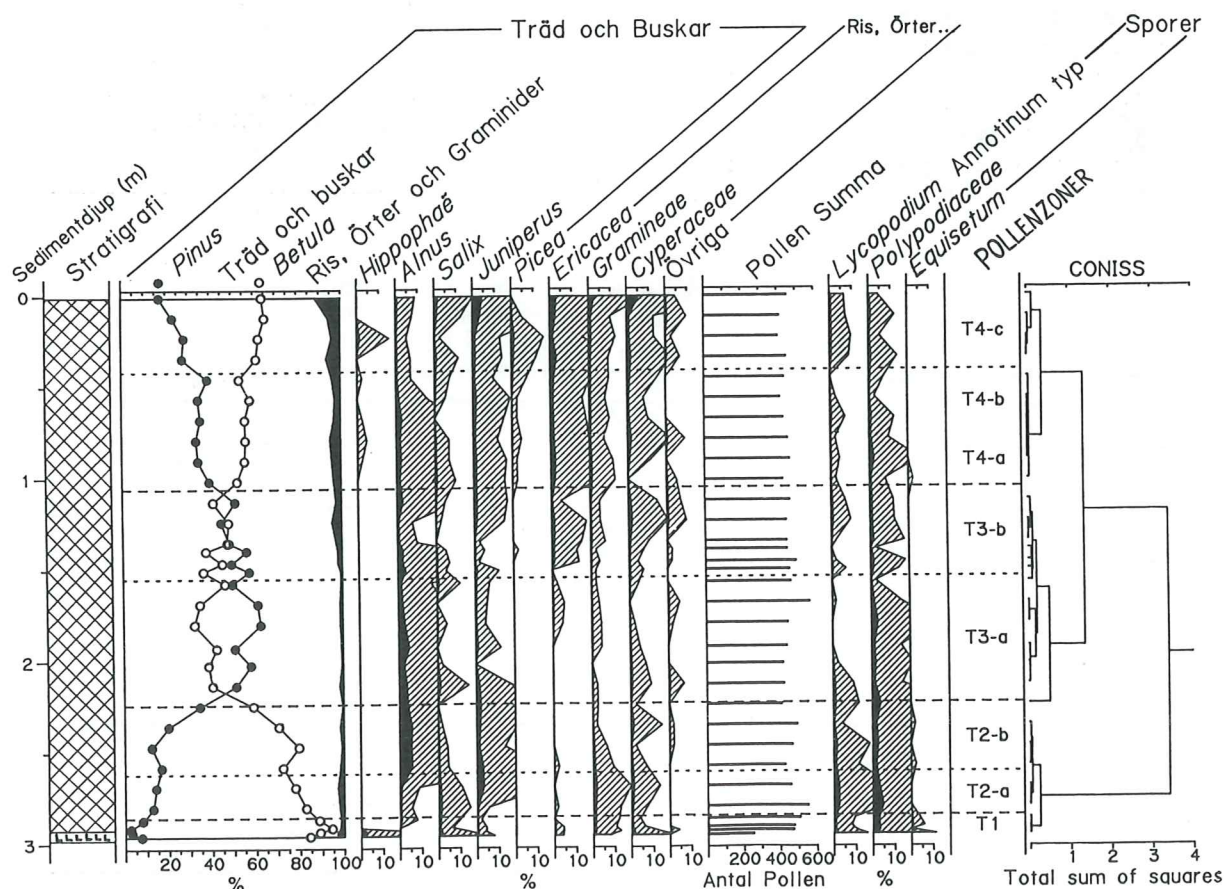


Fig.14. Pollendiagram från borrhärna 11, huvdborrhärna, vattendjup 5,6 m.



lan 53-60%. Subzongränsen T4b/T4c karakteriseras av en minskning av *Pinus* och ökning av *Betula*. Även *Alnus* minskar medan *Picea* ökar. T4c karakteriseras av en minskning av *Pinus* från 38-17% och en ökning av *Betula* från 55-65%. Ris, örter och gräs ökar i övre delen till sammanlagt 11%. *Juniperus* och *Cyperaceae* når då sina empiriska gränser.

#### 5.4 S-kvot och SIRM/ $\chi$ jämförd med den pollenstratigrafiska zoner

För att analysera om det finns något samband mellan klimatförändringar, så som pollenzoneringen beskriver dem, och den magnetiska mineralogin i huvudborrkärna 11 gjordes ett klusterdiagram. I diagrammet har S-kvot genom SIRM/ $\chi$  plottats med symboler för respektive pollenzon (se Fig. 15). I diagrammet visar värdena i T2b till T3a en förändring från början till slutet av respektive zon och tydliga kluster av pollenzonerna T3b till T4c. S-kvoten är högre från T1 till mitten av T3a än från mitten av T3a till T4c, där SIRM/ $\chi$  är högre än för de tidigare zonerna.

Borrkärnorna 8, 9 och 10 har korrelerats till huvudborrkärna 11 baserat på S-kvot och SIRM/ $\chi$ . De föreslagna korreleringarna testas i klusterdiagram, där S-kvot och SIRM/ $\chi$  har plottats mot varandra med en symbol för den korrelerade pollenzonen (Fig. 16). Borrkärna 8, som tagits på störst djup av de fyra borrkärnorna, visar tydliga anhopningar av de plottade värdena från samma

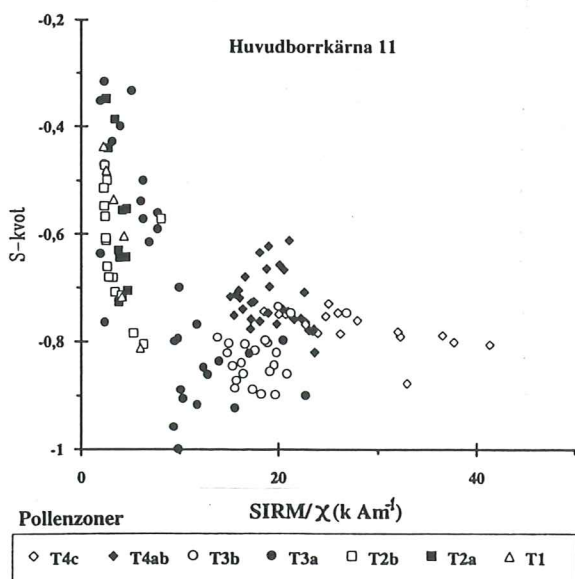


Fig. 15. S-kvot genom SIRM/ $\chi$ i huvudborrkärna 11. Pollenzonerna i borrkärnan är representerade av olika symboler.

zoner (Fig. 16a). I borrkärna 9 visar pollenzonerna T3b, T4ab och T4c kluster och i borrkärna 10 endast T4c (Fig. 16bc). Detta diskuteras senare.

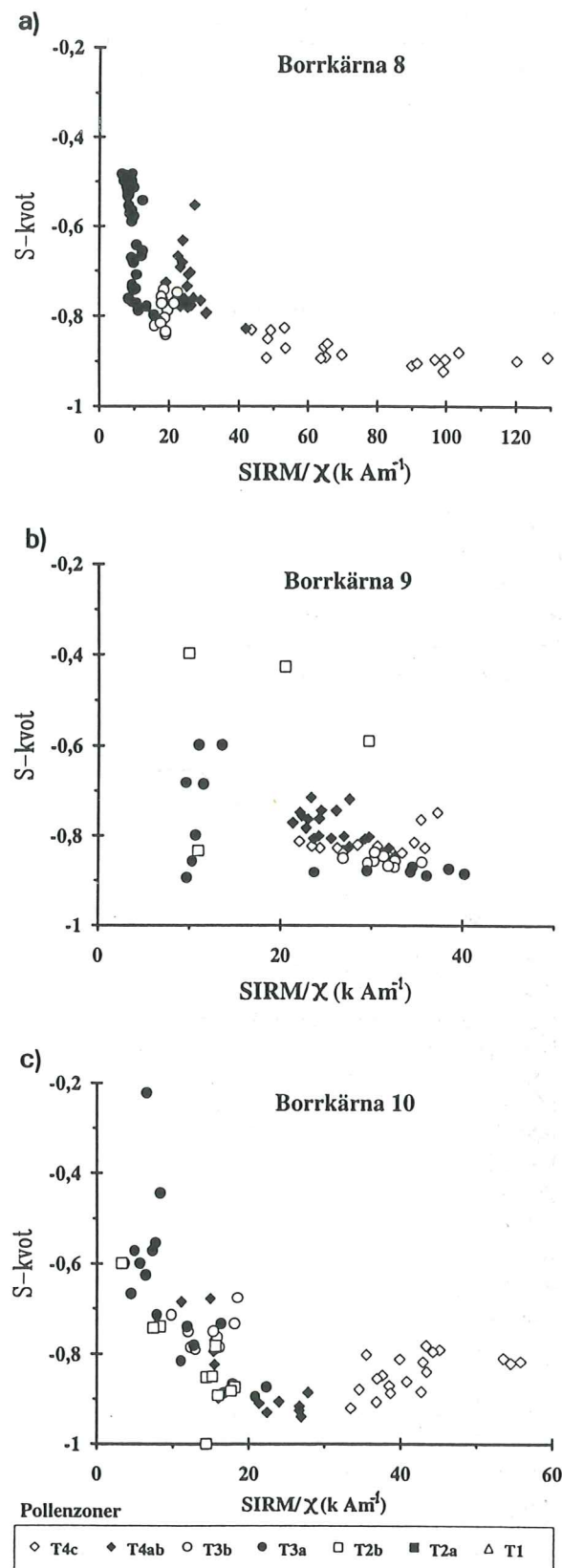


Fig. 16. S-kvot genom SIRM/ $\chi$ i plot a, b och c för respektive borrkärna 8, 9 och 10. De korrelerade pollenzonerna är representerade av symboler.

## 5.5 Sedimentationshastighet

Sedimentationshastigheten i borrhärna 11, har beräknats genom att den korrelerats till den daterade lokala pollenzoneringen. Borrhärnorna 8, 9 och 10 har daterats genom den mineralmagnetiska korreleringen till borrhärna 11. Sedimentationshastigheten för de olika borrhärnorna redovisas i Fig. 17.

Sedimentationshastigheten är högst i borrhärna 11 i pollenzon T3 mellan 6500 och 3500  $^{14}\text{C}$ år BP, där den är  $0,38 \text{ mm}/^{14}\text{C}$ år, men den är även hög i borrhärna 8 som är tagen på något större vattendjup. Lägst sedimentationshastighet är det i borrhärna 9 med ett medelvärde av  $0,17 \text{ mm}/^{14}\text{C}$ år.

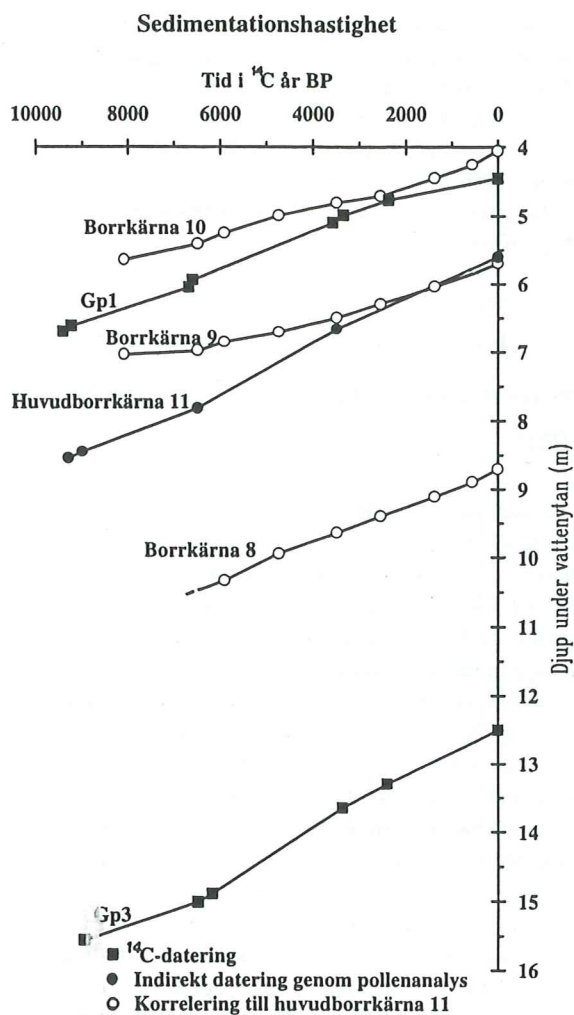


Fig. 17. Sedimentationshastighetsdiagram av borrhärnorna 8, 9, 10 och 11 samt Gp1 och Gp3 (Fig. 4 och 5).



## 6 Diskussion

I detta arbete har fyra borrhäror, 8, 9, 10 och 11, jämförts och korrelerats i huvudsak baserat på S-kvot och SIRM/ $\chi$ , men även med ledning av susceptibilitet( $\chi$ ), SIRM och glödförlust. Borrhära 11 har genom pollenanalys indirekt daterats genom korrelering till den lokala  $^{14}\text{C}$ -daterade pollenzoneringen av Sonesson (1968). Pollenzoneringen i huvudborrhära 11 har också jämförts med S-kvot och SIRM/ $\chi$  från borrhäran.

Pollenanalysen av huvudborrhäran visar god överensstämmelse med pollendiagrammen Gp1 och Gp3 i Sonessons (1968) arbete. Gp1 visar dock större likheter med borrhära 11 än med Gp3 som har lägre andel *Pinus*-pollen i pollenzon T3. Provpunkterna för borrhära 11 och Gp1 ligger på ett vattendjup av 5,6 m respektive 4,45 m till skillnad från Gp3 på 12,5 m. Dessutom ligger Gp3 mer centralt i sjön. Pollenzongränsen T4a/T4b gick ej att korrelera säkert till huvudborrhära 11 då den tydliga förändringen i *Pinus* och *Betula* i Gp1 och Gp3 saknas. I den statistiska analysen av pollendiagrammen framträder huvudpollenzonerna, T1, T2, T3 och T4, tydligt i grupper som överensstämmer med pollenzoneringen i Gp1 och Gp3. Pollenzoneringen i huvudborrhära 11 följer den statistiska analysen av pollendata och Sonessons (1968) zonindelning.

De  $^{14}\text{C}$ -dateringar som används i detta arbete, är gjorda på bulk-prover av gyttja utom på provet Lu-206 som är gjort på den NaOH-lösliga delen av gyttjan (Sonesson 1968). För att kontrollera om  $^{14}\text{C}$ -dateringen Lu-201 i Gp3 påverkats av grafitinnehåll lät Sonesson göra en röntgen-diffraktionsanalys av den minerogena andelen av materialet direkt under där materialet till  $^{14}\text{C}$ -dateringen Lu-201 togs. Analysen kunde ej säkert påvisa något innehåll av grafit. En beräkning med ett maximalt grafitinnehåll i den minerogena delen skulle som mest kunna åstadkomma ett fel på 140  $^{14}\text{C}$ -år (Sonesson 1974). En  $^{14}\text{C}$ -datering av gyttja, även om enbart den NaOH-lösliga delen av gyttjan används, utesluter inte fel pga påverkan av hårdvatteneffekt som leder till en skenbart högre ålder (Bradley 1985). Om vattnet är eller har varit hårt är okänt men karbonathaltig berggrund finns, dolomitsten i det sk marmorbrötet sydväst om Vuolep Njakajaure. Däremot visar resultaten från glödförlusten vid 925 °C att det inte finns någon högre halt av karbonater i de undersökta sedimenten. Eftersom glödförlusten vid 925 °C inte var så stor ökar betydelsen av andra vikt förluster som påverkar resultatet, tex kristallvattenavgång i lermineral. Glödförlusten vid 925 °C visar inga direkta likheter, ifråga om trender, mellan borrhäror. Däremot visar glödförlust vid 525°C en övergripande sjunkande trend för borrhä

örhärorna 9, 10 och de övre delarna av 11. Borrhära 8 som kommer från ett vattendjup av 8,7 m, den djupaste provpunkten av de fyra borrhärorerna, och 100 m från den NV stranden har inte en liknande trend i glödförlusten som de andra borrhärorerna. Glödförlusten vid 525°C har, i denna undersökning, i stora drag ett inverst förhållande till torrdensiteten. Detta beror på att det organiska materialet har lägre torrdensitet än den minerogena delen av materialet.

När den magnetiska parametern S-kvot understiger -0,8 påvisar den en ferro/ferri-magnetisk egenskap som oftast beror på en dominans av magnetit. Då S-kvoten överstiger -0,8 påverkas den i mindre utsträckning av ferro/ferri-magnetiska mineral och i större utsträckning av mineral med antiferromagnetiska egenskaper, s k hårda magnetiska mineral. Under nivå A i de fyra undersökta borrhärorerna (Fig. 10,11,12 och 13) är S-kvoten huvudsakligen över -0,8, sannolikt orsakade av hematit och/eller goethit. I borrhärorernas övre delar är S-kvoten övervägande lägre, omkring -0,8. Detta i kombination med en hög SIRM/ $\chi$ -kvot indikerar att den magnetiska magnetit-kornstorleken är mindre i de övre delarna av borrhärorerna, då mindre magnetitkorn har högre SIRM än större magnetitkorn. I borrhära 8 är SIRM/ $\chi$ -kvoten högre än i de övriga borrhärorerna, så hög att det kan tyda på att innehållet är *single domain* magnetit. I huvudborrhära 11 under nivå A finns ett paramagnetiskt tillskott i susceptibilitetsmätningarna, detta indikeras av höga  $\chi$ -värden och låga värden för SIRM. Parallellt med det paramagnetiska tillskottet märks en lägre halt organiskt och en högre halt minerogent material. En låg glödförlust vid 925 °C tyder på att karbonater inte orsakar det paramagnetiska tillskottet under nivå A i huvudborrhära 11. Det skulle kunna vara orsakat av ett superparamagnetiskt material, t ex mycket små magnetitkorn som pga sin storlek (0,03  $\mu\text{m}$  för magnetit vid rumstemperatur) är för instabila för att bibehålla någon remanens och ger därför inget utslag i SIRM-analysen. Vid korreleringen mellan de fyra borrhärorerna användes i huvudsak de magnetiska parametrarna S-kvot och SIRM/ $\chi$ . Under nivå A i huvudborrhära 11 är dock SIRM/ $\chi$  missvisande pga den paramagnetiska komponenten i susceptibilitetsmätningarna. Det är osäkert hur stor betydelse paramagnetiska tillskott har i andra delar av det undersökta materialet. Det är därför viktigt att vid mineralmagnetiska undersökningar med låg SIRM, speciellt i organiska jordarter, kontrollera graden av paramagnetiskt tillskott vid susceptibilitetsanalyser. Detta var inte möjligt att göra i den här undersökningen. I Kårsavagge som ligger 10 km väster om den undersökta sjön visar



en undersökning liknande resultat för S-kvot. I den presenteras en modell för S-kvot som indikator för miljöförändringar och även en borrkärnas S-kvot som indikator för klimat. Detta förklaras bl a genom att upplösning av magnetit sker i större utsträckning än för hematit under varmare klimat (Snowball 1993). När S-kvoten fungerar som proxy för klimatförändringar borde det öka tillförlitligheten vid korrelering, genom att den visar att det inte finns sedimentationsförändringar i provpunkten som inte är klimatbetingade. Ett klusterdiagram gjordes därför med data från huvudborrkärna 11 för att kontrollera överensstämmelse mellan klimatförändringar och magnetmineralogi förändringar (Fig.15). S-kvot genom  $SIRM/\chi$  visar tydliga kluster i huvudborrkärna 11 av pollenzonerna T3b till T4c, vilket visar god överensstämmelse mellan klimatförändringar som pollenzoneringen beskriver dem och de magnetiska parametrarna. Klusterdiagrammet visar däremot ingen uppdelning mellan pollenzonerna T1 till T3a. Där finns ett paramagnetiskt tillskott som gör att  $SIRM/\chi$  är lågt, vilket i och för sig inte diskriminerar S-kvoten som klimatindikator.

För att kontrollera korreleringar mellan borrkärnorna 8, 9, 10 och 11 gjordes även klusterdiagram för borrkärna 8, 9 och 10. Borrkärna 8 uppvisar tydliga kluster i form av stråk pga en kontinuerlig förändring. Detta indikerar att inga längre sedimentationsavbrott förekommit. Borrkärna 9 uppvisar kluster av pollenzonerna T3b och T4ab medan borrkärna 10 endast uppvisar kluster för pollenzonerna T4ab och T4c. Korreleringen behöver inte vara felaktig för att pollenzoneringen inte visar några kluster, eftersom de magnetmineralogiska förändringarna kan ha andra orsaker, men korreleringen blir dock mindre tillförlitlig. Borrkärna 9 och särskilt borrkärna 10 fungerar inte som proxy för klimat och har påverkats av ytterligare faktorer som orsakat variationer i magnetmin-

eralogin. Variationer kan bero på dia- och paramagnetiska tillskott. Andra orsaker kan vara olika innehåll i borrkärnorna pga olika källor för materialet, genom att alla fyra borrkärnorna i undersökningen är marginala i bassängen. Ingen av de fyra borrkärnorna visar dock några uppenbara sedimentationsavbrott och borrkärnorna har inte några stora skillnader i sedimentationshastigheter. Genom att sedimentationshastigheten är beräknad i huvudborrkärna 11 kan man dra slutsatsen att under nivå A råder en minskad organisk och ökad minerogen sedimentation/ $^{14}C$ -år i provpunkten. Enligt korreleringen av borrkärna 9 och 10 börjar den organiska sedimentationen först i pollenzon T2b, men över nivå A har variationerna i sedimentationen varit små mellan alla fyra borrkärnorna. Om små variationer av sedimentationen råder i bassängens marginala delar så indikerar det att det även är små variationer i de centrala delarna. Emellertid finns det tydliga skillnader i sedimentationsförhållandena mellan de centrala och de marginala delarna, genom att de centrala djupa delarna uppvisar en laminering som inte finns i de grunda marginala delarna. Detta gör det viktigt att undersöka borrkärnor från större djup för att försöka fastställa var gränsen för lamineringen går.

När de magnetiska parametrarna, speciellt S-kvot, fungerar som proxy för klimat så är det en stark indikation för ostörd sedimentation i den aktuella provpunkten. På grund av att det beskriver överensstämmelse mellan partiklar (pollen och mineral Korn) med olika fysikaliska egenskaper (storlek och densitet) ökar det tillförlitligheten vad gäller en provpunkts representativitet för klimatförändringar. För att kunna använda graden av magnetiska minerals upplösning som klimatindikator i större utsträckning behöver den kvantifieras, bl a för att kunna skilja ut miljöförändringar som inte är klimatberoende.



## Referenslista

- Birks, H.J.B & Gordon, A.D. 1985. Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis. 317 s. Academic press inc., London.
- Bradley, R.S. 1985. Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. 472 s. Unwin Hyman Ltd., Boston.
- Faegri, K. & Iversen, J. 1989. Textbook of pollen analysis. 328 s. John Wiley & Sons Ltd., London.
- Holdar, C-G. 1957. Deglaciationsförloppet i Torneträsk-området efter senaste nedisningsperioden med vissa tillbakablickar och regionala jämförelser. 292-528 s. Geologiska föreningen i Stockholms förhandlingar, Stockholm.
- Josefsson, M. 1990. The Geoecology of Subalpine Heaths in the Abisko Valley, Northern Sweden. 180 s. UNGI Rapport Nr 78, Naturgeografiska Institutionen, Uppsala.
- Lantmäteriverket 1990. Fjällkartan Abisko - Kebnekaise BD6/30I.
- Lantmäteriverket 1990. Vegetationskarta och utflyktskarta över Abisko Nationalpark/Björkliden med omnejd.
- Loberg, B. 1980. Geologi - Material, processer och Sveriges berggrund. 468 s. Norstedts, Stockholm.
- Melander, O. 1977. Geomorfologiska kartbladet 30H riksgården, 30I Abisko, 31H Reurivare och 31I Vadevetjåkka - Beskrivning och naturvärdesbedömning. 56 s. Statens naturvårdsverk PM 857, Stockholm.
- Melander, O. 1980:1. Inlandsisens avsmältning i nordvästra Lappland. 89 s. Forskningsrapport 36, Naturgeografiska Institutionen, Stockholm.
- Melander, O. 1980:2. Studier av geomorfologi och isavsmältning i nordvästra Lappland. 78 s. Forskningsrapport 42, Naturgeografiska Institutionen, Stockholm.
- Moore, P.D. & Webb, J.A. 1978. An illustrated guide to pollenanalysis. 133 s. Hodder and Stoughton, London.
- Naturvårdsverket 1981. Vegetationskarta över de svenska fjällen, kartblad nr 2 Abisko.
- Snowball, I. 1993. Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lappland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. 258-270 s. Terra Nova 5, Terra research.
- Sonesson, M. 1974. Late Quaternary forest development of the Torneträsk area, North Sweden. 2. Pollen analytical evidence. OIKOS 25:3 288-307 s. Munksgaard, København.
- Sonesson, M. 1968. Pollen Zones at Abisko, Torne Lappmark, Sweden. Botaniska Notiser vol. 121, 491-500 s. Botaniska föreningen, Lund.
- Thompson, R. & Oldfield, F. 1986. Environmental Magnetism. 227 s. Allen & Unwin Ltd., London.
- Troedsson, T. & Nykvist, N. 1973. Marklära och markvård. 402 s. Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- Troels-Smith, J. 1955. Karakterisering af løse jordarter. 73 s. Danmarks Geologiske Undersøgelse IV:3, København



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

1. Claesson, D., Nilsson, M.: Beskrivning av relationer mellan karlshamnsgraniten och leukograniten i Blekinge. 1984.
2. Möller, C.: Eklogitiska bergarter i Roan, Vestranden, Norge. En mineralinventering och texturstudie. 1984.
3. Simeonov, A.: En jämförelse mellan Jorandomens tennanomala graniter och revsundsgranitens (Västerbotten) mineralogiska och petrografiska karaktär. 1984.
4. Annertz, K.: En petrografisk karakteristik av en sent postorogen mafisk intrusion i östra Värmland. 1984.
5. Sandström, K.: Kartläggning av grundvattenförhållandena i ett delområde av provinsen Nord Kordofan, Sudan. 1984.
6. Gustafsson, B.-O, Ralfsson, S.: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbjär vid Margareteberg i södra Halland. 1985.
7. Helldén, J., Nilsson, A.-G.: Undersökning av den baltiska moränleran vid Svalöv, NV-Skåne. 1985.
8. Persson, K.: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmgruva. 1985.
9. Ekström, J.: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslernorna i Skåne. 1985.
10. Säll, E.: Neobeyrichia from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, C.-O.: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, C.: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan Ö. Silvberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, E.: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskeratofyr i Kiirunavaaragruvan. 1986.
14. Holmberg, G., Johansson, L.: Sedimentologisk undersökning av de övre glacifluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, B., Linderson, H.: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö- området, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, E., Löf, A.I.: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, A.: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrédóttir, A.: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, K.: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, K.: Alkalisering vid konstjord infiltration : En vattenkemisk studie i tre vattentäcker i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, B.: Granitförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgår.
23. Hammarlund, D.: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, C.: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, F.: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, E.: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, V.: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, A.: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, M.: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, M.: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, L.: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, A.: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, P.: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, M.: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, L.: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, P., Möller, P., Svensson, M.: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, L.: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.
38. Ask, R.: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, P., Persson, C.: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg. 1992.



40. Mannerstrand, M.: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige. 1992.
41. Johansson, P.: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingar, NV Polen. 1992.
42. Hagin, L.: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna. 1992.
43. Nilsson, P.: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides. 1992.
44. Nilsson, P.: Lateritiserings - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias. 1992.
45. Jacobsson, M.: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden. 1993.
46. Christodoulou, G.: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden. 1993.
47. Söderlund, U.: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland. 1993.
48. Remelin, M.: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur. 1993.
49. Gedda, B.: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden. 1993.
50. Månsson, K.: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania. 1993.