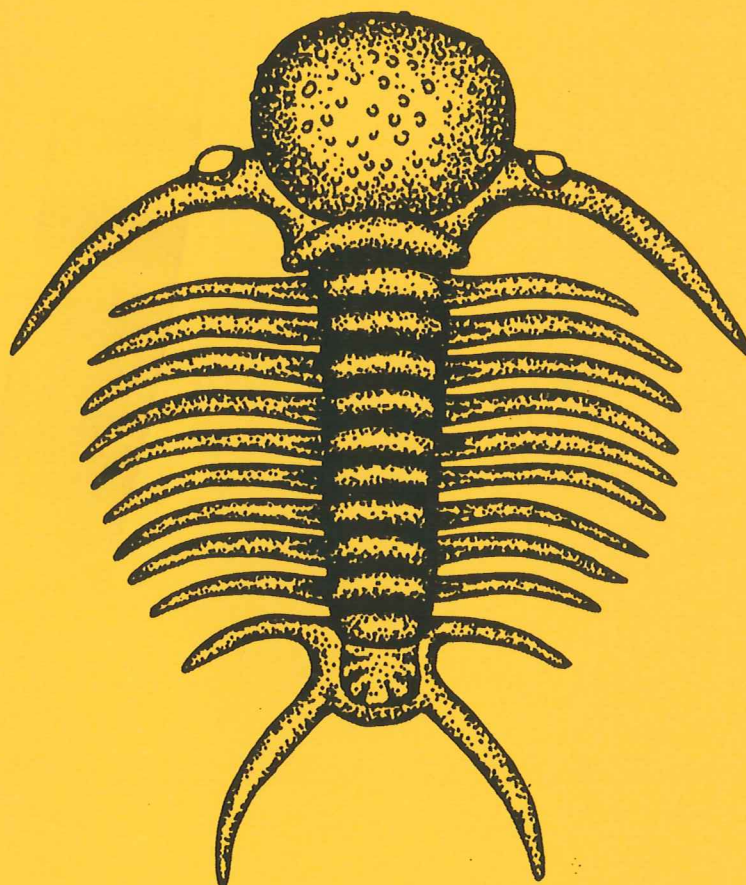


# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Berggrundsgeologi

2002-04- 1 g



**Petrografi och diagenes i den underkambriska  
lagerföljden i Skrylle, Skåne**

**Imre Molnos**

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600693687

Examensarbete, 20 p

Nr 149

Geologiska Institutionen, Lunds Universitet

PER: geologi

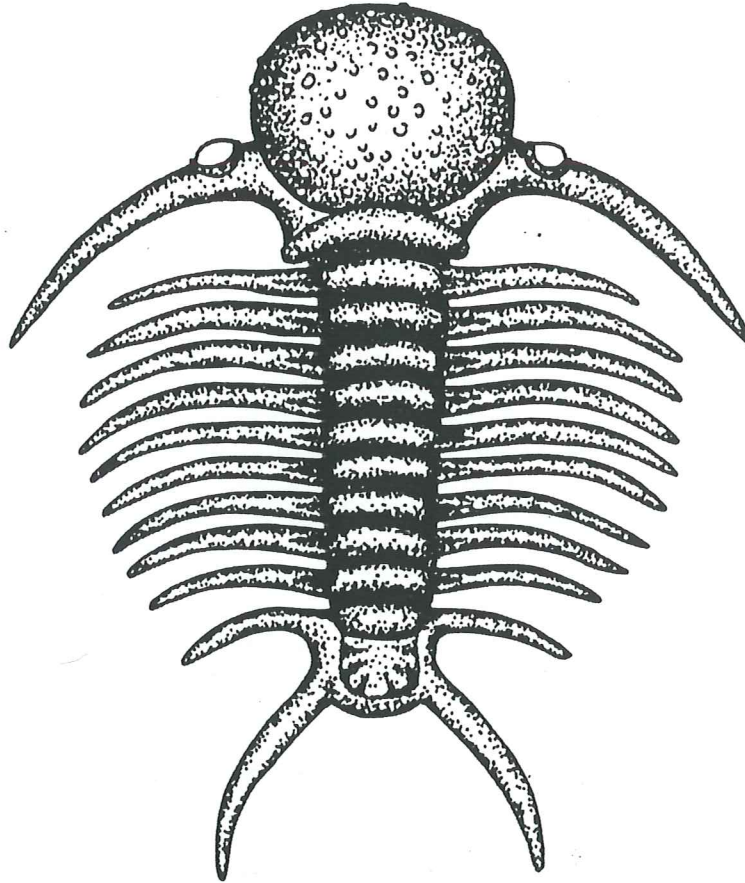
CODEN: SE-LUNBDS/NBGO-02/5149+24S

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

Berggrundsgeologi

2002-04-19



**Petrografi och diagenes i den underkambriska  
lagerföljden i Skrylle, Skåne**

**Imre Molnos**

# Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne

IMRE MOLNOS

Molnos, I., 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Berggrundsgeologi Nr 149, pp.1-24.*

Den underkambriska lagerföljden i Skandinavien utgörs huvudsakligen av ljusa, marint avsatta sandstenar och når i Skåne en mäktighet av ca 120 meter. Två borrhälar från Skryllebrottet i västra Skåne undersöktes och dokumenterades med avseende på petrografiska egenskaper och mineralinnehåll, samt diagenetiska egenskaper och bakomliggande processer. Lagerföljderna, som representerar hela Hardebergaformationen samt 19 meter av Norretorpformationen, delades in i tre litofacies. En jämförelse mellan Skånes underkambriska lagerföljd och Bornholms underkambriska avlagringar avslöjar stora likheter, såväl med avseende på mineralogi som på litologi. Sandstenarna från Skrylle domineras av detritala monokristallina kvartskorn. Autigena kvartsöverväxter och tecken på fältspatupplösning är vanliga, utom där kalcitcement tidigt fyllt ut porutrymmena. Den nuvarande porositeten är väldigt låg men petrografiska undersökningar visar att avlagringarna en gång i tiden hade goda reservoaregenskaper. Den primära porositeten och delvis även den sekundära porositeten har förstörts av den omfattande kvartscementeringen. Styloliter, som påträffats i båda formationerna, indikerar att sedimenten har varit djupt begrävda (möjligen > 4 km) och därmed utsatts för höga tryck och temperaturer. De diagenetiska processerna styrdes huvudsakligen av temperaturen, men även trycket spelade en viss roll. Jonkällorna vid kvartscementeringen anses vara interna.

**Nyckelord:** □ Petrografi, diagenes, facies, sandsten, kvartscementering, styloliter, underkambrium, Skrylle, Skåne.

*Imre Molnos, Geologiska Institutionen, Berggrundsgeologi, Lunds Universitet, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sverige. E-post: molnos@hotmail.com*

## Petrography and diagenesis of the Lower Cambrian succession at Skrylle, Skåne

IMRE MOLNOS

Molnos, I., 2002: Petrography and diagenesis of the Lower Cambrian succession at Skrylle, Skåne. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet, Berggrundsgeologi Nr 149, pp. 1-24.*

The Lower Cambrian of Scandinavia consists mainly of light-coloured marine sandstones, with thicknesses reaching approximately 120 m in Skåne (Scania). Two drill cores from the Skrylle Quarry of west-central Skåne were investigated and documented with respect to their petrographic properties, mineral contents, and diagenetic history. The drill cores are divided into three lithofacies, and represent the entire Hardeberga Formation and some 19 m of the overlying Norretorp Formation. The sandstones from Skrylle are predominantly composed of detrital monocrystalline quartz grains and authigenic quartz overgrowths. Petrographic analyses indicate additional diagenetic processes in the form of feldspar dissolution and carbonate cementation. The present porosity is very low, but petrographic investigations show that the deposits once had good reservoir properties. The primary porosity, and partly also the secondary porosity, have been destroyed due to extensive quartz cementation. Stylolites are present in both the Hardeberga Formation and in the Norretorp Formation, indicating that the succession has been deeply buried (possibly > 4 km) and exposed to high pressure and temperature. The diagenetic processes were mainly controlled by temperature, but pressure may also have been important. The ion source for quartz cementation is considered to be internal. From a petrographical perspective, the Lower Cambrian succession of Skåne is comparable to that of Bornholm, Denmark.

**Keywords:** □ Petrography, diagenesis, facies, sandstones, quartz cementation, stylolites, Lower Cambrian, Skrylle, Skåne.

*Imre Molnos, Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 13, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: molnos@hotmail.com*

I början av kambrium, för ca 540 miljoner år sedan, låg den Baltiska skölden på södra halvklotet, på mellanbred-  
dgrader (Torsvik 1998). Under senprekambrium och äldre  
kambrium inleddes en global transgression till följd av  
ökade platttektoniska rörelser och oceanbottenspridning.  
Denna transgression påverkade i hög grad avsättningen  
av de underkambriska sandstenarna i Skandinavien  
(Bergström & Gee 1985).

Den kambriska lagerföljden i Skandinavien delas in  
i tre serier: underkambrium, mellankambrium och  
överkambrium. Mellan- och överkambrium domineras  
av grå-svarta alunskifferar med inslag av mörkgrå kalk-  
sten, s.k. orsten. Underkambrium består huvudsakligen  
av ljusa, ställvis bioturberade sandstenar avsatta i en  
kustnära miljö (Hadding 1929; Martinsson 1974). Dessa  
avlagringar började avsättas på en vittrad och undul-  
erande denudationsyta. Det ojämna underlaget, men ock-  
så partiell sentida erosion, gör att mäktigheten hos de

underkambriska sandstenarna varierar avsevärt, upp till  
ca 200 meter (Lindström *et al.* 2000).

Den underkambriska lagerföljden i Skåne är upp till  
120 m mäktig och brukar indelas i fyra formationer; näm-  
ligen Hardebergasandstenen, Norretorpformationen, Ris-  
pebjergsandstenen och Gislövformationen (Bergström &  
Ahlberg 1981; Ahlberg 1984). Den underkambriska li-  
tostratigrafin i Skåne har nyligen behandlats av Kleman  
(2001) som anser att beteckningarna Hardebergasand-  
sten och Rispebjergsandsten bör ersättas av formation-  
snamnen Hardeberga- resp. Rispebjergformationen. Kle-  
man (2001) föreslår vidare en litostratigrafisk indelning  
i fyra formationer; nämligen Hardeberga-, Norretorp-,  
Rispebjerg- och Gislövformationen. Kleman (2001) föres-  
lår även att Hardebergaformationen indelas i fyra infor-  
mella enheter: Lunkaberg-, Vik-, Brantevik- och Tobis-  
vikenheten (figur 1). Eftersom dessa enheter inte har blivit  
formellt beskrivna bör de inte kallas för led eller "mem-  
bers" (Kleman 2001).

Hardebergasandstenen i Skåne består huvudsakligen  
av vit, kvartscementerad kvartssandsten (Hadding 1929;  
Lindström & Staude 1971; Lindström *et al.* 2000). Den  
är vanligen mellan- till finkornig, och förutom kvartsko-  
rn kan det ingå en del fältspat (Lindström 1972). Av-  
lagringarna är rika på sedimentära strukturer, såsom  
strömskiktning, vågmärken, strömriplor och grävspår,  
vilka tyder på avsättning i grunt hav eller i den undre  
strandzonen (Lindström *et al.* 2000). Hardebergaforma-  
tionen är fossilfattig men det har noterats hyoliter och  
ett förmodat fynd av en trilobit (Ahlberg *et al.* 1986).

formationen omfattar en basal 15-25 meter tjock arko-  
sisk sandstensenheter överlagrad av tre 30-50 meter mäkt-  
iga vertikalt staplade marina sekvenser (Hamberg 1991).  
Den basala enheten består av en fluviodeltaisk sekvens,  
som avgränsas uppåt av en marin erosionsyta (Hamberg  
1991). De tre marina sekvenserna, som separeras av ero-  
sionsytor, avsattes som ett resultat av en nordligt riktad  
regional transgression över den södra delen av den Bal-  
tiska skölden (Hamberg 1991). Varje sekvens omfattar  
tre facies-associationer som visar progradering av ett tid-  
vatten och våginfluerat barriärösystem. Mot slutet av  
Hardebergasandstens avsättning var sedimentationen  
mycket långsam. Kemiska processer i havsbottens yt-  
sediment ledde till glaukonitbildning. I övre delen av

SKÅNE		
Underkambrium	Gislövformationen	
	Rispebjergformationen	
	Norretorpformationen	
	Hardeberga- formationen	Tobisvikenheten
		Brantevikenheten
Vikenheten		
Lunkabergenheden		

Figur 1: Litostratigrafisk indelning av underkambrium i Skåne (efter  
Kleman 2001).



Figur 2: Karta över Skryllebrottets position och utbredningen av Kambrium i Skånes ytberggrund (gråa områden).

Hardebergasandstenen förekommer därför glaukonitrika skikt (Odin & Matter 1981; Lindström *et al.* 2000).

Norretorpformationen, som utgörs av en upp till minst 19 meter mäktig silt- och sandstenssekvens ovanpå Hardebergasandstenen, är likaså mycket rik på glaukonit och har därför en grönaktig färgton (Bergström 1970; Lindström *et al.* 2000). Den består huvudsakligen av kalkfattiga, i regel korsstrukturerade (HCS) siltstenar och sandstenar med glaukonit- och fosforitassocieringar (Bergström 1970; Lindström & Staude 1971). Mäktigheten är ca 15 meter i Hardebergabrottet, medan den i Skryllebrottet är minst 19 meter. Norretorpformationen är lokalt starkt bioturberad (Ahlberg 1984).

Syftet med detta arbete är att undersöka och dokumentera petrografen och framför allt den diagenetiska utvecklingen hos underkambriska sandstenar i Skryllebrottet 10 km öster om Lund (figur 2). Kvartercementering är vanlig i dessa sandstenar, och undersökningen har i hög grad koncentrerats på detta fenomen. En huvuduppgift i detta arbete innefattar klarläggning av sandstenarnas diagenetiska utveckling och omvandling. Den diagenetiska historien av Skånes underkambrium är dåligt känd medan den ovanliggande alunskifferformationen är väl dokumenterad. Med hjälp av sedimentpetrografiska undersökningar och jämförelser med den näraliggande alunskifferformationen kan den diagenetiska förloppet tolkas. Det förekommer likåldriga kambriska sandstenar som utgör goda oljereservoarer i de Baltiska länderna, på avstånd från den Baltisk-Avalonska deformationszonen. I detta arbete kartläggs de reservoarförstörande processerna hos de djupare begravda avlagringar nära deformationszonen.

## Material och metoder

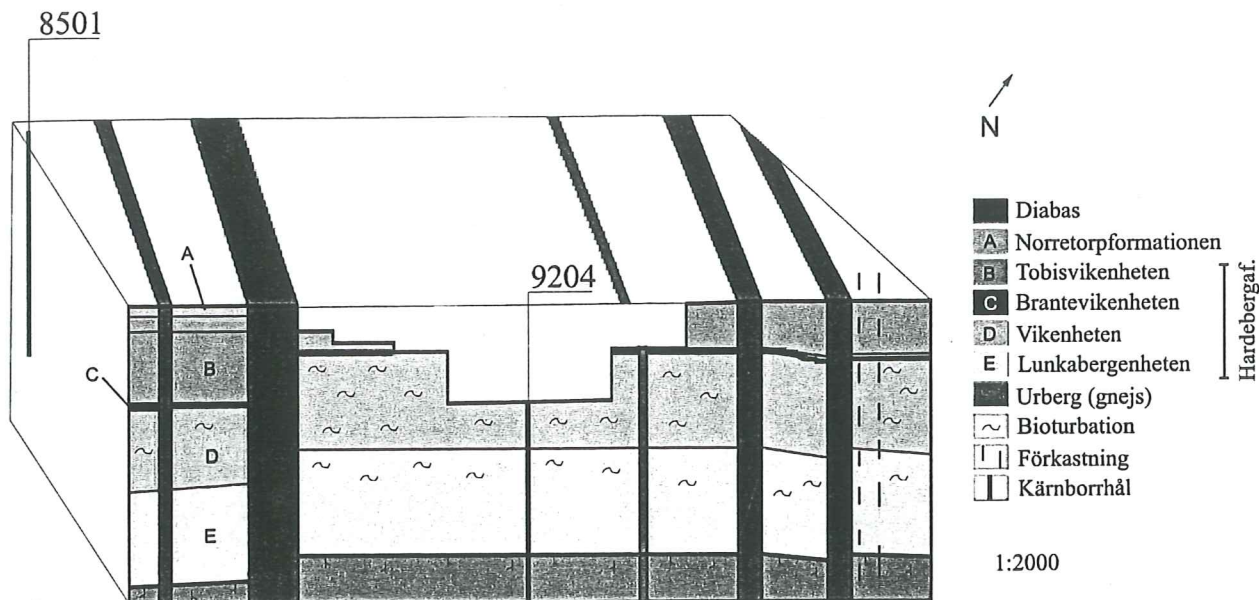
### Material

Materialet i denna undersökning kommer från Skryllebrottet vid Södra Sandby och består av borrhämlor som togs upp 1985 och 1992 av Ballast Syd AB. Två borrhämlor har undersökts och provtagits för petrografiska studier. De har också beskrivits litostatigrafiskt. Kärnorna täcker vardera 70,50 m respektive 70,85 m av den underkambriska lagerföljden och betecknas 8501 respektive 9204. Figur 3 visar kärnborrhålens läge samt den litostatigrafiska indelningen av lagerföljden i borrhämlorna 9204. Sammanlagt 53 nivåer i de båda borrhämlorna valdes ut för petrografiska analyser.

### Metoder

Borrhämlorna loggades sedimentologiskt och representativa prov sågades för preparation av tunnslip. Tunnslip från samtliga utvalda sektioner studerades. Slipen namngavs A## för borrhämla 8501 och B## för borrhämla 9204. Polarisationmikroskopi (PPL), punkträkning med polarisationsmikroskop, svepelektronmikroskopi (SEM), punkträkning med backscatter-mikroskopi (BSE) samt katodluminiscensmikroskopi (CL) användes för de petrografiska analyserna.

Polarisationsmikroskopi (PPL) användes för att bestämma den detritala och diagenetiska mineralsammansättningen. Härvid bestämdes även kornstorlekssammansättning och sorteringsgrad samt mineralornens angularitet i varje slip. Vidare utfördes en punkträkningsanalys av 300 punkter per slip för bergartsklassificering en-



Figur 3: Kärnbråhålets läge i 3D, samt litostatigrafisk indelning av lagerföljden vid borrhål 9204 (modifierad efter Lennart Falk 1993, opublicerade data).

ligt Pettijohn (1987). Punkträkningssteglängden justerades efter provens kornstorlek.

Samtliga tunnslip belades med kol för att sedan kunna studeras med backscatter-elektronmikroskopi (BSE). BSE-mikroskopi avslöjar tydligt densitetsskillnader i de olika mineralkornen i slipet. Metoden använder sig av atomviktkontraster mellan de olika mineralfaser som förekommer i slipet (Dilks & Graham 1985). Reflektionskoefficienten ökar om den genomsnittliga atomvikten är högre och följaktligen framstår partiklar med högre atomnummer ljusare (Thornton 1968). Densitetsskillnaderna återges i gråtoner, så att de lättaste beståndsdelarna i slipet (porutrymmena) visas svarta medan tungmineral blir vita. Med denna metod är det lätt att se skillnad mellan fältspatkorn och kvartskorn, något som kan vara svårt i polarisationsmikroskop. Med BSE får man dessutom en tydlig bild av bergartens porositet. Med BSE-bildens hjälp utfördes även en punkträkningsanalys. Denna metod går till på samma sätt som punkträkning med polarisationsmikroskop, med skillnaden att här fotograferas varje slip. Fotografierna beläggs sedan med ett rutnät med 391 korspunkter och punkträknas manuellt. Resultatet av punkträkningen presenteras i procenttal.

EDX-element-analysmetoden användes i mindre utsträckning, då det var nödvändigt att skjuta en elektronstråle för att identifiera ett okänt mineral i slipet.

Katodluminiscensmikroskopi (CL) bygger på att synligt ljus av olika våglängd emitteras då mineral i tunnslipet bombarderas med elektroner. Få kristaller är kristallografiskt perfekta. Dessa imperfekta kristaller är mottagliga för absorption av energi från elektronkanonen som bombarderar slipet. Den upptagna energin resulterar att elektronerna återförs till en lägre energinivå (emitterar) och luminiscens uppstår (Miller 1988). Mineral återges med olika våglängder d.v.s. karakteristiska färgnyanser (Marshall 1988). Denna form av mikroskopi samt bildanalys användes främst för att skilja kvartscementöverväxter från detritala kvartskorn, men även för att detektera fältspater och andra mineral.

## Resultat

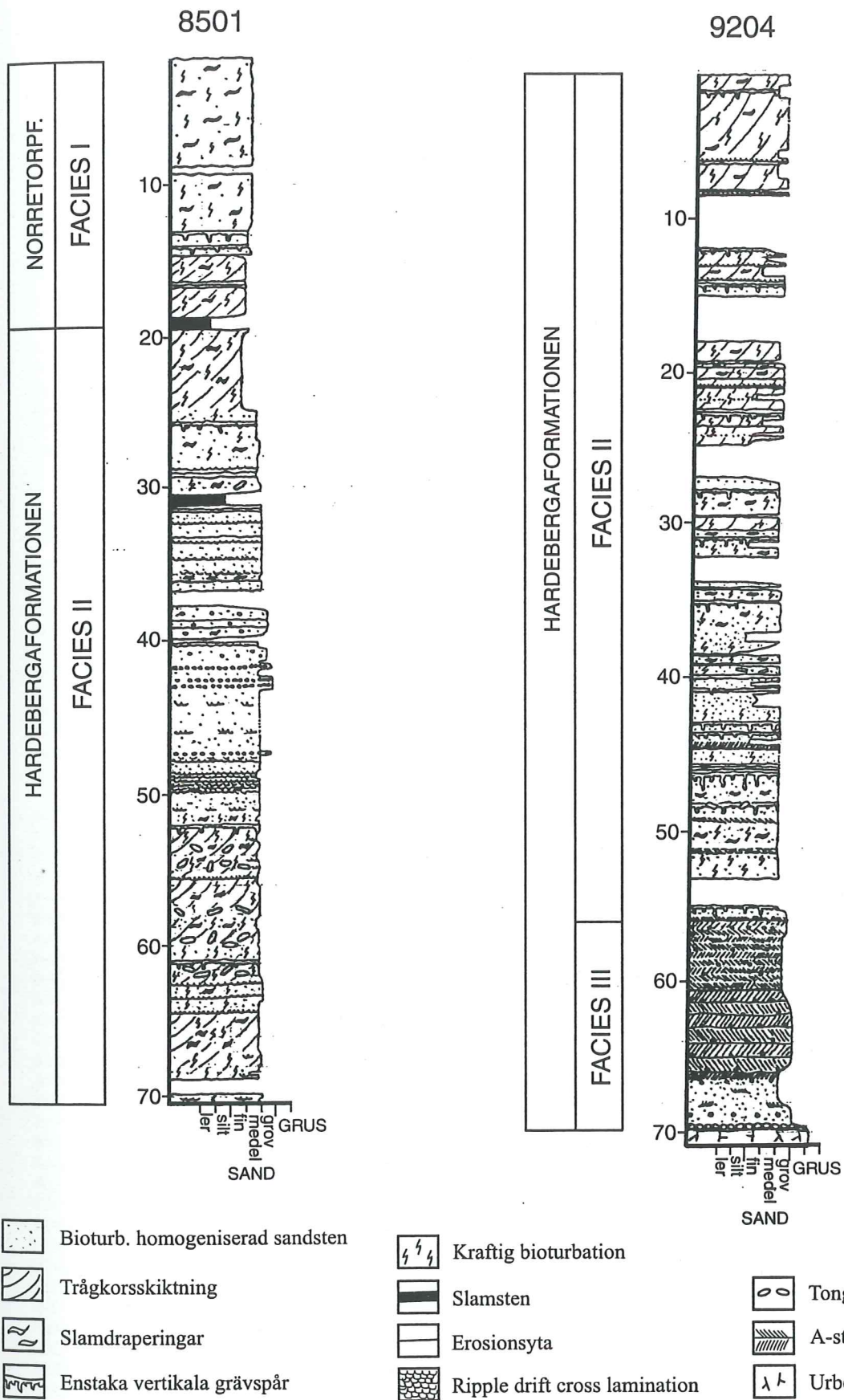
### Beskrivning av lagerföljderna

Tre olika faciestyper har identifierats och beskrivits för att kartlägga eventuell korrelation mellan faciesmässiga och diagenetiska egenskaper hos lagerföljden. Borrkärnorna omfattar hela Hardebergaformationen och den nedre delen av Norretorpformationen (figur 4).

Facies I omfattar ca 19 meter av Norretorpformationen. Den kännetecknas av sina gröna och rostiga färger som beror på att den innehåller stor mängd glaukonit och sekundär järnhydroxid. Denna facies kännetecknas av mellan- till finkorniga bioturberade och glaukonitiska sandstenar med slamdraperingar på bäddformerna. Sandstenarna är medelkorniga i den övre delen av formationen och övergår till finkorniga i den undre delen. Den övre, medelkorniga delen kännetecknas av kraftig bioturbation med slamdraperingar. Enstaka vertikala grävspår förekommer. Den nedre delen av facies I karakteriseras av bioturberad trågorsskiktning med slamdraperingar på foresets. Facies I avgränsas nedåt av ett tydligt slamstenslager.

Facies II förekommer i båda borrkärnorna (8501, 9204) i den del av lagerföljden som tillhör Hardebergaformationen. Facies II omfattar 50 meter i borrkärna 8501, och drygt 55 meter i borrkärna 9204. Denna facies består av medel- till grovkorniga sandstenar. Den karakteriseras av omväxlande bioturberade, homogeniserade sandstensavlagringar och bioturberad trågorsskiktad sandsten med tongallen. "Ripple drift cross lamination" förekommer ställvis.

Facies III dominerar de undre 15 metrarna av Hardebergaformationen. Färgen är rödaktig p.g.a. det höga fältspatinnehållet. Facies III består nederst av ett tunt konglomerat, som utgör kontakten med det underliggande urberget. Lagerföljden fortsätter uppåt med en ca 3 meter mäktig medel- till grovkornig, bioturberad, homogeniserad sandsten med inslag av enstaka "ripple drift cross



Figur 4: Lagerföljd och litofacies i borrhämnarna 8501 och 9204 från Skryllebrottet, sydvästra Skåne.



lamination". Däröver följer en gradvis övergång till mycket grovkorniga, konglomeratiska sandstenar (6 m) med A-strömripplar. I dessa A-rippelavlagringar finns stora gruskorn inlagrade. Därefter övergår sandstenen gradvis uppåt i en likaså grovkornig, ca 3 meter mäktig A-strömrippeldominerad sandsten. Facies III består överst av en tunn, grovkornig, bioturberad homogeniserad sandsten med vertikala grävspår i toppen.

Tabell 1: Resultat från polarisationsmikroskop-studier av samtliga prov från facies I (efter Pettijohn 1987).

Tunnslip-nr	Djup(m)	Kornstorleks-fördelning	Sorteringsgrad	Angularitet
A1	1,70	fin	mycket väl sorterad	rundad
A3	5,04	fin	mycket väl sorterad	rundad
A5	8,80	fin	mycket väl sorterad	något rundad
A8	15,28	fin-grov	osorterad	rundad
A10	17,73	fin-medel	osorterad	något rundad
A12	18,25	fin	väl sorterad	något rundad
A13	19,59	fin-grov	ganska sorterad	rundad

Tabell 2: Resultat från polarisationsmikroskop-studier av samtliga prov från facies II (efter Pettijohn 1987).

Tunnslip-nr	Djup(m)	Kornstorleks-fördelning	Sorteringsgrad	Angularitet
A15	23,23	fin	mycket väl sorterad	rundad
A17	25,17	fin-grov	ganska sorterad	välrundad
A18	27,74	grov-medel-fin	osorterad	välrundad
A19	29,15	fin-medel	osorterad	välrundad
A21	31,61	medel	väl sorterad	välrundad
A22	31,77	medel-grov	väl sorterad	välrundad
A23	32,15	medel	mycket väl sorterad	välrundad
A26	33,29	medel	mycket väl sorterad	välrundad
A27	34,05	grov-medel	väl sorterad	rundad
A29	38,68	grov-medel	ganska sorterad	välrundad
A32	41,14	grov-medel	väl sorterad	välrundad
A33	41,57	grov-medel	väl sorterad	välrundad
A35	41,77	grov-medel	osorterad	välrundad
A38	43,17	fin-grov	ganska sorterad	rundad
A40	48,88	medel	mycket väl sorterad	välrundad
A42	51,33	fin-medel	ganska sorterad	rundad
A43	51,84	grov-medel	väl sorterad	rundad
A46	56,95	medel	väl sorterad	välrundad
A48	58,93	silt-grov	osorterad	rundad
A49	59,43	silt-grov	osorterad	något kantigt
A51	64,41	medel	mycket väl sorterad	rundad
A54	68,36	medel	väl sorterad	rundad
A55	70,50	medel	mycket väl sorterad	rundad
B40	1,26	medel	ganska sorterad	välrundad
B39	4,21	grov-fin	osorterad	något rundad
B36	7,77	medel	väl sorterad	rundad
B34	13,66	fin-medel	ganska sorterad	rundad
B32	14,07	medel	väl sorterad	rundad
B30	20,29	medel-grov	väl sorterad	välrundad
B29	20,56	medel	mycket väl sorterad	rundad
B28	21,33	medel	väl sorterad	rundad
B26	24,39	medel-grov	väl sorterad	rundad
B25	24,45	fin-medel	ganska sorterad	välrundad
B23	28,64	fin-medel	ganska sorterad	rundad
B22	28,87	medel-grov	väl sorterad	välrundad
B21	30,89	fin-medel	väl sorterad	rundad
B19	35,05	fin	ganska sorterad	något rundad
B15	41,21	fin-medel	osorterad	något rundad
B14	42,42	medel-grov	ganska sorterad	något rundad
B11	48,37	medel	osorterad	något rundad
B9	51,24	medel-grov	osorterad	något rundad
B8	52,85	medel-grov	osorterad	något rundad

## Polarisationsmikroskopi

Polarisationsmikroskopiska undersökningar utfördes på samtliga 53 prover (tabell 1-7, figur 5-6).

Kornstorleksfördelningen, sorteringsgraden och rundningsgraden åskådliggörs för varje slip i alla tre facies (tabell 1-3). Under tillverkningen av tunnslipen blev porerna ställvis förstörda. Där de kunde studeras visade sig porositeten vara intergranulär, men i vissa prover finns tecken på sekundär porositet i fältspater. Kvartsöväxter påträffas oftast på monokrystallina, detritala kvartskorn. Kalcitcementet är poikilotopiskt och förekommer i varierad mängd (0-20,6 %) i facies I och II, men saknas helt i facies III. Glaukonit finns främst i facies I men förekommer sparsamt även i facies II och III. Järnhydroxid uppträder tillsammans med glaukonit i fem prover i facies I. Styloliter har påträffats på sex nivåer; två i facies I och fyra i facies II (tabell 7). Även nuvarande porositet och IGV (intergranulär volym), d.v.s. den ursprungliga porositeten, bestämdes för varje prov. Den paragenetiska sekvensen kartlades med hjälp av polarisations- och BSE-mikroskopi (figur 7). Resultat från punkträkning i polarisationsmikroskop visar att av de 7 prover som undersöktes från facies I så kan 6 prover klassificeras som kvartsareniter och ett prov som en subarkos (tabell 4, figur 8).

Av de 42 prover som undersöktes i facies II klassificerades 25 stycken som kvartsareniter, 8 som subarkoser, 6 som kvartsvackor och 3 som arkosiska vackor (tabell 5, figur 8). I facies III klassificerades alla de 4 proverna som subarkoser (tabell 6, figur 8).

I facies III klassificerades alla de 4 proverna som subarkoser (tabell 6, figur 8).

## Backscatter-mikroskopi (BSE) med punkträkning

BSE-mikroskopiska undersökningar utfördes på samtliga 53 prover (tabell 9-11, figur 9-10). Kalcitcement noteras i varierande mängder (0-14,1 %) i facies I och II, men saknas helt i facies III. Glaukonit är vanligast i facies I, förekommer i ett prov från facies II, men saknas helt i facies III. Järnhydroxid uppträder tillsammans med glaukonit i fem prover från facies I. Tungmineral finns i alla tre facies men i väldigt låga halter (0-1,5 %).

Tabell 3: Resultat från polarisationsmikroskop-studier av samtliga prov från Facies III (efter Pettijohn 1987).

Tunnslip-nr	Djup(m)	Kornstorleks fördelning	Sorteringsgrad	Angularitet
B5	58,43	grov-fin	ganska sorterad	rundad
B4	58,76	medel-grov	väl-sorterad	välrundad
B3	60,66	medel-grov	mycket väl-sorterad	rundad
B2	65,88	grov	ganska sorterad	välrundad

Tabell 4: Resultat från ljusmikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation för facies I (efter Pettijohn 1987).

Tunnslipnr	Kornstorleks fördelning				Kf-överväxt	Qz-överväxt	Kalcitcement	Matrix	Glimmer	GL	Fe-hyd	BF	Porositet	IGV	Klass
	M-qz	P-qz	KF	PL											
A1	54,6	7,3	0	2,6	3,0	16,3	0	7,6	0	4,3	0	0	4,0	20,3	subarkos
A3	67,6	2,3	0	0	2,0	2,0	15,6	0	0	5,3	3,3	0	1,6	19,2	kvartsarenit
A5	67,3	8,6	0,3	0	3,0	1,3	1,3	16,0	0	0	0	0	2,0	4,6	kvartsvacka
A8	35,0	4,0	0,3	0,3	0,3	2,3	20,6	0	0	19,6	17,3	0	0	22,9	kvartsarenit
A10	41,0	2,3	0	1,0	0	1,3	0	8,3	0	29,6	14,6	0	1,6	2,9	kvartsarenit
A12	41,0	2,0	0,6	0	0	11,3	0	0	0	28,3	16,0	0	0,2	11,5	kvartsarenit
A13	63,0	6,3	0,6	0	0,6	18,0	0	0	0,3	9,6	0,6	0	0,6	18,6	kvartsarenit

Förklaring till förkortningarna som förekommer i tabell 4, 5 och 6: M-qz: monokristallin kvarts, P-qz: polykristallin kvarts, KF: kalifältspat (mikroklin), KF-överväxt: kalifältspatsöverväxt, Qz-överväxt: kvartsöverväxt, GL: glaukonit, Fe-hyd: järnhydroxid, BF: bergartsfragment, IGV: intergranulär volym.

Resultatet från punkträkning av bilderna tagna med svepelektronmikroskopet i BSE-läge visar att 5 prover i facies I kan klassificeras som kvartsareniter, ett prov som subarkos och ytterligare ett prov som en arkosisk vacka (tabell 9, figur 9).

I facies II klassificerades 21 prover som kvartsareniter, 12 som subarkoser, 4 som kvartsvackor och 5 som arkosiska vackor (tabell 10, figur 9).

De 4 prover som togs i facies III klassificerades alla som subarkoser (tabell 11, figur 9).

### Sandstensklassifikation

Sandstensklassifikationen gjordes med två olika mikroskopieringsmetoder (se ovan). En jämförelse av resultaten från de olika punkträkningsmetoderna utfördes på samtliga prov (tabell 8). Kvartsareniter är sandstenar med minst 95 % kvartskorn, och är de mest mogna av alla sandstentyper. De innehåller oftast välrundade och väl-sorterade korn vilket resulterar i att också den texturrella mognaden är hög. I vissa fall var rundningsgraden svår att bestämma i proverna från Skrylle, då kompaktion och cementation förändrat kornformen.

Subarkoserna innehåller 5-25 % fältspater och är svagt rödfärgade p.g.a. de dominerande kalifältspaternas färg. De härstammar från fältspatsrika bergarter, vanligen kalifältspatrika graniter och gnejser (Tucker 1991). Subarkoserna från Skrylle innehåller oftast rundade till välrundade, ganska sorterade till mycket väl-sorterade korn. Kornstorleken varierar från fin- till grovkornig sand.

Kvartsvackorna innehåller mer än 15 % matrix, domineras av kvarts och innehåller en liten mängd fältspat. Kornstorleken är fin- till medelkornig sand, och sedi-

mentet kan variera i sorteringsgrad från osorterat till mycket väl-sorterat. Kornen är något rundade till rundade.

De arkosiska vackorna innehåller mer än 15 % matrix, domineras av kvarts, men innehåller större mängder fältspatkorn än kvartsvackorna. Den arkosiska vackan har starkt varierad textur i Skrylle. Kornstorleken kan omfatta allt från silt till medelkornig sand, och sorteringsgraden är osorterad- till mycket väl-sorterad och angulariteten är något kantig till välrundad.

### Katodluminiscensmikroskopi (CL)

Resultatet från CL-mikroskoperingen åskådliggörs med utvalda, karakteristiska bilder som åskådliggör vanliga processer och fenomen som representerar de underkambriska sandstenarna i Skrylle (figur 11). CL-bilderna visar detritala kvartskorn, kvartsöverväxter, porutrymmen, fältspater samt kalcitcement. Detritala kvartskorn har blå färger medan kvartsöverväxterna är mörkblå. Porer är icke luminiserande och återges i svart, medan fältspater framstår vita och kalcitcement är starkt orange och gulaktigt.

Tabell 7: Observerad tryckupplösning/stylolitisering i underkambriska sandstenar från Skrylle.

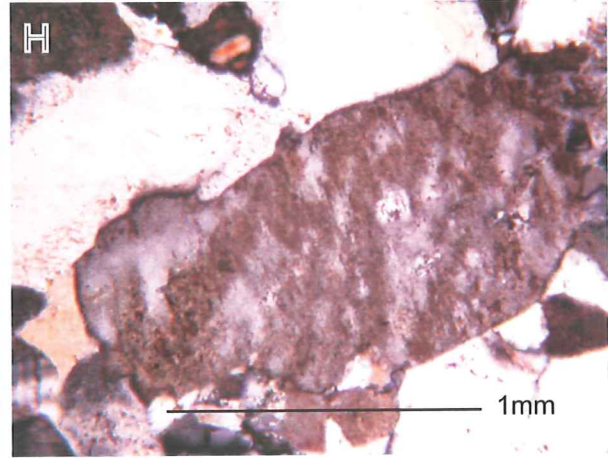
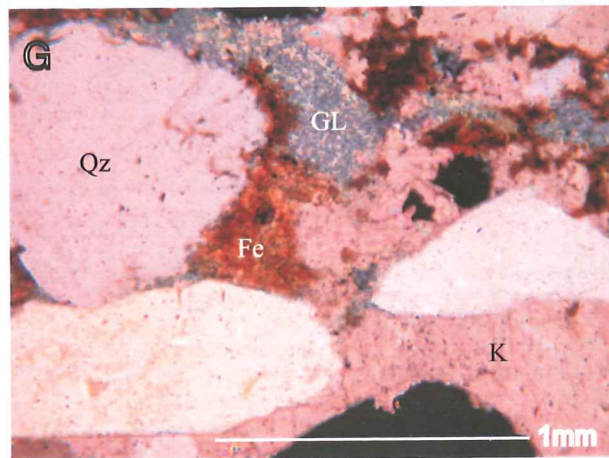
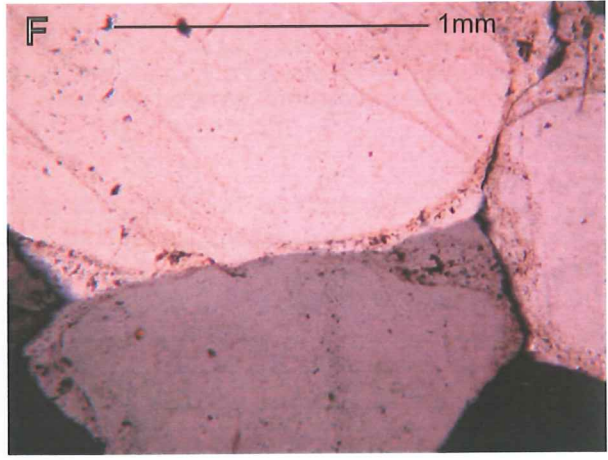
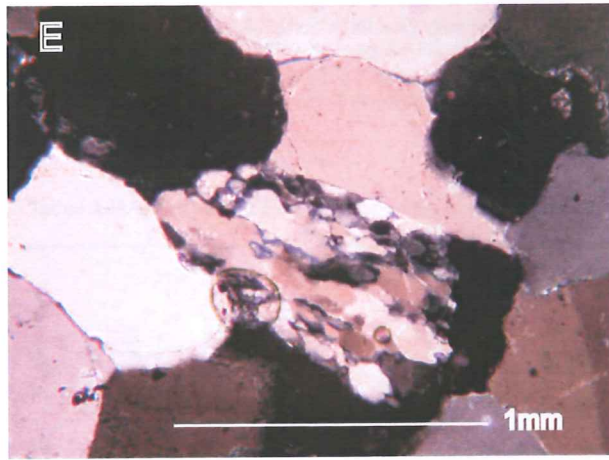
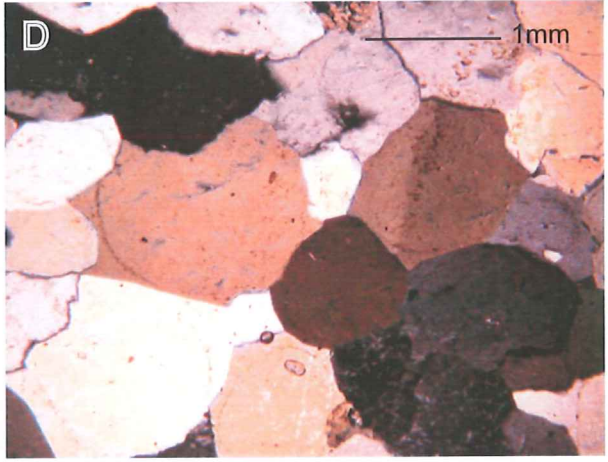
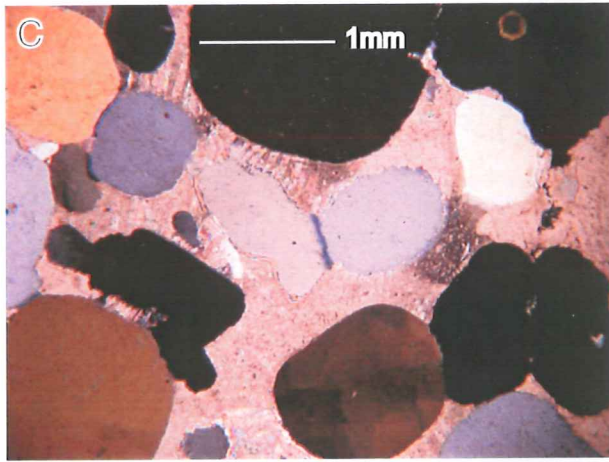
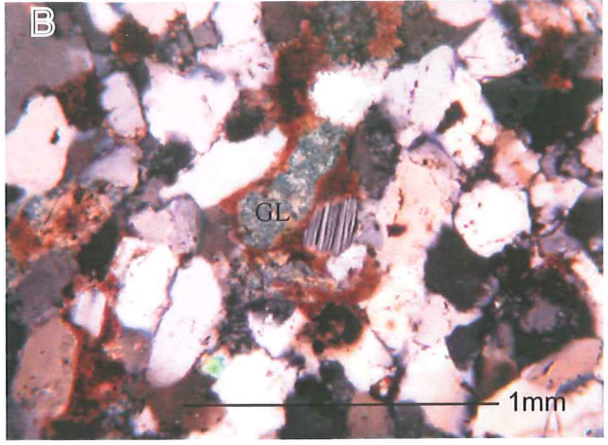
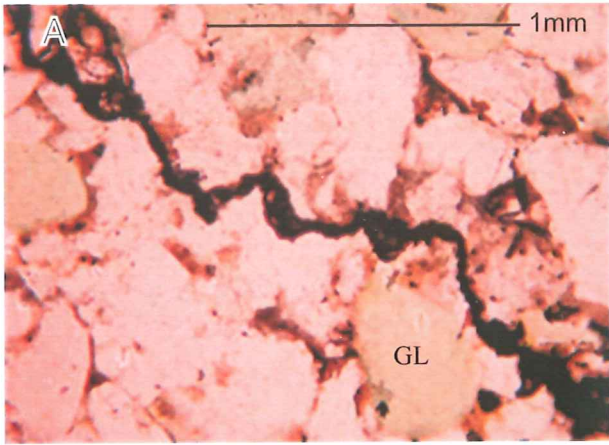
Facies	Slipbetäckning	Djup(m)
I	A5	8,80
	A10	17,73
	A18	27,74
II	B21	30,89
	B23	28,64
	B29	20,56

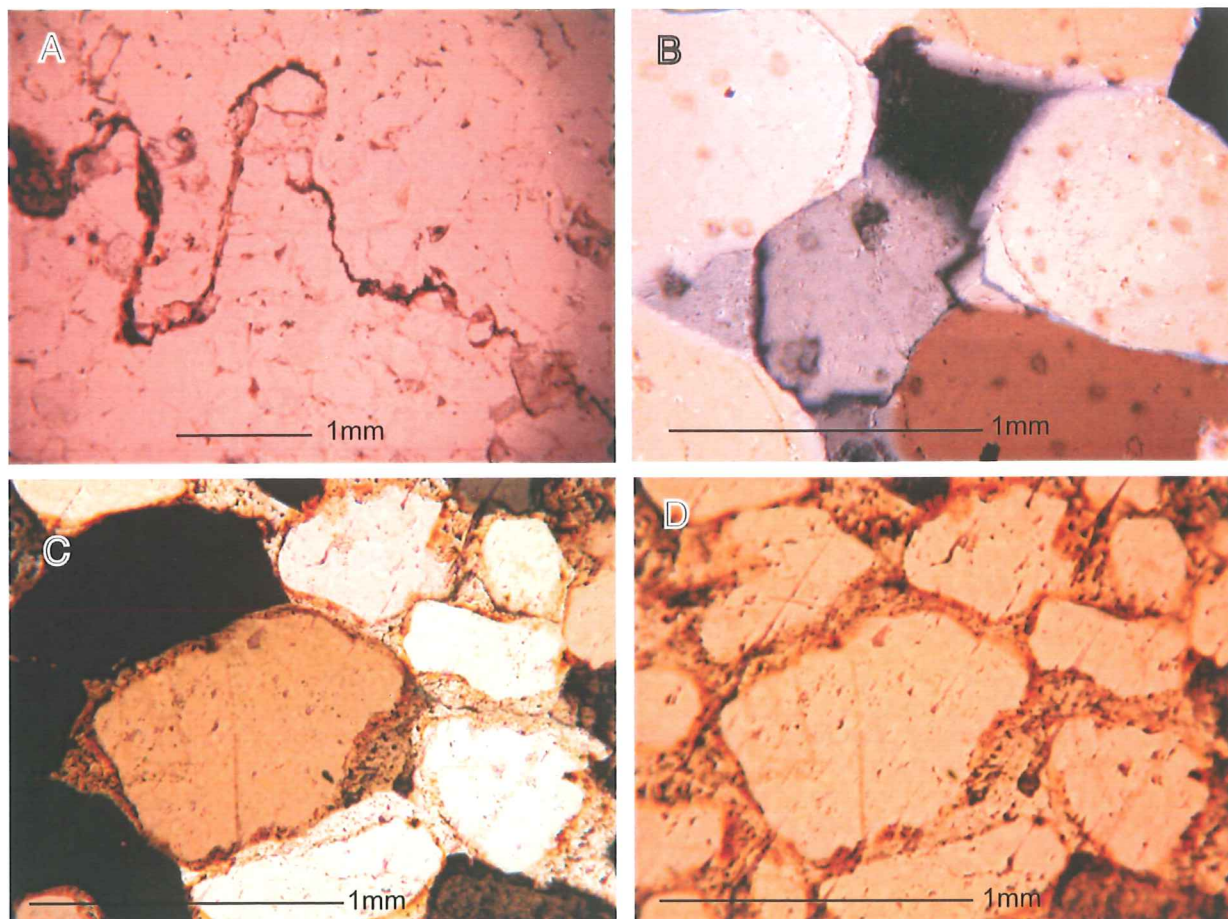
Tabell 5: Resultat från ljusmikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation av facies II (efter Pettijohn 1987). För förkortningar; se tabell 4.

Tunnslipnr	M-qz	P-qz	KF	PL	KF-överväxt	Qz-överväxt	Kalciment	Matrix	Glimmer	GL	Fe-hyd	BF	Porositet	IGV	Klass
A15	54,6	3,0	0,6	0,3	0	15,0	0	26,3	0	0	0	0	0	15,0	kvartsavacka
A17	74,3	5,6	0	1,6	1,0	10,0	0	7,6	0	0	0	0	0,3	10,3	kvartsarenit
A18	70,6	2,3	0	0	0,3	12,0	10,6	3,3	0	0	0	0	0,6	23,2	kvartsarenit
A19	65,0	18,0	0	0	0,3	11,3	1,6	1,0	0	0	0	0	2,6	15,5	kvartsarenit
A21	73,6	3,0	0	0	0	19,0	4,0	0	0,3	0	0	0	0	23,0	kvartsarenit
A22	67,0	0,6	0,6	0,3	0	19,0	5,3	5,0	0	0	0	0	2,0	26,3	kvartsarenit
A23	69,6	1,3	0	0,3	0,6	27,3	0	0	0	0	0	0	0,6	27,9	kvartsarenit
A26	81,0	0	0,3	0	0	15,0	0	0	0	0	0	0	3,6	18,6	kvartsarenit
A27	82,0	2,3	0,3	0,3	0,3	11,6	0	0	0	0	0	0	3,0	14,6	kvartsarenit
A29	73,0	1,0	0	1,3	0	23,3	0,3	0	0	0	0	0	1,0	24,6	kvartsarenit
A32	69,3	4,0	0	0,3	0,6	25,0	0,6	0	0	0	0	0	0	25,6	kvartsarenit
A33	69,3	4,0	0	0,3	0,6	25,0	0,6	0	0	0	0	0	0	25,6	kvartsarenit
A35	65,6	16,0	0	1,0	0	4,6	9,6	0	0	0,6	0	0	2,3	16,5	kvartsarenit
A38	70,0	2,3	2,6	0,6	9,6	11,0	0	0	0	0	0	0	3,6	14,6	subarkos
A40	76,0	3,6	0	1,0	5,0	10,6	2,3	0	0	0	0	0	1,3	14,2	subarkos
A42	71,3	3,6	1,0	0	0,6	0,6	0	22,0	0	0	0	0	0,6	1,2	kvartsavacka
A43	62,6	8,0	0	0,3	1,6	10,3	3,6	10,3	0	0	0	0	3,0	14,2	kvartsarenit
A46	76,3	0,3	0	0	1,0	21,6	0	0	0	0	0	0	0,6	22,2	kvartsarenit
A48	70,6	13,6	0,3	0	2,3	3,3	1,0	6,6	0	0	0	0	2,0	6,3	kvartsarenit
A49	55,3	14,6	0,6	2,3	0,6	8,3	0	18,0	0	0	0	0	0	8,3	kvartsavacka
A51	72,3	0,6	0,3	1,6	1,0	16,0	4,3	0	0	0	0	0	3,6	23,9	kvartsarenit
A54	59,3	4,3	0,6	4,0	1,6	1,3	0	27,3	0	0	0	0	1,0	2,3	arkosisk vacka
A55	75,6	4,0	0	0,6	0	18,3	0,3	0	0	1,0	0	0	0	18,6	kvartsarenit
B40	57,6	1,0	0,3	0	0	2,6	0	38,3	0	0	0	0	0	2,6	kvartsavacka
B39	67,3	7,6	0	0	0,3	15,6	0	8,3	0,3	0	0	0	0,3	15,9	kvartsarenit
B36	56,3	4,3	0	0	0	0,3	0	39,0	0	0	0	0	0	0,3	kvartsavacka
B34	57,6	16,0	0	1,0	0	18,0	1,3	3,0	2,0	0	0	0	1,0	20,3	kvartsarenit
B32	72,3	0,6	0	0,3	2,3	22,6	0,6	0,6	0	0	0	0	0,3	23,5	kvartsarenit
B30	62,0	7,6	1,3	0,3	0	19,0	0,6	3,6	0	0	0	0	5,3	24,9	kvartsarenit
B29	75,3	1,0	0	0,3	5,0	10,0	0,3	4,6	0	0	0	0	3,3	13,6	subarkos
B28	64,3	1,0	0	0,3	3,0	21,3	0	9,0	0	0	0	0	1,0	22,3	kvartsarenit
B26	61,6	4,3	1,6	0,3	0	23,0	5,6	1,3	0,3	0	0	0	1,6	30,2	kvartsarenit
B25	75,6	4,0	0,3	0,6	4,6	12,3	0,3	0,3	0	0	0	0,7	1,0	13,6	subarkos
B23	56,6	0,6	0	1,3	4,0	27,6	0	9,6	0	0	0	0	0	27,6	subarkos
B22	63,3	6,6	1,0	0	0	25,0	0,6	1,3	0	0	0	0	2,0	27,6	kvartsarenit
B21	62,0	2,3	0	0,6	1,0	20,0	0,3	11,3	0	0	0	0	2,3	22,6	kvartsarenit
B19	50,6	18,6	2,0	1,0	0	3,6	3,0	19,6	0,3	0	0	0	1,0	7,6	kvartsavacka
B15	32,3	1,3	1,6	2,0	0	2,6	0	45,6	12,0	0	0	0	2,3	4,9	arkosisk vacka
B14	54,6	2,6	0,6	1,6	14,6	21,3	0,6	0	0	0	0	0	3,6	25,5	subarkos
B11	46,0	2,0	0	3,6	0,6	8,0	0,3	39,0	0,3	0	0	0	0	8,3	arkosisk vacka
B9	63,6	3,3	1,0	3,3	13,3	12,0	0	0	0	0	0	0,3	3,0	15,0	subarkos
B8	63,6	3,3	1,0	3,3	13,3	12,0	0	0	0	0	0	0,3	3,0	15,0	subarkos

Tabell 6: Resultat från ljusmikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation för facies III (efter Pettijohn 1987). För förkortningar; se tabell 4.

Tunnslipnr	M-qz	P-qz	KF	PL	KF-överväxt	Qz-överväxt	Kalciment	Matrix	Glimmer	GL	Fe-hyd	BF	Porositet	IGV	Klass
B5	49,6	5,3	0,3	0	3,3	41,0	0	0,3	0	0	0	0	0	41,0	subarkos
B4	55,6	0,3	0	2,0	12,3	28,0	0	0	0	0	0	0	1,6	29,6	subarkos
B3	45,6	2,3	1,6	2,0	12,0	35,3	0	0	0	0,3	0	0	0,6	35,9	subarkos
B2	63,3	1,0	0,3	0,6	10,3	23,6	0	0	0	0	0	0	0,6	24,2	subarkos





Figur 6: Polarisationsmikroskopbilder som visar kornstorlekssammansättning, cementering, textur mm. **A.** Facies II, B21. Kvartsarenit bestående av välsorterad, fin- till medelkornig sand med en fin suturerad stylolit. **B.** Facies II, A23. medelkornig, mycket välsorterad kvartsarenit. Bilden visar kvartsöverväxter med välutvecklade "dust rims". **C-D.** Facies III, B3. Parbild, där C är fotograferad i XPL och D i PPL. Bilden åskådliggör kraftigt järnhydroxidbekladda (hematit?) kvartskorn, vilka gör kvarts-cementeringen väldigt tydlig.

Tabell 9: Resultat från BSE-mikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation för facies I (efter Pettijohn 1987).

Tunnslipnr	Kvarts	Fältspat	Kalcitcement	Matrix	Porer	Glaukonit	Tungmineral	Fe-hyd	Glimmer	Klass
A1	75,7	16,6	0	1,5	1,5	4,3	0,3	0	0	subarkos
A3	79,0	0	14,1	0	0	4,3	0	2,6	0	kvartsarenit
A5	71,1	6,9	0,3	17,6	3,1	0	1,0	0	0	arkosisk vacka
A8	64,2	0	0,3	0	0	25,6	0	10,0	0	kvartsarenit
A10	58,3	2,3	0,3	5,1	0	18,7	0,3	15,1	0	kvartsarenit
A12	54,2	0,5	0	0	0	30,7	0,3	14,3	0	kvartsarenit
A13	82,1	0,5	0	0	0	13,3	0	4,1	0	kvartsarenit

Figur 5: Polarisationsmikroskopbilder som visar kornstorlekssammansättning, cementering och textur. **A.** Facies I, A10 i planpolariserat ljus (PPL). Fin- till medelkornig, osorterad kvartsarenit med en tydlig stylolit. Förkortningen GL visar runda glaukonitkorn. **B.** Facies I, A12 i korspolariserat ljus (XPL). Visar en finkornig, välsorterad kvartsarenit med ett mikrolinkorn i mitten. Det gröna kornet i mitten är ett glaukonitkorn (GL) som omringas av järnhydroxid. **C.** Facies II, A18. En kvartsarenit med välrundade kvartskorn där porutrymmen är fyllda med kalcitcement. Observera frånvaron av kvartsöverväxter. **D.** Facies II, A2. Medelkornig, välsorterad kvartsarenit med tydliga "dust rims" som skiljer kvarts-cementet från det detritala kvartskornet. **E.** Facies II, A23 i XPL. Kvartsarenit bestående av mycket välsorterad mellansand, med ett polykristallint kvartskorn i mitten samt tydliga syntaxiala kvartsöverväxter. **F.** Facies III, B5. Tydliga "dust rims" mellan kvartskorn och kvarts-cement. **G.** Facies I, A8 i XPL. En fin till grovkornig, osorterad kvartsarenit med detritala kvartskorn (Qz), kalcitcement (K), glaukonit (GL) samt järnhydroxid (Fe). **H.** Facies II, B8. Medel- till grovkornig, osorterad subarkos, med upplösning/omvandling av fältspatskorn, troligen en plagioklas.

Tabell 10: Resultat från BSE-mikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation av facies II (efter Pettijohn 1987).

Tunnslipnr	Kvarts	Fältspat	Kalcicement	Matrix	Porer	Glaukonit	Tungmineral	Fe-hyd	Glimmer	Klass
A15	72,6	3,6	0	21,7	0,5	0	1,5	0	0	kvartsvacka
A17	96,9	1,0	0	2,0	0	0	0,3	0	0	kvartsarenit
A18	96,2	1,8	0	2,0	0	0	0	0	0	kvartsarenit
A19	93,8	1,9	0	2,4	1,6	0	0,3	0	0	kvartsarenit
A21	94,1	1,3	2,3	0	2,0	0	0,3	0	0	kvartsarenit
A22	93,4	1,3	4,6	0	0,3	0	0,5	0	0	kvartsarenit
A23	95,4	1,5	0	0	3,1	0	0	0	0	kvartsarenit
A26	95,9	0,5	0	0	3,6	0	0	0	0	kvartsarenit
A27	95,1	1,0	0	0	3,3	0	0,5	0	0	kvartsarenit
A29	91,8	6,6	0	0	1,8	0	0	0	0	subarkos
A32	94,6	4,9	0	0	0,5	0	0	0	0	kvartsarenit
A33	92,8	5,9	0	0	1,0	0	0,3	0	0	subarkos
A35	88,7	3,6	6,4	0	1,0	0,3	0	0	0	kvartsarenit
A38	85,4	14,3	0	0	0	0	0,3	0	0	subarkos
A40	89,5	7,2	0	0,5	2,6	0	0,3	0	0	subarkos
A42	68,8	4,9	0	24,3	1,5	0	0,5	0	0	arkosisk vacka
A43	95,1	1,5	0	2,3	1,0	0	0	0	0	kvartsarenit
A46	97,7	2,0	0	0	0,3	0	0	0	0	kvartsarenit
A48	82,6	14,8	0	2,6	0	0	0	0	0	subarkos
A49	58,8	23,0	0	17,6	0	0	0,5	0	0	arkosisk vacka
A51	93,4	5,1	1,0	0	0,5	0	0	0	0	kvartsarenit
A54	68,3	3,8	0	27,9	0	0	0	0	0	arkosisk vacka
A55	94,6	2,6	1,0	0	1,8	0	0	0	0	kvartsarenit
B40	52,7	3,6	0,3	41,4	2,0	0	0	0	0	arkosisk vacka
B39	94,6	2,8	0	1,5	1,0	0	0	0	0	kvartsarenit
B36	59,8	1,3	0	38,9	0	0	0	0	0	kvarts vacka
B34	90,8	5,9	0	1,0	0,5	0	0,5	0	1,3	subarkos
B32	91,3	3,3	0	1,0	3,6	0	0,8	0	0	kvartsarenit
B30	94,9	1,3	0	2,0	1,8	0	0	0	0	kvartsarenit
B29	89,3	5,4	0	3,3	2,0	0	0	0	0	subarkos
B28	89,0	4,9	0	5,6	0,3	0	0,3	0	0	kvartsarenit
B26	90,0	7,4	0	1,8	0,8	0	0	0	0	subarkos
B25	94,9	3,3	0	0,3	1,3	0	0,3	0	0	kvartsarenit
B23	88,2	5,1	0	6,1	0,3	0	0,3	0	0	kvartsarenit
B22	93,1	4,9	0	1,0	0,8	0	0,3	0	0	kvartsarenit
B21	80,6	5,1	0,3	13,5	0	0	0,5	0	0	subarkos
B19	59,8	14,6	0,8	23,5	1,0	0	0,3	0	0	arkosisk vacka
B15	43,0	0	0	55,8	0	0	1,3	0	0	kvartsvacka
B14	81,1	16,1	0	0	2,8	0	0	0	0	subarkos
B11	52,2	0	0	47,1	0	0	0,8	0	0	kvartsvacka
B9	75,2	22,8	0	0,8	1,3	0	0	0	0	subarkos
B8	77,5	21,7	0	0,5	0	0	0,3	0	0	subarkos

Tabell 11: Resultat från BSE-mikroskop-punkträkning och sandstensklassifikation för facies III (efter Pettijohn 1987).

Tunnslipnr	Kvarts	Fältspat	Kalcicement	Matrix	Porer	Glaukonit	Tungmineral	Fe-hyd	Glimmer	Klass
B5	80,6	17,6	0	0,8	0,5	0	0	0	0,5	subarkos
B4	78,5	20,5	0	0	0,8	0	0,3	0	0	subarkos
B3	81,3	17,1	0	0	0,8	0	0,8	0	0	subarkos
B2	87,7	11,8	0	0	0,3	0	0,3	0	0	subarkos

Tabell 8: Jämförelse mellan sandstensklassifikationen för varje prov med ljusmikroskop respektiv svepelektromikroskop i läge BSE.

	Tunnslipnr	PPL/XPL	BSE
FACIES I	A1	subarkos	subarkos
	A3	kvartsarenit	kvartsarenit
	A5	kvartsvacka	arkosisk vacka
	A8	kvartsarenit	kvartsarenit
	A10	kvartsarenit	kvartsarenit
	A12	kvartsarenit	kvartsarenit
	A13	kvartsarenit	kvartsarenit
	A15	kvartsvacka	kvartsvacka
	A17	kvartsarenit	kvartsarenit
	A18	kvartsarenit	kvartsarenit
	A19	kvartsarenit	kvartsarenit
	A21	kvartsarenit	kvartsarenit
	A22	kvartsarenit	kvartsarenit
	A23	kvartsarenit	kvartsarenit
A26	kvartsarenit	kvartsarenit	
A27	kvartsarenit	kvartsarenit	
A29	kvartsarenit	subarkos	
A32	kvartsarenit	kvartsarenit	
A33	kvartsarenit	subarkos	
A35	kvartsarenit	kvartsarenit	
A38	subarkos	subarkos	
A40	subarkos	subarkos	
A42	kvartsvacka	arkosisk vacka	
A43	kvartsarenit	kvartsarenit	
A46	kvartsarenit	kvartsarenit	
A48	kvartsarenit	subarkos	
A49	kvartsvacka	arkosisk vacka	
A51	kvartsarenit	kvartsarenit	
A54	arkosisk vacka	arkosisk vacka	
A55	kvartsarenit	kvartsarenit	
B40	kvartsvacka	arkosisk vacka	
B39	kvartsarenit	kvartsarenit	
B36	kvartsvacka	kvartsvacka	
B34	kvartsarenit	subarkos	
B32	kvartsarenit	kvartsarenit	
B30	kvartsarenit	kvartsarenit	
B29	subarkos	subarkos	
B28	kvartsarenit	kvartsarenit	
B26	kvartsarenit	subarkos	
B25	subarkos	kvartsarenit	
B23	subarkos	kvartsarenit	
B22	kvartsarenit	kvartsarenit	
B21	kvartsarenit	subarkos	
B19	kvartsvacka	arkosisk vacka	
B15	arkosisk vacka	kvartsvacka	
B14	subarkos	subarkos	
B11	arkosisk vacka	kvartsvacka	
B9	subarkos	subarkos	
B8	subarkos	subarkos	
FACIES III	B5	subarkos	subarkos
	B4	subarkos	subarkos
	B3	subarkos	subarkos
	B2	subarkos	subarkos

## Tolkning och diskussion

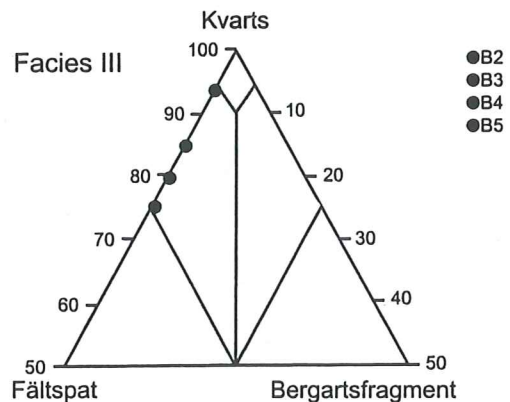
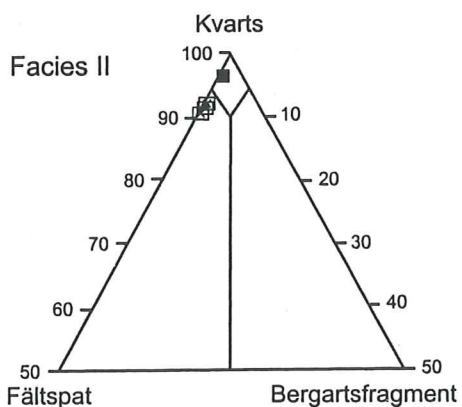
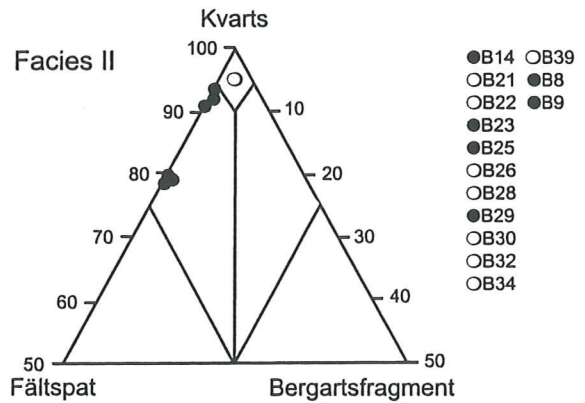
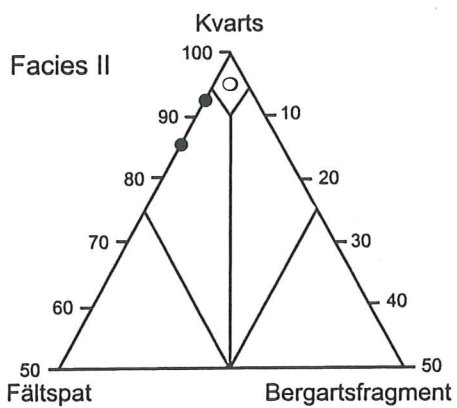
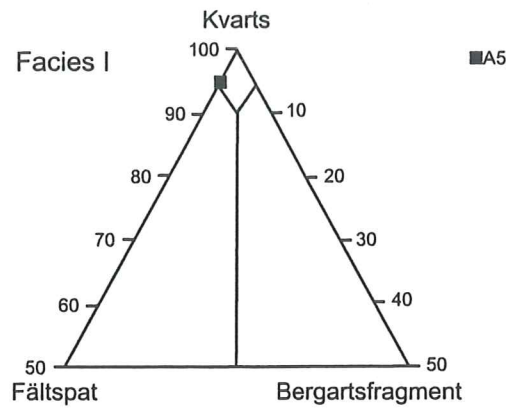
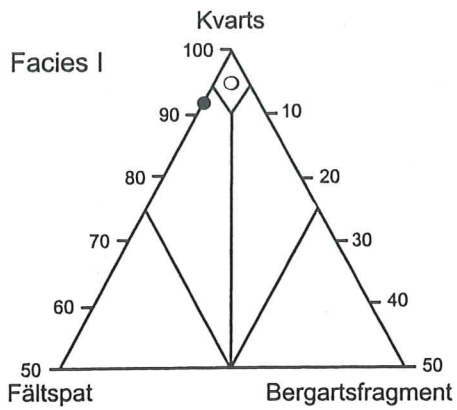
### Värdering av metoder

De använda analysmetoderna medför ett antal ofrånkomliga felkällor. Vid punkträkning i polarisationsmikroskop minskar resultatens tillförlitlighet beroende på olika faktorer, såsom exempelvis tunnslipets kvalitet, utvalt material, operatörens skicklighet och antalet punkter i punkträkning (Cooper *et al.* 2000). Även bestämning av kvartsöväxter kan vara svår med polarisationsmikroskop då gränsen mellan de detritala kvartskornen och dess öväxter ofta är otydliga (Cooper *et al.* 2000). För BSE-punkträkning är det av stor vikt att det analyserade området är representativt för hela provet, då en icke representativ bild kan ge upphov till feltolkning. CL-mikroskopi visade sig vara den klart bästa metoden för att påvisa kvartsöväxter (figur 11), men eftersom de undersökta sandstenarna innehåller välutvecklade "dust rims" (tunn gräns som skiljer de detritala kvartskornen från öväxter) valdes punkträkning med CL-metoden bort till förmån för ljusmikroskopieringsmetoden, som dessutom visade sig vara den bästa för att bestämma kornstorlek, sorteringsgrad och angularitet (tabell 1-3). Innehållet av fältspat och tungmineral kunde bäst bestämmas med BSE-mikroskopi (figur 10). En jämförelse mellan PPL-punkträkning och BSE-punkträkning visade tydligt att mera fältspater kunde detekteras med sistnämnda analysmetod, särskilt små fältspatkorn (tabell 8).

### Tolkning och korrelation av lagerföljder

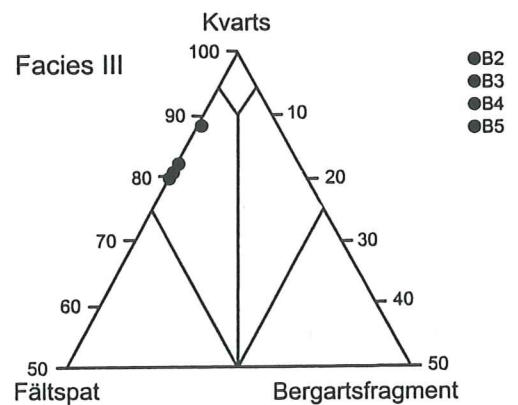
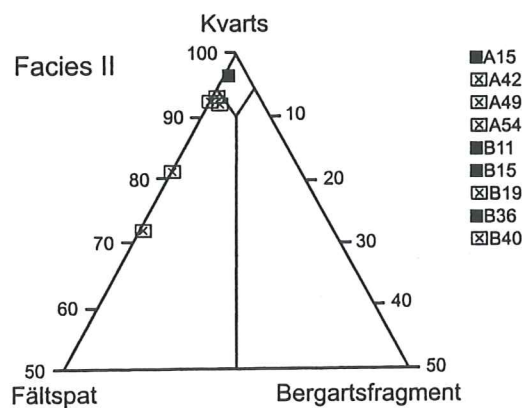
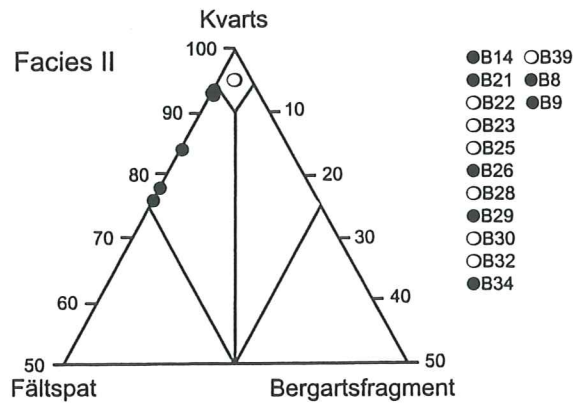
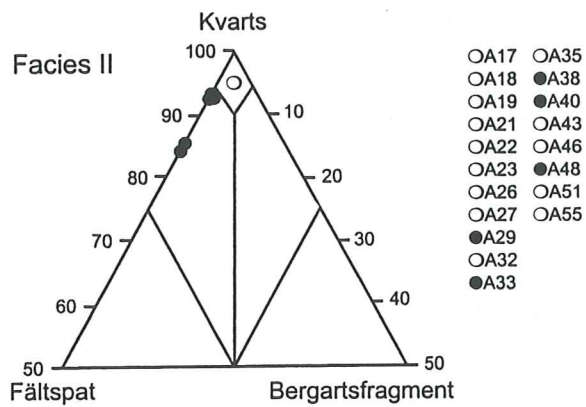
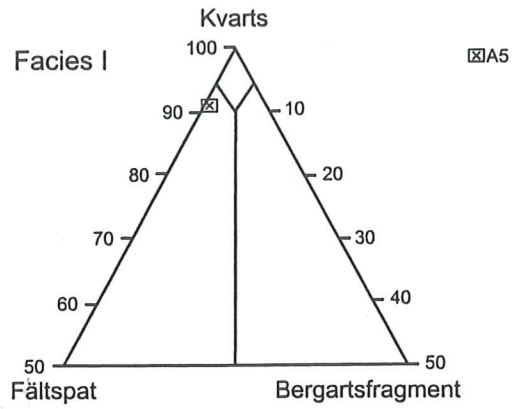
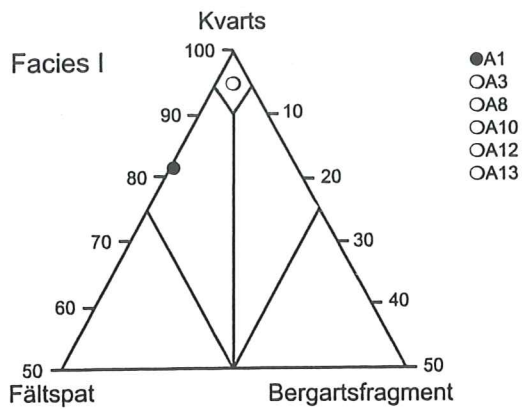
Den makroskopiska faciesindelningen (figur 4) bekräftas av undersökningarna av den detritala mineralogin. Gränsen mellan facies I och facies II representerar en tydlig litologisk gräns som sammanfaller med gränsen mellan Norretorpformationen och Hardebergaformationen. De informella enhetsgränserna inom Hardebergaformationen är svårare att identifiera och inte undersökta i detta arbete. Facies I avlagrades i en öppen marin miljö under lugna förhållanden, vilket visas av korskiktningen, bioturbationen och inte minst den höga glaukonithalten. Facies II avlagrades i intertidal miljö där "herringbone" struktur och bioturbation dominerar lagerföljden. Facies III avlagrades i en aktiv, fluviativ miljö, där strömriplor dominerar.

En jämförelse mellan Bornholms underkambriska lagerföljd och Skånes underkambrium vid Skrylle visar många likheter. De äldsta paleozoiska avlagringarna på Bornholm omfattas av Nexøsandstenen med en mäktighet på minst 110 meter. Det är en övervägande rödaktig, arkosisk sandsten utan fossil och avlagringen liknar väldigt mycket facies III i Hardebergaformationen i Skrylle. Enligt Moczydlowska (1991) är Nexøsandstenen inte korrelerbar med något lagerföljd i Skåne, men de petrografiska undersökningarna tyder på att Hardebergasandstens nedersta del (facies III i figur 4) är jämförbar med Bornholms Nexøsandsten (figur 4, tabell 6). Ovanpå Nexøsandstenen ligger den 80-90 meter mäktiga Balkasandstenen, en vit-grå, väl sorterad kvartssandsten



Figur 8: Triangeldiagram, som grundar sig på punkträkning i polarisationsmikroskop och illustrerar sandstensklassifikationen för facies I, II och III. Förklaring till symboler som representerar olika sandstensklasser: ○ = kvartsarenit, ● = subarkos, ■ = kvartsvacka, ⊠ = arkosisk vacka.





Figur 9: Triangeldiagram, som grundar sig på punkträkning i svepelektromikroskop i BSE-läge och illustrerar sandstensklassifikationen för facies I, II och III. Förklaring till symboler som representerar olika sandstensklasser: ○ = kvartsarenit, ● = subarkos, ■ = kvartsvacka, ⊠ = arkosisk vacka.

(Nielsen 1988). Stora likheter finns mellan denna formation och lagerföljden i facies II vid Skryllebrottet. Ovanpå Balkasandstenen följer den ca 80-100 meter mäktiga "grønne skifre", som domineras av siltstenar och finkorniga sandstenar (Nielsen 1988). De höga halterna av glaukonit gör att den starkt påminner om facies III (Norretorpformationen), i Skryllebrottet.

### *Kvartscementering och kvartscementrelaterade processer*

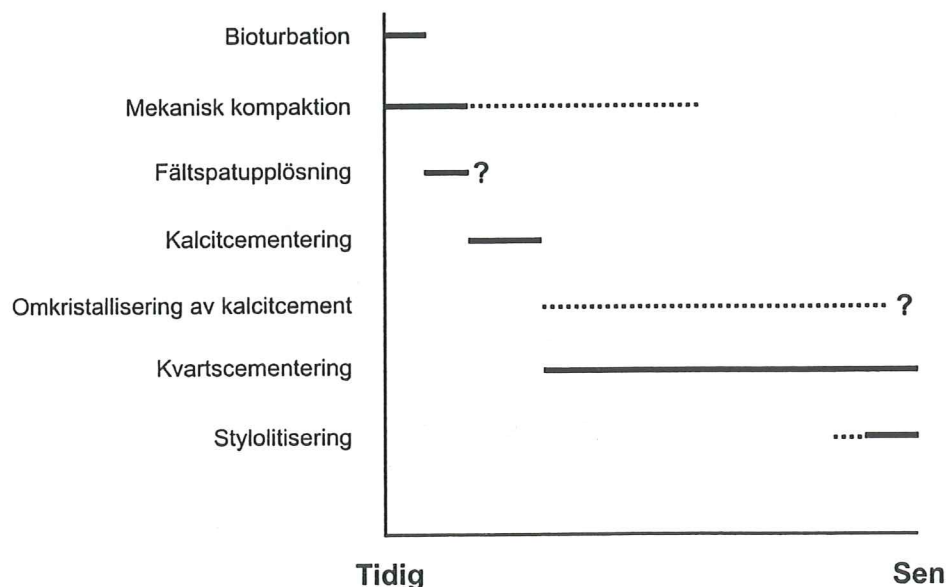
Lagerföljden i borrhämnarna innehåller 0,3–41,0 % kvartsöväxter (tabell 4-6). Kvartscementering påverkas påtagligt av temperaturen och är vanligast i sandstenar som har blivit begravda och uppvärmda till >70-80°C (Worden & Morad 2000). Enligt Gluyas (1993) tenderar temperaturen vid cementering att vara mellan 90-130°C i de allra flesta sedimentbassänger vid >2,5 km begravningsdjup. Sandstenar begravda djupare än 2,7 km har oftast betydligt högre autigena kvartsvolymer jämfört med sandstenar begravda på mindre djup (Fisher et al. 2000; Walderhaug et al. 2000). Mindre mängder kvartscement kan också bildas genom långsamma processer vid lägre temperaturer och på ringa begravningsdjup, främst i samband med omfattande meteoriska grundvattenflöden genom sedimenten (Bjørlykke 1984). Det är ännu inte klarlagt huruvida kvartscement i allmänhet bildas kontinuerligt under en långsam process eller intensivt under korta perioder (Worden & Morad 2000).

Sedimentkornens packning är en viktig faktor ur diagenetisk såväl som petroleumgeologisk synvinkel, eftersom den påverkar porositet och permeabilitet (Tucker 1991). Mekanisk kompaktion under subsidensen föregår ofta kvartscementering ner till 2-3 km-s begravningsdjup vilket minskar ursprungsporositeten i kvartsrika sandstenar från 35-40 % till 15-20 % (figur 12). Mekanisk kompaktion som sker genom "kornomöblering" är alltså begränsad till måttlig subsidens, medan kemisk kompaktion (främst kvartscementering) uppstår under

medel- eller djupbegravning (Mansurbeg 2001). Kombinationen mellan den mekaniska kompaktionen och den kemiska kan resultera i kraftig porositetsminskning (figur 12). I Skrylle förfaller den mekaniska kompaktionen ha verkat ned till 2-3 km subsidens innan den kemiska kompaktionen tog överhanden (figur 12).

Temperaturen är en viktig faktor för kvartscementeringen. Den påverkar lösligheten med avseende på kvarts, och därmed Si-mobiliteten i porsystemet. Tryckets roll är oklar. Man har observerat att kvartscementering inhiberas i kraftigt övertryckta, isolerade upphettade reservoarer (Worden & Morad 2000).

Kvartscementets ursprung kan hänföras till interna och externa jonkällor. De interna källorna består huvudsakligen av detritala fältspaters omvandling till lermineral som ger ett Si-överskott, samt av tryckupplösning, stylolitisering och återutfällning i tryckskugga. Huvudorsaken till att fältspater är källor till kvartscementering är att de har ett högre Si/Al förhållande än de lermineral som ersätter dem. Alla reaktioner där autigena lermineral fälls ut på fältspatens bekostnad leder till ökad kiseljonkoncentration i porvattnet, vilket ofta leder till kvartscementering (Worden & Morad 2000). Forskning visar att nästan alla kiselkällor är interna (Worden & Morad 2000). Till externa källor för kvartscementering hör fenomen som "meteoric flushing" och leromvandlingar. Externa kiselkällor kräver ofta orealistiska porvatten-transportsträckor och volymer (Worden & Morad 2000). När det gäller "meteoric flushing", alltså stora genomflöden av surt vatten (lågt pH) som i sin tur omvandlar fältspater till lermineral, varvid kisel frigörs, krävs det enorma mängder vatten för måttlig upplösning av kvarts vid diagenetiska temperaturer (Bjørlykke 1983, 1984; Ahlberg 1994). Omvandlingar av inlagrade och kringliggande lerstenars smektit (till illit eller andra lermineral) ger ett överskott av löst kisel i porvattnet, men eftersom att bara få och tunna lerstenar förekommer i den undersökta lagerföljden kan detta fenomen troligen uteslutas.



Figur 7: Cementstratigrafiskt diagram som åskådliggör i vilken ordning de diagenetiska företeelserna inträffat under begravningsdjupet.

En av de mest vanligaste kvartscementtyperna är kvartsöverväxter på detritala korn, som i hög grad förekommer i den underkambriska lagerföljden i Skrylle. Kvartscementet fälls ut runt det detritala kvartskornet i optisk kontinuitet så att cementet och kornet släcks ut samtidigt under korspolariserat ljus. I många fall är kvarts-cementet och det detritala kvartskornet tydligt åtskiljt av en tunn järnoxid- eller lermineral-hinna (dust line, dust rim). Kvartscement växer via både homogena och heterogena nukleationsmekanismer. Heterogen nukleation är den vanligaste processen som leder till syntaxiala överväxter. Syntaxiala överväxter har samma kristallografiska orientering som de detritala kvartskornen. I vissa sandstenar förekommer dessutom ställvis utväxter (outgrowths). Dessa utväxter är likväl syntaxiala, såsom överväxterna, men har en tendens till att fylla mera avlägsna angränsande porutrymmen och minska permeabiliteten i högre utsträckning än vad överväxterna gör (Worden & Morad 2000).

En viktig process under subsidensen är kvartsupplösning vid kornkontakterna. Tryckupplösning och t.o.m. stylolitisering förekommer i facies I och II (tabell 7, figur 5A, 6A). Fin- till medelkorniga sandstenar är oftast mera mottagliga för tryckupplösning än vad grovkorniga sandstenar är (Worden & Morad 2000). Tryckupplösning vid kornkontakter är minimal om sedimentet blivit mekaniskt stabiliserat genom tidig cementering, före djupbegravning, eller om det innehåller stödjande matrix. Tryckupplösning uppstår främst då sedimentet är starkt cementerat, men påbörjas oftast tidigare. Processen resulterar, om den får gå tillräckligt långt, i irreguljära, suturerade, subhorisontella upplösningssyner, mera kända som styloliter (Tucker 1991). Ordet tryckupplösning antyder att det är trycket som styr processen, vilket man ursprungligen trodde. Ändå är det den kritiska temperaturen som styr kvartsupplösningen i sandstenar (Bjørkum 1996). Många forskare anser med andra ord att temperaturkontrollerad kvartslöslighet, transport och utfällning är de styrande faktorerna vid tryckupplösning (Bjørkum 1996).

### Övriga diagenetiska processer

Kalcit är generellt ett av de vanligaste cementbildande mineralen i sandstenar, kalcitcement förekommer i de undersökta proven i facies I och II (figurerna 5C, 5G, 10F, 10J, 11E). Man urskiljer huvudsakligen två typer av kalcitcement, nämligen poikilotopiska kristaller och "drusy calcite spar". De poikilotopiska kristallerna utgörs av stora enstaka kristaller, upp till flera cm i diameter, vilka omger och innesluter många detritala kvartskorn. "Drusy calcite spar" består också av stora kristaller vilka fyller porutrymmen mellan kornen. Kännetecknande för "drusy spar" är att kristallstorleken ökar mot mitten av det fyllda porutrymmet (Tucker 1991). De prover som undersöktes innehåller endast poikilotopiska kristaller. Kalcitcement är vanligt förekommande i kvartsareniter, arkoser och litareniter, och ofta är kalcit det först utfällda cementet. I de undersökta proven syns ställvis i små linser att tidig utfällning av kalcit har hindrat kvartscementering och fältspatsomvandling till ler-

mineral (figur 5C). Kalcitcementeringen har resulterat i total utfyllnad av porerna, vilket gjort att sedimenten blivit impermeabla (cf. Tucker 1991).

Olika typer av fältspater förekommer i alla tre facies. Den mekaniska stabiliteten är lägre för fältspater än för kvarts p.g.a. att fältspatmineral är mjukare och har mera utvecklade klyvplan. Den kemiska stabiliteten är också lägre då de lätt hydrolyserar. Kemiska förändringar resulterar i ersättning av fältspatkorn med lermineral. Begynnande omvandling (ersättning) ger fältspater ett korroderat utseende (figur 5H). Fältspatomvandling är vanligt under processer som kemisk vittring, diagenes och "burial uplift". Ortoklas och mikroklin är generellt sett vanligare i sandstenar än plagioklaser. En förklaring är att kalifältspat har en högre kemisk stabilitet under normala diagenetiska och depositionella förhållanden än vad plagioklas har (Tucker 1991).

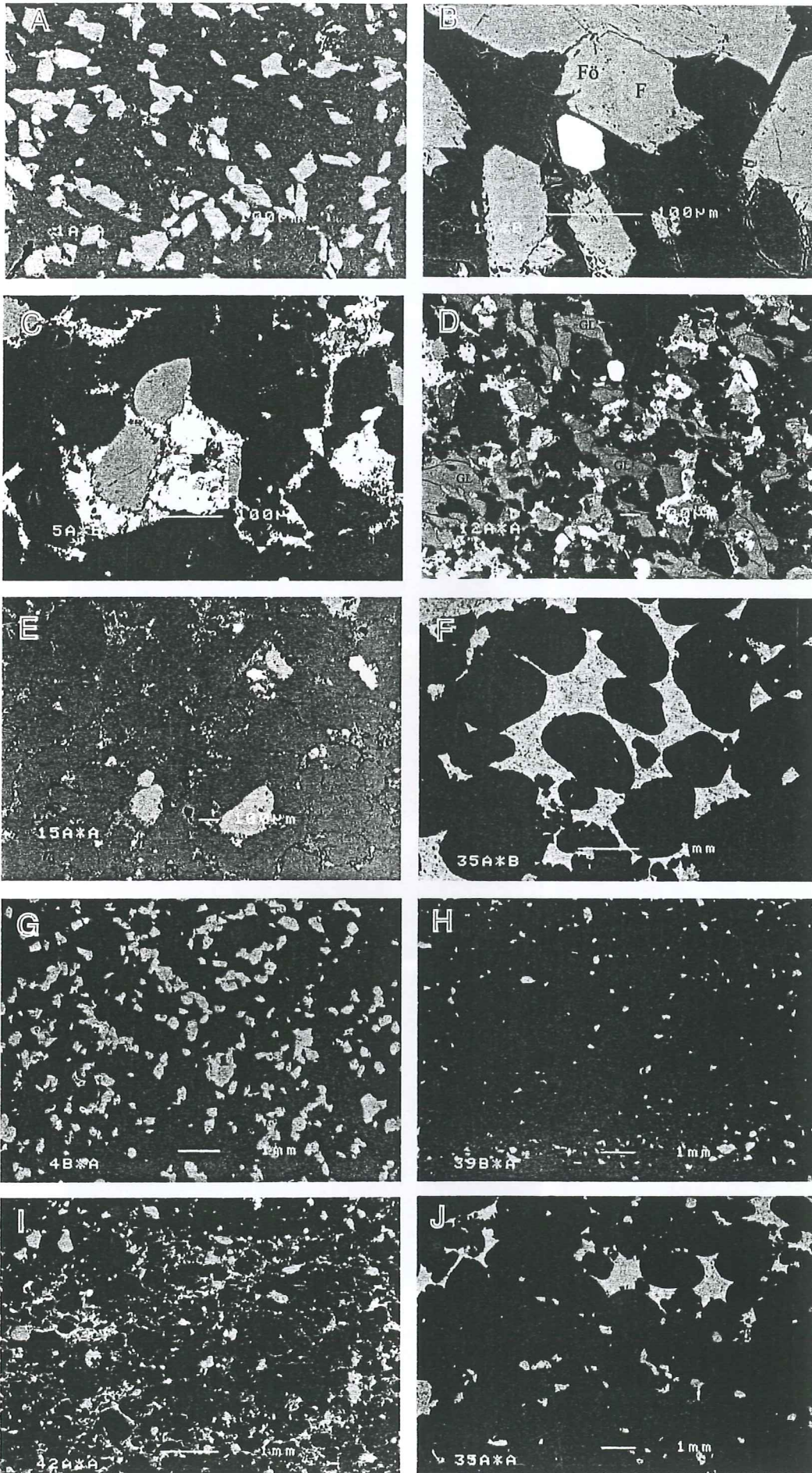
I Skrylle är halten tungmineral mindre än 1,5 % i alla proverna. Oftast rör det sig om silikater och oxider som tål kemisk vittring och mekanisk abrasion väldigt bra (Tucker 1991).

Glaukonit förekommer i stor utsträckning i vissa prov. Glaukonit är ett järnsilikat som bildas genom omvandling av lermineral och av autigen mineraltillväxt i porer mellan lermineral eller detritala korn (Odin & Matter 1981). I korspolariserat-planpolariserat mikroskop har glaukoniten en mörkgrön respektive ljusgrön färg (figur 5A-B, G). I många fall är glaukoniten gul-rödbrun, beroende på oxidation, och förekommer tillsammans med järnhydroxid (figur 5A-B, G). Kornen är rundade med ungefär samma kornstorlek som sanden i provet. Ställvis är den också omlagrad efter bildningen. Under korsade nikoler uppträder glaukonitkornen som mikrokristallina aggregat. Vanligen är glaukoniten associerad med skalmaterial, där den glaukonitiska sanden fyller skalen. Grönsand är karakteriserad av sin höga järnhalt ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) och höga halt av  $\text{K}_2\text{O}$ . Den är förmodligen ursprungligen utfälld i ett marint bottensediment. Normal salinitet, svagt reducerade förhållanden och långsam avsättning krävs för glaukonitbildningen (Pettijohn 1987).

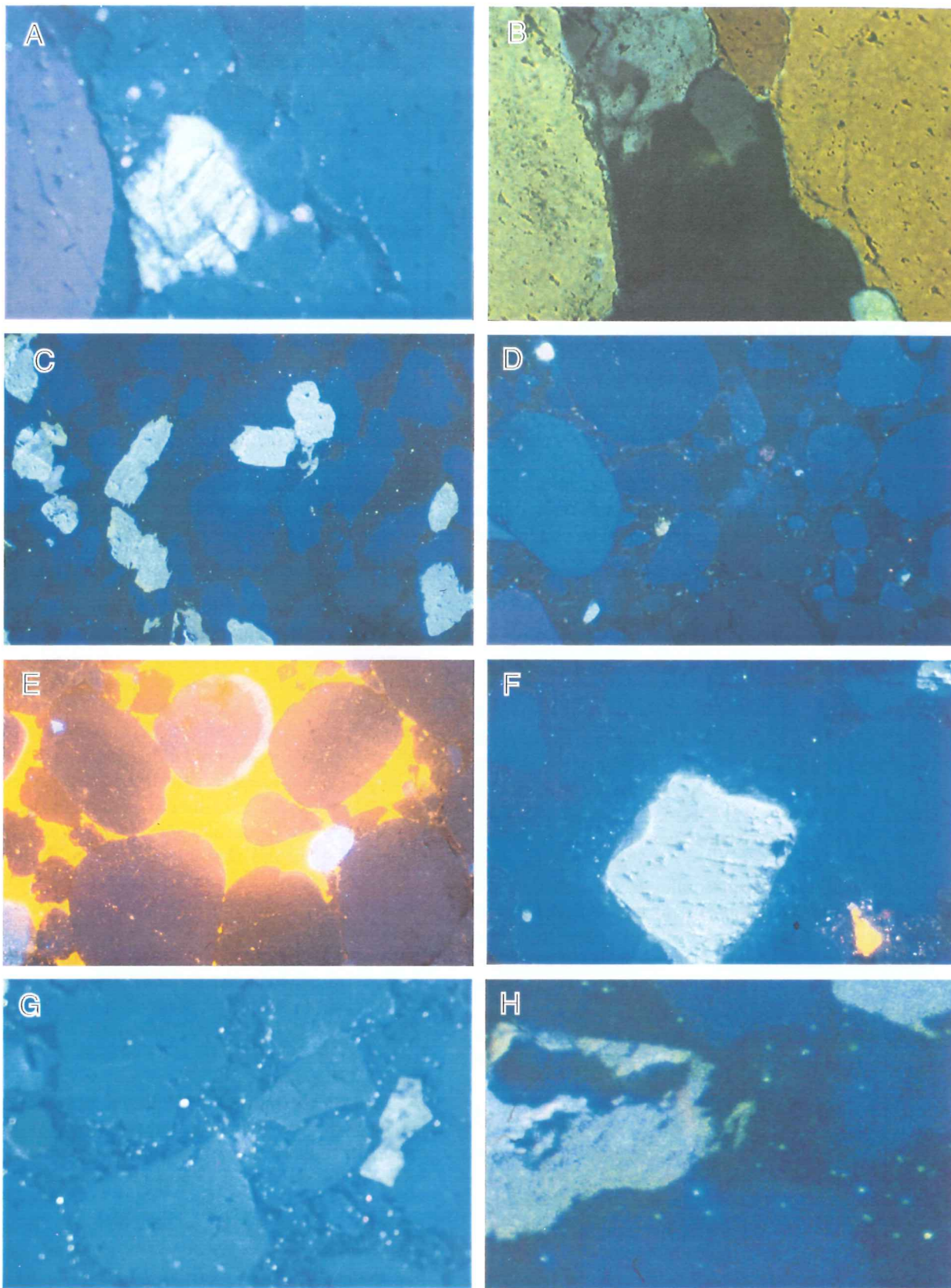
### Sandstenklassifikation

Det är svårt att hitta något direkt systematisk korrelation mellan facies och diagenes, dvs. att facies skulle ha styrt diagenesen (tabell 8). I facies I hittas prover med det högsta kalcitcementinnehållet (A3, A8) och låga mängder av kvartscement, vilket tyder på att den tidiga utfällningen av kalcitcementet hindrade utvecklingen av kvartscement. Facies III består av subarkoser, som kännetecknas av kalifältspatupplösning (tabell 6). Även en gradvis övergång i fältspatupplösningen kan hittas mellan undre delen av facies II och facies III (tabell 5-6).

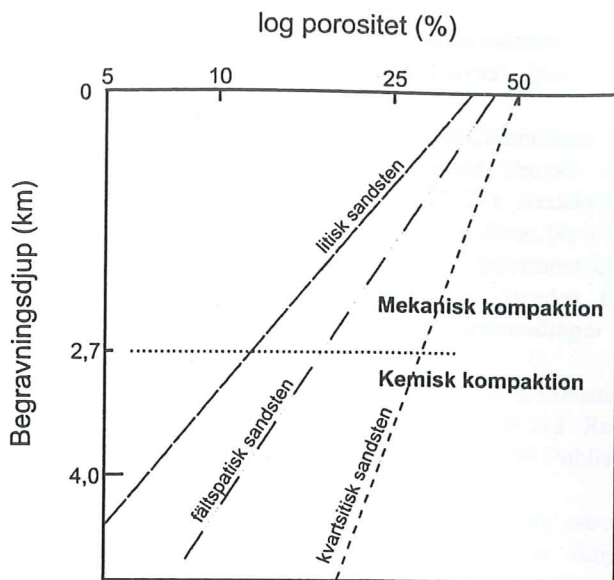
Matrixens ursprung i kvartsvackan och i den arkosiska vackan kan förklaras på två sätt. Dels genom att finkornigt sediment avlagrats tillsammans med kvartskornen, och dels genom diagenetisk omvandling av instabila fragment (Tucker 1991). Eftersom sandstenarna i Skrylle varit djupt begravnade och är mineralogiskt mogna sediment, är den förstnämnda teorin mer sannolik.



Figur 10: BSE-mikroskopbilder som visar mineral-sammansättning och porositet. Svart är porositet, mörkgrått är kvarts och ljusgrått representerar fältspater. De vita prickarna är tungmineral. A. Facies I, A1. Subarkos med fältspatsupplösningsfenomen som resulterar sekundär porositet. B. Facies I, A1. En tydlig fältspatsövertväxt på en fältspat. C. Facies I, A5. Fältspatskorn som omgärdas av matrix. D. Facies I, A12. Kvartsarenit som innehåller väldigt mycket glaukonit (GL). Glaukonitkornen omges av järnhydroxid. E. Facies II, A15. Visar en kvartsvacka med relativt högt matrixinnehåll mellan kvartskornen. F. Facies II, A35. Kalcitcement mellan de detritala kvartskornen. G. Facies III, B4. Visar en subarkos med högt fältspatsinnehåll. H. Facies II, B39. En typisk kvartsarenit med minimal primär porositet och lite fältspatsinnehåll. I. Facies II, A42. Arkosisk vacka med högt matrix- och fältspatsinnehåll. J. Facies II, A35. Visar grov- till medelkornig kvartsarenit med tydlig karbonatcementering.



Figur 11: CL-bilder som visar detritala kvartskorn, kvartsöverväxter, porutrymmen, fältspater samt kalcitcement. Detritala kvartskorn har blå färger medan kvartsöverväxterna är mörkblå. Porer är icke-luminescerande och återges i svart, medan fältspater framstår vita och kalcitcementet är starkt orange och gulaktigt. Dessa färgkoder gäller för alla bilder i figur 11, förutom bild B, (som är en korspolariserad bild). **A.** Visar en fältspat som är omringad av detritala kvartskorn med syntaxiala kvartsöverväxter. **B.** Samma bild som A fast tagen i korspolariserat mikroskop (XPL). Här visas hur svårt det kan vara att påvisa kvartsöverväxter om det inte finns tydliga "dust rims" runt det detritala kvartskornet. Även fältspatkornet är svårt att identifiera på den bilden. **C.** Fältspatkorn med detritala kvartskorn och kvartsöverväxter. **D.** Kvartskorn med varierande kornstorlekssammansättning samt mellanliggande kvartscement. **E.** Kalcitcement mellan detritala, välrundade kvartskorn. **F.** Fältspatkorn med viss tendens till fältspatöverväxter. **G.** Detritala kvartskorn med möjlig matrix mellan kornen. **H.** Upplösning av ett fältspatkorn och ersättning med kvartscement i det sekundära porutrymmet.



Figur 12: Diagram som generellt visar hur mekanisk kompaktion och kemisk kompaktion förhåller sig under subsidensen, samt hur porositeten påverkas med ökat begravningsdjup för olika sandstensklasser. Modifierad efter Dickinson (1985).

### Diagenesens roll

Den detritala sammansättningen av de underkambriska sandstenarna i Skrylle har delvis förändrats under diagenesen. Under depositionen var den detritala sammansättningen troligen mera arkosisk. Fältspatkornen har lösts upp delvis eller helt och givit upphov till sekundära porer i sedimentet. Dessa sekundära porutrymmen har senare fyllts av autigent kvarts cement. Nästan hela den undersökta underkambriska lagerföljden i Skrylle är starkt bioturberad. Spår fossil som observerades i lagerföljden kan indelas i spår bildade på sedimentytan av epibentiska organismer och spår bildade i sedimentet (vertikala grävspår) av endobentiska organismer.

Vid undersökningar av alunskiffern i Skåne har en vitritreflektans på över 3,2 % påvisats (Buchardt *et al.* 1997). Dessa höga värden indikerar mycket hög termal mognad hos alunskiffern och sammanfaller bra med resultat från andra analysmetoder så som illitkristallinitet och vätskeinklusionsanalyser, vilka visar på höga temperaturer i alunskiffern och ett begravningsdjup på ca 4 km (Buchardt & Nielsen 1985; Jensenius 1987; Olsson 1999). Eftersom alunskiffern sattes direkt ovanpå den kambriska sandstenslagerföljden, kan det fastslås att den underkambriska lagerföljden i Skrylle måste ha varit djupt begravd och utsatts för samma höga temperaturer under diagenesen.

Permo-karbonska diabasintrusioner har möjligen påverkat det diagenetiska förloppet. Kvartsöverväxter i form av mikrokvarts cement kan förekomma vid omfattande intrusioner eller hydrotermal influens vid vulkanisk aktivitet (Houseknecht 1984). Det är därför möjligt att porvätskor löst upp detritala fältspatkorn och frigjort Si som sedan resulterade i kvartsöverväxter på de-tritala kvartskorn. Dock visar diabaskontaktarna vid Skryllebrottet på flera ställen att cementeringen var ett faktum redan före diabasintrusionen (muntlig information; A. Ahlberg, Lund, 2002).

### Slutsatser

– Kvarts cementering är utbredd och vanligast i rena kvartsareniter som inte innehåller tidigdiagenetiska och porfyllande karbonat cement eller matrix.

– Det är interna kisel frigörande processer som utgör källor till kvarts cementeringen i Skrylle.

– Det första cementet under diagenesen i Skrylle utgjordes av kalcit cement.

– De underkambriska sandstenarna i Skrylle har varit djupt begravda och utsatta för höga temperaturer och högt tryck. Tryckupplösningsfenomen och stylolitiserings har påvisats i såväl Norretorpformationen som i Hardebergaformationen, vilket återigen tyder på höga temperatur- och tryckförhållanden.

– Höga procentuella skillnader mellan den nuvarande och den ursprungliga porositeten visar att den underkambriska lagerföljden i Skrylle en gång i tiden hade hög reservoarpotential, men den ursprungliga porositeten förstördes av de diagenetiska processerna.

– Undre delen av Hardebergaformationen (facies III) i Skrylle, är petrografiskt korrelerbar med Bornholms underkambriska Nexösandsten.

### Tack/erkännande

Först och främst vill jag tacka mina handledare, dr Anders Ahlberg, professor Per Ahlberg och dr Sofie Lindström för deras hjälp med både praktiska och teoretiska problem som jag stött på under arbetets gång. Jag vill även tacka Rikard Anehus för tillverkningen av mina tunnslip. Jag tackar docent Sven Stridsberg för hjälp med layout, professor Anders Lindh och Takeshi Miyazu för hjälp med svepelektronmikroskopet, Peter Dahlqvist för hjälp med digitalkameran och punkträkningen samt mina "exjobbsskamrater" Henrik Jonsson, Pär Malmberg och Robert von Knorring för alla tips och diskussioner kring ämnet.

Sist men störst vill jag tacka Gud och min familj, speciellt min Mor och Far, vilka har ställt upp för mig i alla lägen.

### Referenser

- Ahlberg, A., 1994: Diagenesis of Rhaetian-Hettangian coal-bearing siliciclastic strata in NW Skåne, southern Sweden. Publicerat i: *Deposition and diagenesis of the Rhaetian-Hettangian succession (Triassic-Jurassic) in southern Sweden: preprints. Part of unpublished thesis, Department of Geology, Lund University.*
- Ahlberg, P., 1984: The Lower Cambrian sequence in Skåne, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 106, 380-381.
- Ahlberg, P., Bergström, J. & Johansson, J., 1986: Lower Cambrian olenellid trilobites from the Baltic Faunal Province. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 39-56.

- Bergström, J., 1970: *Rusophycus* as an indication of early Cambrian age. *Geological Journal, Special Issue* 3, 35-42.
- Bergström, J. & Gee, D. G., 1985: The Cambrian in Scandinavia. Publicerat i: *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, 247-271. Redaktör: D. G. Gee & B. A. Sturt, John Wiley & Sons, New York.
- Bergström, J. & Ahlberg, P., 1981: Uppermost Lower Cambrian biostratigraphy in Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 103, 193-214.
- Bjørlykke, K., 1983: Diagenetic reactions in sandstones. Publicerat i: *Sediment diagenesis*, 169-213. Redaktör: A. Parker & B. W. Sellwood, Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Bjørlykke, K., 1984: Formation of secondary porosity: How important is it?. Publicerat i: *Clastic diagenesis*, AAPG Memoir 37. Redaktör: D. A. McDonald & R. C. Surdam.
- Bjørlykke, K., 1994: Pore water flow and mass transfer of solids in solution in sedimentary basins. Publicerat i: *Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology*, 189-221. Redaktör: A. Parker & B. W. Sellwood.
- Bjørkum, P.A., 1996: How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?. *Journal of Sedimentary Research* 66, 147-154.
- Buchardt, B., Nielsen, A.T. & Schovsbo, N.H., 1997: Alun Skiferen i Skandinavien. *Geologisk Tidsskrift* 1997(3), 1-30.
- Buchardt, B., & Nielsen, A.T., 1985: Carbon and oxygen isotope composition of Cambro-Silurian limestone and anthraconite from Bornholm: Evidence for deep burial diagenesis. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 33, 415-435.
- Cooper, M.R., Evans, J. Flint, S.S, Hogg, A.J.C. & Hunter, R.H., 2000: Quantification of detrital, authigenic and porosity components of the Fontainebleau Sandstone: a comparison of conventional optical and combined scanning electron microscope-based methods of modal analyses. Publicerat i: *Quartz cementation in sandstones*, 129-146. Redaktör: R. H. Worden & S. Morad. Special publication of the International Association of Sedimentologists 29.
- Dickinson, W.R., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Publicerat i: *Provenance of Arenites*, 333-361. Redaktör: G. G. Zuffa. Reidel, Dordrecht.
- Dilks, A., & Graham, S. C., 1985: Quantitative mineralogical characterization of sandstones by back-scattered electron image analysis. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 347-355.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J. & Worden, R.H., 2000: Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones. Publicerat i: *Quartz cementation in sandstones*, 129-146. Redaktör: R. H. Worden & S. Morad. Special publication of the International Association of Sedimentologists 29.
- Gluyas, J.G., Grant, S.M. & Robinson, A., 1993: Geochemical evidence for a temporal link control on sandstone cementation. Publicerat i: *Diagenesis and Basin Development*, 23-33. Redaktör: A. D. Horbury, & A. G. Robinson. Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 36.
- Hadding, A., 1929: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. III: The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden. *Lunds Universitets Årsskrift, N.F.*, 2, 25(3), 1-287.
- Hamberg, L., 1991: Tidal and seasonal cycles in a Lower Cambrian shallow marine sandstone (Hardeberga Fm.) Scania, Southern Sweden. Publicerat i: *Clastic Tidal Sedimentology*, 255-274. Redaktör: D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin & R. A. Rahmani. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16.
- Houseknecht, D.W., 1984: Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 348-361.
- Jensenius, J., 1987: Regional studies of fluid inclusions in Paleozoic sediments from Southern Scandinavia. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 36, 221-235.
- Kleman, J., 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet* 129, 1-23.
- Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Andra upplagan. Studentlitteratur. 491 sidor.
- Lindström, M., 1972: Cold age sediment in Lower Cambrian of South Sweden. *Geologica et Palaeontologica* 6, 9-23.
- Lindström, M. & Staude, H., 1971: Beitrag zur Stratigraphie der unterkambrischen Sandsteine des südlichsten Skandinavien. *Geologica et Palaeontologica* 5, 1-7.
- Mansurbeg, H., 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet* 143, 1-35.
- Marshall, D.J., 1988: *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Första upplagan. The University Printing House, Oxford. 127 sidor.
- Martinsson, A., 1974: The Cambrian of Norden. Publicerat i: *Lower Palaeozoic Rocks of the World..2, Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitzbergen*, 185-253. Redaktör: C. H. Holland, John Wiley & Sons.
- Miller, J., 1988: Cathodoluminescence microscopy. Publicerat i: *Techniques in Sedimentology*, 174-190. Redaktör: M. Tucker, Blackwell Scientific Publications.
- Moczydlowska, M., 1991: Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata* 29, 36-39.
- Nielsen, A.T., 1988: Palaeozoikum. *Värv nr* 2, 44-64.

- Odin, G.S & Matter, A., 1981: De glauconarium origine. *Sedimentology* 26, 611-641.
- Olsson, I., 1999: Regional burial heating vs. local magmatic heat influence of the Röstånga area, Scania, southern Sweden. *GFF*, Vol.121, 209-214.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E & Siever, R., 1987: *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York. 553 sidor.
- Thornton, P.R., 1968: *Scanning Electron Microscopy*. Chapman & Hall, London.
- Torsvik, T. H., 1998: Palaeozoic palaeogeography: A North Atlantic viewpoint. *GFF* 120, 109-118.
- Trewin, N., 1988: Use of the Scanning Electron Microscope in sedimentology. Publicerat i: *Techniques in Sedimentology*, 229-273. Redaktör: M. Tucker, Blackwell Scientific Publications.
- Tucker, M.E., 1988: *Techniques in Sedimentology*. Andra upplagan. Blackwell Scientific Publications. 354 sidor.
- Tucker, M.E., 1991: *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Andra upplagan. Blackwell Science, Cambridge. 227 sidor.
- Walderhaug, O., Lander, R.H., Bjørkum, P.A., Oelkers, E.H., Bjørklykke, K. & Nadeau, P.H., 2000: Modelling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continental shelf. Publicerat i: *Quartz cementation in sandstones*, 39-49. Redaktör: R. H. Worden, & S. Morad. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29.
- Worden, R.H. & Morad, S., 2000: Quartz cementation in oil field sandstones: a review of key controversies. Publicerat i: *Quartz cementation in sandstones*, 1-20. Redaktör: R. H. Worden, & S. Morad. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29.



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

83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bölets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmånsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.
91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinnsfjorden Group of southern Botniahalvøya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Aodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden - chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk -paleohydrologisk undersökning av våtmarks-komplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av strombolikaraktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagarföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvagge - Luottalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.

116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granat-amfibolit. En studie av metamorfos i Åker-metabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimat-oscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök.
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne.
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidig-holocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvitträd sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petrophysical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene-Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggaväggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.