

Seminarieuppsatser nr 124

Glacifluviala avlagrings- och erosionsformer i sydöstra Skåne

- en sedimentologisk och geomorfologisk
undersökning.



Kerstin Florén och Mona Ohlsson

2006
Centrum för Geobiosfärvetenskap
Naturgeografi och Ekosystemanalys
Lunds Universitet
Sölvegatan 12
223 62 Lund



Glacifluviala avlagrings- och erosionsformer i sydöstra Skåne, Sverige

- en sedimentologisk och geomorfologisk
undersökning.

Kerstin Florén och Mona Ohlsson, 2006

Magisteruppsats i Naturgeografi och Ekosystemanalys

Handledare:

Docent Jonas Åkerman, Institutionen för Naturgeografi och
Ekosystemanalys

Lektor Lena Adrielsson, Geologiska Institutionen

Institutionen för Naturgeografi och Ekosystemanalys

Centrum för Geobiosfärvetenskap

Lunds Universitet

Bild på framsidan: Ystads Kommun©

TACK TILL

Glacifluviala avlagrings- och erosionsformer i sydöstra Skåne, Sverige – en geomorfologisk och sedimentologisk undersökning är en geovetenskaplig magisteruppsats som har utförts i samarbete med Institutionen för Naturgeografi och Ekosystemanalys samt med Geologiska institutionen vid Lunds universitet.

Vi vill först och främst rikta ett varmt tack till våra handledare, docent Jonas Åkerman, Institutionen för Naturgeografi och Ekosystemanalys och fil dr Lena Adrielsson, Geologiska institutionen för stöd och hjälp under många långa timmar. Vi vill särskilt tacka Lena för att hon bidragit med konstruktiva diskussioner och förslag. Ni har lärt oss mer än vi vågade hoppas på och vi är er evigt tacksamma.

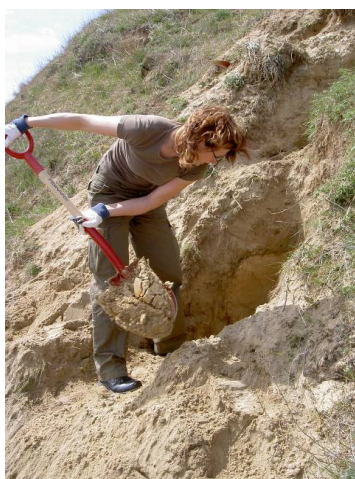
Vi vill också rikta ett stort tack till all personal på båda institutionerna som hjälpt och stöttat oss under arbetets gång, särskilt Karin Larsson, Harry Lankreijer och Ulrik Mårtensson på Institutionen för Naturgeografi och Ekosystemanalys, samt Per Möller, Mattias Lindén och Lena Barnekow på Geologiska institutionen.

Vi vill även tacka personalen på mätavdelningen vid Miljö- och byggnadsförvaltningen i Ystads kommun, Per Cederholm vid Team Samhällsbyggnad i Tomelilla kommun, Zeid Liedman vid Metria i Kristianstad samt Paul Sjögren vid Lantmäteriet i Malmö, för att de har tillhandahållit det flygbildsmaterial som gjort vår flygbildstolkning möjlig.

Tack till Esko Daniel vid Sveriges Geologiska Undersökning, Lund, som har ställt upp med ovärderligt material som vi inte skulle ha klarat oss utan. Tack också till övrig personal på SGU som har hjälpt till med information om brunnsarkivet.

För att överföra vårt kartmaterial till digitalt format hjälpte Göran Hall på Astacus till med att skanna kartorna, tack.

Slutligen vill vi tacka våra familjer och våra vänner, vilka vi aldrig hade klarat oss utan. Tack för att ni har ställt upp med bil och husrum, uppmuntran och stöd, kärlek och förståelse. Tack för att ni stod ut.



*Kerstin Florén och Mona Ohlsson
Lund, januari 2006*

ABSTRACT

The deglaciation of the Weichselian ice sheet was very complicated and the resulting landscape has been perplexing different researchers throughout the 20th century. In the northern parts of Scania, the ice sheet receded towards north and northeast, while a dynamic ice stream with fast flowing ice influenced southern Scania and Denmark. The earlier researchers have mainly focused on striae, the distribution of erratics and tills.

An area in the southeast of Scania has been studied and analyzed, with respect to the glaciofluvial accumulative and erosive morphology, to be able to reconstruct the formation of the landscape and the environment of deglaciation in the studied area.

To get at good sense of understanding, different kinds of reconstructions has been studied as well as the dynamics and melt water regime of glaciers and ice sheets. The general formation of glaciofluvial landforms, erosive and accumulative, is described. To get a general view of the study area, remote sensing produced a geomorphological map. The map illustrates the glaciofluvial landforms with positive and negative relief. A more objective and complete picture of the landscape is reached by combining the morphological map with a relief map, made in ArcGIS (ESRI, California, USA). The glaciofluvial landforms, found in the study area, were classified based on shape and appearance.

Sedimentological investigations were made in two of the eskers, which dominate the southern part of the study area. A probable theory of formation for the Kåseberga esker is that the lower, coarser material, is deposited in a tunnel under an active ice, while the finer sediments in the upper parts are deposited in an open channel in a stagnant ice sheet. The Hörup esker is a little bit smaller than the Kåseberga esker, but is still a distinct feature in the landscape. The esker has formed in an active tunnel with high flow velocity. The tunnel has successively collapsed and changed into an open channel in a stagnant ice. The rest of the positive landforms, as well as the negative landforms are discussed and analysed with respect to their formation and environment of deglaciation. The connection between the various landforms is also discussed.

The glaciofluvial landforms in the study area have most likely been formed in connection to a melting ice sheet. During the deglaciation, it is apparent that the area was covered by stagnant ice and the glaciofluvial landforms show that the ice wasn't successively retreating, but instead a regionally formed, flat dead ice body. The extension of the eskers, as well as the valleys, argue that the pressure gradient in the ground water of the ice was towards west.

The Baltic ice, which created the hummocky terrain west of the study area, has, according to our interpretation, formed a restrictive wall and blocked further drainage of the melt water westwards. Some of the earlier reconstructions of the deglaciation (Holmström 1904, Lagerlund 1987, Houmark-Nielsen & Kjær 2003, 2005 and Ringberg 1988, 2003) state, that the study area was situated in the border zone between the melting Northeast ice and the active Baltic ice stream and according to our opinion it is possible that the curved pattern of eskers and melt water channels have been formed in the transition area between slower moving, inland ice in the north at the same time as the Baltic ice stream was flowing towards west, i e under the influence of both ice movements.

SAMMANFATTNING

Weichselisens avsmältningsskede i Skåne var mycket komplicerat, vilket har föranlett en stundtals svårtolkad glacialmorfoloji. I de norra och centrala delarna av Skåne retirerade isen mot norr och nordost, samtidigt som södra Skåne och Danmark berördes av lobformade isframstötter från en baltisk isström från söder- och sydost. Sedan länge har forskning pågått för att finna lösningen på isens rörelsemönster under deglaciationen, emellertid har huvuddelen fokuserats på isräfflor, distribution av ledblock samt moräner.

Ett område i sydöstra Skåne har, med hänsyn tagen till de ackumulativa och erosiva glacifluviala formerna, studerats och analyserats för att rekonstruera bildningssätten för de respektive formerna samt de avsmältningförhållanden som rådde i det aktuella området. Att nå fram till slutsatser om dessa, innebär att olika moment har behandlats under arbetets gång.

En genomgång av Skånes deglaciationshistoria samt hur smältvattnet i inlandsisen rör sig och verkar, utgör inledningen till själva studien. Dessutom beskrivs den allmänna bildningsmiljön för glacifluvialt utbildade ackumulations- och erosionsformer. Denna beskrivning används som underlag till den klassificering som utgör en del av arbetets resultat.

För att få en bra överblick över sydöstra Skåne och dess dräneringsmönster, skapades en geomorfologisk karta med hjälp av fjärranalys. Kartan visar glacifluviala former med en positiv eller negativ relief. För att få en mer objektiv bild av landskapets struktur, skapades även reliefkartor. Härvid framträdde även de strukturer som inte var av glacifluvialt ursprung, vilket ger en mer komplett bild av landskapet och medför att det är lättare att sätta in de studerade formerna i ett större sammanhang. För att underlätta inför resonemanget om bildningsteorier för de glacifluviala formerna, klassificerades dessa i olika kategorier baserade på form och utseende. Inom ackumulationsformerna erhöles följande kategorier: stora, kontinuerliga åsformer; upphöjda plåtområden; kulliga områden; mindre, flacka och oregelbundna rygghöjder. Erosionsformerna delades in i kategorierna: stora huvuddalar; flacka, trågformade bidalar; branta, djupa bidalar samt spridda dalstråk.

Sedimentologiska undersökningar utfördes i två av åsformationerna för att komplettera de kartor som framställts. Undersökningarna innefattar två delar, dels en fältarbetsdel, där skärningar loggas, dels en laborationsdel, där prover från skärningarna analyseras. I fält utfördes framför allt litofaciesklassifikation och paleoströmanalys, medan kornstorleksanalyser och bergartsanalyser skedde i laboratoriet.

I Kåsebergaåsen studerades två skärningar, vilka korrelerades och sammanfördes. I de nedersta delarna av åsen finns ett stenigt grus avlagrat. Detta övergår, uppåt i åsen, successivt till allt finare material, med avbrott för lersedimentation med jämna mellanrum. De övre delarna utgörs av slamströmmar och flygsand. De skiftande fraktionerna i sedimenten talar för en cyklicitet i avsättningen, där strömshastigheten efter varje lerdepositionen åter ökat. En trolig teori för åsens bildning är att den nedre, grova delen avlagrats i en tunnel under en aktiv is, men att de övre, finkornigare delarna deponerats i en öppen kanal i stagnerad is. Diamikten i de allra översta delarna har troligen deponerats som slamströmmar, då den materialrika isen runt omkring smält av.

Hörupsåsen är mindre än Kåsebergaåsen, men utgör ändå ett markant drag i landskapet. Åsen byggs upp av ett starkt vittrat, stenigt skiffergrus. Ovanpå detta återfinns en osorterad diamikt,

innehållande klaster av fint material. Åsen har troligtvis avlagrats i en aktiv tunnel med höga strömhastigheter, som successivt har kollapsat och övergått till en öppen kanal i stagnerad is. Precis som hos Kåsebergaåsen härrör troligen det diamikta lagret från slamströmmar från den omgivande isen.

Även de andra klassernas bildningsteorier diskuteras, där de upphöjda platåområdena, såsom Köpinge backar och Örup – Benestad fältet, troligen utgörs av ett iskontaktdelta – en kamesbildning – respektive en dalfyllnad, vilken saknar tecken på iskontakt. De kulliga områdena med tydliga dödisformer och iskontakter är karakteristiska för kamestopografi med avsättning på dödis eller mellan stora isblock. Vidare uppvisar de mindre, flacka oregelbundna ryggbformerna ingen iskontakt och har troligtvis bildats i en flack, supra- eller englacial depression i en spricka i isen, eller i dödismiljö.

De erosiva formerna behandlas som ett större, sammanhängande, denritiskt system, med två huvuddalstråk, Fyledalen och Ullstorpsdalen. Flera teorier finns om hur Fyledalen bildats, men eftersom den skär genom unga glacifluviala avlagringar måste den vara yngre än dessa och formationen kopplas därmed till erosion under deglaciationen. Mellan Ullstorpsdalen och Örup – Benestad fältet finns ett tydligt samband och avlagringen sammankopplas med den smältvattenerosion som utbildat dalen.

Uteroderingen av dalarna i området har sannolikt skett subglacialt, och kopplas morfologiskt närmast till sk tunneldalar. De enorma vattenmängder som krävts för att utforma dalarna kan härstamma dels från supraglacialt smältvatten, som produceras i betydande mängder vid en klimatförbättring, dels från jökulhlaups.

Genom bergartsanalyserna kopplas isälvsavlagringarna till de skånska isströmmarna. Materialet utgörs till stor del av lokalt material, men även material från Östersjösänkan förekommer, särskilt i Kåsebergaåsens övre delar, som till skillnad från de undre delarna i samma ås och Hörupsåsen som består av huvudsakligen skiffer, domineras av urberg och kalksten. Denna materialzonering, med höga halter lokalt material i botten och längre transporterat material i de övre delarna, medför att relationen mellan isälvs materialets innehåll och nordostis respektive ungbaltisk is, inte är helt given. Paleoströmmätningarna tillsammans med materialproveniensen pekar på en strömföring i åsarna huvudsakligen från öst till väst.

De glacifluviala formerna i området har sannolikt bildats i samband med isavsmältning. Hur och i vilken riktning har emellertid tolkats på olika sätt (t ex Holmström 1904, Lagerlund 1987, Houmark-Nielsen & Kjær 2003, 2005 och Ringberg 1988, 2003). Vid deglaciationen är det dock uppenbart att området täcktes av dödis och isälvsavlagringarna visar på att det inte rör sig om en successivt retirerande iskant, utan snarare på en regionalt utbildad flack dödis. Både åsarnas och dalarnas längdsträckning pekar på en is med en tryckgradient i det subglaciala grundvattnet mot väster, vilket medför att isytan var högst i öster.

Den baltiska is, som bildat backlandskapet i väster, har i vår tolkning inte direkt påverkat studieområdet, utan snarare utgjort en begränsande faktor som hindrat vidare dränering av smältvattensmassorna västerut. De flesta tidigare rekonstruktionerna anger att det aktuella området låg i gränzonen mellan den avsmältande nordostisen och den aktiva baltiska isströmmen och enligt vår uppfattning är det möjligt att det bågformiga mönstret av åsar och smältvattenkanaler har bildats i övergångsområdet mellan långsammare gående inlandsis i norr samtidigt som baltisk is strömmade västerut, dvs under inverkan av båda isrörelserna.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

TACK TILL	III
ABSTRACT	V
SAMMANFATTNING	VII
1. INLEDNING.....	3
1.1 Introduktion.....	3
1.2 Syfte och avgränsning	3
2. BAKGRUND	5
2.1 Regionalgeologisk beskrivning av Skåne	5
2.1.1 Berggrund.....	5
2.1.2 Jordarter	7
2.2 Översiktlig beskrivning av studieområdet	8
2.2.1 Berggrund och moräntyper	9
2.2.2 Naturgeografiska områden.....	9
2.3 Skånes isrörelser och isströmsteorier	10
2.4 Inlandsisens smältvatten	12
2.4.1 Glaciärens hydrologi.....	13
2.4.2 Subglaciala dräneringssystem	13
2.4.2.1 Subglacial, spridd dränering	14
2.4.2.2 Subglaciala tunnelsystem.....	15
2.4.3 Glacifluviala avlagringsformer.....	16
2.4.3.1 Isälvsavlagringarnas klassificering.....	16
2.4.3.2 Rullstensåsar.....	18
2.4.3.3 Övriga isälvsavlagringar.....	19
2.4.4 Glacifluviala erosionsformer	19
2.4.4.1 Klassifikation av glacifluviala erosionsformer	20
2.4.4.2 Kanalformer i olika bildningsmiljöer	21
2.4.4.3 Tunneldalar.....	22
3. METOD	25
3.1 Geomorfologiska metoder.....	25
3.1.1 Fjärranalys	25
3.1.2 Hillshade-analys.....	27
3.2 Sedimentologiska metoder.....	27
3.2.1 Fältdarbete	27
3.2.1.1 Litofaciesklassifikation	28
3.2.1.2 Paleoströmanalys.....	29
3.2.1.3 Fotografering	29
3.2.2 Laborationsarbete	30
3.2.2.1 Kornstorleksanalys	31
3.2.2.2 Bergartsanalys.....	32
4. RESULTAT	33
4.1 Geomorfologi	33
4.1.1 Fjärranalys	33
4.1.2 Hillshade-analys.....	34

4.1.3 Sammanlagring.....	35
4.1.4 Klassificering och beskrivning av ackumulationsformer	38
4.1.4.1 Stora, kontinuerliga åsformer	38
4.1.4.2 Upphöjda platåområden	41
4.1.4.3 Kulliga områden.....	42
4.1.4.4 Mindre, flacka och oregelbundna ryggformer	42
4.1.5 Klassificering och beskrivning av erosionsformer	44
4.1.5.1 Stora huvuddalar	44
4.1.5.2 Flacka, trågformade bidalar.....	46
4.1.5.3 Branta, djupa bidalar.....	47
4.2 Sedimentologi	50
4.2.1 Kåsebergaåsen	50
4.2.1.1 Beskrivning och tolkning av enheterna i Kåseberga 1	53
4.2.1.2 Beskrivning och tolkning av enheterna i Kåseberga 2.....	60
4.2.1.3 Paleoströmriktning, materialproveniens, cyklicitet och korrelationer	64
4.2.2 Hörupsåsen	65
4.2.2.1 Beskrivning och tolkning av enheterna i Hörupsåsen.....	67
4.2.2.2 Paleoströmriktning, materialproveniens och korrelationer	69
5. DISKUSSION OCH SLUTSATSER.....	71
5.1 Smältvattenformernas bildningsmiljö	71
5.1.1 Stora, kontinuerliga åsformer	71
5.1.2 Upphöjda platåområden	73
5.1.3 Kulliga områden.....	74
5.1.4 Mindre, flacka och oregelbundna ryggformer.....	75
5.1.5 Erosionsformer	75
5.2 Isälvmaterialets bergartsinnehåll och paleoströmriktningar	77
5.3 Deglaciationsmiljön i sydöstra Skåne under Weichselidens slutfas	78
6. FRAMTIDA UNDERSÖKNINGAR	81
7. REFERENSER	83
BILAGOR	87
Bilaga 1.....	87
Bilaga 2.....	93
Bilaga 3.....	97
Bilaga 4.....	99
Bilaga 5.....	101
Bilaga 6.....	103
Bilaga 7.....	105

1. INLEDNING

1.1 Introduktion

Skåne är sedan länge känt för sin komplicerade glacialmorfologi. I sydöstra Skåne bildar isälvsavlagringar och smältvattnets erosionsformer ett komplicerat bågformigt system, vilket konvergerar mot Fyledalen. Detta utgör ett invecklat dräneringssystem, troligtvis till större delen härrörande från den senaste nedisningen, vars utbredning omfattade hela södra Sverige, och även delar av den norra eurasiska kontinenten. Sambanden mellan de storskaliga erosionsformerna och de storskaliga ackumulationsformerna är oklara. Det är också oklart hur de glacifluviala erosions- och ackumulationssystemen har bildats.

Weichselisens avsmältningsskede var mycket komplicerat. I centrala och norra Skåne försköts iskanten successivt mot norr och nordost, medan södra Skåne och Danmark under avsmältningsperioden påverkades av en baltisk isström, som med upprepade, lobformade isframstötter rörde sig upp över öarna och sunden från söder och sydost (Houmark-Nielsen & Kjær 2003). Hur sydöstra Skåne påverkades av dessa ungbaltiska isströmmar är inte klarlagt. Enligt de flesta rekonstruktioner låg sydöstra Skåne i gränzonen mellan den avsmältande nordostisen och den dynamiska baltiska isströmmen. Det är emellertid troligt att det bågformiga mönstret av åsar och smältvattenkanaler kan ha bildats under inflytande av båda dessa isrörelser.

Forskningen har pågått sedan mitten av 1800-talet för att finna lösningen på isens rörelsemönster under de upprepade framryckningarna, samt under deglaciationen, den del av nedisningen som med största sannolikhet efterlämnat störst åverkan på landskapet här. Större delen av forskningen (t ex Holmström 1904, Lagerlund 1987, Sorby 1989, Houmark-Nielsen & Kjær 2003) har koncentrerats på isräfflor, moräner samt distribution av ledblock, för att reda ut begreppen, men få har tagit sig an de glacifluviala landformerna, vilka är talrikt förekommande i Skåne. Glacifluviala avlagringar och erosionsformer är dock endast indirekta spår av landisen, och kan därför inte inneha de egenskaper, t ex sedimentära strukturer, partikelorientering och stratifiering, vilka uppstår från, och på så sätt direkt relaterar till, själva isen (Lawson 1988). Emellertid kan mycket information om isens egenskaper, såsom dynamik, termal regim, hydrologi eller andra aspekter, erhållas med hjälp av noggranna studier av de, i dräneringsmönstret, ingående formelementen och deras sedimentologi. Vi anser att det är viktigt att ta hänsyn till dessa, både direkta och indirekta spår av isen, för att kunna göra en mer tillfredställande rekonstruktion av deglaciationen i sydöstra Skåne.

1.2 Syfte och avgränsning

Syftet med arbetet är, genom att kartera glacifluviala avlagrings- och erosionsformer med fjärranalys samt att göra sedimentologiska undersökningar i åssystemen (Kåsebergaåsen och Hörupsåsen), att analysera bildningen för de i sydöstra Skåne ingående glacifluviala formelementen respektive de relativa bildningsförhållanden dem emellan. Genom litteraturstudier placeras avlagrings- och erosionsformerna in i ett regionalgeologiskt sammanhang.

De frågeställningar som behandlas är

- Hur bildas de glacifluviala avlagrings- och erosionsformerna i sydöstra Skåne?
- Hur såg isavsmältningssmiljön ut och vilket samband har det bågformiga smältvattensystemet med nordostisen och den ungbaltiska isströmmen?

Moment som behandlats under arbetets gång är följande:

- Framställning av en geomorfologisk karta samt reliefkartor genom bearbetning av flygbilder och höjddata. Dessa används för att ta reda på om ett geomorfologiskt samband mellan avlagrings- och erosionsformer föreligger, samt, att med en kombination av den geomorfologiska kartan och reliefkartorna, ge tolkningen av landformerna en mer objektiv framställning.
- Analys av det framställda kartmaterialet genom identifiering och klassificering av glacifluviala formelement.
- Sedimentologiska undersökningar i Kåsebergaåsen och Hörupsåsen, för att erhålla information om bildningarnas avsättningsmiljö.

Anledningen till att det aktuella studieområdet, se figur 1, valdes, är att de glacifluviala avlagringarna längs och parallellt med kusten är mycket framträdande och utgör markanta geomorfologiska drag i landskapet. Sambandet mellan dessa och de markanta dalformationerna i områdets norra del är oklar och endast ett fåtal glacialsedimentologiska undersökningar har genomförts här. Områdets bågformade stormorfologi är unik och av den anledningen av intresse för denna undersökning. Dessutom har forskningen koncentrerats mer på andra delar av Skåne, varmed detta område, till viss del förbisetts. Det förekommer emellertid några bra källor till information om området t ex Åberg (1960) och Daniel (1986).



Figur 1. Den streckade rutan anger studieområdet. Kryssen visar var de lokaler som undersökts är belägna. Vägkartan över Sverige, skala 1:100 000 (©Lantmäteriet 2004)

2. BAKGRUND

Eftersom sambandet mellan de ackumulativa och erosiva formerna i studieområdet är oklart och svårtolkat, behövs kunskap om Skånes och Danmarks glaciationshistoria och om de geologiska och morfologiska förhållandena i Skåne i allmänhet, och i sydöstra Skåne i synnerhet. Det är viktigt att ha förståelse för hur olika åsformer och erosionskanaler i och under en smältande inlandsis bildas, samt hur glacial dynamik och olika typer av glacial hydrologi påverkar bildningsformerna.

2.1 Regionalgeologisk beskrivning av Skåne

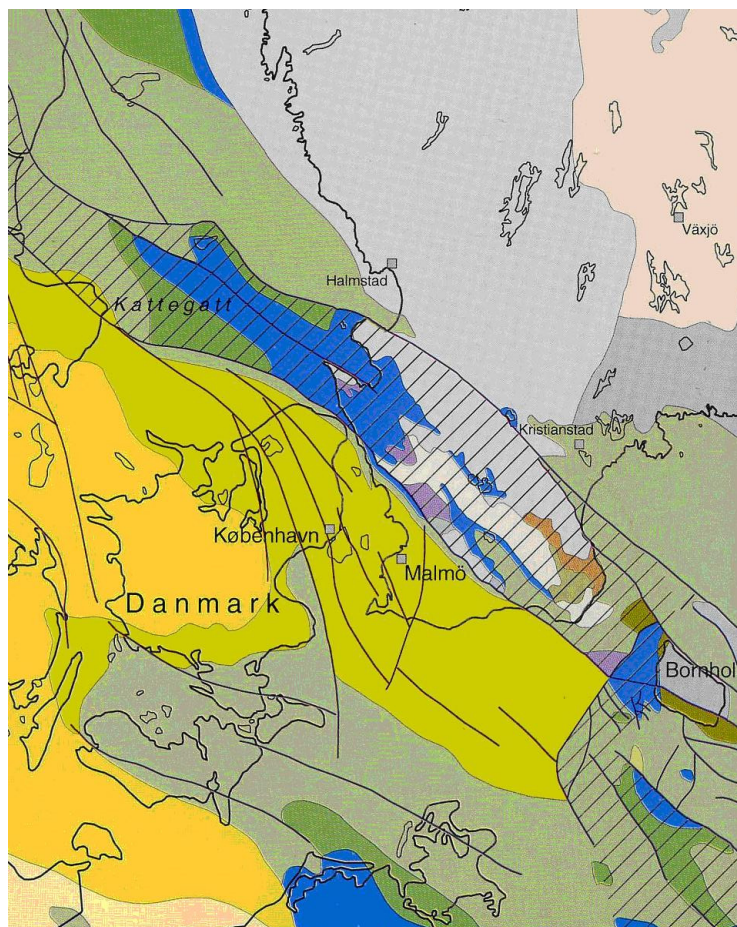
Skåne är beläget i huvudsak under 200 m ö h. Några mindre områden vid Skånes urbergshorstar når precis över den gränsen och dominerar därmed helt topografin i landskapet. Slätterna utanför och mellan horstarna har en relief under 50 m ö h och det omgivande havet har ett medeldjup på 60 m (Ringberg 1988).

2.1.1 Berggrund

Den skånska berggrunden (figur 2) är variationsrik och består av bergarter från prekambrisk till tertiär tid. Diagonalt, från nordväst till sydost, delas Skåne av *Tornquistzonen*, ett 100 km brett tektoniskt område, där berggrunden bär spår efter tektoniska rörelser i form av horstar, gravsänkor och sprickor fyllda med diabas (Erlström et al 1999). Zonen utgör gränsen mellan den baltiska urbergsskölden, som huvudsakligen består av gnejser och graniter, och Mellaneuropas yngre sedimentära berggrund (Lindström 2000). En viktig förkastningslinje, Kullen-Ringsjö-Andrarumförkastningen, delar Skåne diagonalt i en sydvästlig del, där sedimentär berggrund dominerar, och en nordostlig del, där urberget dominerar. I sydväst sticker horstarna upp som mindre urbergsområden mellan sedimentberggrundens mosaik av skifferar, sandstenar och kalkstenar, och i nordost ligger Kristianstadslättens kritberggrund som en kil in i urbergsområdet (Norling 2002).

Östersjöns ytberggrund domineras av lager som bildats under kambrium, ordovicium och silur. Tornquistzonen avbryter dock denna sekvens och väster om, tar ett stort sänkingsområde vid. Detta betyder att delar av södra och sydvästra Östersjön har en helt annan berggrund än Östersjöbäckenet i övrigt. Den paleozoiska berggrunden, väster om Tornquistzonen, är huvudsakligen överlagrad av formationer från mesozoikum och tertiär. Dessa bildar berggrundsytan i Hanöbukten, Öresund, västra Kattegatt och Sveriges del av Skagerack, se figur 2 (Norling 2002).

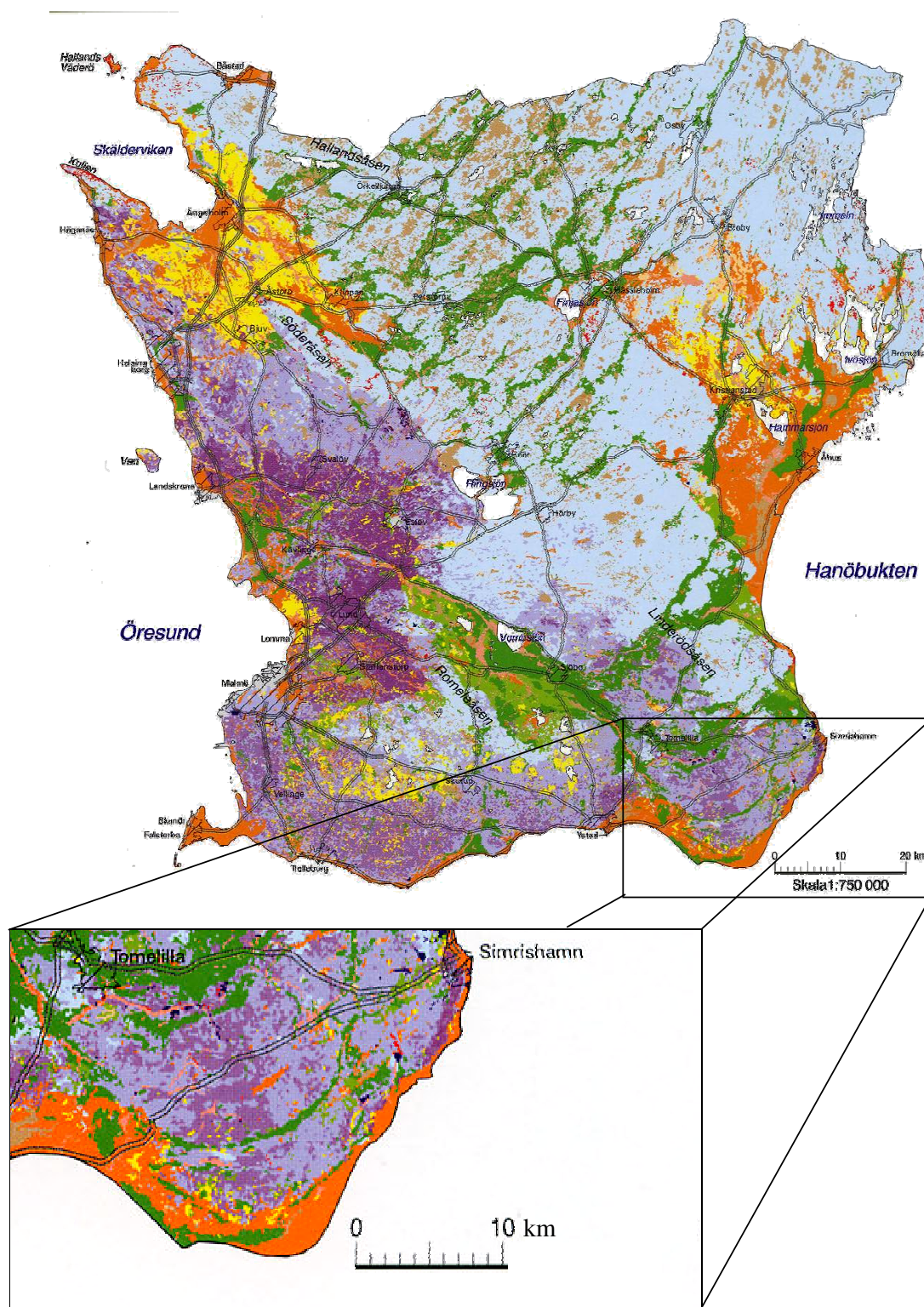
Ur glacialgeologisk synpunkt är det viktigt att veta hur den omgivande berggrunden ser ut. Genom att ta reda på de glaciala avlagringarnas bergartssammansättning, kan en relativt god uppfattning om isens rörelsemönster fås. Tack vare Skånes och omgivningens varierande berggrund är det förhållandevis lätt att avgöra var materialet har sitt ursprung.

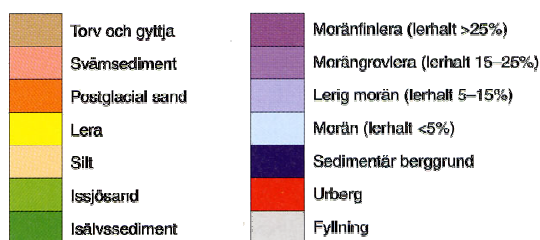


Figur 2. Berggrundskarta över södra Sverige samt omgivande hav, skala 1:2 500 000 (Norling 2002).

2.1.2 Jordarter

Skånes jordarter (figur 3) består av moräner, isälvs- och issjöavlagringar, postglacial sand, svämsediment, samt torv och gyttna.





Figur 3. Skånes jordarter med studieområdet markerat (Jordartskartan Skåne län, © SGU 2000).

Skåne domineras ytmässigt av morän, som kännetecknas och karaktäriseras av en bergartssammansättning, där den lokala berggrunden ofta har stort inflytande, men där inlandsisen också tillfört mer eller mindre långtransporterat material (Ekström 1936). I stora delar av Skåne finns moräner, som avlagrats av inlandsis med nordostliga och nordnordostliga isrörelser. Norr om Kullen-Ringsjö-Andrarumgränsen domineras moränen av urberg, som i området kring Kristianstad har ett inslag av kritkalksten. I centrala Skåne är nordostisens urbergsmorän uppblandad med skiffer, som också ger moränen ett visst lerinnehåll.

Det har länge varit känt att moränerna i södra och västra delarna av Skåne avviker från moräntyperna i den norra och centrala delen. Bergartsinnehållet har ett baltiskt ursprung med bl a ofta höga halter av paleozoisk kalksten, som förmodas komma från Östersjöområdet kring Öland och Gotland. De baltiska moränerna har också ett högt innehåll av yngre kalkstenar och flinta, som huvudsakligen kommer från krita- och tertiärberggrunden i de sydligaste delarna av Östersjön (Ekström 1936).

Den ler- och kritrika moränen längst i söder och sydväst bildar en mycket jämn terräng. Närmast Romeleåsen finns dock stora områden med moränbacklandskap, som tyder på omfattande dödisbildning under isavsmältningen. I urbergsterrängen i norr bestäms moränens ytformer huvudsakligen av den underliggande berggrunden, men även här finns områden med kullig dödismorän, som visar att isavsmältningen huvudsakligen skedde i terrestrisk miljö, d v s över högsta kustlinjens nivå (Daniel 1986).

Smältvattnet från inlandsisen avsatte stora områden med isälvavlagringar. I norra Skåne finns breda stråk av rullstensåsar och kameskullar. Stråken har en nordostlig/sydvästlig orientering, som ungefär avspeglar inlandsisens nordostliga rörelseriktning vid avsmältningen. Under isavsmältningen i östra Skåne styrdes stora smältvattensmängder mot Vombsänkan, där vidsträckt isälv- och issjöavlagringar bildades. Avlagringarna har även koppling ner mot Fyledalen och har därför även fått stora smältvattens- och sedimenttillskott i samband med avsmältningen på Österlen (Daniel 1986). I den flacka moränterrängen i söder och sydväst saknas rullstensåsar nästan helt.

Endast mindre områden av Skåne har varit täckta av vatten efter isavsmältningen och finkorniga issjö- och ishavssediment finns huvudsakligen på Kristianstadslätten (Baltiska issjöns sediment) och på Ängelholmsslätten (Kattegattishavets sediment).

2.2 Översiktlig beskrivning av studieområdet

Studieområdet utgör Skånes sydöstra hörna och beskrivs i detta kapitel med hänsyn till geomorfologi och geologi.

2.2.1 Berggrund och moräntyper

Kullen-Ringsjö-Andrarumförkastningen är belägen strax norr om studieområdet, vilket medför att detta helt domineras av sedimentär berggrund. En linje längs med Fyledalen och vidare åt sydost via Glemminge, Löderup och Sandhammaren utgör gränsen mellan äldre ordovisisk-silurisk lerskiffer och yngre sedimentär berggrund i form av kalksten och sandsten från krita-tertiär. Inom området förekommer dock stundtals även urberg (prekambrium), sandsten (underkambrium), alunskiffer (mellankambrium-underordovicium) samt kalksten (ordovicium). Dessa förekommer fläckvis i de centrala delarna. För övrigt övertvåras diabasgångar området i nordväst-sydostlig riktning (Ahlberg 1986).

Jordarterna på Österlen har huvudsakligen bildats under den senaste istidens slutskede (Daniel 1986). Moräntäcket inom studieområdet är i allmänhet tunt och ytformerna följer ofta berggrundens former. Tack vare att Österlens berggrund är mycket varierande, förekommer det här ett flertal olika moräntyper, där de flesta kan karakteriseras som lokalmoräner. Urbergs- och sandstensmoräner i områdets norra del har sannolikt bildats vid en nordostlig eller ost-nordostlig isrörelse (Åmark 1987), medan moränerna i söder bl a innehåller paleozoisk kalksten, terciär kalksten och rullflinta, som inte kommer från nordost utan har transporterats från Östersjöområdet och från berggrund söder om Skåne. Gränsen mellan nordostmorän och morän med baltiskt inslag är en gradvis övergång och går ungefär mellan Simrishamn och Tomelilla (Daniel 1986).

2.2.2 Naturgeografiska områden

Studieområdet kan delas in i ett antal områden baserat på geomorfologi, jorddjup, utbredning av morän samt bergart (modifierat efter Daniel 1986 & Sorby 1989).

- *Östra området, vid Simrishamn.* Området är mycket varierande. Det karakteriseras framför allt av ett tunt jordlager och i vissa områden saknas moräntäcket nästan helt. Bergarterna i området är huvudsakligen kambrisk sandsten och ofta är det sandstenens morfologi som styr landformerna. Innanför kusten, söder om Simrishamn, finns på nivåer över 15 – 25 m ö h en lermorän som ett km brett, terrassformigt område. I ett höjdstråk ner mot Glimmingehus, sydväst om Simrishamn, är terrängens storskaligt drumliniserad från nordost.
- *Norra området.* Den nordligaste delen gränsar mot ett brett och omfattande stråk med flacka isälvsavlagringar, som ligger utanför undersökningsområdet. Norra området domineras av de två breda dalarna, Fyledalen och Ullstorpsdalen. Dalstråken är nedskurna i den sedimentära berggrunden, som i större delen av området består av lerskiffer. Erosionsdalarna omges av isälvsavlagringar och av skifferhaltig morän med flack morfologi.
- *Centrala och södra området.* Området begränsas i norr ungefär av kritbergarternas spridning i moränen. Moränen bildar en ganska jämn terräng, som utgör den egentliga österlenska slätten. Enstaka höjdområden är mer eller mindre tydligt strömlinjeformade och det är troligt att samtliga av dessa har en bergkärna under moränen. Jordartstäcket är normalt ca 2 m mäktigt, och ligger ovanpå en paleozoisk, sedimentär berggrund. I de södra delarna finns mindre områden av issjösediment ovanpå moränen och parallellt med sydkusten avbryts slätten av två bågformiga åsar, Hörupsåsen i norr och Kåsebergaåsen i söder. Längs sydostkusten och innanför

Kåsebergaåsen överlagras de glaciala avlagringarna av postglacial sand, som främst består av strandsediment och stora flygsandfält.

- *Västra området, vid Ystad.* Området karakteriseras av ett storskaligt moränbacklandskap och utgör den östligaste delen av det sydsåkanska backlandskapet. Området avviker både morfologiskt, jordartsmässigt och bergartsmässigt från andra delar av Österlen. Jordtäcket, som täcker mesozoisk berggrund, är i detta delområde tjockt och stratigrafin är komplicerad. Backlandskapets högre partier verkar vara helt utan egentlig orientering och det är troligt att den varierande topografin beror på äldre avlagringar som täcks av yngre morän.

2.3 Skånes isrörelser och isströmsteorier

Arbetets frågeställning berör den senaste istidens, Weichselistidens, avsmältningsperiod i Sydsåkan. Den historiska tillbakablicken fokuserar därför på bilden av de isrörelser som berört Skåne och Danmark under istidens slutskede, men också på förändringar i uppfattningen om inlandsisens dynamik. Synen på isrörelser och isdynamik i Sydsåkan har utvecklats och förändrats sedan Skånes kvartärgeologi började studeras av forskare under första hälften av 1800-talet (figur 4a-d). Ända sedan istidsteorin slog igenom i mitten av 1800-talet har Skåne spelat en viktig roll i bilden av den Skandinaviska inlandsisens utbredning och rörelsemönster (Holmström 1867).

Under 1800-talet studerades huvudsakligen isräfflor och med dessa som grund utvecklades den första etablerade skånska isströmsteorin av Holmström (1904) (figur 4a). Enligt denna rörde sig inlandsisen under sitt maximiskede över Skåne från norr till söder, som en meridianis. Vid avsmältningen delades isflödet över södra Sverige i en nordostis och en baltisk isström. Nordostisen rörde sig från Sydsvenska höglandet, sydväst ut mot Kattegatt. Den baltiska isströmmen följde Östersjösänkan runt Skåne mot väster och vidare upp genom de danska sunden. Den baltiska isströmmen nådde till en början långt norrut i Skåne (högbalten). Då isen tunnades ut begränsades den baltiska isen alltmer till de södra delarna och medelbaltisk is och lågbaltisk is är skeden under denna uttunning. Den sistnämnda nådde endast upp över de låga södra och sydvästra delarna och markerar den yngsta isframstötten. En viktig del i modellen är också utbredningen av olika moräntyper i Skåne. Nordostmoräner, som kopplas till nordostisen, består framför allt av urbergarter från norr och nordost, medan baltiska moräner, som bildats av de baltiska isströmmarna, innehåller yngre sedimentbergarter från Östersjösänkan och Sydvestskåne.

Holmströms (1904) isströmsteori ifrågasattes i princip inte alls, utan betraktades som en fullgod förklaring till Skånes kvartära avlagringar under många årtionden. Under början av 1980-talet, ifrågasattes dock den gamla isströmsteorin av E. Lagerlund (1980), som menade att teorin var baserad på alltför många antaganden som inte gick att bevisa. Lagerlund (1980, 1987) ansåg att ingen av de tidigare modellerna kunde förklara den glaciala geologi, som den moderna forskningen hade funnit i sydvästra Skandinavien. Det han ansåg som det viktigaste olösta problemet, var transporten av block och stenar från de centrala baltiska områdena till Skåne och Danmark. Lagerlund (1987) lade fram en glaciationsmodell för Weichselisen i södra Sverige, baserad i huvudsak på moränstratigrafiska undersökningar från västra delen av Skåne (figur 4b).

Skillnaden mellan isströmsteorin och Lagerlunds glaciationsmodell är att isströmsteorin bygger på antagandet att isen var tempererad vid basen, medan Lagerlund å andra sidan hänvisade till nya undersökningar, som tydde på att Weichselisen var kall vid basen och därför hade en betydligt brantare isytegradient. Baltiska sänkan var därmed alltför grund för att kunna styra den isström, som föreslogs av Holmström. Enligt Lagerlund (1987) skulle isens tillväxt ha haft sin utgångspunkt i tre issvämningar, som utvecklades till marginala domer genom att fånga upp snönederbörd. De växande marginaldomernas isrörelsemönster skulle då kunna förklara de sydliga och sydostliga isrörelserna i Skåne och Danmark.

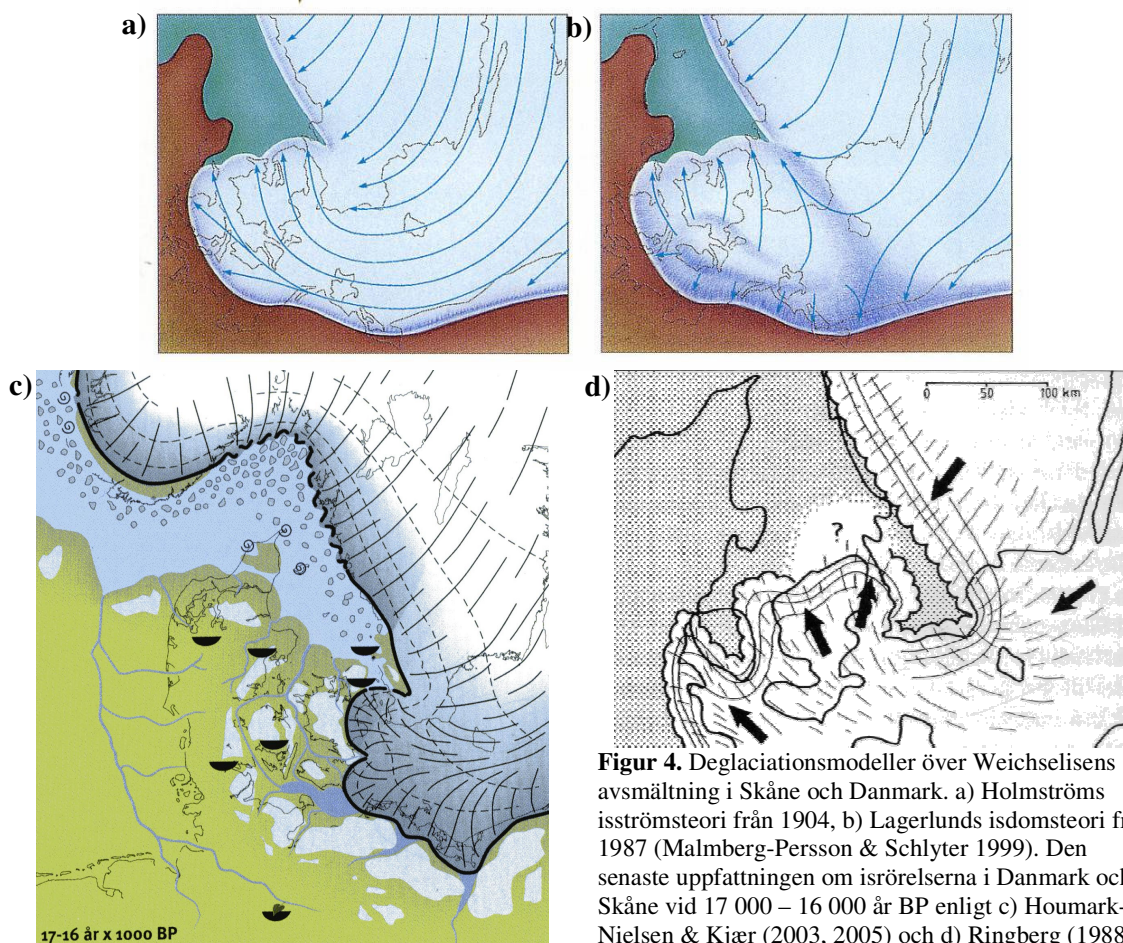
Efter att Lagerlunds glaciationsmodell lades fram, kom nya rön från Antarktis, vilka visade på förekomsten av snabba isströmmar i den västantarktiska inlandsisen och att den klassiska isströmsteorin trots allt kunde fungera glacialdynamiskt (t ex Bentley 1987). Under 1900-talets två sista decennier koncentrerades forskningen på mekanismen och konsekvenserna av snabbt strömmande is. Huvudsakligen fokuserades forskningen på betydelsen av isströmmar och deras påverkan på istäckets stabilitet (Bentley 1987). Den största delen av forskningen har koncentrerats på samtida isströmmar och det är vid Siple-kusten, på Antarktis, som dessa är bäst utvecklade. Isströmmar är den mest dynamiska komponenten i dagens istäcken. I flera fall står istäckets isströmmar för majoriteten av omsättningen av is och sediment. Exempelvis står Västantarktiska inlandsisens isströmmar för 90 % av islossningen och sedimentförlusten. En viktig drivande faktor är de hydrologiska förhållandena vid botten av isströmmarna, där höga vattentryck kraftigt sänker hållfastheten i underlaget och orsakar en snabb isrörelse genom subglacial deformation (Alley et al 1986). En speciell företeelse hos isströmmarna är också att de begränsas lateralt av långsammare gående inlandsis, istället för av berggrundens topografi (Stokes & Clark 2001).

En konsekvens av de nya kunskaperna om de Antarktiska isströmmarna, är att isströmmarnas förekomst och stabilitet, i tid och rum, även kan vara tillämpbara för tolkningen av tidigare inlandsisars dynamiska beteende. Den forskning som har fokuserats på att förklara kvartära avlagringar i samband med isströmmar, har stött på ett väsentligt problem, eftersom ingen av de nutida isströmmarna avslutas på land, utan i vatten. Det är dock högst troligt att ett flertal av de fossila isströmmarna hade sin front på land. Dynamiken i en isström med isfronten på land skiljer sig markant från en isström med fronten i vatten. Då isströmmen når vatten kan strömmens hastighet upprätthållas, eftersom omsättningen av is genom kalvning är snabb. Om fronten istället ligger på land har istäcket inget effektivt sätt att göra sig av med is och avancerar därför framåt som en lobformad front, vilket bör minska isströmmens hastighet (Stokes & Clark 2001).

Den senaste uppfattningen om isrörelserna i Danmark och Skåne är baserad på modern isströmsteori och finns sammanfattad av Houmark-Nielsen & Kjær (2003, 2005) i en serie paleogeografiska rekonstruktioner. De behandlar tiden mellan 40 ka BP och 15 ka BP i sydvästra Skandinavien, som sammanfattas i form av tre stora, sammanhängande skeden och börjar med en interstadial. Denna följs av det senaste glaciala maximumskedet, vilket i sin tur följs och avslutas av deglaciationsskedet. Utvecklingen genom vart och ett av dessa skeden har baserats på utbredning av moräner och intermoräna sediment i Danmark, som har korrelerats med stratigrafien i södra Norge, sydligaste delarna av Sverige och Polen. Denna period av Weichselistiden anses vidare ha karakteriserats av komplicerade interaktioner mellan en Norsk isström, vars utveckling har påverkat stratigrafien i större delen av Danmark, Kattegatt och norra delarna av Öresund, och en baltisk isström, som huvudsakligen har påverkat stratigrafien i Skåne och på de danska öarna, men även så långt som till västra

Jylland. I rekonstruktionen för tidsavsnittet 17-16 Ka BP (figur 4c) visas isrörelsemönstret strax innan isavsmältningen i södra Skåne. Islober i sydväst är kopplade till en isström i södra Östersjön, medan isrörelsen i norra Skåne påverkas av inlandsisens mera trögflytande partier över sydsvenska höglandet.

Enligt en annan uppfattning (Ringberg 1988, 2003) var nordostisen, vid samma tidsavsnitt i isavsmältningen, tydligt separerad från den baltiska isloben med isfria områden i centrala Skåne (figur 4d). Rekonstruktionen skulle innebära att den retirerande glaciärkanten i sydöstra Skåne låg parallellt med syd- och ostkusten och därmed skulle vara parallell med de stora isälvsavlagringarna, Kåsebergaåsen och Hörupsåsen, som följer den bågformade kustlinjen.



Figur 4. Deglaciationsmodeller över Weichselisens avsmältning i Skåne och Danmark. a) Holmströms isströmsteori från 1904, b) Lagerlunds isdomsteori från 1987 (Malmberg-Persson & Schlyter 1999). Den senaste uppfattningen om isrörelserna i Danmark och Skåne vid 17 000 – 16 000 år BP enligt c) Houmark-Nielsen & Kjær (2003, 2005) och d) Ringberg (1988, 2003).

2.4 Inlandsisens smältvatten

Inlandsisar innehåller stora mängder snönederbörd, som magasinerats under tusentals år. Ansenliga mängder smältvatten kan därför produceras i samband med klimatförbättring och avsmältning av en inlandsis. Smältvattnet har många viktiga funktioner och bidrar till olika former av glacifluviala processer. Vatten vid glaciärens botten påverkar isens förmåga att glida över underlaget. Det hjälper också till att avlägsna material från gränsytan mellan isen och underlaget, för att sedan transportera det vidare bort från glaciären. Stora vattenmängder

kan bära med sig stora mängder material och snabbt rinnande flöden medför både erosion och deposition (Bennett & Glasser 1996).

2.4.1 Glaciärens hydrologi

Smältning av glaciärer sker inte bara på ytan, utan också inuti isen och vid bädden. Den energi som krävs för att isen ska övergå till vatten erhålls från solstrålning, friktion eller från geotermisk värmestrålning underifrån. I tempererade klimatområden är smältning genom solstrålning den enskilt största bidragande faktorn och den största vattenproduktionen sker därför uppe på glaciärernas yta (Bennett & Glasser 1996).

Smältvattnet rör sig genom glaciären på olika sätt. Typen av kanalsystem i en glaciär beror främst av glaciärisens temperatur, d v s glaciärens termala regim. Om glaciären består av kall is, d v s befinner sig under trycksmältpunkten, kan inte vattnet infiltrera ner genom glaciären utan att frysa, och smältvattnet begränsas då till ytan och ismarginalen. Om glaciären istället är tempererad, vid eller nära trycksmältpunkten, kan vattnet tränga ner i den och flöda i englaciala och subglaciala kanaler (Bennett & Glasser 1996).

Vattnet i englaciala dräneringsnätverk kommer till största delen från ytan, medan endast en mycket liten del härstammar från inre smältning av isen. Supraglaciala flöden kan störta ner i vertikala hål, s k glaciärbrunnar (*eng* moulins), som leder vattnet ner till det englaciala kanalsystemet (Benn & Evans 1998). Sprickbildningar i isens övre del kan både stänga befintliga glaciärbrunnar och öppna nya. Utöver glaciärbrunnar, sker englacial dränering även via små gångar och passager i isen (Fountain 1993).

Vattenflödet nere i glaciären bestäms av variationer i den hydrauliska potentialen. Vid ytan beror den endast på höjden, vilket leder till att vattnet flödar nedför sluttningen. Vid en- eller subglaciala förhållanden, beror emellertid den hydrauliska potentialen även på vattentrycket. Flödesriktningen i ett dräneringsnätverk, styrs genom variationer i den hydrauliska potentialen, där vatten rör sig från högre till lägre potential och följer den brantaste hydrauliska gradienten (Benn & Evans 1998).

Vattenföringen utanför en glaciär varierar med stora dygnsmässiga och årstidsmässiga skillnader. Dygnsvariationer speglar atmosfärens temperaturskillnader under dygnet och utflödet är vanligen lågt på morgonen, för att sedan stiga under dagen. Säsongsvariationer speglar två faktorer, ablationens klimatiska årstidsvariationer samt säsongsutvecklingen av glaciärens inre dräneringsnätverk. I en aktiv glaciär förstörs nämligen en del av dräneringssystemet under vintern när vattenföringen är låg. Förutom klimatrelaterade variationer, kan vattenutflöde från en glaciär utgöras av s k jökulhlaups. Detta är händelser där en stor mängd vatten plötsligt störtar ut från glaciären. Jökulhlaups kan orsakas av tappning av uppdämt vatten ovanpå eller under isen, vulkanisk aktivitet eller genom snabb dränering från isdämda sjöbassänger (Bennett & Glasser 1996).

2.4.2 Subglaciala dräneringssystem

Subglaciala dräneringssystem är ansvariga för olika former av både erosion och deposition. De består av både lokala dräneringspassager samt av mer omfattande och komplexa system, matade av ett större smältningsområde och kontrollerade av tryckvariationer (Embleton & King 1971). Den subglaciala dräneringen är mycket viktig, eftersom den påverkar isens

hastighet, stabilitet samt erosion, transport och deposition av sediment under glaciären (Bennett & Glasser 1996).

Dränering av vatten vid botten av glaciärer kan ske genom två olika typer av system, dels i spridda dräneringssystem, med en långsam ineffektiv dränering, dels i välutvecklade, uppsamlade kanalsystem, som transporterar vattnet mycket effektivt. Då den subglaciala dräneringen påverkar vattentrycket vid glaciärbädden och till följd därav friktionen och glaciärens rörelse, är typen av dränering betydelsefull (Brennand 2000). De två dräneringstyperna ger också upphov till skilda typer av glaciala avlagringar och erosionsformer. Rullstensåsar och djupa erosionskanaler tyder på välutvecklade dräneringssystem, medan deformationsmorän och avsaknad av åsar är tecken på dåligt utvecklad subglacial dränering (Benn & Evans 1998).

2.4.2.1 Subglacial, spridd dränering

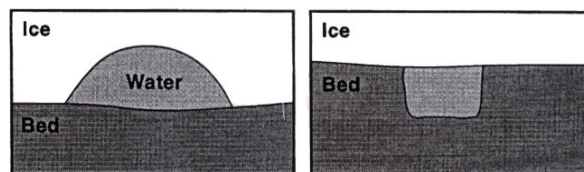
De spridda dräneringssystemen består dels av ett långsamt grundvattenflöde i porsystemen under glaciären, dels av långsam genomströmning i dåligt sammanlänkade vattenfyllda hålrum, subglaciala kaviteter, eller i en tunn vattenfilm mellan isen och underlaget. Det spridda – distribuerade – systemet transporterar vatten i ett finfördelat nät över hela eller större delen av bädden och är ett ineffektivt dräneringssystem, där vattnet rör sig med mycket låga strömhastigheter, särskilt om underlaget är finkornigt eller fruset och har en mycket låg konduktivitet. Vilken typ av dräneringssystem som bildas, beror på möjligheten för vattnet att rinna ut från glaciären, temperaturfördelning vid kontakten mellan isen och bädden, samt bäddens permeabilitet, topografi och styvhet (Benn & Evans 1998).

För glaciärer med bäddar av okonsoliderade sediment kan grundvattenflödet under isen vara av stor vikt. Detta sker i form av porvattenrörelse. Ett flöde relativt mineralkornen inträffar när porvattnet drivs av en hydraulisk gradient (*eng* darcian flow) (Boulton et al 1974). Om glaciärens underlag utsätts för skjuvning från isen, kan stora vattenrörelser äga rum som en passiv vattentransport när vattnet följer med vid deformationen av underlaget (Benn & Evans 1998).

En av de distribuerade dräneringstyperna för subglacialt vatten är via ett system av hålrum, kaviteter, som kan skapas mellan isen och underlaget (Lliboutry 1968). Kaviteterna är sammanlänkade med smala förbindelser (*eng* orifices). Vattnets hastighet i systemet är mycket låg. Kaviteterna kan även vara belägna utanför nätverkssystemet och enbart förbundna med den omgivande vattenfilmen (Benn & Evans 1998). Nätverkets utbredning varierar med vattenutflöde och tryck, som påverkar hålrummens storlek och förbindelserna mellan dem (Sharp et al 1989). Vid mindre vattenflöden påverkar inte smältning förstoringen av kaviteterna nämnvärt. Detta beror på att friktionen från den långsamma strömningen är liten, medan dräneringssystemets yta är stor i förhållande till dess volym. Kaviteter bildas där vattentrycket är större än isens tryck på bädden, d v s ett ökat vattentryck leder till en ökad lyft- eller bärkapacitet. Vid ökad genomströmning i förbindelserna mellan kaviteterna ökar issmältningen och trycket minskar. Smältvatten dräneras från kaviteterna (med högt tryck) och dräneringssystemet förändras. På det sättet kan det länkade kavitetssystemet övergå till ett mer effektivt hopsamlade dräneringssystem med sammanhängande större tunnelkanaler. I små glaciärer sker detta en bit in på smältsäsongen, medan kanaler snabbt kan bildas när stora, uppdämda vattenmängder i kaviteter under en inlandsis plötsligt finner vägar ut mot iskanten (Benn & Evans 1998).

2.4.2.2 Subglaciala tunnelsystem

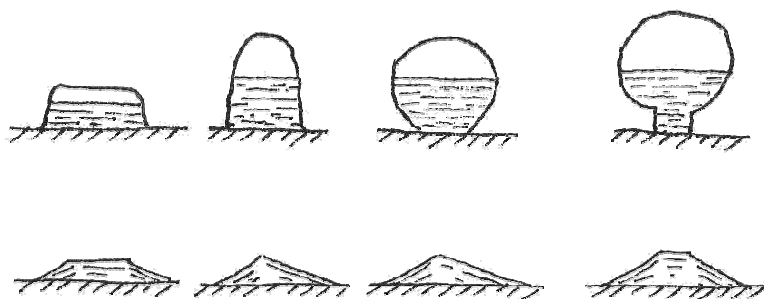
Ett uppsamlande, effektivt system består av ett väl förgrenat dräneringsnät, med mindre kanaler som strålar samman i allt större kanaler med istak, dvs tunnlar. Den effektiva vattentransporten innebär höga strömhastigheter, särskilt i de största tunnarna i systemet. Det finns två typer av subglaciala tunnelsystem: Röthlisbergerkanaler (R-kanaler), som eroderas uppåt i isen och Nyekanaler (N-kanaler), som eroderas ner i glaciärbädden (se figur 5). Båda dessa förekommer i effektiva, uppsamlande dräneringssystem (Benn & Evans 1998).



Figur 5. R- (vänster) respektive N-kanal (höger)
(Brennand 2000).

R-kanaler har en fast botten, ofta av berg (Röthlisberger 1972). De hålls öppna/förstoras genom att friktionsvärme, som alstras av det strömmande vattnet, smälter väggarna. Emellertid deformeras samtidigt isen, vilket innebär att passagen och genomströmningsarean tenderar att minska (Röthlisberger 1972, Shreve 1972). Balansen mellan smältningen och deformationen ger två resultat. Det första är att smältnings- och deformationsprocesser medger passager att expandera eller kontrahera i förhållande till förändringar i vattengenomströmningen. En ökad genomströmning orsakar således expansion av tunneln, eftersom smältningen blir mer effektiv. Det andra resultatet är att en ökad genomströmning leder till att trycket blir lägre (Bernoullis princip). Vattnet kommer då att rinna mot de större passagerna där trycket är lägst, därför att det följer tryckgradienten. Härigenom kommer stora kanaler att växa på bekostnad av mindre, då vattnet strömmar mot allt större kanaler och ett förgrenat nätverk uppstår (Benn & Evans 1998). Studier och beräkningar av jökulhlaups, visar på att denna process kan öka storleken på tunnlar under bara några timmar (Sugden & John 1976).

Den hydrauliska gradienten vid bädden bestämmer hur kanalerna ska gå. Vid jämvikt beror den huvudsakligen på isytans lutning, och endast i liten utsträckning på bäddens lutning. Det innebär att tunnelns riktning i stora drag är parallell med isrörelsens riktning. Underlagets topografi påverkar den subglaciala hydrauliska gradienten mycket lite, vilket innebär att kanalerna inte måste följa bäddens lutning, utan kan t ex gå mot lutningen eller tvärs den. Tunnelns tvärsnitt beror av balansen mellan tunnelutvidgning (via smältning) och tunnelstängning (via iskrypning och vatten som fryser på väggarna). Vid smältning kommer tunnarna att bli brant bågformade, eftersom friktionsvärmens är som störst i centrum, där mest vatten flödar. Breda och låga tunnlar uppkommer vid frysning (Benn & Evans 1998). Tunnelns genomskärningsprofil har stor betydelse för hur den slutgiltiga avlagringen ser ut (figur 6). Om tunneln är bred, är chanserna goda att den resulterande formen har en plan yta med en stor andel av ostörda sedimentära strukturer. Om tunneln, å andra sidan, är smal och hög, blir åsen skarprygad med stor andel störda sedimentära strukturer (Price 1973).



Figur 6. Genomsnittningar av subglaciala tunnlar med resulterande avlagringsformer (Price 1973).

De nedåteroderade N-kanalerna (figur 5) förekommer både som enstaka kanaler eller i flätade nätverk (Walder & Hallet 1979). Den mest sannolika platsen att finna den här typen av kanaler, är där berggrundstopografin utövar stor kontroll på den hydrauliska gradienten, vilket t ex sker i dalar med branta sidor eller i ojämna glaciärbäddar. Formen på kanalens botten styrs av erosionen. Kanalens överdel består av is och formen här kontrolleras av balansen mellan smältning och det effektiva trycket, precis som hos R-kanalerna (Benn & Evans 1998).

Ett problem som rör uppkomsten av N-kanaler är varför de bildas i fast underlag, då det verkar enklare att bildas i det betydligt mindre motståndskraftiga materialet, som isen utgör. Nye (1976) menade att det har med kanalens beständighet att göra. Kanaler som utbildats i is riskerar ständigt att stängas av genom isens deformation, framför allt orsakad av isens tyngd. En viktig orsak till utbildning av Nye-kanaler är därför snabb isdeformation och tjock is, där isdeformation hela tiden tenderar att stänga kanaler som eroderas uppåt i isen. N-kanaler som en gång är utbildade i bergrundsunderlaget är bestående.

2.4.3 Glacifluviala avlagringsformer

Smältvattnet har förmågan att bära med sig stora mängder material i sina flöden, dels i suspension, dels som en transport längs med kanalbotten. Vid isavsmältning bildas därför ofta stora isälvsavlagringar, dels i tunnelsystemen, i och under den aktiva isen, dels i den tunna avsnörda dödisen utanför den aktiva glaciären, och dels i dalgångar och på sandurslätter utanför glaciären. Om isavsmältningen sker i djupt vatten där isen kalvar, bildas ingen dödis och smältvattensedimenten avlagras i stället på botten direkt framför isälvstunnelns mynning. Isälvs sediment, avlagrade i smältvattenströmmar som rinner på, i, under eller längs med iskanten, bildar landformer som kallas iskontaktavlagringar (Price 1973). Det är uppenbart att dessa iskontaktavlagringar är en polygenetisk grupp och att ingen enskild modell förklarar samtliga depositionsformer. Föreslagna modeller för deposition av glacifluviala sediment har involverat aktiv is, såväl som stagnerande istäcken. Det är dock allmänt vedertaget att tempererade glaciärer ger bättre hydrologiska förutsättningar för glacifluvial sedimentation, än istäcken med frusen bas (Banerjee & McDonald 1975).

2.4.3.1 Isälvsavlagringarnas klassificering

En studie av glacifluviala avlagringar måste börja med en geomorfologisk inventering eller kartläggning, i vilken fördelningen av olika landformer kartläggs (Jurgaitis 1980). En enkel klassifikation baserad på avlagringarnas former kan vara en användbar första uppskattning.

En sådan klassifikation skiljer dock inte på avlagringar som har likartad form, men som avsatts i helt skilda miljöer (Price 1973). Glacifluviala avlagringar klassificeras därför oftast på basis av en kombination av deras morfologiska form och depositions miljön.

Andra kriterier för klassificering av glacifluviala avlagringsformer kan vara om avlagringen är orienterad vinkelrät mot eller parallellt med iskanten (Warren & Ashley 1994, Jurgaitis 1980). Sedimentologiska egenskaper kan också vara huvudkriterier för att bestämma avlagringens ursprung och bildningssätt. Avlagringar med olik genes har olika kombinationer av texturella och strukturella egenskaper, och detta kan bli ett distinkt kännetecken. Med hjälp av dessa karakteristiska egenskaper är det ofta möjligt att avgöra i vilken typ av sedimentationsmiljö, som avlagringen är deponerad (Jurgaitis 1980, Jurgaitis & Juozapavičius 1988).

Tabell 1 är en klassificering baserad på isälvsavlagringarnas morfologiska form och om avlagringen skett med stöd av is, d v s om avlagringen är en iskontaktbildning. Iskontakt medför att avlagringen, när isstödet försvinner, får en upphöjd form, antingen som en rygg eller en kulle, eller som en plåtå. Tabellen anger också tänkbara avlagringsmiljöer, t ex om avlagringen skett ovanpå, inne i, under eller utanför glaciären (Price 1973, Jurgaitis 1980).

Tabell 1. Klassificering av isälvsavlagringar efter morfologisk form och avlagringsmiljö. Modifierad efter Price (1973) och Jurgaitis (1980).

<i>Genetiska grupper</i>	<i>Genetiska undergrupper</i>	<i>Förhållande till isen</i>	<i>Generell form</i>	<i>Dominerande sediment</i>	<i>Sedimentationsmiljö</i>
Iskontakt-avlagringar	Rullstensåsar	Marginal, englacial, subglacial, supraglacial	Långsträckt ryggform	Sten, grus och sand	Fluvial
	Kameskullar och kamestrasser	Marginal, lateral supraglacial (englacial, subglacial)	Kulle eller komplex av kullar och terrasser	Sten, grus och sand	Fluvial
	Iskontaktdeltan; randdeltan och kamedeltan	Marginal, lateral	Upphöjd plåtå	Sten, grus, sand och silt	Fluvial
Proglaciala avlagringar	Sandur och dalfyllnader	Marginal, proglacial, distal	Slätt, ev med dödisgropar	Sten, grus och sand	Fluvial
	Glacifluviala deltan	(Marginal), proglacial	Slätt med distalbrant	Grus, sand, silt och ler	Lakustrin, marin

2.4.3.2 Rullstensåsar

Rullstensåsar är kanske smältvattenälvarnas mest karaktäristiska avlagringar och förekommer i olika former inom nedisade områden. Eftersom arbetet fokuserats på de åsformade avlagringarna i sydöstra Skåne, kommer en beskrivning av rullstensåsarna att inta en särställning i förhållande till andra avlagringsformer i tabell 1.

Generellt kan man beskriva en rullstensås, som en långsträckt avlagringform uppbyggd av grusiga och sandiga, stratifierade sediment, vilka har avsatts av en ström som på båda sidor har begränsats av is (Banerjee & McDonald 1975). Det är inte ovanligt att det finns mycket stora partiklar, som är upp till 1,5 m i diameter, i denna typ av avlagringar (Warren & Ashley 1994). Åsarna kan variera i längd från några meter upp till 400 km, då ofta med avbrott. Vanligtvis är åsarna mellan 50 och 200 m långa och 3 till 10 m höga. De åsar som är längre än en kilometer kan vara mellan 10 och 100 m höga (Price 1973). Åsar förekommer normalt som långa, smala, slingrande höjdryggar, men tenderar även att förekomma i svärmar (Jurgaitis 1980, Jurgaitis & Juozapavičius 1988). Åsar i denna typ av svärmar är ofta sammankopplade i sk åsnät, vilka huvudsakligen är parallella med istäckets rörelseriktning. Morfologiska variationer är vanligt förekommande längs en enskild ås. Den enskilda åsryggen kan ha ett getryggåsformat eller plant krön, den kan vara helt rak i långa avsnitt eller meandra mer än normalt över korta sträckor. De flesta åsryggar har avbrott, som kan vara ett resultat av antingen ingen materialdeposition, eller processer som inträffar efter depositionen (Brennand 2000). Hos många åsar med avbrott har sedimenten avsatts tidstransgressivt. Andra orsaker till avbrott kan vara erosion från vattendrag, strandsvallning, solifluktion eller eolisk aktivitet (Banerjee & McDonald 1975).

Termen ås har tillämpats på en grupp avlagringar som varierar i form, sammansättning och storlek. Dessa variationer indikerar att gruppen är polygenetisk. Avlagring från glacialt smältvatten kan ske i R-kanaler och i sprickor i stagnerad eller retirerande is, i eller i närheten av en öppen kanal under isavsmältningen, och producerar en mängd olika rygiformiga avlagringar. Avlagringar som bildar åsar kan ackumuleras i fyra olika sedimentationsmiljöer: subglacialt, englacialt, supraglacialt och proglacialt (Price 1973, Banerjee & McDonald 1975). Efter detaljerade studier av åsar i Canada, föreslog Banerjee och McDonald (1975) tre olika bildningssätt för åsar: i tunnlar, i öppna kanaler och som deltakoner. Även detta är ett vanligt sätt att identifiera och klassificera åsformer. Brennand (2000) klassificerar åsarna i ett område i Canada i fem olika klasser baserade på åsformens morfologi och dess samband med andra landformer, subakvatiska eller subaeriska. Avlånga höjdryggar av sand och grus kan dock bildas på en mängd olika sätt och det är viktigt att använda en kombination av sedimentologi och geomorfologi, samt en deglaciationsmodell, för att kunna identifiera och tolka avlagringarna (Warren & Ashley 1994). Följande beskrivning bygger på åsarnas bildningsmiljö:

Subglaciala och englaciala åsar bildas genom deposition inne i slutna tunnlar (R-kanaler) som transporterar smältvatten ut till iskanten. Åsryggarna av isälvs-material avsätts vinkelrät mot isens kant och avspeglar vattnets tryckgradient i isen och det hydrologiska system som finns under och i glaciären (Warren & Ashley 1994).

Supraglaciala åsar bildas i sprickor och andra öppna kanaler i stagnerade eller retirerande istäcken (Brennand 2000). Kanalerna som följer isens spricksystem kan bilda parallella åsryggar och sammankopplade åsnät, som inte alltid är vinkelräta mot iskanten. En supraglacial ås kan också bildas när isen tunnlar ut och taket på en R-kanal rämnar.

Supraglaciala åsar kan även bildas i närheten av en öppen kanal, som en kedja av alluvialkoner i dödisen framför en retirerande tunnelmyning (Hedbrand & Åmark 1989).

Ismarginala åsar bildas vid isavsmältning framför mynningen av en tunnel i subakvatisk miljö. Termen radbandsås (*eng beaded esker*) används om de åsryggar, som består av en serie separata, regelbundet utspridda, ganska koniska kullar eller ”beads” av åssediment. Kullarna är avlagrade med jämna mellanrum som subakvatiska alluvialkoner och flankeras ibland av ändmoräner (Banerjee & McDonald 1975). Denna typ av rullstensås kallas ofta De Geerås.

2.4.3.3 Övriga isälvsavlagringar

Andra glacifluviala avlagringsformer omfattar framför allt kameskullar och kamesterrasser, iskontaktdelta, samt glacifluviala alluvialkoner, sandurslätter och dalfyllnader.

Kames utgörs av en oregelbunden samling av kullar och ryggar, ofta med förekommande dödishålor (Bennett & Glasser 1996). Avlagringen är avsatt ovanpå dödis eller mellan stora isblock i kanten av ett smältande istäcke. När isblocken smält, kvarstår sedimenten som höga kullar med branta sidor (Mattsson & Åhman 1973). **Kameterrasser** är terrasser lokaliserade på dalsidor, där de yttre kanterna har en koncentration av dödishålor eller bälten av kames- och dödistsopografi. När ett istäcke vilar mot en dalsida, avleds smältvatten lateralt längs iskanten och glacifluviala sediment deponeras mellan slutningen och iskanten. När isen försvinner lämnas sedan sedimenten kvar som en terrass (Bennett & Glasser 1996).

Iskontaktdelta är ett isälvsdelta som byggts upp i vatten vid inlandsisens kant. Ett större iskontaktdelta, som avlagrats i en issjö eller ett ishav kallas också isranddelta. Isälvs materialet sprids framför mynningen av en isälvtunnel och når efter flera års pålagring vattenytan, där ett deltaplan bildas (Bennett & Glasser 1996). **Kamedelta** kallar man ofta ett mindre iskontaktdelta, som byggts upp i en issjö eller i en uppdämd sjö ovanpå dödis (Bennett & Glasser 1996).

Isälvsdelta utan iskontakt bildas när smältvatten når en strand som ligger på ett större eller mindre avstånd från glaciärisen. På sträckan mellan iskanten och isälvsdeltat uppstår vanligtvis ett sandur eller en dalfyllnad med en flätflod, som transporterar material till isälvsdeltat.

Glacifluviala alluvialkoner och sandur återfinns framför en stationär iskant utanför en smältvattenportal, där deposition av grovt material sker relativt nära, medan det finare transporteras längre bort. Härmed bildas en lågvinklad, konformad ackumulation av sand och grus med ett flätat kanalmönster på ytan. Sandurslätter har en mycket flack yta av sand och grus skapad av ett flätflodssystem, vilket frambringas av smältvattenströmmar från glaciären, där smältvattnet ständigt söker sig nya vägar över de vidsträckta avlagringarna.

Dalfyllnader är flacka grus- och sandavlagringar, som fyller upp dalgångar och som har bildats när smältvattnets flätfloder begränsats av omgivande dalsidor.

2.4.4 Glacifluviala erosionsformer

Smältvattnet från en inlandsis bidrar inte bara till uppbyggnad av olika isälvsavlagringar utan kan också orsaka erosion av landskapet. När det gäller erosionsformernas bildningssätt och

klassificering är osäkerheten större än för de glacifluviala avlagringsformerna. Erosiva smältvattenkanaler speglar oftast dräneringsförhållanden, som hänför sig till inlandsisens avsmältningstid och huvuddelen av forskningen har koncentrerats till de stora erosionsformerna och flera av de små har inte undersökts alls (Sugden & John 1976). Förr ansågs de flesta större kanaler vara bildade genom tappning av isdämda sjöar eller som ismarginala kanaler. Emellertid är många erosiva smältvattenkanaler av ett sammansatt ursprung och har inte bara återanvänts och återutgrävts under olika glaciationer, utan har också bildats i olika lägen i förhållande till isen. Därmed kan kanalsystem, initierade av subglacial dränering, övergå i en fas av öppen, iskantad kanal, för att slutligen övertas av proglaciala strömmar (Embleton & King 1971).

2.4.4.1 Klassifikation av glacifluviala erosionsformer

För att identifiera de erosionsformer som uppstått genom glacifluvial påverkan, måste de aktuella formerna först avskiljas från andra typer av fluviala kanaler. De karakteristiska särdrag, som skiljer smältvattenkanaler från andra fluviala kanaler är enligt Price (1973):

- Kanalformerna börjar och slutar i områden som inte har samband med ett normalt, fluvialt dräneringssystem.
- Det händer att kanalerna skär tvärs över recenta vattendelare.
- Kanalformen har ofta mycket branta sidor och kan vara ovanligt raka över längre sträckor eller ha korta sträckor med tät meandring.
- Erosionsformen kan antingen ha ett recent vattendrag som inte är förenligt med dalens storlek, eller så är den helt torrlagd.
- Alluvialkoner, sandurbildningar, kamesområden, deltan eller åsar kan förekomma i kanalernas mynningsområden.
- Andra ackumulationsformer såsom strandbildningar, sjösediment, deltan, kame-terrasser eller åsar kan förekomma i eller nära kanalerna.

En mängd olika klassificeringar för smältvattenkanaler har under tidens gång framförts. Rich (1908) gjorde en gruppering grundad på antagandet om att smältvattenkanaler var nära associerade med isdämda sjöar. Mannerfelts (1945, 1949) klassifikation baserades på antagandet att det är möjligt att fastslå isytans gradient, och därmed även iskantens position under isavsmältningen bara genom att undersöka smältvattenkanaler på bergssluttningar och dalsidor. Han urskiljde även två typer av subglaciala erosionsrännor: sublateral slukrännor och subglaciala samlingsrännor. Sissons (1961) ansåg att kunskapen om kanalernas bildningssätt var för dålig och att en klassifikation av smältvattenkanaler inte var genomförbar. Trots detta presenterade han en indelning baserad dels på bildningsmiljön, dels på avlagringens form. Derbyshire (1962) föreslog en klassificering av smältvattenkanaler som byggde på deras morfologiska karakteristika, topografiska läge och tillhörande avlagringar. I denna antogs det att ismarginalens position och lutning var känd. Ives & Kirby (1964) kritiserade starkt Derbyshires tolkningar och klassifikation. De påpekade att kanalernas position i relation till den smältande ismassan avgjordes av klimatologiska och glaciala förhållanden och särskilt av isens tjocklek, temperatur och regim. De ansåg att dessa faktorer, tillsammans med lokal topografi, litologi och struktur, bestämde den slutgiltiga morfologin. De menade också att det inte var lämpligt att formulera en genetisk klassifikation av kanalernas morfologi, utan att ta hänsyn till detaljerna i det preglaciala landskapet. Price (1973) ansåg att en helt deskriptiv klassifikation av smältvattenkanaler skulle kunna baseras på kanalernas dimensioner; genomskärning längs med och tvärs kanalen; läge i förhållande

till sluttningar, backkrön och landskapets preglaciala relief; samt de olika bergarter eller lösa avlagringar som kanalen är eroderad i.

Den vanligaste klassifikationen är dock baserad på smältvattenskanalernas bildning i förhållande till glaciärisen och enligt Price (1973) skiljer man vanligtvis på subglaciala kanaler; öppna, iskantade kanaler; ismarginala/submarginala kanaler; proglaciala kanaler; samt pasströskelkanaler.

2.4.4.2 Kanalformer i olika bildningsmiljöer

Många glacifluviala erosionsformer förekommer huvudsakligen i bergs- och fjällområden, dvs i områden med relativt bruten terräng, och har därför begränsad betydelse för undersökningsområdet. Följande beskrivning, som baseras på kanalernas bildningsposition i förhållande till iskanten, är därför kortfattad.

Subglaciala kanaler bildas av glaciärernas subglaciala dräneringssystem (se 2.4.2). Subglacialt smältvatten tenderar att undvika områden med relativt högt tryck, vilket förekommer t ex i samband med isflöde runt hinder i isens underlag. Detta ger till följd att oregelbundenheten i den underliggande topografin styr kanalsystemets orientering och de subglaciala kanalerna har därför ofta en avvikande placering i landskapet (t ex genom höjdparter istället för runt dem). Om underlagets relief är jämn, är kanalerna mer parallella med isrörelsen. På många ställen, oftast där sluttningsgradienten är låg, utbildas stora kanalformer, tunneldalar, med branta sidor och en plan botten, ofta med undulerande längdprofil (Sugden & John 1976). I terräng med bergssidor och dalgångar finns slukrännor (*eng chutes*), som utgör den enklaste formen av subglaciala kanaler och bildas av ytligt smältvatten som störtar in under isen och eroderar en kanal längs den istäckta bergsslutningen (Embleton & King 1971).

Ismarginala och laterala kanaler, uteroderade av smältvatten som följt iskanten längs en bergsslutning, är också vanliga i bergsområden (Price 1973). Ofta finns de som flackt lutande, parallella kanaler, som avspeglar iskantens successiva sänkning under smältningen.

Pasströskelkanaler bildas när smältvatten eller en uppdämd issjö dräneras över den lägsta punkten i en bergsrygg. Sadelskåror (*eng col channels/gullies*) är korta, kanjonformade erosionsrännor, som är nedskurna i bergsområdenas pasströsklar (Mannerfelt 1945).

Öppna, iskantade kanaler uppstår när istaket i en subglacial tunnel kollapsar eller smälter bort, men kan även bildas av supraglaciala strömmar, som smälter sig genom isen ner i underlaget (Gjessing 1960, Sharp 1947). De kan utvecklas i ett mönster av parallella och korsande sprickstrukturer vid smältning av stagnant is (Gravenor & Kupsch 1959).

Proglaciala kanaler bildas då smältvatten rinner vidare i landskapet utanför iskanten. Utanför iskanten följer vattnet landskapets gradient och letar sig mot lågpunkter. Ofta är kanalerna nederoderade i morän eller isälvsavlagringar, men i bergig terräng förekommer även kanjonformade, proglaciala erosionsdalar (Price 1973). Många proglaciala kanaler är kopplade till den glacifluviala sedimentationen och ingår som erosionsformer i isälvarnas dalfyllnader och sanduravlagringar.

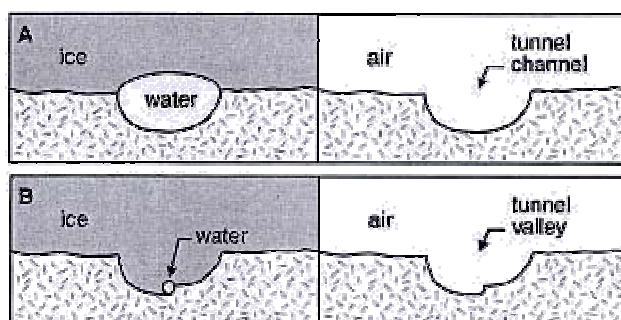
2.4.4.3 Tunneldalar

Den viktigaste glacifluviala erosionsformen i Danmark, norra Tyskland och Polen är tunneldalar. Eftersom undersökningsområdets stora erosionsdalar, ur morfologisk synpunkt, närmast kan kopplas till denna typ av dalform, ges denna en mer ingående beskrivning.

Tunneldalar är vanliga både i den nordamerikanska och i den skandinaviska inlandsisens södra utbredningsområde (Benn & Evans 1998), områden som huvudsakligen karaktäriseras av en relativt låg relief och sedimentär berggrund. Tunneldalarna utgör stora, utsträckta dalstråk nedskurna i berggrund eller i lösa sediment. Dalarna är inte sällan flera tiotals meter djupa, med en bred, plan botten och branta sidor; de kan vara upp till 100 km långa och 4 km breda. I längdprofil är dalarnas botten karakteristiskt oregelbunden och ibland överfördjupad. Ett tunneldalsystem varierar från integrerade, dendritiska eller hopflätade nätverk, till relativt raka, individuella segment, som är oberoende av varandra (Cofaigh 1996). Tunneldalar tenderar att vara orienterade i isens regionala sluttningsriktning och ligger därför generellt vinkelrätt mot iskanten. Tunneldalarna slutar ofta abrupt i ett randmoränstråk eller mynnar i stora sandurfält (bl a Milthers 1948, Smed 1995a, b). Recenta vattendrag kan delvis följa dalbottenarna, men är ofta mycket små i förhållande till dalarnas storlek.

Det finns flera uppfattningar i litteraturen om hur tunneldalarna har uppstått. Majoriteten av teorierna utgår från att erosionsformerna bildats av subglaciala smältvattenprocesser (bl a Schou 1949, Smed 1995a,b, Bennet & Glasser 1996, Van Dijke & Veldkamp 1996, Cofaigh 1996, Piotrowski 1997). Ett vanligt argument för subglacial erosion är den ofta oregelbundna längdprofilen med överfördjupningar i dalbotten. Detta anses representera ett subglacialt kanaliserat smältvattenflöde, där strömmen inte styrs av lutningen i landskapet, utan drivits av den hydrostatiska tryckgradienten inne i en istäckt tunnel (Cofaigh 1996). Dalarnas bottenmorfologi är dock inte alltid känd, eftersom dalbottenarna ofta innehåller sediment som avlagrats efter erosionen.

En huvudfråga när det gäller tunneldalarnas bildningssätt är om de uppstått snabbt i samband med katastrofartade tömningar, eller genom långsammare erosionsförlopp. En fråga är också om tunneldalen bildats av en stor smältvattenström, som samtidigt fyllt hela dalformen eller om dalgången uteroderats av en betydligt mindre subglacial ström, som successivt förflyttats i sidled (figur 7). Om strömmen fungerat som en enda stor kanal används ibland termen tunnelkanal istället för tunneldal (Mooers 1989).



Figur 7. Genomskärningar som visar bildningen av olika typer av dalformationer skapade av subglaciala flöden i berggrund. A) Subglacialt smältvatten fyller tunneln helt och eroderar fram en tunneldal. B) Tunneldalen eroderas successivt av ett mindre vattenflöde, som endast fyller upp delar av tunneln (Clayton et al 1999).

Många menar att tunneldalarna har bildats i samband med katastrofartade tappningar av subglacialt uppdämt vatten, där hela tunneldalsystemet bildas samtidigt. Enligt Wright (1973) dämdes smältvatten under isen av en yttre bottenfrusen zon, som hindrade dränering ut mot iskanten. I samband med isavsmältningen, bröt vattnet igenom den yttre zonen och tappades som ett jökulhlaup. Van Dijke & Veldkamp (1996) tolkar dalarna som resultatet av en relativt snabb och kontinuerlig ökning av temperaturen, med ökad smältvattentillförsel i istäckets ytterområde som följd. De betraktar inte tunneldalarna som isolerade former, utan pekar på att de ofta är sammanbundna och visar ett dendritiskt nätverksmönster. Enligt Piotrowski (1997), som studerat tunneldalar i området söder om Östersjön, har tunneldalar bildats i samband med ett skifte av dräneringssystemet från en spridd subglacial dränering, med höga porvattentryck, till en mer effektiv dräneringsmekanism i form av tunneldalar, som varit kapabla att uttömma subglacialt uppdämt smältvatten. Dalarna har utbildats i områden där underlaget är mycket finkornigt och den subglaciala bäddens permeabilitet därför varit låg.

Smed (1995a,b), som diskuterat tunneldalar i Danmark, har uppfattningen att tunneldalarna bildats successivt. Den eroderande tunneln sträckte sig inte över hela den nuvarande dalens bredd, utan var betydligt mindre och förflyttade sig allteftersom. Vidare anser han att tunneldalar bildas under isens framryckningsfas, då isranden är brant och därmed har tätliggande ekvipotentialytor, med resultatet att smältvattnet flödar fort. Cofaigh (1996) beskriver en teori om hur tunneldalar kan bildas tidstransgressivt, genom en tillbakagripande process vid eller nära iskanten, i samband med att supraglacialt smältvatten störtar ner mot glaciärens underlag.

De beskrivna teorierna visar att det inte finns någon samstämmighet i uppfattningen om tunneldalarnas bildningssätt. Teorierna är kopplade till olika typer av vattenföring och subglacial hydrologi med långsamma eller snabba erosionförlopp. De flesta har dock uppfattningen att dalarna bildats i samband med dränering av subglacialt uppdämt vatten och att den generella orienteringen på smältvattenkanalerna ger en indikation på isytans lutning och därmed också isens generella rörelseriktning (Price 1973).

3. METOD

Arbetets två delar innefattar olika arbetsmetoder. Den del som behandlar studieområdets geomorfologi innefattar fjärranalys och sk hillshade-analyser i GIS-miljö. Den sedimentologiska delen beskriver tillvägagångssättet i fält, samt de laborationsanalyser som genomförts. En viss metoddiskussion förs parallellt med metodbeskrivningarna.

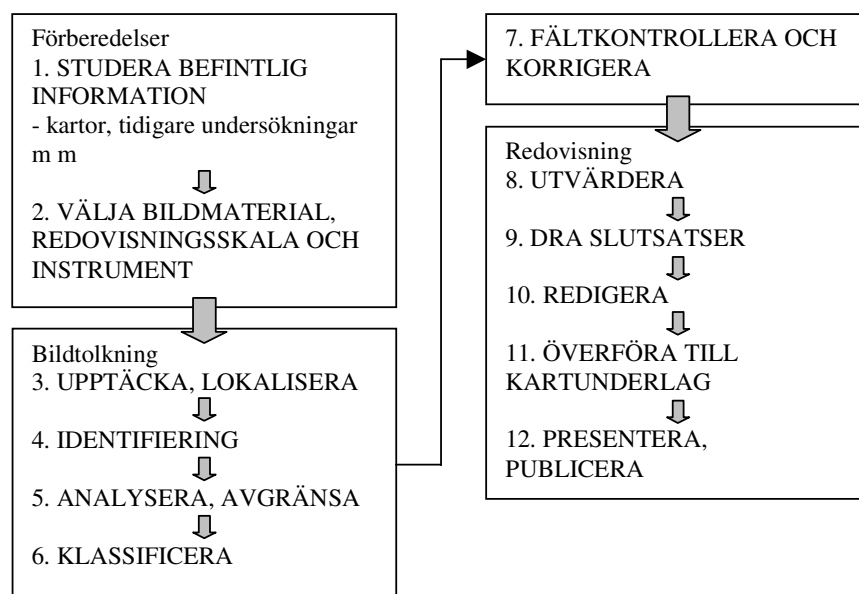
3.1 Geomorfologiska metoder

När det gäller valet av metoder för att framställa kartmaterialet, valdes enkla och för oss välkända metoder. Det material som användes för att lösa uppgifterna var dessutom lättillgängligt och eftersom resurserna inför ett examensarbete är begränsade, gjordes inga försök att ytterligare utveckla metoderna.

En geomorfologisk karta skapades med hjälp av fjärranalys. För att förtydliga kartan gjordes även reliefkartor med hillshade-analys över studieområdet.

3.1.1 Fjärranalys

En schematisk sammanställning av de olika arbetsstegen vid bildtolkningen presenteras i figur 8. Den geomorfologiska kartan visar positiva respektive negativa landformer kopplade till isälvsprocesser. De isälvsavlagringar som inte har någon relief, gick inte att se i flygbilderna och presenteras därför inte på kartan.



Figur 8. Schematisk redovisning av arbetsgången vid flygbildstolkning, modifierad efter Wastenson (1993).

Innan fjärranalysstudien började, studerades ett flertal tillgängliga kartor (jordartskartan, topografiska kartan samt Skånska rekognoseringskartan över området), för att få en uppfattning om områdets karaktär. Från de tre, för studieområdet, aktuella kommunerna erhöles flygbilder över respektive kommun. Eftersom området utgörs av tre olika kommuner finns inte flygbilderna samlade på en och samma plats, utan varje kommun har sin uppsättning. Detta innebär att kvalitén på bilderna, när det gäller skala, årgång och filmtyp, varierar. Viss komplettering av flygbildsmaterialet utfördes vid Lantmäteriet i Malmö och vid Metria i Kristianstad. Huvuddelen av flygbilderna hade skala 1:30 000. De flygbilder som avvek från denna skala valdes bort, eftersom graden av detaljer skilde. Isälvsavlagringar utan relief i förhållande till omgivande landskap, karterades ej. Fältobservationer gjordes för att kontrollera att flygbildstolkningen stämde överens med verkligheten. Flygbildstolkningarna sattes samman till tre större kartor, vars innehåll representerade Ystads, Tomelillas och Simrishamns kommuner. För att underlätta sammanfogning till en enhetlig karta, markerades även en del vägar och vattendrag i samtliga tolkningsbilder. Med hjälp av topografiska kartan (gröna kartan) identifierades koordinater på respektive karta, för att sedan kunna knyta kartorna digitalt till ett koordinatsystem.

Vid fjärranalysen användes geometriskt okorrigerade flygbilder. Höjdskillnader, som förekommer frekvent i studieområdet, leder till ett större geometriskt fel. En del av formelementen överlappade varandra, dock utan att passa ihop. Detta löstes genom att de anpassades till varandra på den gemensamma kartan.

En positiv effekt som dragits nytta av vid flygbildstolkningen är förhöjningsfaktorn, vilken gör att vertikalskalan uppfattas större än horisontalskalan. Detta ger upphov till att formelementen framträder bättre och på så sätt underlättas tolkningen. En av de negativa effekter som måste beaktas, är centralprojektionens avskärmningseffekt, som gör att vissa delar av markytan avskärmas från stereobetraktande. Vid studerandet av landskap som domineras av barmark, finns det emellertid normalt så pass många identiska markpunkter i bildparet, att helhetsintrycket blir tredimensionellt (Wastenson 1993). Detaljgraden i tolkningen skulle kunna ha förbättrats om fotona varit tagna på lägre flyghöjd. Detta hade emellertid lett till ett större geometriskt fel, om centralprojektionens beaktas.

De tolkade kartorna över de olika delområdena skannades inför vidare analys. För att kunna göra GIS-analyser, rektifierades och geokodades det nu digitala materialet. Erosionsformer, isälvsformer, vattendrag och kustlinje skärmdigitaliserades i ArcView (ESRI, Kalifornien, USA). Eftersom det förekom geometriska fel korrigerades dessa genom att ett antal orthofoto hämtades från Digitala Kartbiblioteket (Lantmäteriet), för att användas som bakgrund vid korrigerings med gummidukstransformation (polynomtransformation). Den geometriska korrigeringen utfördes i programvaran ArcGIS (ESRI, Kalifornien, USA), där de karterade vattendragen och kustlinjen fungerade som referens. De digitaliserade vattendragen och kustlinjen plockades därefter bort, för att ersättas av översiktskartans (röda kartan) respektive. Eftersom syftet med den slutligiltiga kartan framför allt var en visualisering av områdets erosiva och ackumulativa geomorfologiska former och att samanlys med annan geografisk information inte skulle göras, valdes en enklare metod, jämfört med orthorektifiering, för geometrisk korrigerings. Detta innebär att kartans användningsområden blivit mycket begränsade, då inte alla isälvsavlagringar karterats, utan endast de med positiv eller negativ relief. En kartering av alla isälvsavlagringar i studieområdet, hade snarare resulterat i en återgivning av jordartskartans isälvsavlagringar, vilket inte var önskvärt.

3.1.2 Hillshade-analys

Eftersom den geomorfologiska kartan är subjektiv, fanns en önskan om att åstadkomma ett objektivt perspektiv av topografin i studieområdet. Detta uppnåddes genom att skapa reliefkartor i ArcGIS (ESRI, Kalifornien, USA). Data som användes var höjddata (DEM) över Skåne, med en upplösning på 50 m (kursdata från Institutionen för Naturgeografi och Ekosystemanalys, Lunds Universitet). Flera hillshade-analys med olika azimut och altitud, genomfördes på DEM:en. Därefter valdes två analysresultat ut, som ansågs uppvisa studieområdets olika särdrag i geomorfologin på bäst sätt. För att kunna jämföra den geomorfologiska kartan med reliefkartorna, användes reliefkartorna som bakgrund till den geomorfologiska kartan.

En viss grad av subjektivitet finns emellertid även i reliefkartorna, eftersom landskapets topografi återges olika beroende på ljuskällans azimut- och altitudvinkel. Även om ett stort antal projektioner genomfördes, kan det förekomma vinklar som eventuellt hade åskådliggjort landskapet på ett bättre sätt.

3.2 Sedimentologiska metoder

För att komplettera den geomorfologiska kartan och reliefkartorna, utfördes sedimentologiska undersökningar i två av åsformationerna i studieområdet. Dessa innefattar två delar, en som beskriver metoden för fältarbetet och en som behandlar arbetet i laboratoriet.

3.2.1 Fältarbete

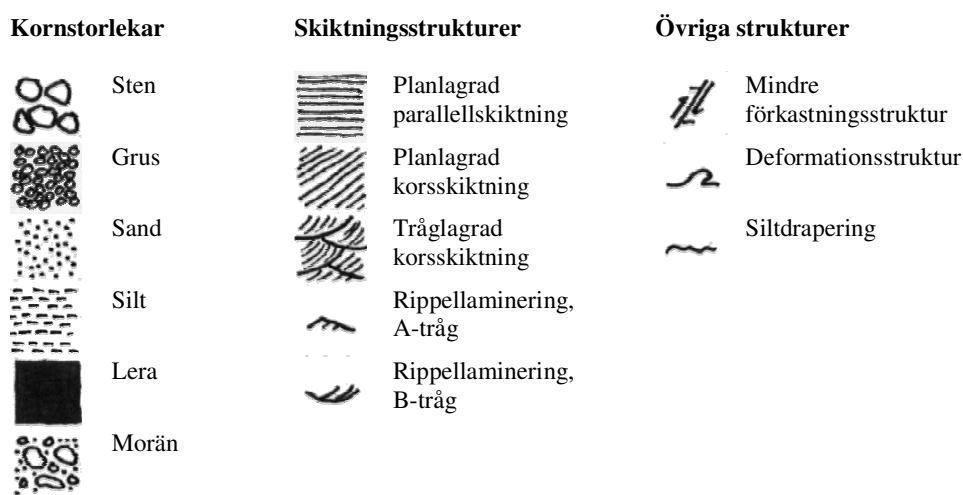
Det sedimentologiska fältarbetet utfördes genom att rensa och frilägga tre skärningar i Käsebergaåsen och en i Hörupsåsen. När ett avsnitt i en skärning var frilagd från växtlighet och rasmaterial, gjordes en logg av denna. Figur 9 visar legenden till loggarna. Symbolerna som förekommer kombineras för att få en tydligare bild av sedimentet. Under loggningen utfördes olika dokumentationstekniker, såsom litofaciesklassifikation (modifierat efter Miall 1996), inmätning av paleoströmriktningar samt fotografering. I loggen anges: litologi; huvudsakliga karakteristiska samt primära och sekundära sedimentära strukturer; litofacieskod; maxpartikelstorlek (se tabell 2); riktningselement samt prov och figurnummer. De enskilda lagren namngavs initialt i fält, baserat på den visuella uppfattningen av kornstorleken. Dessutom togs ett antal prover för vidare analys i laboratorium.

Jordprovernas storlek anpassades efter materialets kornstorlek. Ju större kornstorlek desto större provmängd togs (Benn & Evans 2004). Emellertid krävs vid mycket grovkorniga jordarter prover av sådan storlek, att detta inte hade varit hanterbart. När kornstorleken ökar till grusstorlek, blir provmängden mer betydelsefull. För att kunna samla tillräckligt många, individuella korn för att få ett meningsfullt och tillförlitligt prov, ökar den krävda provstorleken snabbt. Dessutom måste provstorleken ytterligare ökas, om sedimentet är osorterat. Insamling av stora materialvolym är svårt och tidsödande. Rekommendationer om lämplig provstorlek, gör gällande att provet bör innefatta 100 partiklar i varje halv-phi storleksklass för att producera ett statistiskt stabilt resultat och upprepningsbara uppskattningar av distributionsegenskaperna. Detta motsvarar att massan av den största partikeln ska motsvara 0,1 % av den totala provvikten, vilket snabbt leder till stora och, i vårt fall, ohanterbara provmängder (Benn & Evans 2004).

En mer tillfredsställande bild av åsarnas stratigrafi hade uppnåtts genom att logga fler skärningar. När det gäller Hörupsåsen, var det stora svårigheter att hitta lämpliga skärningar för ändamålet. De flesta grustag, som markerats i kartmaterialet och utgjorde passande lokaler, var igenlagda och utnyttjades som betes- eller jordbruksmark. Ytterligare felkällor som kan förekomma, är skillnader i arbetssättet vid inmätningen av paleoströmriktningar i de korsskiktade lagren och de tredimensionella partikelorienteringsanalyserna.

Tabell 2. Indelning av maxpartikelstorlek.

Storleksgrupp:	Intervall (cm):
A	2 - 6
B	6 - 10
C	10 - 15
D	15 - 20
E	20 - 30
F	30 - 40



Figur 9. Legend med förklaringar till de symboler som förekommer i loggarna.

3.2.1.1 Litofaciesklassifikation

Lagren litofaciesklassificerades med hänsyn till sedimentens texturella och strukturella egenskaper. Koderna för olika litofacies kan studeras i tabell 3 med utförligare beskrivningar i bilaga 1 (modifierat efter Miall 1996). De dominerande kornstorlekarna representeras av förkortningarna St=sten, G=grus, S=sand, Si=Silt, L=lera för sorterade sediment och D=diamikt för osorterade, diamikta sediment. Tillkommande gemen/-er i facieskoden indikerar andra karakteristiska texturella eller strukturella egenskaper.

Litofaciesklassifikationen utgör en omdiskuterad del i examensarbetet. Klassificeringen baseras på andra forskares undersökningar och måste därför modifieras så att den främjar ändamålet, vilket också gjorts. Det är troligt att en del företeelser har förbisetts eller övertolkats.

Det är inte alla forskare som instämmer med användandet av förbestämda litofaciesscheman. Risken vid användningen av dessa, är att det kan leda till en okritisk tillämpning, där viktiga detaljer och nya observationer av depositioner och strukturer som skiljer sig från standarden kan förloras. Detta har undgåts genom att modifiera schemat efter att de sedimentologiska undersökningarna slutförts.

3.2.1.2 Paleoströmanalys

Inmätning av paleoströmriktningar i korsskiktade lager gjordes med hjälp av en kompass med klinometer, där foreslutningen mättes nedströms. De enskilda lagrens stupning och strykning redovisas som riktningselement i loggarna. Ett medelvärde beräknades för att statistiskt, m h a egenvektorer och egenvärden, avgöra om det fanns en prefererad orientering för hela loggningssekvensen.

Tredimensionell partikelorienteringsanalys utfördes på klaster genom att försiktigt exponera dessa med hjälp av spatel och kniv. Klaster som valdes ut hade ett längd/breddindex $\geq 1,5:1,0$. För lämpliga klaster mättes sedan strykning och stupning för A- respektive B-axlarna samt de tre axlarnas (A-, B- och C-) längd med hjälp av en kompass med klinometer. Enligt Johansson (1963) är 50 uppmätta klaster tillräckligt för att få statistisk relevans i sediment med uppenbara tecken på prefererad orientering. Därför mättes 50 klaster vid vart och ett av de tre undersökningsområdena. Statistik i form av egenvektorer (V) och egenvärden (S) beräknades sedan, och redovisas som stereogram i loggarna. Egenvektorer utgörs av medelvärdena för riktningen på de inmätta elementen. Egenvärden (styrkevärden) redovisar styrkan för varje riktningsektor. Detta innebär att om ett stort antal inmätningpunkter innehar en likartad riktning (egenvektor), blir det sammanlagda styrkevärdet högt (Benn & Evans 2004).

3.2.1.3 Fotografering

Fotografier togs löpande i skärningarna, dels för att dokumentera skärningen, dels för att kunna gå tillbaka till intressanta eller svårtolkade avsnitt. En del av dessa visas i samband med beskrivningarna av loggarna.

Tabell 3. Litofacieskoder med förklaring (modifierat efter Miall 1996).

StGcm	Klasterstött massivt eller diffust skiktat stenigt grus	Sr(At)	Rippellaminerad sand med tråglagrade korsskiktade A-rippllar
StGmm	Matrixstött massivt stenigt grus	Sr(B)	Rippellaminerad sand med B-rippllar
Gmm	Matrixstött massivt grus	SiSr(At)	Rippellaminerad siltig sand med tråglagrade korsskiktade A-rippllar
GSmm	Matrixstödd massiv grusig sand	Sim	Massiv silt
GSpp	Planlagrad grusig sand med parallellskiktning	Sil	Planlaminerad silt
GSpc	Planlagrad grusig sand med korsskiktning	Sil(def)	Planlaminerad deformerad silt
GStc	Tråglagrad grusig sand med korsskiktning	Sir(At)	Rippellaminerad silt med trågorsskiktade A-rippllar
Sm	Massiv sand	Sir(B)	Rippellaminerad silt med B-rippllar
Spp	Planlagrad sand med parallellskiktning	Lm	Massiv lera
Spp(def)	Planlagrad deformerad sand med parallellskiktning	Lm(def)	Massiv deformerad lera
Spc	Planlagrad sand med korsskiktning	Li	Planlaminerad lera
Stc	Tråglagrad sand med korsskiktning	D(GS)mm	Grusig sandig matrixstödd massiv diamikt
Sd	Draperad laminerad sand	D(S)ms	Sandig matrixstödd stratifierad diamikt

3.2.2 Laborationsarbete

På de prover som togs i skärningarna gjordes kornstorleksanalys, bergartsanalys samt hydrometeranalys. Dessa utfördes i överensstämmelse med de anvisningar som beskrivs av Garcia Ambrosiani (1995).

Om det är genomförbart, bör provtagning alltid upprepas så att eventuella provtagningsfel kan uteslutas. Liksom för fältarbetet, påverkar individualiteten laborationsresultaten, t ex kan partiklar vid bergartsanalysen bedömas olika och därmed tilldelas olika namn. Även avläsningen av diverse instrument kan skilja från person till person. Dessa skillnader anses dock vara försumbara. Om analyserna hade haft ett annat syfte, som att noggrant studera varje enskilt lager i åsarna, hade detta haft större betydelse.

3.2.2.1 Kornstorleksanalys

I en jord har partiklarnas storlek (se tabell 4) och procentuella fördelning inverkan på sedimentets fysikaliska egenskaper, men även på dess strukturella uppbyggnad och utgör därmed en viktig funktion vid tolkningen av dessa. Efter en kornstorleksanalys, där de ingående fraktionernas andel bestäms, kan en noggrannare namngivning av jordarten ske.

Tabell 4. Fraktionsgränser för jordarter enligt Svenska geotekniska föreningens laboratoriekommitté 1981 (Karlsson & Hansbo 1992).

<i>Jordart:</i>	<i>Fraktionsgräns (mm):</i>
Block	600 -
Sten	60 - 600
Grovsten	200 - 600
Mellansten	60 - 200
Grus	2 - 60
Grovgrus	20 - 60
Mellangrus	6 - 20
Fingrus	2 - 6
Sand	0,06 - 2
Grovsand	0,6 - 2
Mellansand	0,2 - 0,6
Finsand	0,06 - 0,2
Silt	0,002 - 0,06
Grovsilt	0,02 - 0,06
Mellansilt	0,006 - 0,02
Finsilt	0,002 - 0,006
Ler	- 0,002

Siktanalys

Siktanalys innebär att ett jordprov genom skakning får passera genom en serie trådnätssikt med gradvis minskande öppningar av känd storlek. Partikelns diameter antas motsvara hålets maskvidd. Siktanalys utförs på den del av provmaterialat som är <22,5 och >0,063 mm, utanför dessa gränser gäller inte siktanalysens resultat. Utifrån de olika delvikterna, ritas slutligen en kumulativ kornfördelningskurva, som genom beräkning med Trasks formler ger medelkornstorlek, sorteringskoefficient samt ojämnikornigheten (Tucker 1991). Sorteringskoefficienten delas sedan upp i osorterad, ofullständigt sorterad samt sorterad (se tabell 5).

Tabell 5. Indelning av jordarter i grupper baserade på sorteringskoefficient och ojämnkornighet (Tucker 1991).

	Sorteringskoefficienten	Ojämnkornigheten
Sorterade (jämnkorniga) jordarter	<2,5	<5
Ofullständigt sorterade (tämligen jämnkorniga) jordarter	2,5 – 3,5	5 – 15
Osorterade (ojämnkorniga) jordarter (vanligen morän)	>3,5	>15

Hydrometeranalys

Kornfördelningen för materialet 0,063 – 0,001 mm bestäms med hydrometeranalys. Denna metod bygger på att partiklarna i en vätskesuspension sjunker olika snabbt beroende på storlek. Hydrometeranalys utfördes på de i fält tagna, leriga proverna, samt på de prover från kornstorleksanalysen, där det visat sig finnas mycket fint material. För att omvandla hydrometeranalysens resultat, g/ml, till kornstorlekar, användes ett s k nomogram, som är specifikt för varje hydrometer. Efter omvandlingen fördes resultaten in i en kumulativ kornfördelningskurva.

3.2.2.2 Bergartsanalys

För bergartsanalys (grusräkning) togs det i samband med kornstorleksanalysen material från siktarna med storlek $-2,5\phi$, -2ϕ och -3ϕ . $-2,5\phi$ var det egentliga analysprovet, medan de två andra var reservmaterial om antalet klaster skulle vara för få (minimum 200-300). Själva bergartsanalysen gjordes dels visuellt, dels med hjälp av saltsyra (för test av kalkstenar). För att underlätta den visuella tolkningen användes ett mikroskop. De i provet ingående bergartstyperna identifierades och antalet, samt den procentuella fördelningen, fördes in i ett protokoll, varefter diagram skapades för att visualisera fördelningen. De bergartstyper som urskiljdes var urberg, sandsten, kalksten, skiffer och alunskiffer. Härvid indelades även bergartsgrupperna i bergartsanalysen i dessa klasser med ytterligare en klass, övrigt, för oidentifierbara partiklar.

4. RESULTAT

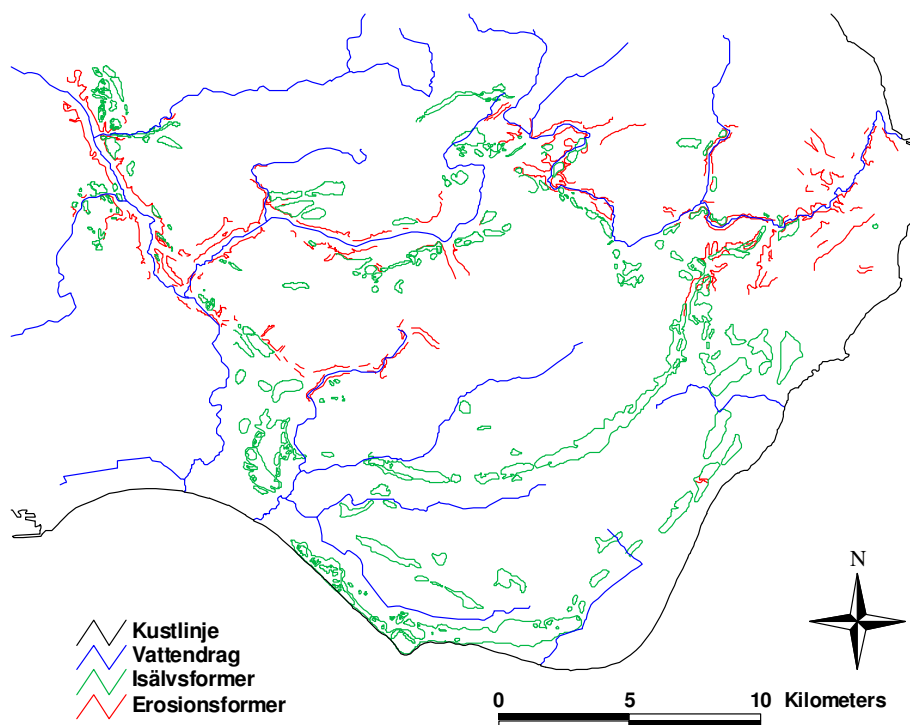
Resultatkapitlet är uppdelat i två huvudområden, vilka utgörs av en geomorfologisk och en sedimentologisk del. I den geomorfologiska delen presenteras det framställda kartmaterialet samt en klassificering av de i studieområdet förekommande landformerna, utbildade av smältvattnets erosiva och ackumulativa verkan. En tillbakablick på kartan i figur 1 kan vara till hjälp för orienteringen vid beskrivningen av landformerna. Den sedimentologiska delen utgörs av resultatet samt tolkningen av det loggningsarbete som utförts i Kåsebergaåsen och Hörupsåsen.

4.1 Geomorfologi

I den geomorfologiska kartan (figur 10) kan två huvudområden urskiljas, ett i den norra delen, där erosionsformer dominerar och ett i den södra delen, där ackumulationsformer framträder starkast. Reliefkartorna (figur 11 a och b) uppvisar tydliga dräneringssystem och även dessa uppvisar skillnader mellan området i norr respektive söder. Jordartskartorna, de framställda kartorna samt fältobservationer, leder tillsammans fram till en klassificering av de ackumulativa åsformerna och de erosiva dalformerna. För att erhålla en objektiv jämförelse av den geomorfologiska kartan, samt för att skilja upphöjda isälvsavlagringar från annan positiv relief, lades reliefkartorna som bakgrund till den geomorfologiska kartan (figur 12a och b).

4.1.1 Fjärranalys

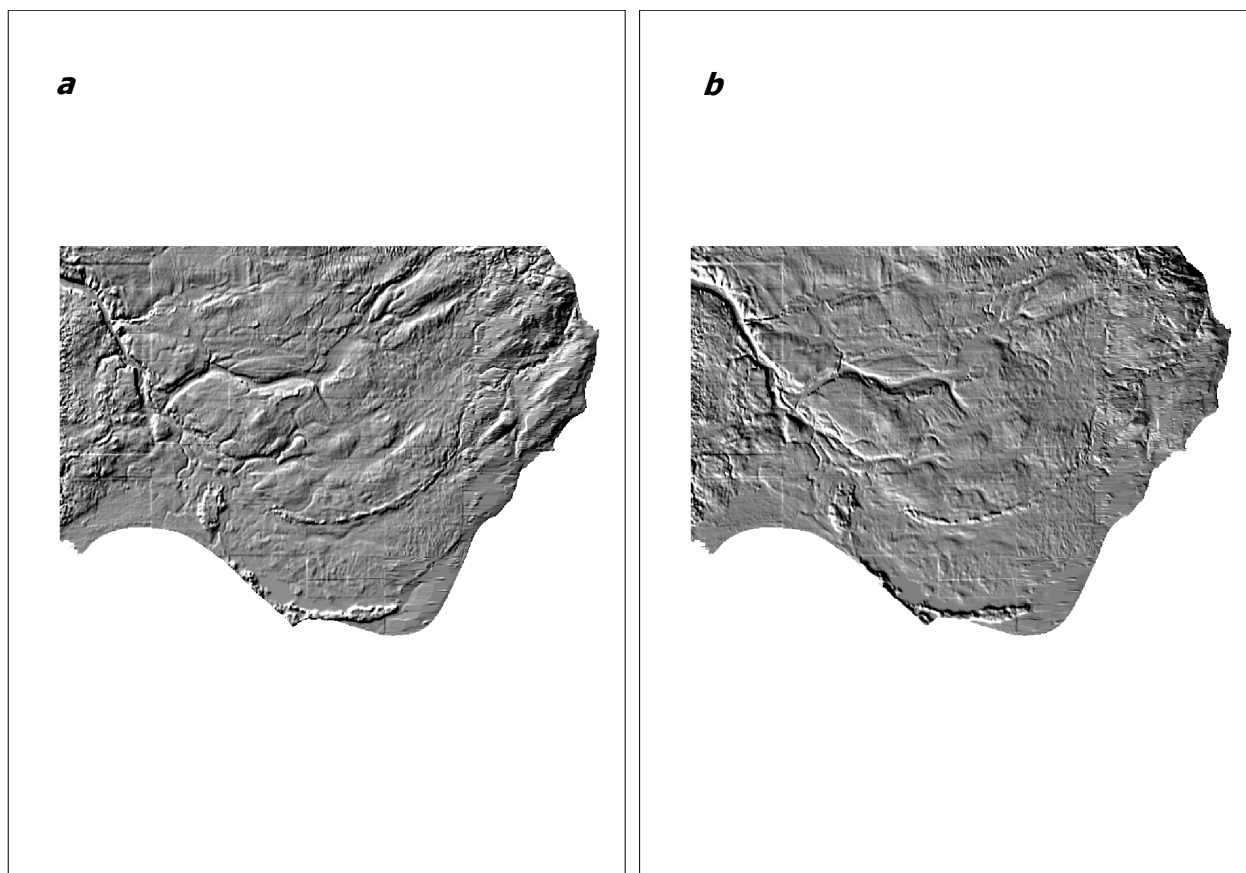
Ett utmärkande drag som framgår i den geomorfologiska kartan (figur 10) är de skillnader som kan ses i stormorfologin, med stora kontinuerliga ackumulationsformer i söder och ett mer eller mindre sammanhängande erosivt dräneringssystem i norr. Dessutom syns ett tydligt samband mellan de två olika formelementen, vilka konvergerar i väst.



Figur 10. Geomorfologisk karta som visar studieområdet i sydöstra Skånes positiva respektive negativa glacifluviala formeklement.

4.1.2 Hillshade-analys

Hillshade-analyserna (figur 11 a och b) framställer landskapet på ett annat sätt än den geomorfologiska kartan, då alla landskapets formelement framträder. Även dessa uppvisar tydliga dräneringssystem och morfologiska skillnader mellan området i norr respektive i söder.



Figur 11a och b. Reliefkartor över SO Skåne a) Azimut: 315° Altitud: 45°, b) Azimut: 225° Altitud: 45°.

4.1.3 Sammanlagring

Vid sammanslagningen av den geomorfologiska kartan och reliefkartorna (figur 12 a och b) framträder en mer komplett bild av dräneringssystemet i studieområdet. Isälvsavlagringar med positiv relief skiljs ut från andra upphöjda former. Därtill uppträder det tydligare hur området skiftar karaktär från söder till norr.

De norra delarna kännetecknas av ett uppbrutet landskap med ett flertal erosionsdalar och mindre, positiva former av glacifluvium. Jorddjupet i området är mindre än 10 m (Daniel 1986) och berggrunden ligger därmed nära och kan till viss del förmodas påverka ytformerna. I söder utbreder sig, i ett för övrigt relativt plant landskap, några större höjdparter i form av ryggar och kullformationer.

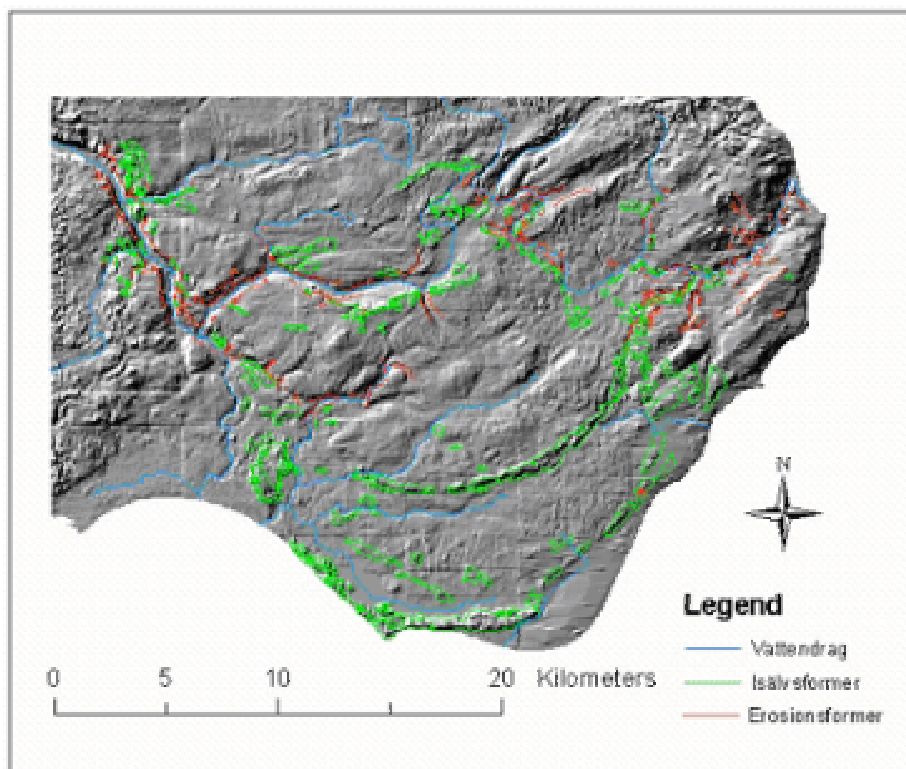
Sambandet mellan de olika formelementen i studieområdet syns tydligt i kartorna. Åsarna i den södra delen konvergerar mot Fyledalen, som är en erosionsdal. Särskilt är denna företeelse utmärkande för Hörupsåsen, som både i öster och väster övergår i dalformationer, vilket är tydligt i reliefkartorna. Förbindelsen till Fyledalssystemet visar sig bäst i figur 12b, medan figur 12a istället illustrerar sambandet med det östra dalsystemet, Tommarpsdalen.

De mest markanta glacifluviala avlagringarna representeras av Hörupsåsen och Kåsebergaåsen, båda med en sträckning parallell med kustlinjen. Köpinge backar utgör en ansevärd oregelbunden kullformation i väster. I övrigt förekommer det i hela området mindre former, dels utdragna, dels mer kullformiga. Åsarnas utseende varierar från markanta getryggar till breda och långsträckta ryggar med plan överyta. De flesta glacifluviala positiva formerna i norr utgörs av jämförelsevis mindre, utdragna ryggar, ca 100-200 m långa och 20-50 m breda, och är belägna i nära anslutning till och i samma utsträckning som dalarna. Det förekommer även mindre kullformer, vilka också finns i dalarnas närhet.

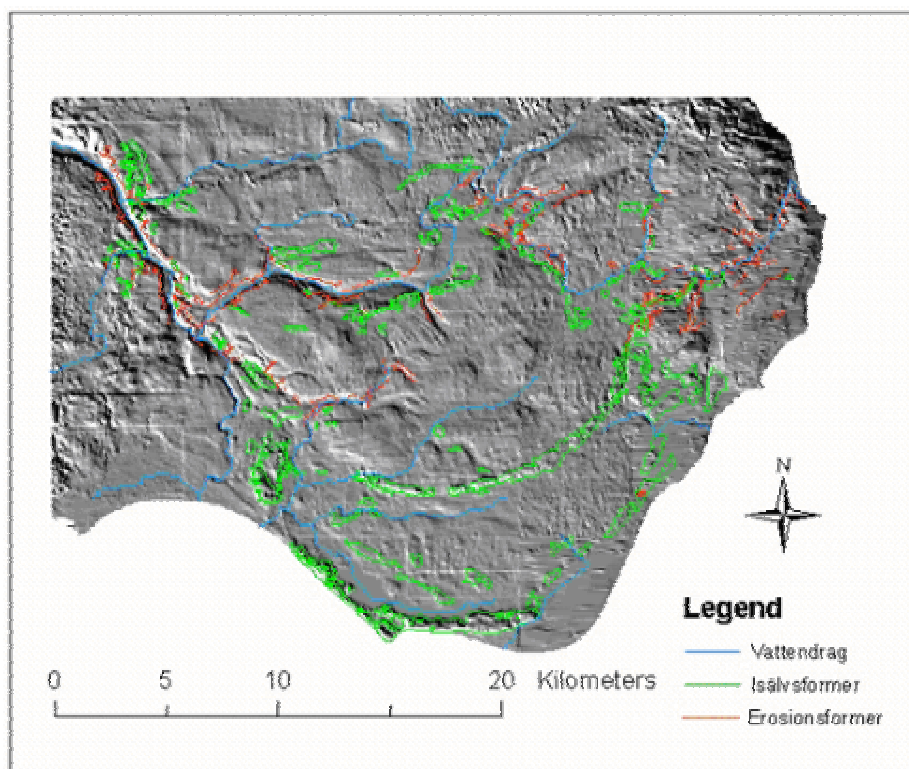
Inom hela studieområdet urskiljs fyra kategorier av ackumulativa former: stora, kontinuerliga åsformer; upphöjda plåtåmråden; kulliga områden; samt mindre, flacka och oregelbundna ryggformer. De stora kontinuerliga åsformerna utgörs av Kåsebergaåsen och Hörupsåsen, belägna i södra delen av det studerade området. Köpinge backar och Örup-Benestad fältet tillhör kategorin upphöjda plåtåmråden. Kulliga områden finns i västra delarna. De mindre flacka och oregelbundna ryggformerna förekommer huvudsakligen i de centrala delarna.

Dalarna i området varierar från recenta, mindre strukturer helt fyllda med vatten, till kvartära, större former utskurna i berggrunden. De senare är ofta breda och djupa och har alla ett mindre vattendrag på botten, slingrande på så sätt att det inte följer dalens stormorfologi och anses därmed inte ha något samband med dess uppkomst. Dessa formationer, med distinkta matande bidalar, återfinns i norr och nordväst. Ett större system av flacka bidalar av varierande storlek sträcker sig från de centrala delarna mot väster. Ett mindre bidalssystem återfinns i samma område. Även kombinerade bildningar återfinns i studieområdet, främst i nordost. Dessa byggs upp dels av recenta, dels av glaciala fragment. De åar som kan ses idag, har alla uppstått efter inlandsisens avsmältning och då delvis utnyttjat de dalstråk som redan fanns (Lidmar-Bergström & Schlyter 1999).

De kategorier av erosiva former som finns i studieområdet omfattas av: stora huvuddalar; flacka, trågformade bidalar; branta, djupa bidalar; samt spridda dalstråk. Fyledalen och Ullstorpsdalen utgör gruppen av stora huvuddalar. De flacka, trågformade bidalarna består av Tosterupssystemet samt ett mindre bidalssystem, vilket matar Ullstorpsdalen, med Öståkradalen som mest utmärkande. De branta och djupa bidalarna, Ramsåsdalen och Kulledalen, som matar Fyledalen bildar ytterligare en kategori. Järrestadsdalen, Tommarpsdalen, Vallbydalen och Nybroådalen genererar klassen spridda dalstråk.



Figur 12a. Överlagring av reliefkartor och den geomorfologiska kartan. Azimut: 315°
Altitud: 45°.



Figur 12b. Överlagring av reliefkartor och den geomorfologiska kartan. Azimut: 225°
Altitud: 45°.

4.1.4 Klassificering och beskrivning av ackumulationsformer

För att få en bättre bild över studieområdets ackumulationsformer, delas dessa in olika kategorier (tabell 6). Kategorierna baseras på bildningarnas utseende och form.

Tabell 6. Klassificering av studieområdets ackumulationsformer.

<i>Kategori:</i>	<i>Beskrivning:</i>
Stora, kontinuerliga åsformer	<ul style="list-style-type: none">• Landskapet längs med sydkusten domineras av Kåsebergaåsen, en isälvsavlagring omkring 15 km lång.• Hörupsåsen sträcker sig i en bågform, som i norra delen bryts upp till mindre fragment.
Upphöjda plataområden	<ul style="list-style-type: none">• Köpinge backar framträder som ett oregelbundet höjdområde i studieområdets västra del.• Örup-Benestad fältet, området mellan Ullstorpsdalen och Fyledalen.
Kulliga områden	<ul style="list-style-type: none">• Ett uppbrutet, kulligt landskap som omger Fyledalen.
Mindre, flacka och oregelbundna ryggformer	<ul style="list-style-type: none">• Uppbrutna isälvsavlagringar förekommer i den nordöstra delen av studieområdet mellan Hagestad och Örnahusen.• Mellan Kåsebergaåsen och Hörupsåsen förekommer svaga ryggformade avlagringar i en för övrigt ganska plan omgivning, Vallebergaåsarna.• Mer eller mindre långsträckta former som kringgärdar Ullstorpsdalen.• Området runt Herrestadsåsen omfattas av mer eller mindre kulliga former• Några flacka isälvsavlagringar vid kusten i närheten av Skillinge.

4.1.4.1 Stora, kontinuerliga åsformer

Kåsebergaåsen (figur 13) utgör en av de stora, kontinuerliga åsformerna och sträcker sig längs med Skånes sydkust, i öst-västlig riktning, från Kabusaåns mynning och vidare 13 km mot sydöst och öst. Från startpunkten vid Kabusaån och fram till Löderups strandbad, utgör den ett unikt avsnitt av Sveriges kustremsa, eftersom det endast är här som en ås bildar kustlinje. Framför den sista sträckan i öster, har Sandhammarens strandvalls- och dynslätter bildats i postglacial tid (Åberg 1960).



Figur 13. Kåsebergaåsen, hamnen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Åsen består av en västlig del, Hammars backar, och en östlig del, som utgörs av Kåsebergaåsen. Mellan de två åsdelarna finns ett smalt, något lägre parti, som utgörs av små kullar (figur 14) (Daniel 1986).



Figur 14. Parti av mindre kullar i Kåsebergaåsen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Kåsebergaåsens absoluta höjd ligger i huvudsak mellan 20 – 40 m ö h, vilket innebär att från en sockel på ca 20 m ö h höjer sig kullar och massiv av växlande form och utsträckning (Åberg 1960). Hela den sydliga branten av åsen, bortsett från de västligaste delarna av Hammars backar, har påverkats starkt av havets erosion, vilket gjort den mycket brant. Troligtvis saknas en stor del av åsen på grund av denna erosion. Kåsebergaåsen (inkl Hammars backar) når så högt som 39 m ö h vid sin högsta punkt. Överytan är i stort sett plan, men tydliga dödisformer med dödisgröpar och iskontaktbranter finns utmed hela åsen. På åsens högsta delar finns även ett större antal ”fläckar” av morän (Daniel 1986).

Från och med Glemmingebro anses den andra stora kontinuerliga åsen, Hörupsåsen (figur 15), vara fullt utbildad och därifrån öster- och norrut, sträcker sig åsen till sydväst om Järrestad. Vid Borrby svänger den av mot nordost och får därigenom en mer nord-sydlig sträckning. Hörupsåsen har ett mycket skiftande utseende.



Figur 15. Hörupsåsen vid Hörups kyrka (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Mellan Glemmingebro och Borrby är Hörupsåsen 15 – 20 m hög och 200 – 400 m bred (Daniel 1986). Den domineras av breda, långsträckta platåer, emellanåt åtskiljda av mer åsliknande former. Vidare från Borrby till Järrestad är åsen getryggsformad, med endast ett par avbrott för bredare avsättningar. Strax väster om Hörup är åsens norra sida jämn till skillnad från den södra, som är uppbruten i ett ca 100 m brett bälte av kullar och ryggar med dödishålor emellan. I Borrby återfinns en stor dödishåla, vilken idag utnyttjas som idrottsplats. Nordost om Borrby består åsen av en enkel rygg, medan den mellan Glimminge och Ö Hoby domineras av jämna och vågformiga platåer och endast i sällsynta fall av ryggformer. Den typiska getryggsformen uppträder åter vid Vallby (figur 16). Längs stora delar av Hörupsåsen löper en flack dal, vilket är särskilt utmärkande i Vallby-området, där även viss erosion har inträffat och åsen verkar i samband med den vara avskuren i sin östra sida (Åberg 1960). Sydöst om Ö Tommarp utgår från åsen, på flera platser, sedimentansvällningar. Norra delarna av Hörupsåsen bryts upp till mindre formationer, vilka följer en på flygbilderna svårdefinierad dalform. Formerna här är starkt påverkade av den underliggande berggrunden (Daniel 1986). Längre än till Tommarpsån har Hörupsåsen inte kunnat följas.



Figur 16. Hörupsåsens nordliga delar, vid Vallby (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.1.4.2 Upphöjda plåtåområden

Köpinge backar (figur 17), beläget omkring 1 km öster om Köpingebro, är ett ca 1,5 km brett och ca 2 km långt kulligt område, vilket höjer sig upp mot 30 m över omgivningen. Flera dödisgröpar förekommer i de södra och norra delarna. Formationen har en tydlig avgränsning i öster, men däremot oskarpare i väster, där kanten är flikig och ojäm. Större moränområden finns på formationen (Daniel 1986).

Området mellan Ullstorpsdalen och Fyledalen utgörs av Örup – Benestad fältet, en triangelformad isälvsavlagring med grovkornigt material. Avlagringen skiljer sig från omgivande terräng p g a den blockrika ytan. Materialet utgörs huvudsakligen av skiffer som är kraftigt vittrat.



Figur 17. Den flikiga västra sidan av Köpingebackar (Foto: Florén & Ohlsson 2005)

4.1.4.3 Kulliga områden

Området omkring Fyledalen, väster och nordväst om Ramsåsa, samt området vid Kuledalen, utgörs av ett kuperat landskap med rundade kullar (figur 18). Dessa är generellt belägna väl avskiljda från varandra. Kullarna består huvudsakligen av sand, men silt- och lerlager har påträffats lokalt i kullarnas högre partier (Daniel 1986).



Figur 18. Landskapet norr om Fyledalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.1.4.4 Mindre, flacka och oregelbundna ryggformer

Studieområdet innefattar ett antal områden som domineras av små, oregelbundna och relativt flacka ryggformer. De uppbrutna, flacka isälvsavlagringarna, som sträcker sig i nordostlig riktning från Hagestad till Örnahusen, är mindre markanta i landskapet, men framgår tydligt i den geomorfologiska kartan. Avlagringarna, som domineras av sand och grus, har tolkats som ”glaciala strandbildningar”, men bildningssättet är tveksamt. Generellt blir avlagringarnas kornstorlek grövre längre mot nordost. Lerskifferhalten är mycket hög, vilket gör sedimenten leriga och därmed svåravgränsade mot omgivande morän (Daniel 1986).

Mellan Kåsebergaåsen och Hörupsåsen ligger några mindre, flacka, utsträckta ryggformer, Vallebergaåsarna. Den norra åsen har ingen direkt relief och visar sig därför inte på den geomorfologiska kartan. Den södra Vallebergaåsen är något lättare att avgränsa morfologiskt, men på grund av det stora antalet gravhögar är den ursprungliga formen förstörd. Dessa höjder är till stor del omgivna av postglacial sand, vilket försvårar avgränsningen ytterligare, eftersom isälvsavlagringen också domineras av sand. Förutom sand ingår även grus och varvig lera i åsarna och lagerföljden i avlagringarna har tolkats så, att kullarna är lertäckta åsar med ett skikt av utsvallad grus, sand och mo ovanpå leran (Daniel 1986).

Isälvsavlagringarna som omger Ullstorpsdalen är relativt flacka och utgörs huvudsakligen av sand i svagt kuperade fält. Emellertid förekommer vissa mer markerade ryggformer som till exempel mellan Karlsberg och Öståkra, där en hög, bred och mycket oregelbunden rygg har avlagrats på dalens södra sida (figur 19). Ryggen består av sand och grusig sand, dock är de högsta partierna blockförande och grusiga (Daniel 1986). Norr om dalen påträffas några flacka avsättningar med mellanliggande dalformer.



Figur 19. Större ryggform mellan Karlsberg och Öståkra, söder om Kverresta (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Mellan Hammenhög och Smedstorp ringlar Herrestadsåsen (figur 20) nästan parallellt med Tommarpsån/Komstadsån. Den kan endast delvis urskiljas morfologiskt och är blott ett par meter hög. Åsen, som på vissa ställen täcks av ett tunt lager moränlera består till största delen av omväxlande lager av grus och sand (Daniel 1986).



Figur 20. Herrestadsåsen strax norr om Ö. Herrestad (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Ett område med svårdefinierade isälvsavlagringar återfinns nära kusten vid Skillinge. Bildningarna är mer eller mindre utbredda och det är problematiskt att se ett samband mellan formerna sinsemellan. Morfologiskt ligger vissa av dem i nära relation till Hörupsåsen, medan övriga är mer sammanbundna till Kåsebergaåsen.

4.1.5 Klassificering och beskrivning av erosionsformer

Av de tidigare framförda klassificeringarna för erosionsformer, anses ingen kunna appliceras på formerna i detta område, eftersom dessa baseras på genes. Då inga analyser av stratigrafiska enheter genomförts i dalarna, kan inga slutsatser om genes dras. En indelning baserad på storlek och form utförs istället (se tabell 7).

Tabell 7: Klassificering av studieområdets erosionsformer.

Kategori:	Beskrivning:
Stora huvuddalar	<ul style="list-style-type: none">Fyledalen är en stor, bred dal, 500 m, med flat botten och ca 50 m höga, branta sidor. Berg i dagen förekommer frekvent. Utflöde via en mindre bäck, som slingrar sig oberoende av dalformen. Botten utgörs dels av betesmark, dels av jordbruksmark och sidorna är skogsbeklädda.Ullstorpsdalen är ca 500 m bred och ca 20 m djup, med flat botten och relativt branta sidor. Berg i dagen och korsande diabasgångar förekommer frekvent. Ett mindre utflöde slingrar sig oberoende av dalformen. Jordbruksmark dominerar i botten och betesmark på dalsidorna.
Flacka, trågformade bidalar	<ul style="list-style-type: none">Tosterupssystemet övergår i Fyledalen och utgörs huvudsakligen av en flack, relativt bred, 100 m, trågformig dal. Berg i dagen förekommer. Igenväxt utflöde oberoende av dalformen. Jordbruksmark i hela dalen.Öståkradalen är en flack, trågformad bidal, vilken matar Ullstorpsdalen. Inget utflöde förekommer och hela dalen utnyttjas som jordbruksmark.
Branta, djupa bidalar	<ul style="list-style-type: none">Kulledalen och Ramsåsadalen är ca 50 m djupa och 50 m breda bidalar som matar Fyledalen. Berg i dagen förekommer frekvent. Utflödena är delvis beroende av dalformen. Skog och betesmark dominerar markanvändningen.
Spridda dalstråk	<ul style="list-style-type: none">Dalarna är uppenbart påverkade av annan dränering än den nuvarande. Sträckor av dalarna är dock helt recenta. Berg i dagen kan förekomma. Utflödet dominerar helt eller delvis dalformen. I denna kategori finns de största vattenflödena. Varierande markanvändning, men jordbruksmark och betesmark dominerar.

4.1.5.1 Stora huvuddalar

I det aktuella området utgör Fyledalen och dess bidalar det mest framträdande dalstråket. Dalsystemet startar i söder via ett dendritiskt bidalssystem och mynnar så småningom ut i Vombsänkan. Fyledalen är en upp mot 500 m bred dal med branta sidor och en flat botten (figur 22). Dalen är upp emot 50 m djup och i allmänhet nerskuren i berggrunden, men stundtals även i glacifluvium. Dalen är sannolikt utfylld av 40 m kvartära sediment, främst morän. En djupare kanal har vid borrhningar upptäckts i sydöst, vilken är fylld med mer än 40 m grova sediment, som är äldre än moränen. Dalens subkvartära botten ligger på -30 m ö h (Lidmar-Bergström *et al* 1991). Dalens sidor är skogsbeklädda och i botten finns betesmark. Det rådande utflödet genom Fyledalen är mot sydöst, via en bäck, ca 10 m bred. Bäckens har i jämförelse med vid tiden för istiden ett retrovert flödesförlopp (Bergsten 1981). De två

största bidalarna utgörs av Ullstorpsdalen och Tosterupsdalen, vilka löper samman med Fyledalen vid Örup.



Figur 22. Fyledalens flata botten i nordlig riktning från Fylan (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

En annan stor dal som dominerar studieområdet är Ullstorpsdalen, vilken utgörs av en ca 500 m bred och ca 20 m djup dal med flat botten och relativt branta sidor (figur 23). Den norra dalsidan är jämt brant, medan den södra bryts upp i mer kullig terräng. Dalen är utskuren i berggrunden. Sidorna nyttjas huvudsakligen som betesmark, medan botten utgörs av jordbruksmark. Ett recent, 15 m brett, vattendrag rinner på dalens botten mot väster (figur 24). På ett flertal platser förekommer frilagda diabasgångar. Dalgången avslutas väster om Örup av en moräntäckt, triangelformad isälvsavlagring och har på grund av detta ingen tydlig morfologisk koppling till Fyledalen.



Figur 23. Västra delen av Ullstorpsdalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 24. Örupsån, vattendraget i Ullstorpsdalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.1.5.2 Flacka, trågformade bidalar

I bidalsystemen runt Tosterupsdalen (figur 25) och Öståkradalen (figur 26) utgörs terrängen av en jämn moränslätt. Dalarna är relativt flacka och breda och troligen utskurna i berggrunden, då berg i dagen förekommer i dalsidorna. Vattenflödena i dem, om något, är igenväxta, små och på inget sätt beroende av dalformen. I alla utgörs markanvändningen av jordbruk.



Figur 25. Tosterupsdalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



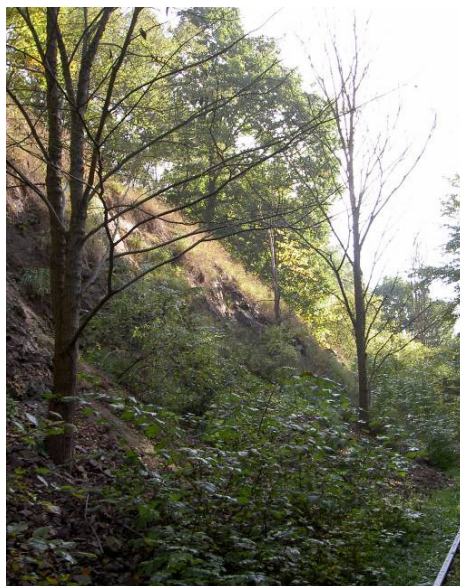
Figur 26. Öståkradalens och Norrebodalens gemensamma del (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.1.5.3 Branta, djupa bidalar

Kulledalen (figur 27) och Ramsåsadalen (figur 28) är omkring 50 m breda dalar med branta sidor, på vilka stora block och berg i dagen förekommer. Dalarna skär igenom isälvsmaterial, men jorddjupet är relativt litet och dalarnas former beror av bergrunden. Båda dalarna är huvudsakligen skogsbeklädda och matar Fyledalen. Vattendragen i dalarna är delvis beroende av dalformen.



Figur 27. Kulledalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 28. Ramsåsdalen (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 29. Tommarpsdalen mot nordväst (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.1.5.4 Spridda dalstråk

De resterande dalarna, t ex Järrestadsdalen, Tommarpsdalen (figur 29, 30), Vallbydalen samt Nybroådalen (figur 31), är dels uppenbart formade av något mer än det vattendrag som dominerar dalarna idag, dels är vissa sträckor helt recenta. Vattenflödena i dessa dalar är de största i området och fyller mer eller mindre ut hela dalen.



Figur 30. Tommarpsdalen, södra dalsidan (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 31. Nybroåns utlopp (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.2 Sedimentologi

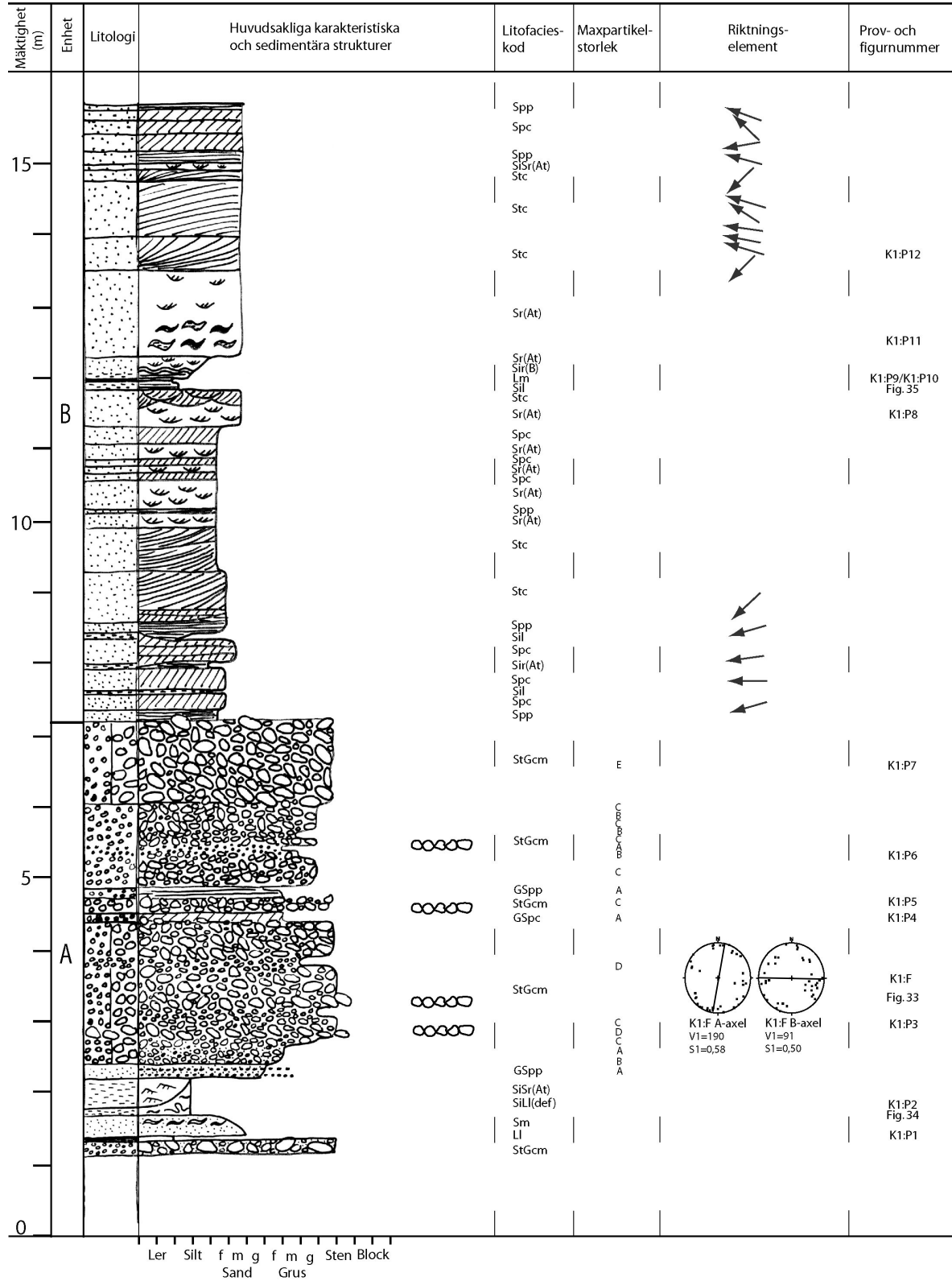
Tre skärningar i sydöstra Skånes isälvsavlagringar har undersökts. Den detaljerade studien av sedimentens fysiska egenskaper och stratigrafiska relationer, som presenteras nedan, ligger till grund för tolkningen av depositions miljön för de tre skärningarnas enheter. Skärningarna byggs upp av stratigrafiska enheter baserade på de ingående lagrens likartade strukturella och texturella uppbyggnad. Efter beskrivning och tolkning av enheterna i Kåsebergaåsen respektive Hörupsåsen, sammanfattas de stratigrafiska indelningarna till, en för varje ås, individuell, genetisk tolkning, där bl a landformernas paleoströmriktningar och proveniens tas upp.

4.2.1 Kåsebergaåsen

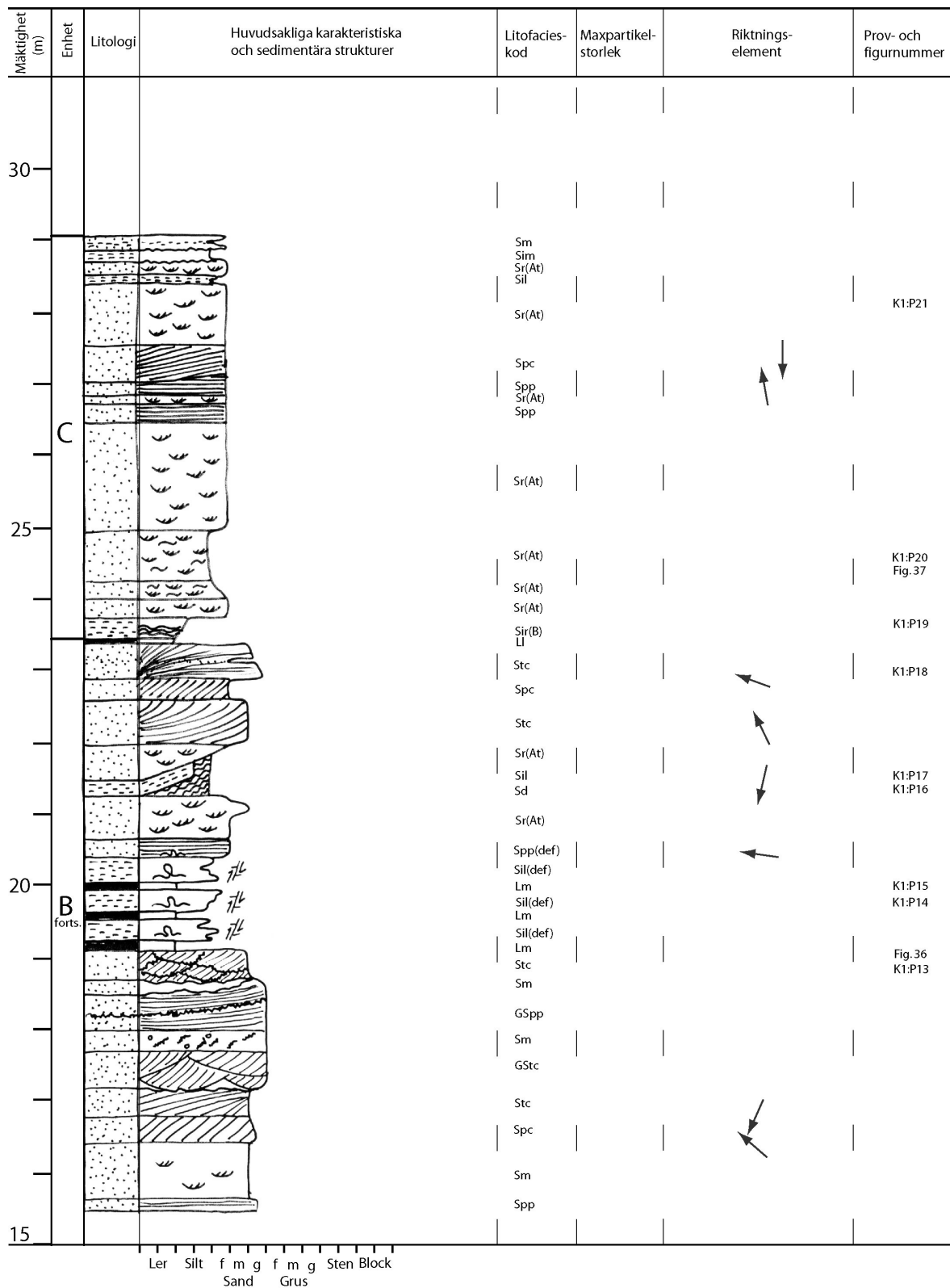
Åsens uppbyggnad har studerats i rasbranterna, som utgör den södra sidan av åsen. Två skärningar, en ca 300 m öster om hamnen, Kåseberga 1, och den andra ca 200 m väster om hamnen, Kåseberga 2, har undersökts och loggats. De, från undersökningarna, resulterande loggarna från Kåsebergaåsen kan ses i figurerna 32a, 32b och 38.

Kåseberga 1 (figur 32a och b) täcker in hela åsens höjd och har delats in i tre stratigrafiska enheter, vilka beskrivs nedan. En sammanfattning av de kornstorleksanalyser och bergartsanalyser som genomförts på proverna från denna skärning finns i bilaga 2 respektive bilaga 5.

Kåseberga 2 (figur 38) är belägen ca 15 m upp i Kåsebergaåsen och består av fyra stratigrafiska enheter. Lokalens stratigrafi är likartad den i skärningen öster om hamnen, med grovt material i botten, som övergår till sedimentation av sand. Vid loggningen av denna skärning fanns ingen önskan om att studera hela åsen, utan endast att lokalisera den morän, som i litteraturen uppges finnas här. Skärningens omfattning beror på att korrelation mellan de två skärningarna i Kåsebergaåsen skulle kunna vara möjlig. En sammanfattning av de kornstorleksanalyser och bergartsanalyser som genomförts på proverna från denna skärning finns i bilaga 3 respektive bilaga 6.



Figur 32a. Logg 1a, nedre delen av Kåsebergaåsen, 300 m öster om Kåseberga hamn.



Figur 32b. Logg 1b, övre delen av Kåsebergaåsen, 300 m öster om Kåseberga hamn.

4.2.1.1 Beskrivning och tolkning av enheterna i Kåseberga 1

ENHET K1:A.

Beskrivning: Den understa enheten (figur 33) är uppbyggd huvudsakligen av grusiga, klasterstödda litofacies (StGcm, StGpp, GSpc) (se logg 1a, figur 32a). Andelen partiklar > 22,5 mm varierar mellan 11 och 32,2 viktprocent (se bilaga 1). Sorteringsgraden på materialet < 22,5 mm i de grovkorniga lagren är mellan 1,79 och 3,54 (tabell 8). Medelkornstorleken på samma material sträcker sig från fingrus till mellangrus (K1:P3, K1:P5 – K1:P7; tabell 8). Den stora andelen partiklar > 22,5 mm gör att sorteringsgraden och medelkornstorleken, som redovisas i bilaga 1, inte kan anses representativa för hela enheten, utan endast för det material som är < 22,5 mm. Maxpartikelstorleken är ca 30 cm (A-axeln) i de mest grovkorniga lagren. Klasterna i enheten är väl rundade, där de av urberg antar en mer sfärisk form, medan de av skiffer är ganska flata. Partiklarna är, i flera av lagren, tydligt imbrikerade. Ett prov för tredimensionell partikelorienteringsanalys uppvisar, för V1, ett riktningsmedelvärde för A-axeln på 190° och en lutning på 1,8° med ett styrkevärde, S1, på 0,58. Motsvarande för B-axeln är 91°, 12,9° och 0,50 (K1:F) (se figur 32a). Stereogrammet för klasternas A-axlar visar på att dessa nästan inte har någon lutning (1,8°), medan det för B-axlarna uppvisar en högre (12,9°). Av detta kan slutsatserna, att B-axeln är imbrikerad och att A-axeln ligger transversellt, dras. Fem prover för bergartsanalys visar på en dominans av skiffer med mellan 45 – 55 % av den totala andelen räknade partiklar (bilaga 4). Enhetens totala mäktighet är ca 6 m, varav 4,5 m utgörs av dessa grova sediment. Tunna lager av grusig, parallellskiktad och korsskiktad sand delar enheten på mitten (GSpp och GSpc) (K1:P4; tabell 8). De understa delarna av enheten innefattar lager av deformerad, laminerad lera (se figur 34) samt rippellaminerad sand m m (Ll, Sm, Ll(def), Sr(At)) (K1:P1 och K1:P2; tabell 8). Lerhalten i de mest finkorniga sedimenten är mellan 20 – 28 % (bilaga 1). Det förekommer även residualytor (*eng lag*) med jämna mellanrum i enheten.

Tolkning: Det grova materialet i Kåsebergaåsens nedre delar har avsatts i en miljö med kraftiga vattenflöden. En högsta strömhastighet för att deposition av material ska ske är, enligt Hjulströms diagram, runt 5,5 m/s för maxpartikelstorleken (Sundborg 1956). Klasternas rundningsgrad samt sorteringsgraden är ett tydligt tecken på att materialet har rullat fram längs botten i en ström. De relativt höga styrkevärdena vid den tredimensionella partikelorienteringsanalysen visar att det förekommer en prefererad orientering hos enhetens partiklar. Statistiskt sett förekommer A-axlar transversellt mot flödesriktningen uppkommer när material bottentransporteras och rullar längs bottenbädden (Johansson 1963). Residualytorna bildas då finare partiklar rycks med av strömmen och en yta av partiklar med större motstånd mot erosion och transport utbildas (Johansson 1960). Lagren med fint material visar att flödena inte bara har varit mycket kraftiga, utan också varierat från högenergi till lågenergi eller till, i princip, stillastående.

ENHET K1:B

Beskrivning: Enhetens totala mäktighet är 16,5 m och utgörs huvudsakligen av en mängd olika sandfacies, som domineras av trågformad korsskiktad sand, rippellaminerad sand och planlagrad korsskiktad sand (Stc, Sr(At), Spc, Spp, Sm, SiSr(At) och Sd) (se logg 1a, figur 32a och logg 1b, figur 32b). Medelkornstorleken på dessa lager varierar från mycket fin sand till grovsand, där de finare fraktionerna utgör de rippellaminerade lagren. Sorteringsgraden är mellan 1,15 – 1,43, vilket innebär att de är sorterade (K1:P8, K1:P12, K1:P13, K1:P16 och K1:P18; tabell 8). Rippelformerna är i huvudsak A-tråg, men även B-rippel förekommer.

Lerlager i samband med finkornigt material förekommer på ett flertal nivåer i enheten, vid 12 m (figur 35), omkring 19 m samt vid 23,5 m (Lm, Ll, Si(def), Sil och Sir(B)) (se logg 1a, figur 32a och logg 1b, figur 32b). Efter det första lerlagret återfinns intraklaster av lera och silt. Nästkommande lerlager består av alternerande skikt av horisontellt laminerad silt och massiv lera (se logg 1b, figur 32b). Lagren har påverkats sekundärt, då det finns tecken på deformation i den laminerade silten. Småskaliga förkastningar förekommer också. Det sista lerlagret utgörs av laminerad lera, som gradvis övergår till B-rippellaminerad silt. De finkorniga lagren har en sorteringsgrad på 1,85 – 2,51 och en medelkornstorlek som sträcker sig från grovsilt till finsilt (K1:P9 – K1:P11, K1:P14 – K1:P15, K1:P17 och K1:P19; tabell 8). Lerhalten i lerlagren varierar från 14 – 30 % (bilaga 2).

Trågformernas storlek i litofacies Stc varierar genom enheten, med en maximal höjd på ca 80 cm. Generellt minskar trågformernas storlek innan varje lerlager, för att återigen öka ovanför dem. Strax innan lerlagren är trågformerna 10 – 15 cm. Ca 18 m upp i skärningen ökar medelkornstorleken tillfälligt till grovsand (GStc och SGpp) (K1:P13; tabell 8). I dessa lager förekommer även rikligt med kol, som ansamlats i trägen (figur 36).

Tolkning: Övergången till enhet B visar på en markant sänkning av flödes hastigheten, i förhållande till sedimenten i enhet A. Medelkornstorleken och sorteringsgraden på enhet B visar på sedimentation i ett vattenflöde med lägre energi. Lerlagren tolkas som vinteravsättningar, eftersom de återfinns med jämna mellanrum i enheten speglar en total avstängning av kanalen, med stillastående vatten som följd.

Den tråglagrade korsskiktade sanden i botten, är resultatet av dynbildning (3D-dyner) i aktiva kanaler (Miall 1996), med en strömhastighet av ca 0,6 – 1,1 m/s (Collinson & Thompson 1989). Ovanpå ligger planlagrad korsskiktad sand, som kan bildas när sinusformade eller transversella bankar, samt 2D-dyner byggs upp (Miall 1996). Vid bildning av dessa former är strömhastigheten ca 0,4 – 0,6 m/s (Collinson & Thompson 1989). Strömhastigheten som krävs för att den efterföljande rippellaminerade sanden ska bildas är omkring 0,25 – 0,6 m/s (Collinson & Thompson 1989). Efter det första lerlagret ökar flödes hastigheten och de intraklaster av silt och lera som hittas ett par dm ovanför lerlagret antas härstamma från erosion uppströms. Trågformernas höjd indikerar ett minsta vattendjup vid tiden för depositionen. Trågformernas storlek visar en gradvis minskning av vattendjupet. Allen (1982) har, genom empirisk forskning, kommit fram till en relation mellan dynhöjd (H) och vattendjup (h), $H/h = 0,167$. Detta är emellertid ett approximativt värde, då det förekommer en viss spridning i värdena. För en storlek på trågformerna av 80 cm, bör ett vattendjup på ca 5 m förhållas. Vattendjupet minskar successivt uppåt innan avsättningen av lera, med ett vattendjup, strax innan, på 0,6 m. Efter leravsättningen ökar trågformernas storlek åter och därmed även vattendjupet. Trågformernas storlek ca 14 m upp innebär ett vattendjup på ca 4,5 m. Vattendjupet för de trågformer som underlagrar det andra lerlagret, bör ha uppnått ca 0,9 m (Allen 1982).

De alternerande lagerna av lera och silt uppvisar återigen en sänkning av flödes hastigheten, men denna gång under en längre period. En strömhastighet för att deposition av okonsoliderad grov- och finsilt ska ske är ca 0,2 m/s (Sundborg 1956). Denna typ av sedimentation kan inte förekomma i aktiva kanaler, utan indikerar en deposition i mer eller mindre stillastående vatten. Det är troligt att dessa lager har avsatts under en tid med kallare klimat, då även sommaravsättningarna begränsats av små vattenflöden. De sekundära deformationsstrukturen kan vara orsakade av vattenmättnad i siltlagren, då leran fungerat som ett

spärrande lock. Härmed minskar skjuvhållfastheten och de primära sedimentationsstrukturerna förändras. Efter de finkorniga sedimenten ökar återigen flödeshastigheten och trågformernas storlek indikerar ett vattendjup på ca 5 m (Allen 1982). Inför det sista lerlagret, som återigen innebär en vinterperiod med stillastående vatten, sker ingen minskning av trågformernas storlek, vilket visar att vattendjupet var konstant.

ENHET K1:C

Beskrivning: Enhetens totala mäktighet uppgår till 5,5 m och domineras av rippellaminerad sand, men även andra sandfacies förekommer (Sr(At), Spp, Spc och Sm) (se logg 1b, figur 32b). Enhetens struktur och textur skiljer sig markant från underliggande enheter, då materialet är finare, inga trågformer förekommer och ripplarna delvis är silt draperade (se figur 37). Medelkornstorleken är finsand och graden av sortering är hög (K1:P20 och K1:P21; tabell 8). B-rippellaminerad silt (Sir(B)) samt horisontellt laminerad silt (Sil) går att finna i de nedre respektive övre delarna av enheten.

Tolkning: I enhet C är strömhastigheten generellt lägre än i underliggande enheter, då rippellaminering är vanligt förekommande. Strömhastigheten som krävs för att denna bäddform ska uppkomma (i finsand) är omkring 0,25 – 0,5 m/s (Collinson & Thompson 1989). Silt draperingen indikerar att det tidigare, kontinuerliga flödet har övergått till mindre, tillfälliga strömmar med variationer i strömföringen. De planlagrade korsskiktade sandlagrena har bildats genom uppbyggnad av 3D-dyner (Miall 1996), vilka kräver en strömhastighet av ca 0,5-0,6 m/s (Collinson & Thompson 1989). De, av 2D-dyner bildade, planlagrade, korsskiktade sandlagren (Miall 1996) har formats vid en strömhastighet på 0,6 – 1,1 m/s (Collinson & Thompson 1989).



Figur 33. Steniga grusiga litofacies i enhet K1:A (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 34. Deformerad lera i undre delen av enhet K1:A (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 35. Ler- och siltlager draperade över underliggande ripplrar. Enhet K1:B (Foto: Florén & Ohlsson 2005)



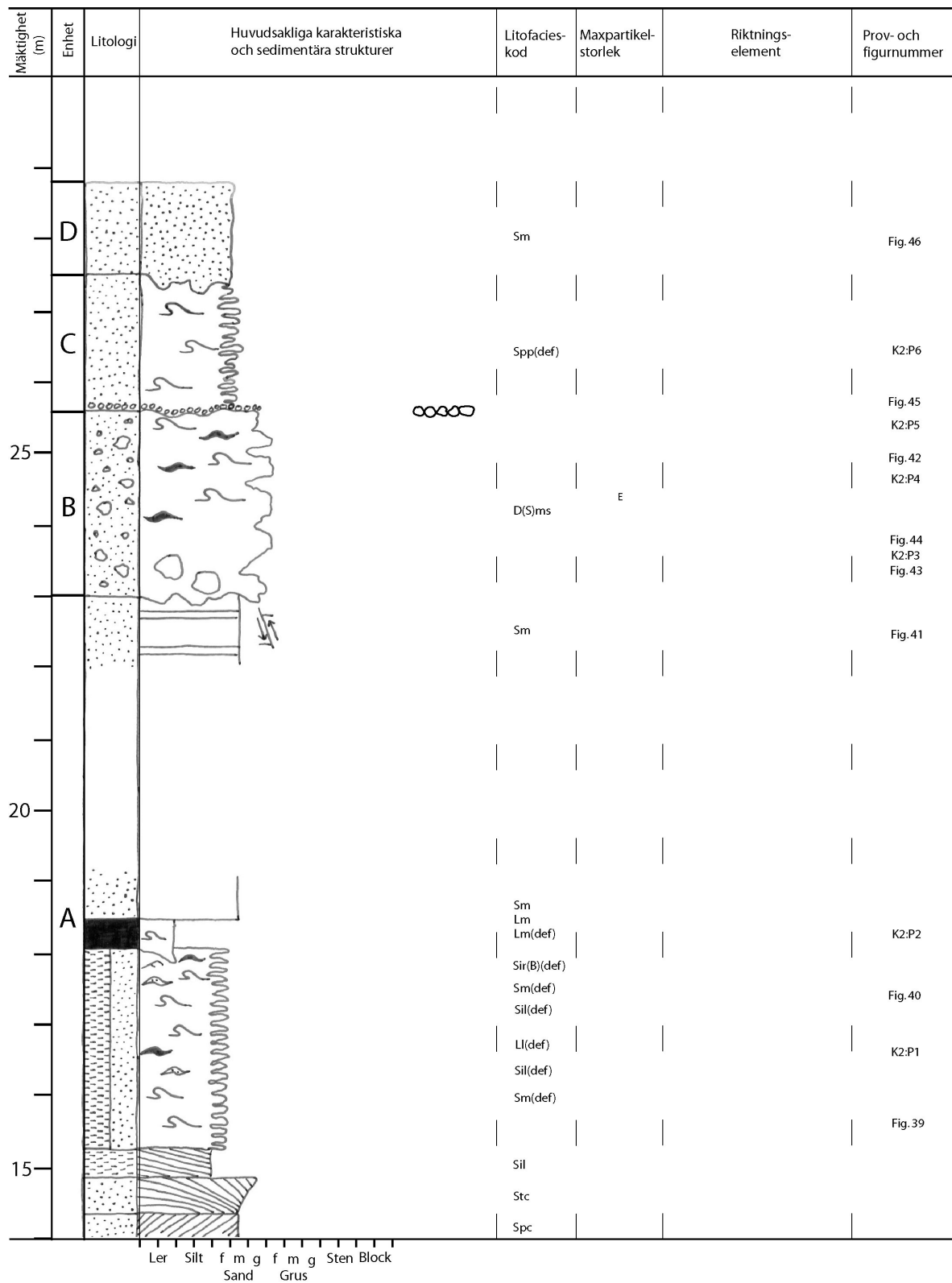
Figur 36. Tråglagrad, korsskiktad sand med anrikningar av kol (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 37. Silt draperade A(t)-ripplar i enhet K1:D (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Tabell 8. Statistik över kornstorleksfördelning, Kåseberga 1.

<i>Provnr</i>	<i>Facies</i>	<i>Medelkornstorlek (mm)</i>	<i>Sorteringsgrad</i>	<i>Jordartens namn</i>
K1:P1	Ll	0,007 – mellansilt	3,28 Ofullständigt sorterad	Siltlera
K1:P2	Si/C(def)	0,009 – mellansilt	2,25 Sorterad	Mellansiltlera
K1:P3	StGcm	2,6 – fingrus	2,92 Ofullständigt sorterad	Sandigt stenigt grovgrus
K1:P4	GSpc	1,1 – grovsand	1,88 Sorterad	Stenig grusig grovsand
K1:P5	StGcm	4,0 – fingrus	2,90 Ofullständigt sorterad	Stenigt sandigt grus
K1:P6	StGcm	6,9 – mellangrus	1,79 Sorterad	Stenigt mellangrus
K1:P7	StGpp	3,3 – fingrus	3,54 Osorterad	Stenigt sandigt grus
K1:P8	Sr(At)	0,19 – finsand	1,15 Sorterad	Sand
K1:P9	Lm	0,014 – mellansilt	2,09 Sorterad	Lerig silt
K1:P10	Lm	0,005 – finsilt	2,51 Ofullständigt sorterad	Siltlera
K1:P11	Lm	0,017 – mellansilt	2,13 Sorterad	Lerig silt
K1:P12	Stc	0,19 – finsand	1,34 Sorterad	Finsand
K1:P13	Stc	0,92 – grovsand	1,60 Sorterad	Grovsand
K1:P14	Si(def)	Median: 0,044 – grovsilt	-	Sandig silt
K1:P15	Lm	0,004 – finsilt	1,85 Sorterad	Finsiltlera
K1:P16	Sd	0,15 – finsand	1,26 Sorterad	Finsand
K1:P17	Sil	Median: 0,012 – mellansilt	-	Sandig mellansilt
K1:P18	Stc	0,33 – mellansand	1,43 Sorterad	Mellansand
K1:P19	Sir(B)	Median: 0,022 – grovsilt	-	Sandig silt
K1:P20	Sr(At)	0,11 – finsand	1,32 Sorterad	Något siltig finsand
K1:P21	Sr(At)	0,12 – finsand	1,24 Sorterad	Finsand



Figur 38. Logg 2, övre delen av Kåsebergaåsen, 200 m väster om Kåseberga hamn.

4.2.1.2 Beskrivning och tolkning av enheterna i Kåseberga 2

ENHET K2:A

Beskrivning: Enheten består av varierande sandlitofacies samt ett avsnitt med deformerat finare material (Spc, Stc, Sil, Sm(def), Sil(def), Sir(B)(def), Lm(def) och Ll(def)) (se logg 2, figur 38). Skärningens understa lager utgörs av plankors- och trågorsskiktade sandlager, där de sistnämnda är ca 50 cm höga. Medelkornstorleken i de deformerade lagren varierar från finsilt till finsand och graden av sortering är hög (K2:P1 och K2:P2; tabell 9). Lerhalten i samma sediment varierar från 7,5 – 26 %. Det är mycket svårt att finna primära strukturer i delar av dessa lager, men det förekommer. Lamina av sand, silt och lera alternerar med varandra i tydliga deformationsstrukturer (figur 39 och 40). Det förekommer också helt massiva lager med huvudsakligen sand. Sanden ovanför de finkorniga sedimenten har endast loggats delvis och representeras av massiv sand. I de översta delarna av enheten finns sekundära oxidationslinjer, som uppvisar deformationsstrukturer i form av mindre förkastningar (figur 41). Enhetens mäktighet är inte känd, då loggningen har avbrutits nedåt.

Tolkning: Eftersom inte hela enheten har loggats, är det svårt att dra några generella slutsatser om i vilken miljö sanden i enhetens undre delar har deponerats. Flödeshastigheten är relativt låg, med en strömhastighet för uppkomsten av 2D-dyner (Spc-facies) på 0,3 – 0,6 m/s och 3D-dyner (Stc-facies) på 0,6 – 1,1 m/s (Miall 1996, Collinson & Thompson 1989). Trågorformernas storlek indikerar ett vattendjup på ca 3,5 m (Allen 1982). De deformerade lagren indikerar en sänkning av flödeshastigheten. En högsta strömhastighet för avsättning av okonsoliderad finsilt till finsand är omkring 0,2 m/s (Sundborg 1956). De primära strukturerna i denna enhet kan inte förekomma i en aktiv kanal, utan indikerar en deposition i en miljö med mycket långsam genomströmning eller med helt stillastående vatten. De sekundära deformations-strukturerna, såsom belastningsstrukturer, småskred och små normalförkastningar, kan vara orsakade av porvattenavgång och vattenmättnad, eftersom leran hindrat vatten från att tränga uppåt i enheten. I och med det minskar skjuvhållfastheten och de primära sedimentationsstrukturerna deformeras. Deformationsstrukturerna som finns i enhetens översta delar indikerar att recenta processer, såsom sättningar i rasbranten, påverkat detta avsnitt. De recenta processerna kan ha uttraderat de strukturer som tidigare funnits och givit den ett massivt utseende. Därmed kan inga slutsatser dras om hur sanden avsatts. För att kunna göra en korrekt tolkning bör sanden undersökas närmare.

ENHET K2:B

Beskrivning: Enhet B består av tunna, diamikta lager med varierad kornstorlek (se figur 42), där tunna lager av finsand och silt, mellanlagrar de diamikta sedimenten (D(S)ms) (se logg 2, figur 38). Medelkornstorleken på materialet < 22,5 mm varierar från mellansand till finsand och sorteringsgraden varierar från 1,81 – 3,4 (K2:P3-K1:P5; tabell 9). Den basala kontakten till underliggande enhet är erosiv och innehåller belastningsstrukturer. I enhetens understa delar förekommer matrixstödda klaster med en maxpartikelstorlek på ca 30 cm på A-axeln (se figur 43). Här utgörs 24,5 % av materialet av partiklar > 22,5 mm. Tre prover för bergartsanalys visar på en dominans av urberg med mellan 32 – 50 % av den totala andelen räknade partiklar (bilaga 5). Ett stort antal klaster av kaolinlera går att finna genom hela enheten (se pil i figur 44). Dessa kan inverka på provernas lerhalt. De översta delarna uppvisar småskaliga deformationsstrukturer. Enhetens totala mäktighet uppgår till 2,6 m.

Tolkning: De diamikta, massiva lagren, tolkas som kohesionshaltiga slamströmmar (*eng debris flows*) med en förmåga att bära med sig sten- och gruspartiklar. Det grövre materialet kan ha avsatts genom nedfall från iskanten. I en glacial miljö härstammar massrörelser,

orsakade av gravitation, antingen från material liggande på den smältande isen eller från nyligen avsatt, vattenmättat material. Kaolinleran har troligtvis transporterats som frusna klaster eller sammanhållna genom kohesion.

ENHET K2:C

Beskrivning: Övergången från enhet B utgörs av en ansamling grövre partiklar med kornstorleken fingrus (se pilen i figur 45). Enheten utgörs av en sorterad, något siltig finsand (Sm(def)), som uppvisar en svag stratifiering i form av tunna massiva sandlager med grövre och finare material (se logg 2, figur 38). Medelkornstorleken är 0,18, vilket innebär finsand och sorteringsgraden är 1,6 (K2:P6; tabell 9). Lagringen uppvisar småskaliga deformationsstrukturer. Enhetens mäktighet är ca 2 m.

Tolkning: De tunna, massiva lagren är troligen avsatta som sandiga slamströmmar. Strukturerna i enheten tyder på en bearbetning av materialet, förmodligen i ett skede då enheten var vattenmättad. Avsättningsmiljön är likartad den i enhet K2:B.

ENHET K2:D

Beskrivning: Övergången från enhet E är erosiv med belastningsstrukturer. Enheten utgörs av ett ca 1,2 m tjockt lager av massiv, gulaktig sand (Sm) (figur 46). Sekundär oxidation och cementering har skett, vilket gör att de understa 20 cm av sanden är mycket hård. Medelkornstorleken är mellansand.

Tolkning: Enheten tolkas som eolisk sand. Avsaknad av laminering i ett sediment kan avspegla ett antal olika depositionsförhållanden eller vara ett resultat av åverkan på ursprunglig laminering. Destruktion av laminering kan ske genom omarbetning av sediment av fysisk störning och gravitationsrelaterade rörelser (Collinson & Thompson 1989). Dock förekommer inga primär- eller belastningsstrukturer i enheten, vilket medför att dessa processer tillbakavisas. Ett mer troligt bildningssätt för det tjocka massiva sandlagret är avsättning genom eoliska processer. Flygsand har ofta en diffus skiktning eller helt massiv karaktär (Collinson & Thompson 1989). Den gula färgen på sanden är också typisk för eolisk sand, vilken bildas i starkt oxiderande miljö.



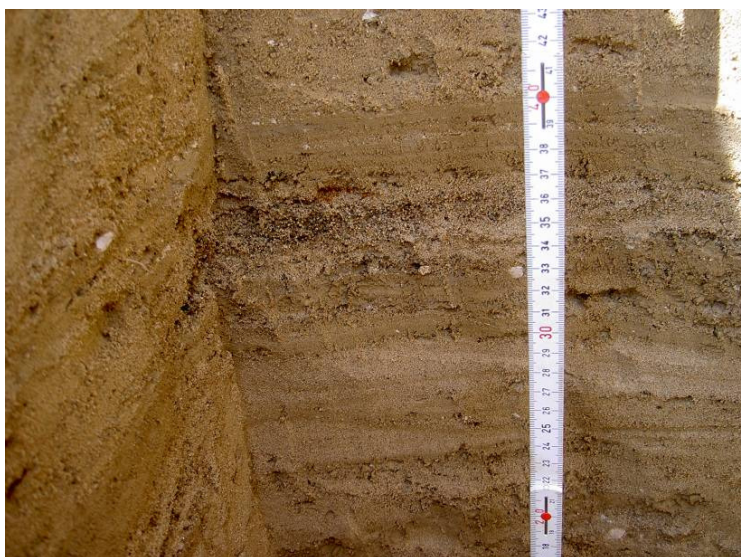
Figur 39. Deformerade lager i undre delen av enhet K2:B (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 40. Deformerade lager i övre delarna av enhet K2:B (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 41. Massiv sand med sekundära oxidationslinjer och deformationsstrukturer i enhet K2:C (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 42. Tunna, diamiktika lager med varierad kornstorlek, enhet K2:D
(Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 43. Matrixstödda klaster i enhet K2:D:s nedre delar (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 44. Klaster av kaolinlera i enhet K2:D:s nedre delar (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 45. Kontakten mellan enhet K2:D och K2:E samt nedre delen av enhet K2:E (Foto: Florén & Ohlsson 2005).



Figur 46. Massiv, gulaktig sand i skärningens översta enhet, K2:F (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

Tabell 9. Statistik över kornstorleksfördelningen, Kåseberga 2.

Provnr	Facies	Medelkornstorlek (mm)	Sorteringsgrad	Jordartens namn
K2:P1	SSi(def)	0,070 – finsand	1,56 Sorterad	Siltig finsand
K2:P2	Cm(def)	Median: 0,0055 – finsilt	-	Sandig siltlera
K2:P3	Db/s M(m1)	0,34 – mellansand	12,14 Osorterad	Stenig siltig sand
K2:P4	Db/s M(m1)	0,14 – finsand	1,93 Sorterad	Lerig finsand
K2:P5	Db/s M(m1)	0,11 – finsand	1,81 Sorterad	Lerig finsand
K2:P6	Spp(def)	0,18 – finsand	1,60 Sorterad	Något siltig finsand

4.2.1.3 Paleoströmriktning, materialproveniensen, cyklicitet och korrelationer

Paleoflödenas lilla spridning, vilken kan ses i loggarna (figur 32 a och b samt figur 38), uppmätt från tredimensionella partikelorienteringsanalyser samt paleoströmsanalyser i korsskiktade lager, talar för att lagren avsatts i en miljö, där flödet varit begränsat lateralt (Brennand 2000). Den tydliga imbrikationen av B-axeln i åsens grova material har en lutning huvudsakligen mot öster, vilket tyder på ett flöde västerut. Detta stämmer överens med landformens sträckning vid lokalen. Även de uppmätta paleoströmriktningarna uppvisar denna orientering.

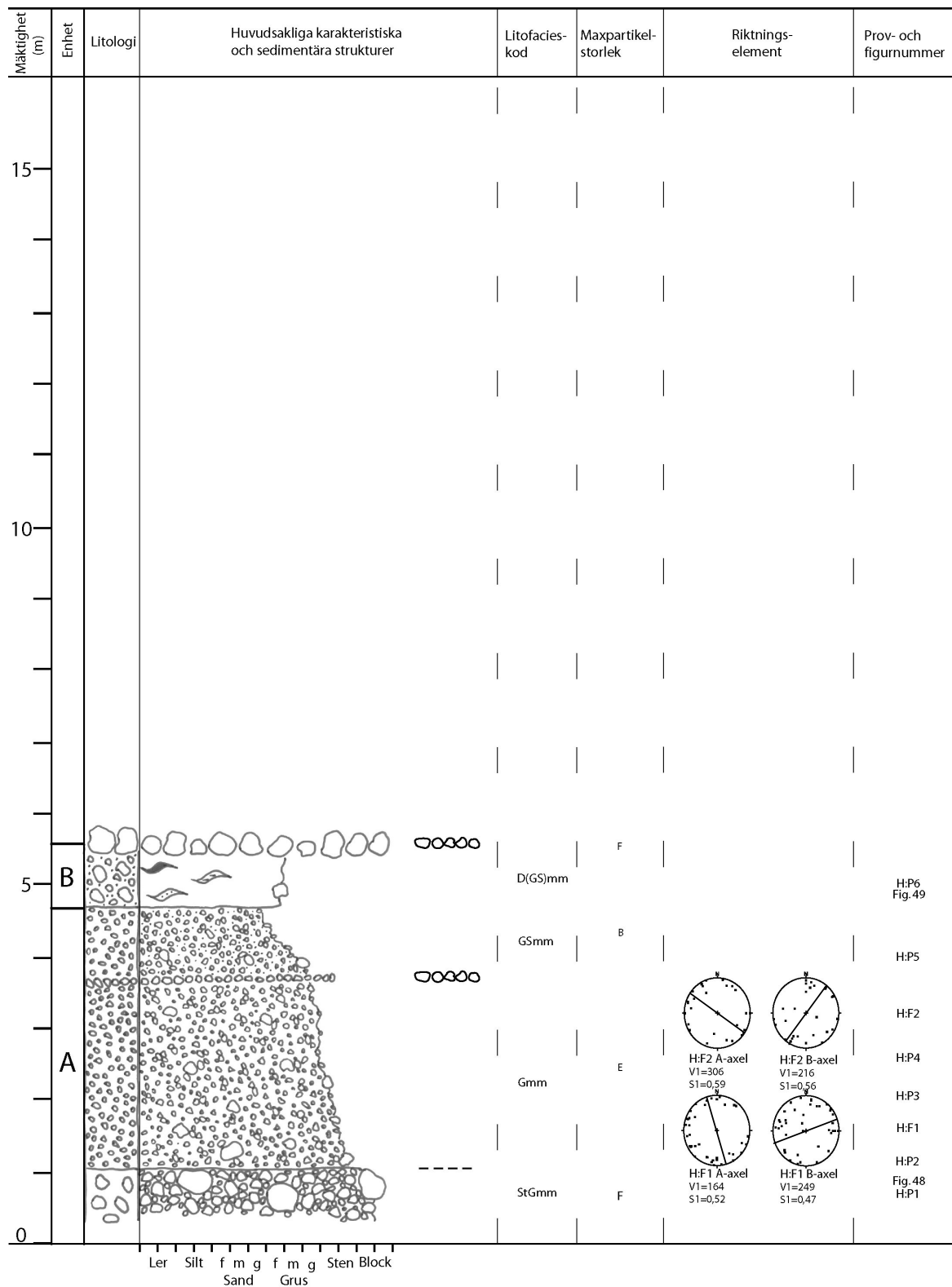
Proveniensen domineras, i åsens nedre delar, av lokalt material, med störst andel skiffer. Slamströmmarnas proveniens i de övre delarna av åsen, domineras istället av kalksten och urberg, troligtvis härstammande från Östersjösjöns, emellertid förekommer kalksten även lokalt. Detsamma gäller kolet i Kåsebergaåsens mellersta delar samt klaster av kaolinlera som återfinns i enhet K2:B.

De lerlager som med jämna mellanrum förekommer i Kåsebergaåsens avlagringar, visar på en cyklicitet i avsättningen av material. Det är möjligt att urskilja sju tydliga cykler i skärningen öster om hamnen. Direkt efter deposition av lera, ökar strömhastigheten snabbt och ganska snart avsätts grövre material. Mest markant är detta i skärningens nedre del, där klaster med en maxpartikelstorlek upp till 30 cm återfinns. Inom varje cykel återfinns samma mönster när det gäller ökande strömhastigheter, emellertid minskar strömhastigheten generellt uppåt i åsen. Lerlagerna tolkas som vinteravsättningar när vattenflödet varit mycket lågt eller stillastående. Enhet K1:B i skärningen öster om hamnen korreleras med enhet K2:A i skärningen väster om hamnen. Denna korrelation baseras på de finkorniga lagren i de båda enheterna. De deformerade avlagringarna i de korrelerade enheterna K1:B och K2:A tyder på att vattenföringen minskat markant under en längre tid, varmed sommarlagren blivit relativt tunna, i förhållande till övriga sommarlager i enheterna. Dessutom finns även likheter gällande vattendjupet inom varje cykel, där en uppgrundning av detsamma sker fram till depositionen av vinterlagren (lera). Enheternas övre gräns utgör dessutom en övergång till en helt annan depositions miljö, jämfört med tidigare förhållanden. Av denna anledning korreleras enhet K1:C med restreande enheter i skärningen väster om hamnen (K2:B – D). Dessa enheter uppvisar strukturer som bildas i en miljö med mindre, oregelbundna eller inga vattenflöden.

4.2.2 Hörupsåsen

Åsens uppbyggnad har studerats i en skärning vid Glivarp. Skärningen utgörs av en husbehovstäkt, vilken skär tvärs åsen. Den resulterande loggen från undersökningen i Hörupsåsen kan ses i figur 47.

Skärningen är belägen i Hörupsåsens nordligaste delar ca 350 m väster om Glivarps by, har en total mäktighet på ca 6 m och är indelad i två stratigrafiska enheter. En sammanfattning av de kornstorleksanalyser och bergartsanalyser som genomförts på proverna från denna skärning finns i bilaga 3 respektive bilaga 6.



Figur 47. Logg 3, Hörupsåsen 350 m väster om Glivarps by.

4.2.2.1 Beskrivning och tolkning av enheterna i Hörupsåsen

ENHET H:A

Beskrivning: Enheten består av grovkorniga, grusfacies (StGmm, Gmm och GSmm). Enhetens totala mäktighet uppnår 4,8 m. De grovkorniga sedimenten innehåller en stor andel partiklar som är > 22,5 mm och därför kan sorteringsgraden och medelkornstorleken, som redovisas i bilaga 3, inte anses representativa för hela enheten, utan bara för det material som är < 22,5 mm. Maxpartikelstorleken uppnår 40 cm (A-axeln) i de understa delarna (se figur 48) och minskar uppåt i enheten till ca 10 cm. Lagren övergår gradvis i varandra från grövre till finare fraktioner (se logg 3, figur 47). Sorteringsgraden på materialet < 22,5 mm ligger mellan 2,31 och 2,83. Medelkornstorleken på samma material sträcker sig från grovsand till fingrus (H:P1 – H:P5; tabell 10).

Två prover för tredimensionell partikelorienteringsanalys togs i enheten (H:F1 och H:F2). H:F1 visade, för V1, ett riktningsmedelvärde för A-axeln på 164° och en lutning på 2,1° med ett styrkevärde, S1, på 0,52. Motsvarande för B-axeln var 249°, 3,7° och 0,47. H:F2, som togs högre upp i enheten, uppvisade, för V1, ett riktningsmedelvärde för A-axeln på 306° och en lutning på 1,6° med ett S1-värde på 0,59. Motsvarande värden för B-axeln var 216°, 0,8° och 0,56. Fem prover för bergartsanalys togs, vilka visar på en stark dominans av skiffer med mellan 45 – 70 % av den totala andelen räknade partiklar (se bilaga 6). Klasternas rundningsgrad är svårdefinierad, eftersom en stor del av klasterna utgörs av krossad, sönderdelad skiffer. Dock uppvisar urbergspartiklarna hög rundningsgrad. Nästan fyra meter upp i enheten återfinns en residualyta (*eng lag*) av grövre material i den för övrigt relativt finkorniga matrixen.

Tolkning: Troligtvis utgörs allt material i enheten ursprungligen av klasterstödda facies, men då skiffern i hög grad krossats, sönderdelats och vittrat uppkommer ett matrixstött utseende med en relativt hög finkornhalt. Materialet i enheten är mer eller mindre sorterat, vilket är ett tecken på transport i vatten. Enhetens grövsta material har avsatts i en miljö med mycket kraftiga vattenflöden. En högsta strömhastighet för att deposition av material ska ske är 6 m/s för maxpartikelstorleken (Sundborg 1956). Strömhastigheten minskar emellertid uppåt i enheten. Ytan med koncentration av grova partiklar har bildats genom att finare partiklar rycks med av strömmen. Härmed utbildas en bottensula av partiklar med större motstånd mot erosion och transport, en s.k. residualyta (Johansson 1960). Den tredimensionella partikelorienteringsanalysen visar att det endast förekommer en mycket svag prefererad orientering hos partiklarna. Detta gör att inga direkta slutsatser om klasternas orientering kan dras. Vid kraftiga vattenflöden lyfts klaster av lerskiffer upp i turbulensen och svävar språngvis över botten, utan att längdaxeln intar någon bestämd riktning, vilket skulle kunna förklara den spridda orienteringen (Johansson 1960).

ENHET H:B

Beskrivning: Enhet B utgörs av en ca 1 m mäktig, massiv, osorterad diamikt (D(GS)mm) (se logg 3, figur 47). I enhetens överyta förekommer en anrikning av större klaster. Sedimentet har en lerhalt som uppgår till ca 7 %. Sorteringsgraden på materialet < 22,5 mm ligger på 2,47. Medelkornstorleken på samma material är grovsand (H:P6; tabell 10). Även en bergartsanalys gjordes på detta material, vilken visar en skifferandel på nästan 80 % (bilaga 6). Klasterna har en maxpartikelstorlek på upp till 40 cm (A-axeln). Enhet B ger ett rörigt intryck, helt utan strukturer och med ett flertal klaster av lera, silt och finsand, som förekommer, tillsammans med de grövre partiklarna, utspridda i sedimentet (se figur 49).

Tolkning: Eftersom en stor andel av sedimentet, 44 %, utgörs av partiklar som är > 22,5 mm innebär det att sorteringsgraden inte kan anses som representativ. Bergartsinnehåller skiljer sig till viss del åt från enhet A. Här förekommer endast skiffer, sandsten och urberg, till skillnad från enhet A, som dessutom innehåller upp emot 25 % kalksten. Detta beror, troligtvis, på att kalkstenen helt har vittrat bort. Sannolikheten för detta är mycket hög, eftersom enheten återfinns i åsens översta del, samtidigt är materialet grovkornigt, vilket ytterligare underlättar för vatten att tränga ner i sedimentet. Lerhalten ges troligen av den höga andelen krossad och vittrad skiffer. Denna diamikta enhet har en helt annan karaktär än enhet A. De grövre klasterna är spridda i en matrixmassa och ger ett intryck av att matrixen burit upp partiklarna även vid avlagringstillfället. De grövsta partiklarna med maxpartikelstorlek på 40 cm har en slumpvis spridning och är inte koncentrerade, som i den nedre enheten. Tolkningen blir därför att enhet B inte avsatts i rinnande vatten, utan antingen avlagrats som en trögflytande slamström (*eng debris flow*) eller som en morän.

Tabell 10. Statistik över kornstorleksfördelningen, Hörup.

Provnr	Facies	Medelkornstorlek (mm)	Sorteringsgrad	Jordartens namn
H:P1	StGmm	3,57 – fingrus	2,47 Sorterad	Sandigt grus
H:P2	Gmm	5,45 – fingrus	4,47 Osorterad	Något siltig stenig grusig sand
H:P3	Gmm	2,94 – grovsand	3,39 Ofullständigt sorterad	Stenig grusig sand
H:P4	Gmm	2,15 – grovsand	3,00 Ofullständigt sorterad	Grusig sand
H:P5	GSmm	3,88 – grovsand	4,47 Osorterad	Stenig grusig sand
H:P6	D(GS)mm	1,96 – grovsand	2,47 Sorterad	Något siltig grusig sandig stensjord



Figur 48. Matrixstött, massivt stenigt grus i understa delen av enhet H:A.
(Foto: Florén & Ohlsson 2005)



Figur 49. Klaster av sand, silt och lera i enhet H:B (Foto: Florén & Ohlsson 2005).

4.2.2.2 Paleoströmriktning, materialproveniensen och korrelationer

Vittringsprocesser har påverkat materialet i Hörupsåsen sedan området blev isfritt. Än idag utsätts sedimenten för påfrestningar i form av kemisk och mekanisk vittring. Detta har lett till att materialet uppvisar hög grad av sönderdelning. Proverna från lokalen har därför en högre lerhalt än vad som förväntas av isälvsmaterial. Denna egenskap försämrar även resultaten av bergartsanalysen, vilken får en överrepresentation av skiffer.

Den tredimensionella partikelorienteringsanalysen visar en svag, prefererad orientering i proven. Att spridningsgraden är hög kan bero på den stora mängden lerskiffer i materialet, som påverkas av turbulensen i vattenflödet. Paleoströmanalyserna ger en begränsad information om smältvattenströmmarnas riktning. Den generella strömriktningen får därför baseras på åsens morfologiska form.

5. DISKUSSION OCH SLUTSATSER

Studieområdet i sydöstra Skåne har en komplex glacialmorfologi, där de glacifluviala formerna utgör de dominerande dragen. Sammanlagringen av den geomorfologiska kartan och reliefkartorna (hillshade-analyserna) (figur 12a, b) ger en övergripande bild av de olika ackumulativa och erosiva formelementen, och visar ett landskap där de komplexa dräneringsmönstren framkommer mycket klart. Då man betraktar studieområdet kan sambanden mellan åsformer och dalformer tydligt urskiljas. Förutom att de har liknande, parallella utsträckningar, kan man även se hur dalformerna övergår i isälvsavlagringar och tvärt om. Det är därför sannolikt att dessa har ett genetiskt och tidsmässigt samband kopplat till inlandsisens avsmältning. Vid komplettering med jordartskartorna över området (Daniel 1986) får vi en mer fullständig bild, som kan hjälpa till att lösa frågan om hur de glacifluviala avlagrings- och erosionsformerna bildats, samt hur isavsmältningssmiljön såg ut.

Innan de olika glacifluviala formerna kan kopplas samman, måste de enskilda bildningarna tolkas individuellt, med utgångspunkt från den gruppering och klassifikation som gjorts i bakgrundskapitlet (se avsnitt 2.4.3 och 2.4.4) och i resultatdelen (se avsnitt 4.1.4 och 4.1.5). De sedimentologiska undersökningarna av de två mest markanta isälvsavlagringarna i studieområdet, Kåsebergaåsen och Hörupsåsen, har beskrivits i avsnitt 4.2, där de sedimentologiska processtolkningarna också finns redovisade. Processtolkningarna spelar också en viktig roll i diskussionen om åsarnas bildningsmiljö.

Avlagringarnas koppling till de skånska isrörelserna, som finns beskrivna i avsnitt 2.3, diskuteras framför allt med utgångspunkt från sedimentens materialproveniens och vår slutliga diskussion av deglaciationsmiljön i sydöstra Skåne bygger på en kombination av de tolkningar vi gjort.

5.1 Smältvattenformernas bildningsmiljö

5.1.1 Stora, kontinuerliga åsformer

Ryggformade isälvsavlagringar kan bildas på ett flertal olika sätt; subglacialt och englacialt i tunnlar i och under isen, i supraglaciala kanaler i en stagnerad is eller framför en successivt retirerande, kalvande iskant i subakvatisk miljö (avsnitt 2.4.3.2). Vår tolkning har därför baserats både på avlagringens morfologi och på en sedimentologisk analys, varmed depositions miljö kan klargöras.

Kåsebergaåsen

Kåsebergaåsens höga och avgränsade form tyder på iskontaktbildning. Åsens kontinuitet är ett tecken på att avlagringarna har deponerats som ett sammanhängande system. Detta utesluter en bildningsmiljö vid ismarginalen, som hade resulterat i en serie av separata, regelbundet utspridda åskullar (Banerjee & McDonald 1975). Det förekommer inte heller några ändmoräner eller andra avlagringar i nära anslutning till åsen, som skulle tyda på avlagring vid en iskant i djupt vatten.

Enligt Åberg (1960), utgörs Kåsebergaåsen av en sockel på vilken kullar med varierande storlek höjer sig. Denna sockel innehåller troligtvis det grova materialet som återfinns i åsens

nedre delar och som vi tolkat som avsatt i ett vattenflöde med hög hastighet (enhet K1:A). Eftersom Kåsebergaåsen samtidigt har en begränsad utbredning i sidled, är det mest sannolikt att åtminstone de grova sedimenten avsatts i en subglacial tunnel, en s k R-kanal, som har utgjort en huvudtunnel i ett välutvecklat subglacialt dräneringssystem i den aktiva isen (Benn & Evans 1998).

Åsens morfologi tyder på att de överlagrande delarna, som utgörs av finkornigt, huvudsakligen sandigt, material (enheterna K1:B, K2:A), också har avsatts i en miljö som begränsats av isväggar. Dock har strömhastigheterna varit avsevärt lägre, eftersom kornstorleken skiljer sig markant. Den stora mängden fint material i åsen talar således för att det skett en förändring i depositions miljön. De lerlager som med jämna mellanrum förekommer i Kåsebergaåsens avlagringar, visar på en cyklicitet i avsättningen av det sandiga materialet i enhet K1:B. Det är möjligt att urskilja tydliga cykler i skärningen öster om hamnen och de återkommande lerlagren tolkats som vinteravsättningar och visar på att lagerföljden utbildats under flera år. Vid leravsättningen har vattenflödet varit mycket lågt eller stillastående. Direkt efter deposition av ett lerlager, ökar strömhastigheten snabbt och ganska snart avsätts grövre material. Inom varje cykel återfinns samma mönster när det gäller ökande strömhastigheter. Dessutom finns även likheter gällande vattendjupet inom varje cykel, där en upprundning sker fram till depositionen av vinterlagren.

I ett retirerande eller stagnerat istäcke kan sprickor och kanaler hållas öppna under längre perioder, i förhållande till en tunnel under en aktiv is (Röthlisberger 1972). De strömhastigheter som har krävts för att deponera det finkorniga materialet, är troligtvis inte kraftiga nog för att frambringa tillräckligt med friktionsvärme för att upprätthålla en tunnel i en aktiv is. Därför är det troligt att åsens sandiga delar har avsatts i en öppen kanal, som har bildats genom att tunneltaket har kollapsat då den tidigare aktiva isen stagnerade (Röthlisberger 1972, Shreve 1972). Det har inte heller förekommit någon omfattande erosion i sedimenten. Detta bör tyda på att det inte har funnits något kraftigt vattenflöde, som skulle kunna öppna upp tunneln på nytt.

Avlagringarna i de korrelerade enheterna K1:C och K2:B – D tyder på att vattenföringen minskat markant och att genomströmning av smältvatten har upphört. Enhet K1:C uppvisar mindre, tillfälliga strömmar med variationer i strömföringen. De kohesionshaltiga slamströmmarna i den diamikta enheten K2:B har med största sannolikhet bildats av material som funnits upptaget i den omgivande, smältande isen.

I åsens yta förekommer tydliga dödisformer med dödisgropar. Även morän förekommer fläckvis utmed hela åsen (Daniel 1986). Dessa former och sediment har uppkommit som ett resultat av tunnelkollapsen. Då tunneltaket rasade in, hamnade stora isblock på de avsatta sedimenten och hindrade vidare avsättning på dessa platser. Efterhand som isblocken och omgivande is smälte, avsattes det material som var bundet i isen som slamströmmar. Slamströmmarna, moränerna och dödisgroparna är ytterligare ett argument för att Kåsebergaåsens översta delar har avsatts subaerilt och att mycket små strömhastigheter har varit förhärskande under detta slutskede i åsens uppbyggnad.

Kåsebergaåsens komplexa uppbyggnad gör att vår bildningsmodell blir relativt komplicerad. Åsens morfologi och våra sedimentologiska undersökningar stöder en tolkning, som innebär att åsens nedre, grova delar har bildats i en tunnel under en aktiv is och att dess övre delar har

bildats i en öppen kanal, då den aktiva isen har stagnerat, tunneltaket kollapsat och strömhastigheterna minskat.

Hörupsåsen

Hörupsåsens varierande utseende, med antydning till radbandsbildning, talar för att bildningsmiljön skiljer sig något från Kåsebergaåsens. De sedimentologiska undersökningarna i Hörupsåsen visar att den undersökta lagerföljden byggs upp av likartat material genom hela åsen, förutom den övre delen som utgörs av en diamikt. Det grova materialet har krävt en miljö med mycket kraftiga vattenflöden. Kornstorleken på materialet, med en maxpartikelstorlek på upp till 40 cm, innebär ett vattenflöde i eller i nära anslutning till en tunnel, eftersom strömhastigheten där kan bli så högt att grovt material, i dessa dimensioner, kan transporteras.

Åsens morfologiska variationer kan vara ett tecken på en tidstransgressiv bildning (Brennand 2000). Ismarginala radbandsåsar bildas framför allt vid isavsmältning i subakvatisk depositions miljö framför mynningen av en tunnel (Bannerjee & McDonald 1975). Åssekvenserna, som bygger upp dessa, flankeras vanligtvis av issjösediment och ibland också av ändmoräner (Bannerjee & McDonald 1975). När det gäller Hörupsåsen kan denna bildningsmiljö uteslutas. Om åsen hade avsatts i vatten, vid mynningen av en tunnel, hade avlagringen bestått av separata, flacka åssekvenser, vilka utgjorts av både proximala och distala sediment. Trots sitt varierande utseende är Hörupsåsen strikt begränsad och det förekommer inga sediment utanför åsens morfologiska begränsning, som kan tolkas som mera distala smältvattensavlagringar. Områdena runt åsen bör därför ha varit täckta av is under hela uppbyggnadstiden. Ett annat bildnings sätt, som kan orsaka detta utseende, är när en ås byggs upp av på varandra följande alluvialkoner, vilka utgörs av ryggar, kullar och terrasser i närheten av en öppen kanal i en yttre, stagnant del av istäcket (Hebrand & Åmark 1989). Denna bildningsteori är möjlig. Åsen utgörs av mycket grovt material och måste därför ha bildats i eller i nära anslutning till en tunnel. Skillnader i kornstorlek i åsens längdsträckning (Daniel 1986) kan eventuellt tyda på en uppbyggnad i sekvenser med proximala och distala delar i varje sekvens.

Hörupsåsens mest troliga depositions miljö är i en aktiv tunnel med höga strömhastigheter. Tunneln har successivt kollapsat och övergått till en öppen kanal i en stagnerad is. Det som pekar på detta är, förutom kornstorleken, även det faktum att det i åsens västra, distala delar förekommer mer finkornigt material än i åsens östra delar, som antas ha legat längre uppströms i den stagnerade isens dräneringssystem. Moränen på åsens yta kan möjligen ha bildats på liknande sätt som moränen på Kåsebergaåsen, d v s när den omgivande, materialrika isen har smält. Moränen kan då ha avlagrats som utsmältningmorän direkt på åsen eller bildats av slamströmmar som avsatts på åsens yta.

5.1.2 Upphöjda plåtömråden

Större, utbredda avlagringar finns i studieområdets västra del. Den utbredda formen visar att avlagringarna inte varit begränsade till tunnlar eller kanaler med isväggar, utan att smältvattenströmmarna kunnat spridas över ett större område. Spridning sker framför allt i den ismarginala och proglaciala miljön, antingen som sanduravlagringar i terrestrisk miljö eller som glacifluviala deltan i subakvatisk miljö (tabell 1).

Köpinge backar

Köpinge backar utgör en komplext uppbyggd bildning. Avlagringen har en tydlig morfologisk begränsning och sticker upp markant över omgivande landskap. I Köpinge backars östra slutning kan också en förlängning av Hörupsåsen urskiljas och Daniel (1986) menar att det är troligt att åsens distala delar ingår i backarnas norra del. Avlagringens utbredda form tyder på att den har avsatts i ett område, där det funnits möjlighet för materialet att spridas.

Materialtransporten ut till avlagringen måste också ha samband med en isälvmynning, vilket stämmer bra överens med kopplingen till Hörupsåsen. Köpinge backar är en iskontaktavlagring, eftersom en proglacial, terrestrisk miljö, utan begränsning, skulle ha resulterat i ett sandur med flack, distal del. Enligt kartbladsbeskrivningen från området innehåller backarna huvudsakligen finsand med skikt av lera (Daniel 1986). Avsättningen bör därför ha varit i en subakvatisk miljö och backarnas höjd talar för att de har bildats som ett iskontaktdelta vid en aktiv iskant eller med iskontakt mot dödis. Eftersom Köpinge backar inte omges av utbredda lerområden, kan en avsättning i en marin eller utbredd lakustrin miljö uteslutas. Detta medför att avlagringen snarare har deponerats i en sjö som varit uppdämd i dödis. Platåytan har också typiska dödisgropar, vilket tyder på ett kamesdelta (Bennett & Glasser 1996).

Avlagringen i Köpinge backar har börjat som en del av Hörupsåsen. Hörupsåsens tunnelmynning bör sedan under någon period ha legat i Köpinge backars östra kant. Sanden i backarna är avlagrade som en distal del, där den tunneltransporterade sanden först har kunnat avlagras utanför en kanalmynning. Senare har backarna fungerat som en distal depositions miljö, när området i öster övergått till ett stagnerat dödisområde.

Örup – Benestad fältet

Vid mynningen av Ullstorpsdalen ligger ytterligare ett utbrett område av isälvs material. Det finns inga morfologiska tecken på att denna avlagring har bildats med iskontakt mot moränslutningarna i norr eller sydost, och inte heller i den västra delen mot Fyledalen. Avlagringens lokalisering nere i en dal, avgör därmed att det handlar om en glacifluvial dalfyllnad. Avlagringens placering i Ullstorpsdalens mynning, pekar också på att det finns ett samband mellan dessa båda glacifluviala bildningar. Området mellan Ullstorpsdalen och Fyledalen, Örup – Benestad fältet, har tidigare karterats som morän, eftersom sedimenten är skifferrika och dessutom starkt vittrade (Daniel 1986). Detta gör det svårt att skilja grus från morän. I ytan är sedimenten grovklastiska och blockhalten är hög. Detta, menar vi, är en relativt bra indikation på att sedimentet ska tolkas som isälvs material, då områdets övriga moräner är finkornigare och blockfattiga. Då avlagringen ligger utanför skifferberggrundens gräns, måste det ha transporterats dit österifrån, genom Ullstorpsdalen. De grovkorniga sedimenten kan därför sannolikt sammankopplas med den smältvattenerosion, vilken utbildat dalen. Avlagringarna är troligtvis avsatta ismarginalt, med en iskant vid Ullstorpsdalens mynning i öster, och genom en proglacial utbyggnad i dalgången.

5.1.3 Kulliga områden

I studieområdet förekommer två olika typer av glacifluviala småformer; småkuperat, kulligt landskap och flacka, åsliknande former. Enligt klassificeringen i tabell 1 är kameskullar och små rullstensåsar de sannolika bildningsformerna. Åsformerna kan i sin tur bildas i olika miljöer i förhållande till isen (se avsnitt 2.4.3.2).

Landskapet i området runt Kulledalen, väster om Fyledalen, har en utpräglad kullig terräng med tydliga dödisformer. Moränområdena som omger isälvsavlagringarna här, innehar samma morfologi. En tänkbar bildningsmiljö, skulle kunna vara att isälvs materialet har avlagrats ovanpå moränens ytformer. Detta är dock inte troligt, eftersom isälvs materialet då skulle ha avsatts i moränlandskapets sänkor och därmed planat ut formerna. Dödisformerna och iskontaktbranterna talar för att sedimenten har avsatts ovanpå dödis eller mellan stora isblock i kanten av en smältande is, som är karakteristiska för kamestopografi (Mattsson & Åhman 1973).

5.1.4 Mindre, flacka och oregelbundna ryggformer

De utdragna, åsliknande avlagringarna har små mäktigheter och uppvisar därför inga typiska iskontakter med branta sidor. Det finns två tänkbara, alternativa teorier, om hur dessa sediment har avsatts. Det kan ha skett dels i en tunnel inne i eller under isen, dels supraglacialt i dödismiljö. I en bred tunnel skulle en långsträckt avlagring med liten mäktighet kunna ha sedimenterat, som vid framsmältning skulle ha fått en låg, flack form. Åsarna består dock till stora delar av sand, som inte är typiskt för avlagring inne i tunnlar, där strömhastigheten i regel är hög. Alternativet med avsättning i en supraglacial kanal är följaktligen mer troligt, eftersom sedimentet i depressionen skapar en flack konvex form då den omgivande och underliggande isen smälter bort.

5.1.5 Erosionsformer

I avsnitt 4.1.5 har undersökningsområdets erosionformer grupperats i olika klasser. Sammanlagringen av reliefkartan och den geomorfologiska kartan (figur 12a och b) visar att de mindre dalarna, bidalarna, i studieområdet har ett direkt samband med de större dalgångarna, och vi anser och betraktar därför studieområdets huvuddalar och bidalar som delar av större, sammanhängande, dendritiska dräneringssystem. Härefter kan vi urskilja två huvuddalstråk, Fyledalen, med mynning i Vombsänkan, samt Ullstorpsdalen, med mynning i Örup – Benestad fältet. Det är uppenbart att dessa dalarna utgör sammanstrålande smältvattensystem, som dominerats av erosion.

Det finns flera teorier om hur Fyledalen har bildats. En möjlighet är att erosionsdalarna är av sammansatt ursprung, vilket innebär att de kan ha använts under flera deglaciationsskeden. Dalen kan också delvis ha utbildats prekvartärt, då den till stor del är bunden till ett smalt stråk med jurabergarter, ett förhållande som talar för att en betydande prekvartär borttransport av de lättroderade bergarterna, kan ha ägt rum (Åberg 1960). Enligt Munthe (1920) har erosionen i förkastningslinjen där dalen löper, sannolikt verkat kraftigt redan under äldre kvartära skeden, men att den slutgiltiga och kanske huvudsakliga utformningen skett i sen tid, under den definitiva avsmältningssfasen. Fyledalen skär rakt igenom unga glacifluviala avlagringar, vilket innebär att dalen måste vara yngre än dessa. Eftersom dalen, enligt Åberg (1960), på ett flertal platser trots allt avviker starkt från gränsen mellan silur och jura bergarter respektive jura och krita bergarter, och att även om den följer Fyledalsförkastningen ungefärligt, inte helt sammanfaller med denna, kan dalens erosionsform på så sätt huvudsakligen kopplas till erosion under isavsmältningen.

Ullstorpsdalen mynnar ut i en större, skifferrik isälvsavlagring, Örup – Benestad fältet, och sambandet mellan avlagringen och erosionen av Ullstorpsdalen har redan kommenterats (se ovan). På flera platser i Ullstorpsdalen återfinns utbredda, blockbeströdda ytor, både på botten

och i sluttningarna, vilka tolkats som spolade moränitor av Åberg (1960). Detta trots att ingen morän har hittats under dessa ytor. Daniel (1986) tolkar blocken som oberoende av moränen. Även i flera av bidalarna återfinns liknande blockrika ytor. Dessa skulle kunna hänföras till smältvattenflöden med stora vattenmängder, som runnit i dalarna vid isens avsmältning.

I lågreliefområden, som i det studerade området, sker uterodering av kanalformer huvudsakligen subglacialt eller proglacialt (Sugden & John 1976). Då smältvatten i en tunnel flödar ut vid en iskant, kommer i regel en avsättning av material att ske, eftersom vattnet har möjlighet att sprida sig. De proglaciala kanalerna utbildas därför främst i de glacifluviala avlagringar som avlagras framför isen, och som i den terrestra miljön antingen utgörs av ett sandurplan eller en dalfyllnad. På den aktuella jordartskartan (Daniel 1976) kan man se att det inte förekommer några sådana sediment i samband med dalgångarna och således antas kanalformerna snarare vara utbildade subglacialt. Något som vidare talar för ett subglacialt ursprung är att dalbottenarna, trots en mycket flack gradient (där Fyledalens t o m är felvänd och i dag dräneras mot söder istället för förväntat mot norr), har utsatts för betydande erosion. Kraftig erosion i öppna kanaler med mycket liten gradient är inte trolig, utan erosionen kan snarare hänföras till subglaciala kanaler, där tryckgradienter ut mot iskanten medför höga strömhastigheter även om markytans lutning under isen är flack eller t o m lutar uppströms (Sugden & John 1976).

De former, med breda, flata bottenar och branta sidor, som många av dalarna i området har, kan morfologiskt närmast kopplas till tunneldalar, utbildade som N-kanaler i berggrunden. Tunneldalar har redan beskrivits i avsnitt 2.4.4.3 och i litteraturen förekommer ett flertal teorier om tunneldalarnas bildningssätt, dock med den gemensamma nämnaren att de uppkommit vid dränering av subglacialt, uppdämt vatten (bl a Schou 1949, Smed 1995a, b, Bennet & Glasser 1996, Van Dijke & Veldkamp 1996, Cofaigh 1996 och Piotrowski 1997). För att utbilda de stora dalarna i vårt undersökningsområde, har stora mängder vatten krävts. En förklaring till detta kan vara att smältvatten dämtes upp subglacialt, under glaciärisen. När klimatet förbättras och blir varmare, produceras betydande mängder smältvatten, som sedan dräneras neråt och fyller upp grundvattenmagasinen, varmed en ökad smältvattentillförsel sker i ytterområdena av iskanten (Van Dijke & Veldkamp 1996). Troliga orsaker till att uppdämning av vatten kunnat ske i detta område, är antingen att en bottenfrusen zon hindrat vidare framträngning av vatten (Wright 1973) eller så har det finkorniga material, som moränerna i området byggts upp av, stoppat upp vattnet genom sin låga permeabilitet (Piotrowski 1997). Man kan även tänka sig en kombination av dessa. När den frusna zonen vid varmare förhållanden tinar, kommer det uppdämda vattnet att hitta en dräneringsväg ut mot iskanten. Genom utveckling av ett hopsamlade, subglacialt dräneringssystem kan avtappning av det subglaciala vattnet ske.

Eftersom vi anser att vi i detta skede har en is i deglaciationsfas, bedöms inte Smeds (1995a, b) tunneldalsteori, med en successiv utbildning av dalfåran, vara ett troligt alternativ till dalarnas bildning, eftersom denna sker i isens framryckningsfas. Inte heller den tidstransgressiva teori som Cofaigh (1996) framlägger verkar trolig. Detta i och med att det dendritiska mönster som återfinns hos dalarna, inte anses kunna formas av supraglaciala flöden som störtar ner mot isens underlag och eroderar dalen i en bakåtgripande process.

5.2 Isälvsmaterialens bergartsinnehåll och paleoströmriktningar

För att koppla isälvsavlagringarna till de skånska isströmmarna (se avsnitt 2.3) har vi framför allt använt oss av bergartsanalys av avlagringarnas grusinnehåll. Genom att bergartssammansättningen påverkas av den isström, som eroderat berggrunden och avsatt avlagringen, är det möjligt att ta reda på om avlagringarna bildats vid nordostisens avsmältning eller vid avsmältning av en ungbaltisk is. Genom paleoströmmätningarna har vi fått underlag för bedömning av strömriktningar i isälvarnas tunnelsystem, men också i den dödis, som bildades vid stagnationen av isen.

Sedan tidigare är det känt att det bergartsmaterial som bygger upp en rullstensås i vissa fall har transporterats längre än det i den omgivande moränen. Detta innebär att det kan finnas skillnader i sammansättningen hos bergartsmaterialet i åsarna, jämfört med den omgivande moränen (Daniel 1986). Bergarterna påverkas också olika med hänsyn till nedslitning och bearbetning under transporten. Urbergspartiklar och hårda sandstenar är motståndskraftiga, medan lösa kalkstenar, p g a sin mjukhet, och skiffer, p g a sin klyvbarhet och mjukhet, influeras starkt av transporten. Detta medför att det kan finnas väldigt stora skillnader mellan olika fraktioner i bergartsfördelningen hos en isälvsavlagring. Vidare påverkar skiffers krossbenägenhet även provresultatet, genom att det faller i småbitar vid själva provinsamlingen samt vid siktning och annan behandling. Det här innebär att skiffer ofta blir överrepresenterad i grusfraktionen. En annan faktor, som kan påverka provresultaten, är att skiffer, och även kol, kan anrikas hydrodynamiskt och därmed finns risken att provet inte är representativt för hela avlagringen.

Isälvsavlagringarna i området väster om studieområdet, dvs i östra delarna av det skånska backlandskapet, har en bergartssammansättning med bl a höga halter av paleozoisk kalksten, vilket tyder på långtransporterat material som avsatts av en isström som passerat Östersjösänkan (Daniel 1986). Till skillnad från detta har avlagringarna i studieområdet övervägande ett materialinnehåll bestående av lokala, korttransporterade bergarter. Generellt avspeglar isälvsavlagringarna i stora delar av sydöstra Skåne den lokala berggrunden och materialet kan följas från det i nordost liggande urbergs- och sandstensområdet, vidare över de mosaikartade förekomsterna av alunskiffer och ordovicisk kalksten och slutligen in i och över lerskifferregionen (Daniel 1986).

I våra tolkningar av åsarnas proveniens, utgörs materialet till mycket stor del av lokalt material, men även material transporterat från Östersjösänkan finns representerat, framförallt i Kåsebergaåsens övre delar. En stark dominans av skiffer finns både i Kåsebergaåsens nedre delar och i Hörupsåsen. Skifferhalten i grusfraktionen kan dock generellt betraktas som något hög, eftersom skiffer har anrikats i vissa skikt i Kåsebergaåsen och Hörupsåsens skiffermaterial är vittringspåverkat och uppvisar en hög krossningsgrad.

Proveniensen i Kåsebergaåsens övre delar (Kåseberga 2) uppvisar en helt annan bergartssammansättning. Dessa prover domineras av urberg och kalksten. Detta kan ha sin grund i att materialet här har avsatts av slamströmmar från isens kant eller överyta. Material i isens övre delar har troligtvis transporterats längre sträckor än det material, som avsatts glacifluvialt under isen. Kolet och kaolinleran som förekommer i Kåsebergaåsen, kan härstamma från ett flertal platser både i och utanför studieområdet och därför kan dessa inte användas som indikation på en viss flödesriktning.

De tredimensionella partikelorienteringsanalyserna, som utförts i åsarna, ger dåliga styrkevärden, men visar, trots detta, på en viss prefererad orientering, som i stora drag följer åsarnas längdoriering. Kåsebergaåsens grova material uppvisar dessutom en tydlig imbrikation. Paleoströmanalyserna, som utförts i korsskiktade lager, innehar en viss spridning som kan anses utgöra normala variationer. Den prefererade orienteringen i kombination med imbrikationen och de goda resultaten vid paleoströmanalysen i Kåsebergaåsen, tyder på att sedimenten har avlagrats i en kanal, där strömmen runnit från öster mot väster. Hörupsåsens något sämre resultat kan ha orsakats av flera olika faktorer, vilka diskuterats närmare i det sedimentologiska avsnittet (4.2).

Både paleoströmriktningar och materialproveniensen tyder på en materialtransport i de stora åsarna, som i stora drag varit riktad mot väster. En materialzonering med mycket höga halter lokalt eroderat material i botten och längre transport av material i de övre delarna, är också tydlig. Kopplingen mellan isälvsmaterialens innehåll och nordostis respektive ungbaltisk is, är därför inte helt självklar. Den höga halten lokalt material visar på en omfattande interaktion mellan isen och underlaget under isens dynamiska fas innan själva avsmältningsskedet. Eftersom gränsen mellan mesozoiska kalkstenar och paleozoiska skiffrar (figur 2) skiljer undersökningsområdet i en sydvästlig och en nordostlig bergartsprovins, kan vi konstatera att den lokala materialtransporten skett från öster och nordost. Innehållet i den övre delen pekar däremot på en materialtransport med skandinavisk proveniens. Moränerna i undersökningsområdets centrala och södra del (se avsnitt 2.2.2) har också ett tydligt baltiskt inslag (Daniel 1986). En möjlig tolkning av materialskillnaderna är att isen varit zonerad och innehållt korttransporterat material underst och ett mera långtransporterat material på större avstånd från botten. En sådan materialzonering förekommer i glaciärer med basal nettotillfrysning (Benn & Evens 1998).

5.3 Deglaciationsmiljön i sydöstra Skåne under Weichselidens slutfas

De glacifluviala ackumulations- och erosionsformerna i sydöstra Skåne har med största sannolikhet bildats i samband med isavsmältning, men hur och i vilken riktning den retirande iskanten drog sig tillbaka och vilken glaciäris, som bildade de storskaliga formerna har tolkats på olika sätt. Enligt Ringberg (1988, 2003) försköts nordostisens iskant successivt mot öster och nordost, och lämnade isfria områden bakom sig, som senare invaderades av en baltisk islob från söder (figur 4d). Houmark-Nielsen & Kjær (2003) har rekonstruerat de danska isloberna under Weichselisens avsmältningsskede, men visar i sina modellrekonstruktioner inte hur deglaciationen över sydöstra Skåne och Bornholm kan ha gått till. Daniel (1986) påpekar att isavsmältningen i undersökningsområdet är svår att rekonstruera, men att de flesta författare har antagit att den sista retirande iskanten drog sig tillbaka mot söder. Teorin baseras framför allt på att moränmaterialen överst i Kåsebergaåsen och i området norr om åsen innehåller baltiskt material. Vi anser dock att det i det fallet borde finnas fler tecken på deformation av tidigare avlagrade former eller nya avlagringar efter en sådan isrörelse i området.

Klart är dock, att studieområdet vid deglaciationen har täckts av ett omfattande dödisområde. Enligt våra undersökningar visar isälvsavlagringarna i området inte på en successivt, tillbakadragande iskant, utan snarare på en regionalt utbildad, flack dödis. Detta, eftersom det saknas distala smältvattensediment på de stora, flacka och låglänta ytorna utanför åsarna,

vilket tyder på att den omgivande landytan varit täckt av is. Isälvarnas smältvatten borde annars ha letat sig mot lågområden och spridits över större ytor.

Isens stagnation föregicks av en aktiv fas med omfattande lokal erosion och interaktion mellan isen och underlaget. Vid isens stagnation hade isytan troligtvis en lutning mot väster och den subglaciala dräneringen som uppstod tyder på att isen var bottensmältande. Sambandet mellan de subglaciala ackumulationsformerna och erosionsformerna har redan tidigare påpekats. Allra tydligast uppträder detta mellan Ullstorpsdalen och Örup – Benestad fältet. Området väster och söder om mynningen består av kritkalksten och kalkiga sandstenar, men materialet som utgör Örup – Benestad fältet består av dåligt sorterat, skifferrikt material med bl a stora skifferflak. Materialtransporten från öster och sambandet mellan dalen och avlagringen blir därmed påtagligt, eftersom dalen är uteroderad i skiffer.

Erosionen antyder en dränering av uppdämt, subglacialt vatten som dränerats ut mot iskanten via en tunneldal (N-kanal), vilket innebär övergång från en spridd till en samlad, subglacial dränering i området innanför mynningsområdet (Benn & Evans 1998). Örup – Benestad fältet, med dess grova material, kan anses ha bildats vid en tömning av detta slag i samband med att Ullstorpsdalen har eroderats fram. Lera och silt inlagrad i fältets undre delar tyder på att erosionen inte skett i samband med en enda plötslig tappning, utan vid upprepade avtappningar, kanske med en avslutande, större tappning, som bildat den översta, blockiga avlagringen.

I samband med bortdräneringen av det subglacialt uppdäma vattnet, skedde en övergång till en samlad, koncentrerad dränering och en fortsatt dränering av ablationsvatten genom R-kanaler i studieområdets södra del, med åsformation som följd. Dessa har utbildats i en is, där det supraglaciala smältvattnet har letat sig ner genom isen och ansamlats i större subglaciala tunnlar. Åsarnas längdsträckning, men också Ullstorpsdalens riktning, tyder på att det subglaciala grundvattnets tryckgradient var riktad mot väster, vilket innebär att isytan bör ha varit högst i öster. Dräneringen mot väster fortsatte även i det öppna dräneringssystemet i den stagnerade isen, då de stora, sandiga avlagringarna i västra delen av området huvudsakligen bildades. Även de flacka, mindre åsarnas sträckning tyder på en stagnerad is med svag dränering och lutning mot väster. Det subglaciala dräneringssystemet i Hörupsåsen och sedimenten i Kåsebergaåsen är dessutom delvis moräntäckta, vilket innebär att isen har varit rik på material som smält ut då den stagnerat.

Iskantens läge i väster, vid bildningen av Ullstorpsdalen och initieringen av åsarna, markeras av de stora isälvsavlagringarna i studieområdets västra del. Genom våra studier kan vi dra slutsatsen att Örup – Benestad fältet och Köpings backar troligtvis utgör distala delar av Ullstorpsdalen respektive Hörupsåsen. Vi tror dessutom att ett liknande samband möjligen kan finnas mellan Kåsebergaåsen och Hammars backar. De avlagringar som utgör åssystemets västra del, de s k Hammars backar, skulle kunna vara ett sandigt kamesdelta. Precis som på Köpings backar, har denna del av Kåsebergaåsen betydande spår av död is. Den postglaciala kusterosion, som havet utövat på avlagringarna, kan avsevärt ha påverkat och förändrat ursprungsformens utseende, och det är mycket möjligt att Hammars backar tidigare utgjort en mer utbredd avlagring. De stora mängder sand, som finns omlagrade i strandsediment och dynfält i området vid Sandhammaren, kan t ex ha kommit från en sådan avlagring.

Den baltiska is, som bildat backlandskapet i väster, har i vår tolkning inte direkt påverkat studieområdet, utan snarare utgjort en begränsande faktor som hindrat vidare dränering av smältvattensmassorna västerut. Isloben har avgränsats i Fyledalen, vilken har haft sin sträckning längs den östra gränsen av loben. Moränbacklandskapet väster om Fyledalen skiljer sig markant från det studerade området och antas därför ha bildats av en is med annorlunda smältvattenregim än studieområdets.

Frågan om den stagnerande isen i sydöstra Skåne tillhörde nordostisen eller den baltiska isströmmen, kan möjligen besvaras med isens avsmältningssätt. Vår tolkning, att isen smälte som en flack stagnerad is, skulle kunna tyda på att den aktiva isen haft en mycket låg gradient, vilket är typiskt för snabba isströmmar med högt, subglacialt vattentryck (Alley et al. 1986). Materialproveniensen i åsarna är huvudsakligen den lokala berggrunden i östra Skåne. Detta tyder på en kraftig erosion av underlaget, men inslagen av bl a kalksten i de övre delarna av Kåsebergaåsen, visar på en baltisk proveniens hos det mera långtransporterade materialet. Som modell för den baltiska isströmmen, kan man använda den paleogeografiska rekonstruktionen (figur 4c) som är hämtad från Houmark-Nielsen & Kjær (2003). De flesta tidigare rekonstruktionerna anger att det aktuella området låg i gränzonen mellan den avsmältande nordostisen och den aktiva baltiska isströmmen och enligt vår uppfattning är det möjligt att det bågformiga mönstret av åsar och smältvattenkanaler har bildats i övergångsområdet mellan långsammare gående inlandsis i norr, samtidigt som baltisk is strömmade västerut, d v s under inverkan av båda isrörelserna.

Ännu är problemet med sydöstra Skånes deglaciation inte fullständigt löst. Det produceras ständigt nytt material som bidrar till att göra bilden allt klarare. Vi hoppas att vårt examensarbete i någon mån har kunnat medverka till detta och skapat vidare intresse för områdets kvartärgeologi.

6. FRAMTIDA UNDERSÖKNINGAR

Trots de praktiska och teoretiska undersökningar som vi utfört i studieområdet, krävs det ytterligare forskning och studier utöver det material som redan finns tillgängligt, för att helt kunna klarlägga de processer som verkat under Weichseliens deglaciationsfas. Fler sedimentologiska undersökningar, inte bara i åsarna, utan även i övrigt isälvsmaterial och i erosionsdalarna, skulle förbättra tolkningsmöjligheterna avsevärt. Även vidare undersökningar i moränmaterialet hade hjälpt till för att avgöra om det föreligger något samband mellan moränmaterialet ovanpå åsarna och det på slätterna runt omkring.

7. REFERENSER

- Ahlberg, P. (1986). Den svenska kontinentalsockelns berggrund. *Sveriges geologiska Undersökning. Rapporter och Meddelanden*. Nr. 47.
- Allen, J.R.L (1982). Sedimentary structures. Their character and physical basis, volume 1. *Developments in sedimentology*. Vol. 30A, s. 1-593.
- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. och Rooney, S.T. (1986). Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica. *Nature*. Nr. 322, s 57-59.
- Banerjee, I. & McDonald, B. C. (1975). Nature of esker sedimentation. I Jopling, A.V. & McDonald, B.C. (Red.). *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication Nr. 23, s. 132-154.
- Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. Arnold, New York.
- Benn, D.I & Evans, D.J.A. (2004). *A practical guide to the study of glacial sediments*. Arnold, London.
- Bennett, M.R. (2003). Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*. 61, s. 309-339.
- Bennett, M.R. & Glasser, N.F. (1996). *Glacial Geology – Ice Sheets and Landforms*. Wiley, England.
- Bentley, C.R. (1987). Antarctic ice streams: a review. *Journal of Geophysical Research*. Nr. 92, s. 8843-8858.
- Bergsten, K.E. (1981). Isälvsdalar i Sydvästskåne. *Svensk Geografisk Årsbok*. Årg. 57 s. 19-24. Lund.
- Boulton, G.S., Dent, D.L. & Morris, E.M. (1974). Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland. *Geografiska Annaler, Serie A*. Vol. 56A, s. 135-145.
- Brennand, T.A. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*. Vol. 32, s. 263-293.
- Clayton, L., Attig, J.W. och Mickelson, D.M. (1999). Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. I Mickelson, D.M. och Attig, J.W. (Red.). *Glacial Processes Past and Present: Boulder, Colorado*. Geological Society of America, Special Paper 337, s 69-82.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. (1989). *Sedimentary structures*. 2:a uppl. The University Printing House, Oxford.
- Daniel, E. (1986). *Beskrivning till jordartskartorna. Tomelilla SO/Simrishamn SV, Ystad NO/Örnahusen NV*. Serie Ae Nr 65 – 66. Sveriges geologiska Undersökning (SGU). Uppsala.
- Derbyshire, E. (1962). Fluvio-glacial erosion near Knob Lake central Quebec-Labrador, Canada. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 73, s. 1111-1126.
- Embleton, C. & King, C.A.M. (1971) *Glacial and Periglacial Geomorphology*, Edward Arnold, Edinburgh.
- Erlström, M., Sivhed, U. & Wikman, H. (1999). Skånes natur, berg och jord. – Berggrunden. I Germundsson, T. & Schylter, P. (Red.). *Sveriges Nationalatlas, Atlas över Skåne*. (s. 11-15) Almqvist & Wiksell, Uppsala.
- Ekström, G. (1936) Skånes moränområden. *Svensk Geografisk Årsbok*. Årg. 12, s. 70-77.
- Fountain, A.G. (1993). Geometry and flow conditions of subglacial water at South Cascade Glacier, Washington State, USA: an analysis of tracer injections. *Journal of Glaciology*. Vol. 39, s. 143-156.
- Garcia Ambrosiani, K. (Red.) (1995). Kompendium i jordartsanalys – laboratorieanvisningar. *Quaternaria, Serie B*. Nr. 1.
- Gjessing, J. (1960). Isavsmeltningstidens drenering – Dens forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen og Nordre Østerdalen. *Ad Novas*. Nr. 3, s. 1-492.
- Gravenor, C.P. & Kupsch, W.O. (1959). Ice disintegration features in western Canada. *Journal of Geology*. Vol. 67, s. 48-64.

- Hebrand, M. & Åmark, M. (1989). Esker formation and glacier dynamics in eastern Skåne and adjacent areas, southern Sweden. *Boreas*. Vol. 18, s. 67-81.
- Holmström, L.P. (1867). Iakttagelser öfer istiden i södra Sverige. Lunds universitets årsskrift; Första avdelningen, Teologi, juridik och humanistiska ämnen, Nr. 3; Andra avdelningen, Medicin samt matematiska och naturvetenskapliga ämnen, Nr. 7.
- Holmström, L.P. (1904). Öfversikt af den glaciala afslipningen i Sydsandinavien. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar (GFF)* 26.
- Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K.H. (2003). Southwest Scandinavia, 40-15 kyr Bp: paleogeograph and environmental change. *Journal of Quaternary Science*. Vol. 18, s. 769-786.
- Ives, J.D. & Kirby, R.P. (1964). Fluvioglacial erosion near Knob Lake central Quebec-Labrador, Canada: discussion. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 75, s. 917-922.
- Johansson, C.E. (1960). Riktninganalyser i glacifluviala avlagringar. *Svensk Geografisk Årsbok*. Årg. 36, s.130-142.
- Johansson, C.E. (1963). Orientation of pebbles in running water. A laboratory study. *Geografiska Annaler*. Vol. 45, s. 85-112.
- Jurgaitis, A. (1980). Genetic classification of glaciofluvial deposits and methods of their investigation. I Stankowski, W. (Red.). *Tills and glaciogene deposits*. Materials of Symposium of Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits (INQUA) Birmingham, United Kingdom 1977. Universitetet im. adama mickiewicza w poznanu, Seria Geografia Nr. 20, s. 85-93.
- Jurgaitis, A & Juozapavičius, G. (1988). Genetic classification of glaciofluvial deposits and criteria for their recognition. I Goldthwait, R.P. & Matsch, C.L. (Red.). *Genetic classification of glacial deposits*. (s. 227-242) Balkema, Rotterdam.
- Karlsson, K. & Hansbo, S. (1992) 3 rev. uppl.. *Jordarternas indelning och benämning*. Byggnadsnämningens rådet.
- Lagerlund, E. (1987). An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the history of Skåne, South Sweden. *Boreas*. Vol. 16, s. 433-459.
- Lawson, D.E. (1988) Glacigenic resedimentation: Classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. I Goldthwait, R.P. & Matsch, C.L. (Red.). *Genetic classification of glacial deposits*. (s. 147-169) Balkema, Rotterdam.
- Lidmar-Bergström, K., Elvhage, C. & Ringberg, B. (1991). Landforms in Skåne, south Sweden. Preglacial and glacial landforms analysed from two relief maps. *Geografiska annaler. Serie A*, Vol. 73A, s. 61-91.
- Lidmar-Bergström, K. & Schlyter, P. (1999). Skånes natur, berg och jord – Landformerna. I Germundsson, T. & Schlyter, P. (red.). *Sveriges Nationalatlas, Atlas över Skåne*. (s. 19) Almqvist & Wiksell, Uppsala.
- Lindström, M. (2000). Del 2, Den yngre berggrunden. I Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T. (red.). *Sveriges geologi från urtid till nutid*. (s. 203-306) Studentlitteratur, Lund.
- Lliboutry, L. (1968). General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. *Journal of Glaciology*. Vol. 7, s. 21-58.
- Malmberg-Persson, K. & Schlyter, P. (1999). Skånes natur, berg och jord – Skåne under den senaste istiden. I Germundsson, T. & Schlyter, P. (red.). *Sveriges Nationalatlas, Atlas över Skåne*. (s. 20) Almqvist & Wiksell, Uppsala.
- Mannerfelt, C.M. (1945). Några glacial-morfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. *Geografiska annaler*. Vol. 27, s. 1-239.
- Mannerfelt, C.M. (1949). Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. *Geografiska annaler*. Vol. 31, s. 194-199.
- Mattsson, J.O. & Åhman, R. (1973). Lexikon i Naturgeografi. Svensk utgåva översatt från Moore, W.G. (1968). *A Dictionary of geography*. CWK Gleerup bokförlag, Lund.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Italien.
- Milthers, V. (1948). *Det danske Istidslandskabs Terraenformer og deres Opstaaen*. Danmark Geologiske Undersøkelse 28. Reitzel, Köpenhamn.

- Mooers, H.D. (1989). On the formation of the tunnel valleys of the superior lobe, Central Minnesota. *Quaternary Research*. Nr. 32, s 24-35.
- Norling, E. (2002). Berggrunden – Kontinentalsockelns berggrund. I Fredén, C. (red.). *Sveriges Nationalatlas, Berg och Jord*. (s 38-40) Italien.
- Nye, J.F. (1976). Water flow in glaciers; jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*. Vol. 17, s. 181-207.
- Piotrowski, J.A. (1997). Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 16, Nr. 2, s. 169-185.
- Price, R.J. (1973). *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Rich, J. (1908). Marginal glacial drainage features in the Finger Lakes region. *Journal of Geology*. Vol. 16, s. 527-548.
- Ringberg, B. (1988). Late Weichselian geology of southernmost Sweden. *Boreas*. Vol. 17, s. 234-263.
- Röthlisberger, H. (1972). Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of glaciology*. Vol. 11, s. 177-203.
- Schou, A. (1949) I – The Landscapes. I Nielsen, N. (Red.). *Atlas of Denmark, text and photographs*. Bianco Lunos Bogtrykkeri, Köpenhamn.
- Sharp, M.J., Gemmel, J.C. och Tison, J.-L. (1989). Structure and stability of the former subglacial drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Earth Surface processes and Landforms*. Vol. 14, s. 119-134.
- Sharp, R.P. (1947). The Wolf Creek Glaciers St. Elias Range, Yukon Territory. *Geographical Review*. Vol. 37, s. 26-52.
- Shreve, R.L. (1972). Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*. Vol. 11, s. 205-214.
- Sissons, J.B. (1961). Some aspects of glacial drainage channels in Britain, Part II. *The Scottish Geographical Magazine*. Vol. 77, Nr. 1, s. 15-36.
- Smed, P. (1995a). Tunneldale – er dannet af smeltevand under isen. *GeologiskNyt*. Nr 1, s. 19-23.
- Smed, P. (1995b). Tunneldale – er dannet af smeltevand under isen. *GeologiskNyt*. Nr 2, s. 19-23.
- Sorby, L. (1989). *Ice movements in SE Scania – Previous investigations and revised striation analysis on bedrock outcrops*. Lund.
- Stokes, C.R. & Clarke, C.D. (2001). Paleo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 20, s. 1437-1457.
- Sugden, D.E. & John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape – A Geomorphological Approach*. Edward Arnold, London.
- Sundborg, Å. (1956). The river Klarälven. A study of fluvial processes. *Geografiska annaler*. Vol. 83, s. 127-316.
- Tucker, M.E. (1991) 2 uppl.. *Sedimentary Petrology An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Van Dijke, J.J. & Veldkamp, A. (1996). Climate-controlled glacial erosion in the unconsolidated sediments of northwestern Europe, based on a genetic model for tunnel valley formation. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 21, Nr. 4, s. 327-340.
- Walder, J.S. och Hallet, B. (1979). Geometry of former subglacial water channels and cavities. *Journal of Glaciology*. Vol. 23, s. 335-346.
- Warren, W.P. & Ashley, G.M. (1994). Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. A64, Nr. 3, s. 433-449.
- Wastenson, L. (1993). I Nämnden för Skoglig Fjärranalys (red.). *Flygbildsteknik och Fjärranalys*. (s. 149–188) Skogsstyrelsen, Jönköping.
- Wright, H.E. (1973). Tunnel valleys, glacial surges and subglacial hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. I Black, R.F., Goldthwait, R.P. och Williams, H.B. (Red.). *The Wisconsinan Stage*. Geological Society of America, Memoir 36, s 251-276.
- Åberg, C. (1960). *Glacialmorfologiska studier i sydöstra Skåne*. Opublicerad lic.avh. Geografiska institutionen, Lund.
- Åmark, M. (1984). The deglaciation of the eastern part of Skåne, southern Sweden. – A study of till and stratified drift. *LUNDQUA thesis*. Vol. 15.

Kartreferenser

Daniel, E. (1986). Jordartskartan: *2D Tomelilla SO/ 2E Simrishamn SV*. Skala 1:50 000. Serie Ae Nr 65. Sveriges geologiska Undersökning (SGU). Uppsala.

Daniel, E. (1986). Jordartskartan: *1D Ystad NO/ 1E Örnahusen NV*. Skala 1:50 000. Serie Ae Nr 66. Sveriges geologiska Undersökning (SGU). Uppsala.

Jordartskartan Skåne län, skala 1:750 000. SGU serie Ba 55. ©Sveriges geologiska undersökning (SGU) 2000. Medgivande: 30-1676/2005.

Skånska Rekognosceringskartan, skala 1:30 000. Framställd av Fältmättningsbrigaden 1812-1820. Lantmäteriet och krigsarkivet. Arlov 1986.

Gröna Kartan: *Tomelilla 2D SO*. Skala 1:50 000. Lantmäteriet. Gävle 1986.

Väggkartan över Sverige, skala 1:100 000, ©Lantmäteriet 2004.

BILAGOR

Bilaga 1

Litofaciesschema över steniga grusiga litofacies.

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>	<i>Partiklarnas utseende</i>	<i>Fabric</i>
StGcm	Klasterstött massivt eller diffust skiktat stenigt grus	Mycket grovkornig, klasterstödd. Varierande sorteringsgrad. Medelkornstl på klasterna är grovgrus. Medelkornstl i matrix är grovsand till fingrus.	Diffus horisontell stratifiering. Ett par dm tjocka lager, som byggs upp till flera m tjocka enheter. Bäddkontakter kan vara otydliga, då väldefinierad skiktning saknas.	Massiva lager. Kan förekomma diffus skiktning. Klasterverk med en riklig sandmatrix.	Rundade. Flata och elongerade (skiffer).	Fflata klaster antar horisontell orientering, imbrikation.
StGmm	Matrixstött massivt stenigt grus	Mycket grovkornig, matrixstödd. Sorterad. Medelkornstl på klasterna är grovgrus. Medelkornstl i matrix är grovsand till fingrus.	Skarpa gränser, men ej erosiva.	Massiv bädd. Svag gradering.	Rundade. Flata och elongerade (skiffer).	Saknar vanligen imbrikation, dock kan flata klaster anta horisontell orientering.
Gmm	Matrixstött massivt grus	Grovkornig, matrixstödd. Ofullständigt sorterad. Medelkornstl på klasterna är grovgrus. Medelkornstl i matrix är grovsand till fingrus.	Skarpa gränser, men ej erosiva.	Massiv bädd. Svag gradering.	Rundade. Flata och elongerade (skiffer).	Saknar vanligen imbrikation, dock kan flata klaster anta horisontell orientering.

Litofaciesschema över grusiga sandiga litofacies.

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>	<i>Partiklarnas utseende</i>	<i>Fabric</i>
GSmm	Matrixstödd massiv grusig sand	Relativt grovkornig, matrixstödd. Osorterad. Medelkornstl på klasterna är fin-till mellangrus. Medelkornstl i matrix är huvudsakligen grovsandsand.	Skarpa gränser, men ej erosiva.	Massiv bädd. Svag gradering. Skarpa laterala avslutningar.	Rundade. Flata och elongerade (skiffer).	Saknar vanligen imbrikation, dock kan flata klaster anta horisontell orientering.
GSpp	Planlagrad grusig sand	Relativt grovkornig. Ofullständigt sorterad. Medelkornstl är grovsand.	Tabulära eller lutande lager. Ett par dm tjocka lager, som byggs upp till flera m tjocka enheter. Grovt skiktad. Grov horisontell stratifiering. Vanligen skarpa gränser. Bäddkontakter kan vara otydliga, då väldefinierad skiktning saknas.	Horisontell parallell laminering. Klasterramverk med en riklig sandmatrix..	Rundade.	Imbrikation.
GSpc	Planlagrad grusig sand med korsskiktning	Relativt grovkornig. Sorterad. Medelkornstl är grovsand.	Tabulära, planlagrade lager. Ett par dm tjocka.	Enskilda eller grupperade korsskiktade bäddar.	Rundade.	
GStc	Tråglagrad grusig sand med korsskiktning	Relativt grovkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är grovsand.	Trågformade lager. Minsta tjocklek 5 cm. Grupperade tråg kan vara flera m. Vanligtvis är inte trågsetet tjockare än 1 m.	Korsskiktning. Består av böjda set. Tråg kan förekomma som enskilda eller grupperade.		

Litofaciesschema över sandiga litofacies.

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>
Sm	Massiv sand	Finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Ett par dm till någon m tjocka lager. Vanligen skarpa gränser.	Massiv. Kan förekomma gradering eller mycket svag fläckvis laminering.
Spp	Planlagrad sand	Finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Tabulära eller lutande lager. Upp till ett par dm tjocka. Vanligen skarpa gränser.	Horisontell parallell laminering. I allmänhet homogen.
Spp(def)	Planlagrad deformerad sand	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är finsand.	Ett par dm till någon m tjocka lager. Vanligen skarpa gränser.	Deformerad horisontell parallell laminering.
Spc	Planlagrad sand med korsskiktning	Finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Tabulära, planlagrade lager. 5 cm till ett par m tjocka.	Enskilda eller grupperade plankorsskiktade bäddar.
Stc	Tråglagrad sand med korsskiktning	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Trågformade lager. Grupperade tråg kan vara flera m. Minsta tjocklek 5 cm. Vanligtvis är inte trågsetet tjockare än 1 m.	Korsskiktning. Består av böjda set. Tråg kan förekomma som enskilda eller grupperade.
Sd	Draperad laminerad sand	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är finsand.	Lateralt begränsat. Ett par dm tjocka lager.	Draperad laminering.
Sr(At)	Rippellaminerad sand med tråglagrade korsskiktade A- ripplar	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Trågformade lager. Ett par dm till ett par m tjocka lager.	Rippel- laminering.
Sr(B)	Rippellaminerad sand med B- ripplar	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är fin- till mellansand.	Ett par dm till ett par m tjocka lager.	Rippel- laminering.
SiSr(At)	Rippellaminerad siltig sand med tråglagrade korsskiktade A- ripplar	Finkornig. Sorterad. Medelkornstl är mellansilt.	Trågformade lager. Ett par dm till ett par m tjocka lager.	Rippel- laminering.

Litofaciesschema över siltiga litofacies

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>
Sim	Massiv silt	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är grovsilt.	Några mm till några cm i tjocklek. Den undre lagergränsen är ofta formad efter det underliggande lagrets överyta.	Massiv. Kan förekomma påverkan av växtligt och utfällningar
Sil	Planlaminerad silt	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är grovsilt.	Tabulära lager. Ett par cm till någon dm tjocka lager. Skarpa gränser.	Horisontell parallell laminering. Kan förekomma småskaliga ripplar.
Sil(def)	Planlaminerad deformerad silt	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är grovsilt.	Tabulära lager. Ett par cm till någon dm tjocka lager. Stundtals skarpa gränser.	Deformerad horisontell parallell laminering.
Sir(At)	Rippellaminerad silt med trågkorsskiktade A-ripplar	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är grovsilt.	Trågformade lager. Ett par dm till ett par m tjocka lager.	Rippellaminering.
Sir(B)	Rippellaminerad silt med B-ripplar	Mycket finkornig jordart. Sorterad. Medelkornstl är finsilt.	Ett par dm till ett par m tjocka lager.	Rippellaminering.

Litofaciesschema över leriga litofacies.

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>
Lm	Massiv lera	Mycket finkornig. Varierande sorteringsgrad. Medelkornstl är mellanlera.	Några mm till några cm i tjocklek. Den undre lagergränsen är ofta formad efter det underliggande lagrets överyta.	Massiv. Kan förekomma påverkan av växtligt och utfällningar
Lm(def)	Massiv deformerad lera	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är mellanlera.	Någon dm tjocka lager. Skarpa gränser.	Massiv deformerad.
LI	Planlaminerad lera	Mycket finkornig. Sorteringsgrad okänd. Medelkornstl är mellanlera.	Tabulära lager. Ett par cm till flera m tjocka lager. Skarpa gränser.	Horisontell parallell laminering. Kan förekomma småskaliga ripplar.

Litofaciesschema över diamikta litofacies.

<i>Facies-kod</i>	<i>Faciesnamn</i>	<i>Textur</i>	<i>Lagerformer</i>	<i>Lagrens uppbyggnad</i>	<i>Partiklarnas utseende</i>	<i>Fabric</i>
D(GS)mm	Grusig sandig matrixstött massiv diamikt	Relativt grovkornig. Medelkornstl är grus och sand.	Tabulära lager. Omkring 1 m tjocka lager.	Massiv. Förekommer klaster av lera, silt och sand.	Mer eller mindre kantiga.	Ingen uppenbar orientering.
D(S)ms	Sandig matrixstött stratifierad diamikt	Finkornig. Medelkornstl är sand.	Skarpa gränser.	Stratifiering. Förekommer klaster av kaolinlera.	Mer eller mindre kantiga.	Ingen uppenbar orientering.

Bilaga 2

Prover från Kåseberga 1

Hydrometeranalyserade prover

Provrnr.	K1:P1
Sorteringsgrad på materialet <0,063 mm och >0,001	3,28, ofullständigt sorterad
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (36%), ler (28%), finsilt (19%)
Lerhalt	28 % (finlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 mm och >0,001	0,0073 mm – mellansilt
Andel material >0,063 mm	<10 %
Jordartens namn	Siltlera

Provrnr.	K1:P2
Sorteringsgrad	2,25, sorterad
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (41,5%), finsilt (21,5 %), ler (20%)
Lerhalt	20 % (grovlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 mm och >0,001	0,0093 mm – mellansilt
Andel material >0,063 mm	<5 %
Jordartens namn	Mellansiltlera

Provrnr.	K1:P9
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	2,09, sorterad
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (42%), grovsilt (21%)
Lerhalt	14 % (lerig jordart)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	0,014 mm – mellansilt
Andel material >0,063 mm	<10 %
Jordartens namn	Lerig silt

Provrnr.	K1:P10
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	2,51, ofullständigt sorterad
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (30,5%), ler (30%), finsilt (29%)
Lerhalt	30 % (finlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	0,0052 mm – finsilt
Andel material >0,063 mm	<5 %
Jordartens namn	Siltlera

Provrnr.	K1:P11
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	2,13, sorterad
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (33%), grovsilt (28%)
Lerhalt	15 % (grovlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	0,017 mm – mellansilt
Andel material >0,063 mm	<14 %
Jordartens namn	Lerig silt

Provnr.	K1:P14
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	-
Dominerande fraktion(er)	Grovsilt (>37%) (finsand <44%)
Lerhalt	3,5 %
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	Median: 0,044 mm – grovsilt
Andel material >0,063 mm	<44 %
Jordartens namn	Sandig silt

Provnr.	K1:P15
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	1,85, sorterad
Dominerande fraktion(er)	Finsilt (46%), ler (27%), mellansilt (21%)
Lerhalt	27 % (finlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	0,004 mm - finsilt
Andel material >0,063 mm	<4 %
Jordartens namn	Finsiltlera

Provnr.	K1:P17
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	-
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (43%), finsilt (15%)
Lerhalt	4 %
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	Median: 0,012 mm – mellansilt
Andel material >0,063 mm	<35 %
Jordartens namn	Sandig mellansilt

Provnr.	K1:P19
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	-
Dominerande fraktion(er)	Mellansilt (39%)
Lerhalt	4 %
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	Median: 0,022 mm – grovsilt
Andel material >0,063 mm	<33 %
Jordartens namn	Sandig silt

Siktanalyserade prover

Provnr.	K1:P3
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	2,92, ofullständigt sorterad, tämligen jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Material >22,5 mm (31,1%), grovsand (26,2%), mellangrus (16,5%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	2,6 mm – fingrus
Andel material >22,5 mm	31,1 %
Jordartens namn	Sandigt stenigt grovgrus

Provnr.	K1:P4
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,88, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Grovsand (41,2%), mellansand, (24%), material >22,5 mm (11%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,1 mm – grovsand
Andel material >22,5 mm	11 %
Jordartens namn	Stenig grusig grovsand

Provnr.	K1:P5
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	2,90, ofullständigt sorterad, tämligen jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Material >22,5 mm (26,9%), grovsand (24,1%), mellangrus (22,7%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	4,0 mm – fingrus
Andel material >22,5 mm	26,9 %
Jordartens namn	Stenigt sandigt grus

Provnr.	K1:P6
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,79, sorterad, ojämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Mellangrus (41,6%), material >22,5 mm (24,4%), fingrus (18,5%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	6,9 mm – mellangrus
Andel material >22,5 mm	24,4 %
Jordartens namn	Stenigt mellangrus

Provnr.	K1:P7
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	3,54, osorterad, tämligen jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Material >22,5 mm (32,2%), mellangrus (21%), grovsand (20,7%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	3,27 mm – fingrus
Andel material >22,5 mm	32,2 %
Jordartens namn	Stenigt sandigt grus

Provnr.	K1:P8
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,15, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (59%), mellansand (40%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,19 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Sand

Provnr.	K1:P12
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,34, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (57,5%), mellansand (39%)
Ler- och silthalt	3,4 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,19 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Finsand

Provnr.	K1:P13
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,60, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Grovsand (52%), mellansand (33%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,92 mm – grovsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Grovsand

Provnr.	K1:P16
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,26, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (77,5%) Mellansand (19,7%)
Ler- och silthalt	3 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,15 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Finsand

Provnr.	K1:P18
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,43, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Mellansand (71%)
Ler- och silthalt	0 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,33 mm – mellansand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Mellansand

Provnr.	K1:P20
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,27, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (84%)
Ler- och silthalt	9 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,12 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Något siltig finsand

Provnr.	K1:P21
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,21, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (95%)
Ler- och silthalt	4 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,12 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Finsand

Bilaga 3

Prover från Kåseberga 2

Hydrometeranalyserade prover

Provnr.	K2:P2
Sorteringsgrad på materialet <0,063 och >0,001 mm	-
Dominerande fraktion(er)	Finsilt (26%), ler (26%)
Lerhalt	26 % (finlera)
Medelkornstorlek på materialet <0,063 och >0,001 mm	Median: 0,0055 mm – finsilt
Andel material >0,063 mm	<30 %
Jordartens namn	Sandig siltlera

Sikt- och hydrometeranalyserade prover

Provnr.	K2:P1
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,001 mm	1,56, sorterad, ojämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (57%), grovsilt (19,5%)
Lerhalt	7,5 % (lerig jordart)
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,001 mm	0,070 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0%
Jordartens namn	Siltig finsand

Provnr.	K2:P3
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,001 mm	3,40, ofullständigt sorterad, tämligen jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Material >22,5mm (24,5%), finsand (21,2%)
Lerhalt	1,5 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,001 mm	0,34 mm – mellansand
Andel material >22,5 mm	24,5 %
Jordartens namn	Stenig siltig sand

Provnr.	K2:P4
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,001 mm	1,93, sorterad, ojämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (47%), mellansand (21%)
Lerhalt	5 % (lerig jordart)
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,001 mm	0,143 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Lerig finsand

Provnr.	K2:P5
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,001 mm	1,81, sorterad, ojämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (52%), grovsilt (16%), mellansand (15%)
Lerhalt	6 % (lerig jordart)
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,001 mm	0,109 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0 %
Jordartens namn	Lerig finsand

Siktanalyserade prover

Provnr.	K2:P6
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,60, sorterad, jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Finsand (55,5%), mellansand (32%)
Ler- och silthalt	10 %
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	0,18 mm – finsand
Andel material >22,5 mm	0%
Jordartens namn	Något siltig finsand

Bilaga 4

Prover från Hörupsåsen, Glivarp

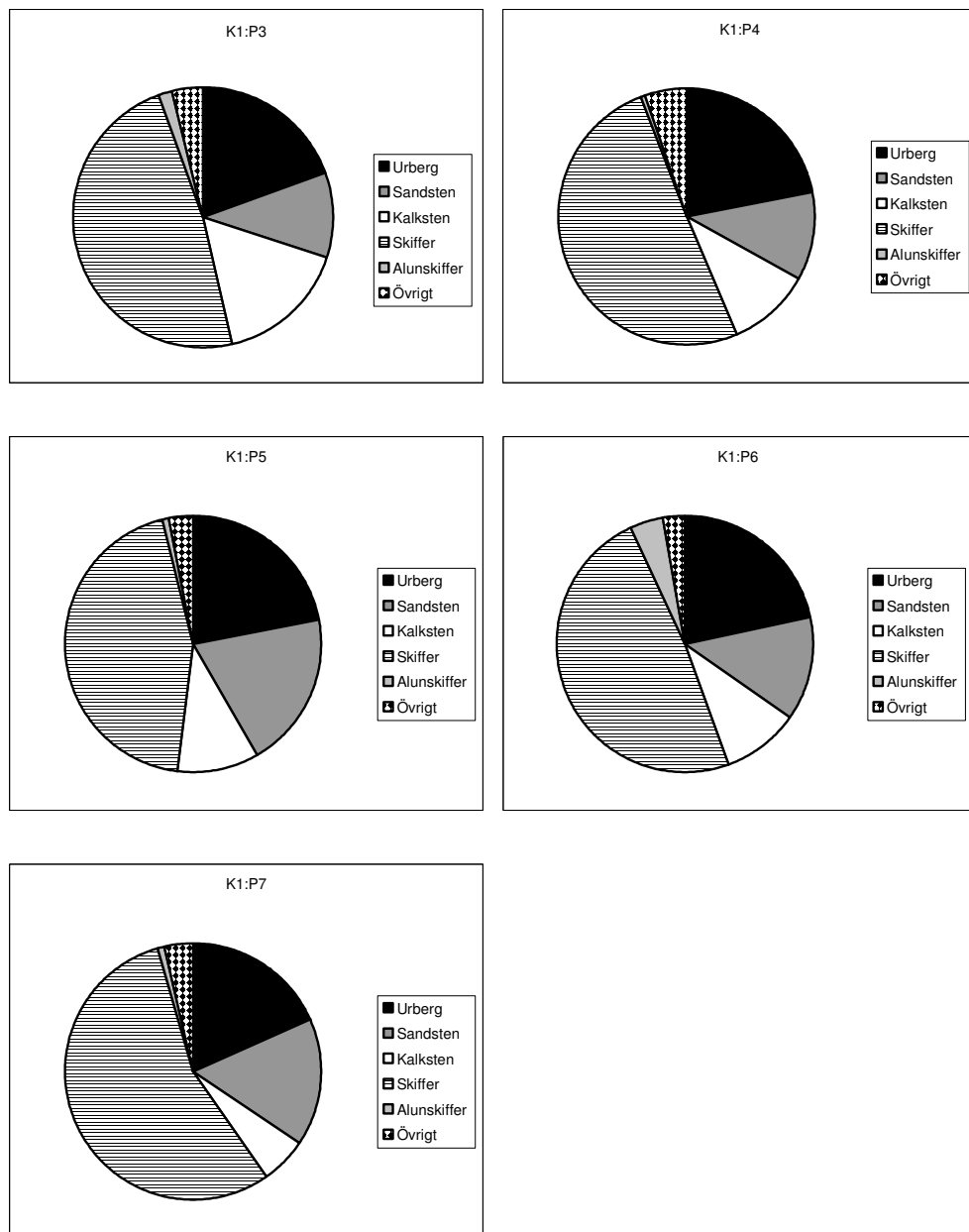
Siktanalyserade prover

Provnr. Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm Dominerande fraktion(er) Ler- och silthalt Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm Andel material >22,5 mm Jordartens namn	H:P1 2,31, sorterad, tämligen jämnkornig Fingrus (33,9%), mellangrus (22,4%) 1,5 % 3,2 mm – fingrus 5,4 % Sandigt grus
Provnr. Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm Dominerande fraktion(er) Ler- och silthalt Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm Andel material >22,5 mm Jordartens namn	H:P2 2,83, ofullständigt sorterad, tämligen jämnkornig Material >22,5 mm (21,3%), fingrus (20,6%) grovsand (20,2%) 5,3 % (lerig jordart) 2,4 mm – fingrus 21,3 % Något siltig stenig grusig sand
Provnr. Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm Dominerande fraktion(er) Ler- och silthalt Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm Andel material >22,5 mm Jordartens namn	H:P3 2,4, sorterad, tämligen jämnkornig Grovsand (32%), mellansand (18%) 4,6 % 1,68 mm – grovsand 15,2 % Stenig grusig sand
Provnr. Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm Dominerande fraktion(er) Ler- och silthalt Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm Andel material >22,5 mm Jordartens namn	H:P4 2,45, sorterad, tämligen jämnkornig Grovsand (30,2%), fingrus (23,1%), mellansand (20,4%) 4,7 % 1,7 mm – grovsand 6,6 % Grusig sand
Provnr. Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm Dominerande fraktion(er) Ler- och silthalt Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm Andel material >22,5 mm Jordartens namn	H:P5 2,7, ofullständigt sorterad, jämnkornig Grovsand (29,9%), mellansand (23,4%), material >22,5 mm (20,8) 3,6 % 1,1 mm – grovsand 20,8 % Stenig grusig sand

Provnr.	H:P6
Sorteringsgrad på materialet <22,5 och >0,063 mm	2,47, sorterad, tämligen jämnkornig
Dominerande fraktion(er)	Material >22,5 mm (44,1%), grovsand (16,6%), fingrus (13,2%)
Ler- och silthalt	6,97 % (lerig jordart)
Medelkornstorlek på materialet <22,5 och >0,063 mm	1,96 mm – grovsand
Andel material >22,5 mm	44,1 %
Jordartens namn	Något siltig grusig sandig stenjord

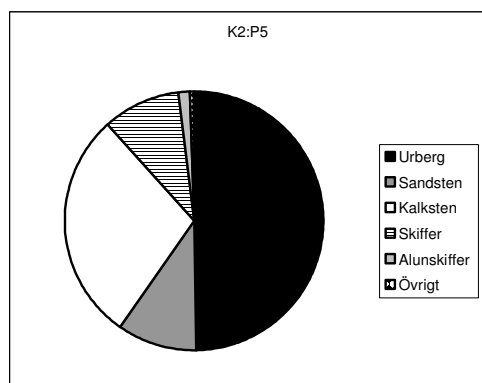
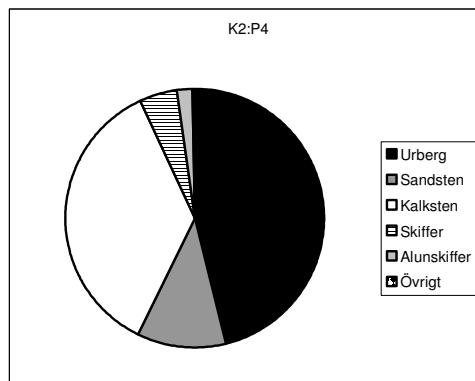
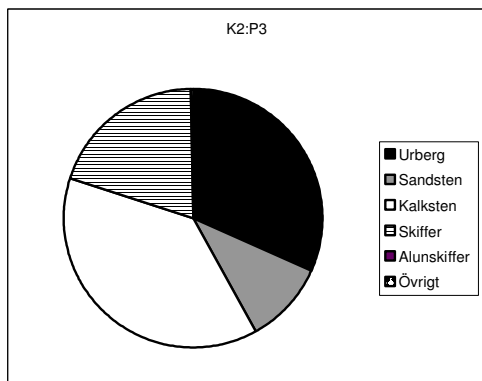
Bilaga 5

Bergartsanalys från Käseberga 1



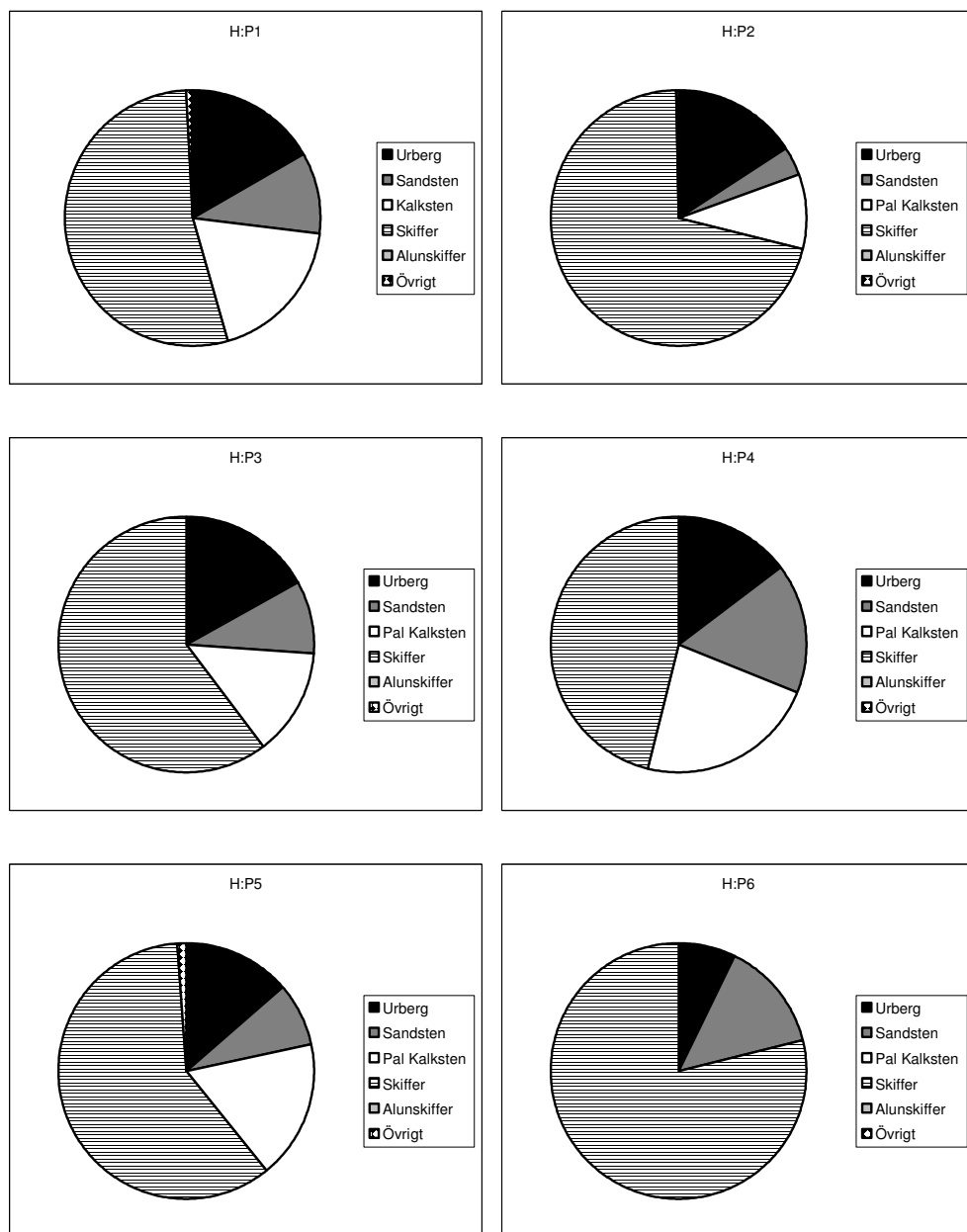
Bilaga 6

Bergartsanalys från Kåseberga 2



Bilaga 7

Bergartsanalys från Hörupsåsen, Glivarp



Lunds Universitets Naturgeografiska institution. Seminarieuppsatser. Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens bibliotek, Sölvegatan 12, 223 62 LUND. Serien startade 1985.

The reports are available at the Geo-Library, Department of Physical Geography, University of Lund, Sölvegatan 12, S-223 62 Lund, Sweden.
Report series started 1985.

79. Ullman, M., (2001): El Niño Southern Oscillation och dess atmosfäriska fjärrpåverkan.
80. Andersson, A., (2001): The wind climate of northwestern Europe in SWECLIM regional climate scenarios.
81. Lalloo, D., (2001): Geografiska informationssystem för studier av polyaromatiska kolväten (PAH) – Undersökning av djupvariation i BO01-området, Västra hamnen, Malmö, samt utveckling av en matematisk formel för beräkning av PAH-koncentrationer från ett kontinuerligt utsläpp.
82. Almqvist, J., Fergéus, J., (2001): GIS-implementation in Sri Lanka.
Part 1: GIS-applications in Hambantota district Sri Lanka : a case study.
Part 2: GIS in socio-economic planning : a case study.
83. Berntsson, A., (2001): Modellering av reflektans från ett sockerbetsbestånd med hjälp av en strålningsmodell.
84. Umegård, J., (2001): Arctic aerosol and long-range transport.
85. Rosenberg, R., (2002): Tetratermmodellering och regressionsanalyser mellan topografi, tetraterm och tillväxt hos sitkagran och lärk – en studie i norra Island.
86. Håkansson, J., Kjörling, A., (2002): Uppskattning av mängden kol i trädform – en metodstudie.
87. Arvidsson, H., (2002): Coastal parallel sediment transport on the SE Australian inner shelf – A study of barrier morphodynamics.
88. Bemark, M., (2002): Köphultssjöns tillstånd och omgivningens påverkan.
89. Dahlberg, I., (2002): Rödlistade kärlväxter i Göteborgs innerstad – temporal och rumslig analys av rödlistade kärlväxter i Göteborgs artdatabank, ADA.
90. Poussart, J-N., (2002): Verification of Soil Carbon Sequestration - Uncertainties of Assessment Methods.
91. Jakubaschk, C., (2002): Acacia senegal, Soil Organic Carbon and Nitrogen Contents: A Study in North Kordofan, Sudan.
92. Lindqvist, S., (2002): Skattning av kväve i gran med hjälp av fjärranalys.
93. Göthe, A., (2002): Översvämningskartering av Vombs ängar.
94. Lööv, A., (2002): Igenväxning av Köphultsjö – bakomliggande orsaker och processer.
95. Axelsson, H., (2003): Sårbarhetskartering av bekämpningsmedels läckage till grundvattnet – Tillämpat på vattenskyddsområdet Ignaberga-Hässleholm.
96. Hedberg, M., Jönsson, L., (2003): Geografiska Informationssystem på Internet – En webbaserad GIS-applikation med kalknings- och försurningsinformation för Kronobergs län.
97. Svensson, J., (2003): Wind Throw Damages on Forests – Frequency and Associated Pressure Patterns 1961-1990 and in a Future Climate Scenario.
98. Stroh, E., (2003): Analys av fiskrättsförhållandena i Stockholms skärgård i relation till känsliga områden samt fysisk störning.
99. Bäckstrand, K., (2004): The dynamics of non-methane hydrocarbons and other

- trace gas fluxes on a subarctic mire in northern Sweden.
100. Hahn, K., (2004): Termohalin cirkulation i Nordatlanten.
 101. Möllerström, L., (2004): Modelling soil temperature & soil water availability in semi-arid Sudan: validation and testing.
 102. Setterby, Y., (2004): Igenväxande hagmarkers förekomst och tillstånd i Västra Götaland.
 103. Edlundh, L., (2004): Utveckling av en metodik för att med hjälp av lagerföljdsdata och geografiska informationssystem (GIS) modellera och rekonstruera våtmarker i Skåne.
 104. Schubert, P., (2004): Cultivation potential in Hambantota district, Sri Lanka
 105. Brage, T., (2004): Kvalitetskontroll av servicedatabasen Sisyla
 106. Sjöström, M., (2004): Investigating Vegetation Changes in the African Sahel 1982-2002: A Comparative Analysis Using Landsat, MODIS and AVHRR Remote Sensing Data
 107. Danilovic, A., Stenqvist, M., (2004): Naturlig föryngring av skog
 108. Materia, S., (2004): Forests acting as a carbon source: analysis of two possible causes for Norunda forest site
 109. Hinderson, T., (2004): Analysing environmental change in semi-arid areas in Kordofan, Sudan
 110. Andersson, J., (2004): Skånska småvatten nu och då - jämförelse mellan 1940, 1980 och 2000-talet
 111. Tränk, L., (2005): Kadmium i skånska vattendrag – en metodstudie i föroreningsmodellering.
 112. Nilsson, E., Svensson, A.-K., (2005): Agro-Ecological Assessment of Phonxay District, Luang Phrabang Province, Lao PDR. A Minor Field Study.
 113. Svensson, S., (2005): Snowcover dynamics and plant phenology extraction using digital camera images and its relation to CO₂ fluxes at Stordalen mire, Northern Sweden.
 114. Barth, P. von., (2005): Småvatten då och nu. En förändringsstudie av småvatten och deras kväveretentionsförmåga.
 115. Areskoug, M., (2005): Planering av dagsutflykter på Island med nätverkanalys
 116. Lund, M., (2005): Winter dynamics of the greenhouse gas exchange in a natural bog.
 117. Persson, E., (2005): Effect of leaf optical properties on remote sensing of leaf area index in deciduous forest.
 118. Mjöfors, K., (2005): How does elevated atmospheric CO₂ concentration affect vegetation productivity?
 119. Tollebäck, E., (2005): Modellering av kväveavskiljningen under fyra år i en anlagd våtmark på Lilla Böslid, Halland
 120. Isacson, C., (2005): Empiriska samband mellan fältdata och satellitdata – för olika bokskogsområden i södra Sverige.
 121. Bergström, D., Malmros, C., (2005): Finding potential sites for small-scale Hydro Power in Uganda: a step to assist the rural electrification by the use of GIS
 122. Magnusson, A., (2005): Kartering av skogsskador hos bok och ek i södra Sverige med hjälp av satellitdata.
 123. Levallius, J., (2005): Green roofs on municipal buildings in Lund – Modeling potential environmental benefits.
 124. Florén, K., Ohlsson, M., (2006): Glacifluviala avlagrings- och erosionsformer i sydöstra Skåne, Sverige – en sedimentologisk och geomorfologisk undersökning.

