

Kvidingedeltat - bildningsprocesser och arkitektonisk uppbyggnadsmodell av ett glacifluvialt Gilbertdelta

Pernilla Nilsson

Examensarbeten i Geologi vid
Lunds universitet - Kvartergeologi, nr. 211



Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2007

Kvidingedeltat– bildningsprocesser och arkitektonisk uppbyggnadsmodell av ett glacifluvialt Gilbertdelta

Examensarbete
Pernilla Nilsson

Geologiska Institutionen
Lunds universitet
2007

Innehåll

1 Introduktion.....	5
2 Områdesbeskrivning	5
2.1 Morfologi	5
2.2 Berggrund	5
2.3 Kvartära avlagringar	5
3 Material och metod.....	7
3.1 Kartmaterial och handdator	7
3.2 Sedimentologiska undersökningar	7
3.2.1 Översiktskartering	7
3.2.2 Detaljloggning	8
3.2.2 Paleoströmmätning och maxpartikelstorlek	9
3.3 Georadar	9
4 Resultat.....	10
4.1. Sektionsritningar	10
4.1.1 Sektion Körslätt	11
4.1.2 Sektion Maglabby	11
4.1.3 Sektion Björket 1	12
4.1.4 Sektion Björket 2	12
4.1.5 Sektion Sönnarslöv 1	12
4.1.6 Sektion Sönnarslöv 2	12
4.1.7 Sektion Smedstorp 1	12
4.1.8 Sektion Smedstorp 2	12
4.2 Radargram från mätning med georadar	13
4.2.1 Linje 1	13
4.2.2 Linje 2	13
4.2.3 Linje 3	20
4.2.4 Linje 4	20
4.2.5 Linje 5	20
4.2.6 Linje 6	20
4.2.7 Linje 7	20
4.3 Beskrivning och tolkning av de arkitektoniska elementen	21
4.3.1 Arkitektoniskt element A: deltaplanets sediment	21
4.3.2 Arkitektoniskt element B: deltaslutningens sediment	24
4.3.3 Arkitektoniskt element C: sedimenten vid deltaslutningens fot	24
4.3.4 Arkitektoniskt element D: prodeltats sediment	25
4.3.5 Paleosluttningar och paleoströmmar	27
5 Diskussion.....	33
5.1 En sedimentologisk modell för deltats uppbyggnad	33
5.2 Deltats relation till isavsmältningen och högsta kustlinjen	35
5.2.1 Iskantens läge	36
5.2.2 Högsta kustlinjen	36
5.2.3 Deltats ålder	37
6 Slutsatser	38
7 Tack	38
8 Referenser	39

Omslagsbild: Sektion Maglabby med Söderåsen i bakgrunden (Foto: Pernilla Nilsson)

Kvidingedeltat– bildningsprocesser och arkitektonisk uppbyggnadsmodell av ett glacifluvialt Gilbertdelta

Pernilla Nilsson

Nilsson, P., 2007: Kvidingedeltat– bildningsprocesser och arkitektonisk uppbyggnadsmodell av ett glacifluvialt Gilbertdelta. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 211, 40 sid. 20 poäng.

Sammanfattning: Kvidingefältet ligger i nordvästra Skåne på Söderåsens nordöstra sida och avlagringen är ett delta som bildades i en havsvik under deglaciationen av området. Syftet med undersökningen är att göra en arkitektonisk analys av Kvidingedeltats tredimensionella uppbyggnad och att ta reda på hur deltautbyggnaden gått till. Sedimentologiska studier i form av översiktskartering utfördes i åtta av täkternas skärningar och sju detaljloggningar genomfördes. Mätning med georadar i de oexploaterade områdena resulterade i sju radargram. Resultaten visar att Kvidingedeltat är ett glacifluvialt Gilbert-delta och att havsviken vid avsättandet var 15-20 meter djup. Fyra arkitektoniska grundelement identifieras i deltaavlagringen. De fyra elementen, kallade A, B, C och D, har även underindelats. Element A– Deltaplanets sediment karaktäriseras av skivformade lager av grusiga litofacies och representerar ett proximalt flätflodssystem som prograderat ut över deltat. Djupare kanaler har funnits i de yttersta delarna av deltaplanet. Element B– Deltaslutningens element karaktäriseras av grusiga och sandiga klinoformlager som avsatts av massrörelser i deltaslutningen. Element C– Sedimenten vid deltaslutningens fot karaktäriseras av sandig tråg- och plankorsskiktning och visar på dyner som avsatts vid deltafoten snett uppför slutningen eller i slutningsriktningen. De visar också på uppgruntningsfaser under deltats bildning. Element D– Prodeltats sediment karaktäriseras av en tabulär form med stor lateral utbredning och med horisontella lager av planlagrad eller rippellaminerad finsand och silt som avsatts av ihållande turbiditströmmar i prodeltaområdet. Två olika avsättningsvarianter har förekommit då deltat prograderat ut i bassängen. En första där strömmens utgångshastighet vid slutningskrönet varit hög vilket lett till avsättning av grövre material som sten och grus i deltaslutningen. Samtidigt har en strömvirvel uppstått som genererat strömmar uppför deltaslutningen. En andra där utgångshastigheten varit lägre vilket lett till avsättning av främst sand i deltaslutningen. Utbyggnaden av Kvidingedeltat har börjat som ett iskontaktdelta i de sydostligaste delarna för att sedan övergå till ett glacifluvialt Gilbert-delta i det aktuella undersökningsområdet som ligger i de norra och nordvästra delarna av deltat. Sedimenten i deltats yttersta delar har troligen kommit från en smältande is som haft sin rand på Söderåsen och där smältvattnet dränerats genom den kanjon som finns vid Klöva Hallar. Havsnivån vid tiden för bildandet av deltats yttersta delar låg på 45 meter över havet. Utbyggnaden av Kvidingedeltat tog ca 150-200 år och avsattes något tidigare än 16 000 år före nutid.

Nyckelord: Kvidingedeltat, Gilbertdelta, isälvsdelta, georadar, arkitektoniska element, sluttningsprocesser

Pernilla Nilsson, Geologiska Institutionen, Centrum för GeoBiosfärvetenskap, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: pernila.nilsson.80@gmail.com

The Kvidinge delta– sedimentary processes and depositional architecture of a glaciofluvial Gilbert-type delta

Pernilla Nilsson

Nilsson, P., 2007: The Kvidinge delta– sedimentary processes and depositional architecture of a glaciofluvial Gilbert-type delta. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 211, 40 pp. 20 points.

Abstract: The Kvidinge deposit is situated in north-western Scania, southern Sweden. It is a delta formed in a bay during the deglaciation of the area. The purpose of the investigation is to do an architectural analysis of the three-dimensional build-up of the Kvidinge deposit and to reconstruct the progradation of the delta. Sedimentary studies have been performed in eight sections and seven logs have been recorded. GPR measurements were done in the unexploited areas and resulted in seven GPR profiles. The results show that the Kvidinge deposit is a glaciofluvial Gilbert-type delta deposited in a basin depth of 15-20 meters. Four main architectural elements were identified, called A, B, C and D. Element A– The delta plane sediments are characterised by gravels with tabular forms and is representing a proximal braided river system that was prograding in the delta plane during the delta build out. In the distal areas of the river system deeper channels were located. Element B– The delta slope sediments are represented by clinofolds with gravelly and sandy sediments deposited by mass flows on the delta slope. Element C– The delta toe sediments are represented by sandy trough- and planar cross bedding and show dunes deposited by turbidity currents in the delta toe area, either towards or in the same direction as the delta slope. The sediments in C also indicate shallowing-upward phases during the build-out of the delta. Element D– The prodelta sediments are characterised by a large lateral extension of tabular forms with planar- and ripple laminated fine sand and silt, which was deposited by continuing turbidity currents in the prodelta area. Two patterns of deposition have occurred during the delta progradation. In the first type the channel water current had high velocities when reaching the basin which has led to deposition of coarse material, gravel and cobbles, on the delta slope. High velocities gave rise to a lee-side vortex which led to back-flow currents climbing the delta slope. In the second type the channel water current has had lower velocities which led to deposition of mainly sand on the delta slope. The build-out of the Kvidinge deposit started as an ice-contact delta in the south-eastern parts and proceeded into a glaciofluvial Gilbert-type delta in the investigation area in the northern and north-western parts of the delta. The sediments in the investigated area likely originate from a melting glacier on the Söderåsen horst with meltwater drainage through the canyon at Klöva Hallar. The shoreline at the time of deposition of the investigated part of the delta is estimated to 45 meters above the present sea level. The build-up of the entire delta took approximately 150-200 years and occurred around 16 000 years ago.

Keywords: The Kvidinge deposit, Gilbert-type delta, glaciofluvial delta, Ground penetrating radar (GPR), architectural elements, delta-slope processes

Pernilla Nilsson, Department of Geology, GeoBiosphere Science Centre, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: pernila.nilsson.80@gmail.com

1 Introduktion

Kvidingefältet i nordvästra Skåne, nordost om Söderåsen, är ett av norra Europas största sammanhängande täktområden för naturgrus. Grusområdet har en areal på mer än tre km² och är ett stort isälvsdelta som bildats i en havsvik under inlandsisens avsmältning. Den omfattande täktverksamheten ger möjlighet att studera deltats storskaliga arkitektoniska uppbyggnad samtidigt som skärningarna ger möjlighet till detaljerade sedimentologiska undersökningar.

Isälvsdeltan är viktiga sedimentarkiv som kan ge information om en mängd paleogeografiska och paleoklimatiska förhållanden som till exempel israndlägen, inlandsisens avsmältningshastighet, eventuella isframstötter, smältvattenshydrologi och havsnivåer. Variationen på uppbyggnaden av isälvsdeltan är mycket stor och många undersökningar visar skillnader som är kopplade till olika sedimentationsprocesser och avlagringsmiljöer i förhållande till iskanten (t.ex. Clemmensen & Houmark-Nielsen 1981; Lønne 1993, 1995; Nemeč et al 1999; Plink-Björklund & Ronnert 1999; Lønne et al 2001; Winsemann et al 2006; Thomas & Chiverrell 2006).

Lønne (1995) skiljer på tre olika grundtyper av iskontaktsystem: subakvatiska randfält, iskontaktdeltan och proglaciala deltan. Subakvatiska randfält bildas subakvatiskt vid glaciärkantens botten i bassängen och saknar helt subaerilt distributionssystem. Iskontaktdeltan bildas direkt vid glaciärfronten i bassängen och har ett kort subaerilt distributionssystem. Proglaciala eller glacifluviala deltan avsätts i bassängen framför iskanten och har inte längre direktkontakt med glaciären. De har ett väl utvecklat distributionssystem och typiskt för dessa är en uppbyggnad med deltaplan, deltaslutning och bottenbädd i form av ett klassiskt Gilbert-delta. Randfält kan övergå till ett iskontaktdelta som i sin tur kan övergå till att bli ett glacifluvialt delta.

Uppbyggnaden av isälvsdeltan är inte bara beroende av förhållandet till en smältande inlandsis utan påverkas också av andra faktorer som gäller mera generellt för alla former av deltan. Postma (1990) presenterar olika typer av grovklastiska deltan och har utgått från tre huvudfaktorer som styr deltauppbyggnaden, nämligen (1) vilken typ av flod- eller älvsystem som distribuerar vatten och sediment till deltat, (2) mottagarbassängens egenskaper med kustmorfologi och vattendjup, och (3) bassängprocesserna i form av vågor, tidvatten och strömmar.

Syftet med detta arbete är att göra en arkitektonisk analys av Kvidingedeltats tredimensionella uppbyggnad och att ta reda på hur deltauppbyggnaden gått till: vilken typ av distributionssystem som funnits på deltatytan, hur vattendjup och strömförhållanden varit framför deltat, och hur sedimenten avlagrats på deltaslutningen och omfördelats och spridits vidare ut i bassängen.

Kvidingedeltat har tidigare undersökts av Sandgren (1983), men någon detaljerad studie av del-

tats arkitektoniska uppbyggnad har inte gjorts. Det är också delvis oklart hur uppbyggnaden skett i förhållande till inlandsisen och till högsta kustlinjen (HK). Ett vidare syfte har därför varit att ge en bild av deltats relation till HK och till den avsmältande inlandsisen.

Undersökningen bygger på en kombination av översiktliga och detaljerade undersökningar i grustäkternas skärningar samt mätningar med hjälp av georadar i det öppna, flacka landskapet utanför täkterna.

2 Områdesbeskrivning

2.1 Morfologi

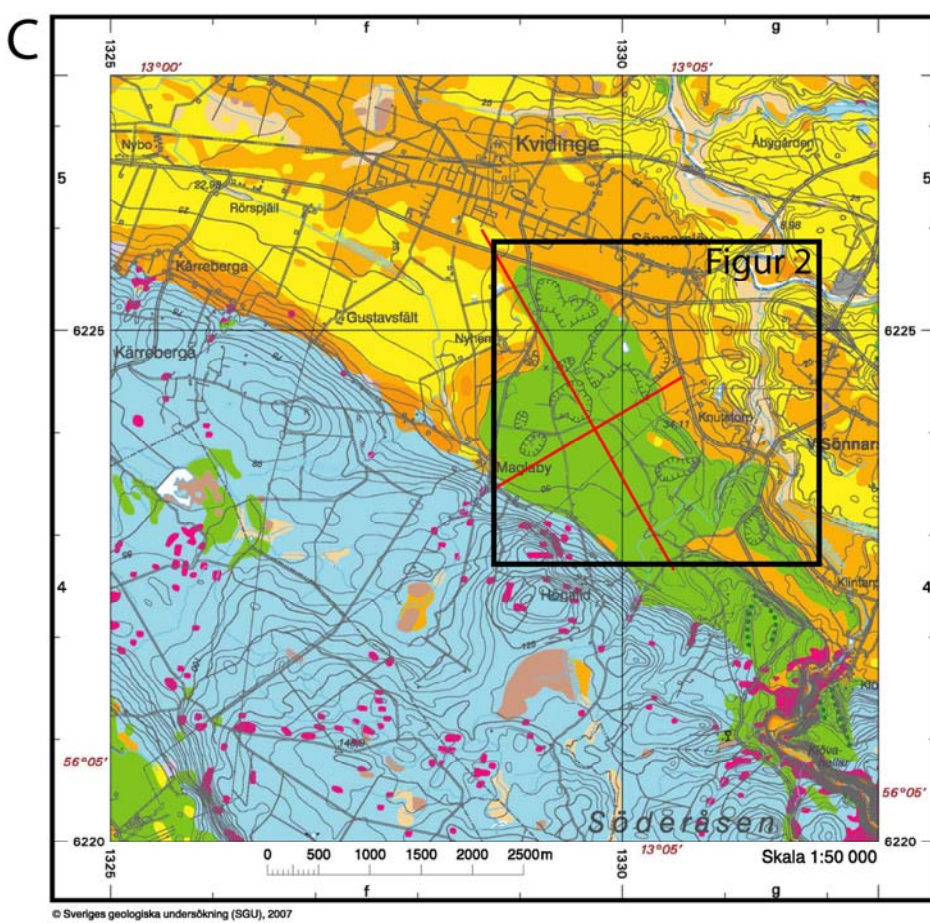
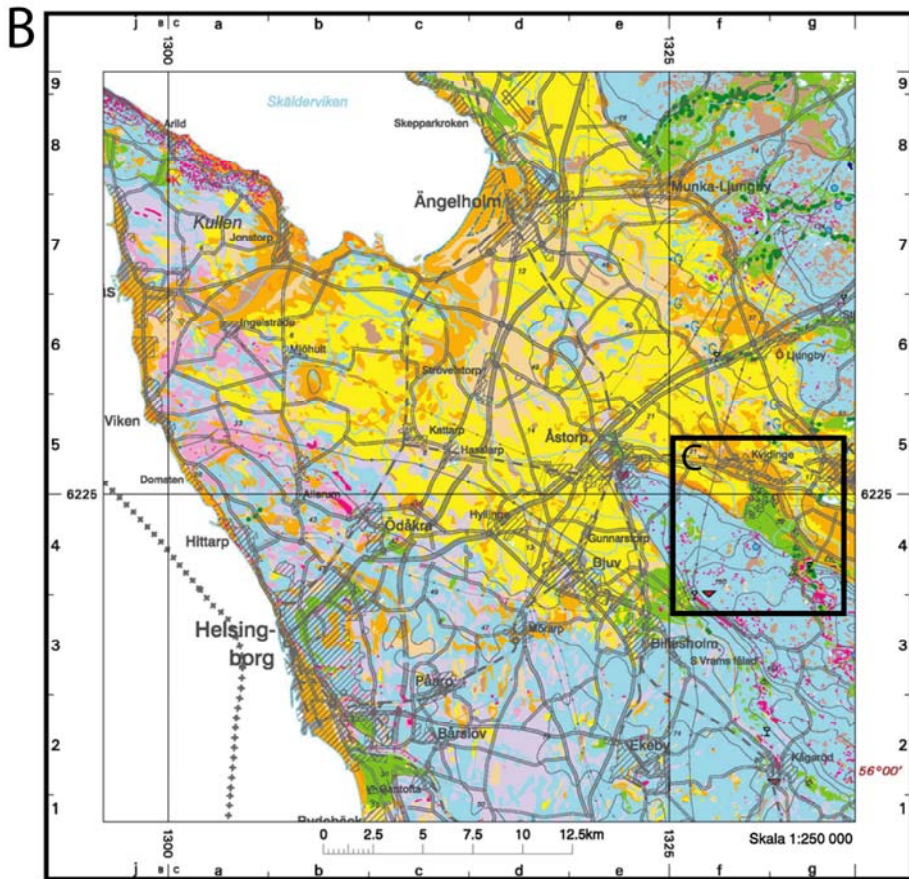
Kvidingedeltat är beläget nordost om Söderåsen som ligger i nordvästra Skåne (Figur 1). Landskapet präglas av den högt upphöjda horsten med omgivande lågområde som mot nordost övergår i höglandsområde. Lågområdet mellan Söderåsen och höglandet i nordost kallas Ängelholmsslätten. Kvidingedeltat, som är en del av Ängelholmsslätten, är ca två kilometer brett från sydväst till nordost och ca fyra kilometer långt från sydost till nordväst. Deltatytan är relativt plan och belägen på 48 till 53 m.ö.h. och har en sluttningsriktning från sydost mot nordväst. Längs deltats östra gräns är avlagringen något upphöjd och bildar en rygghöjd. Nordost om denna rygghöjd sänker sig landskapet (Sandgren 1983).

2.2 Berggrund

Hela det skånska landskapet präglas av Tornquistzonens NV-SO-liga utsträckning vilket bl.a. syns som horstar, spricksystem och diabasgångar. Söderåsen är en av Skånes många horstar med sin högsta punkt på 210,1 m. Söderåsen, liksom höglandet i nordost, består till största delen av urberg. Urberget är i hela området genombrutet av diabasgångar från karbon-perm med NV-SO-lig riktning. På Ängelholmsslätten och söder och sydväst om Söderåsen överlagras urberget av sedimentära bergarter från jura och krita. De sedimentära bergarterna begränsas mot kristallin berggrund i nordost och i sydväst genom förkastningszoner. De sedimentära lagren tappar huvudsakligen mot sydväst och väster. Till följd av detta minskar sedimentbergarternas totala mäktighet mot öster samtidigt som successivt äldre lager bildar berggrundsytta i samma riktning (Wikman et al 1993).

2.3 Kvartära avlagringar

Söderåsen och höglandet öster om Ängelholmsslätten är täckta av ett relativt tunt moräntäcke (< 10 m) vars former präglas av den underliggande berggrunden. Där större moränmäktigheter förekommer på Söderåsen är den lokaliserad till sprickor och håligheter i den uppspruckna gnejsen. Söderåsens djupa raviner och flera andra sprickdalar är däremot ofyllda. Det största jorddjupet (35-50 m) i området är beläget norr om Söderåsen, i innersta delen av Ängelholmsslätten. Där överlagras berggrunden oftast av två moränbäddar med mellanliggande sediment. Moränbäddarna överlagras i



- Organisk jordart
- Lera
- Silt
- Sand
- Grus
- Isälvs sediment
- Moränlera
- Morän
- Tunt jordtäckte
- Berg
- Vatten
- Markprofiler SO-NV, SV-NO

Figur 1. Undersökningsområdet. A) Områdets placering i nordvästra Skåne. B) Översiktlig jordartskarta över nordvästra Skåne med bild C markerad. C) Jordartskarta över Kvidingedalen med omnejd, med Figur 2 markerad och med markprofilernas utsträckning inritade (Figur 4). Kartorna publiceras med medgivande från SGU.

sin tur av isälvsavlagringar, glacial lera och yngre grovkorniga sediment. Kvidingedeltat är en av flera isälvsavlagringar i området vilka i allmänhet överlagrar morän eller berg. Storskaligt sker en ökning av mäktigheten av de kvartära avlagringarna mot NV. Vid Ljungbyhed uppgår mäktigheten på de kvartära lagren till runt 20 m, vid Kvidinge till ca 50 m och vid Ängelholmskusten till 100 m (Ringberg 1984).

3 Material och metod

3.1 Kartmaterial och handdator

De geologiska kartor som använts är Jordartskartan 3C Helsingborg SO och 3C Helsingborg NO publicerade i serie Ae av Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) år 1984, liksom Bergrundskartan 3C Helsingborg NO publicerad i serie Af av SGU år 1993. Kartorna är publicerade i skala 1: 50 000. Ett ortofoto över Kvidingedeltat har laddats ner från Lantmäteriets digitala kartbibliotek (Digitala kartbiblioteket). Digital data över Kvidingedeltat rörande jorddjup, brunnar samt lagerföljder har erhållits från SGU i Lund (Gustavsson, M., pers. komm. 2006), liksom digitala jordartskartor över området (Malmberg-Persson, K., pers. komm. 2007).

En handdator av modell PocketPC L00X med GPS användes under fältarbetet. I handdatorn finns programmet ArcPad 7.0 med koordinatsystem RT 90, Sveriges rikets nät, vilket användes för att digitalisera punkt- och linjeobjekt. Ortofotot över Kvidingedeltat (Figur 2) var underlagskarta i handdatorn vid fältarbetet, där GPS-punkter för sedimentskärningarnas brytpunkter, punkter för detaljloggning och ändpunkter på georadarprofilerna lades in. Filerna från handdatorn laddades efter fältarbetet över till dator med hjälp av programmet ActiveSync och informationen kunde sedan behandlas i bland annat ArcGIS.

3.2 Sedimentologiska undersökningar

De sedimentologiska undersökningarna utfördes i de öppna skärningarna i grustagen i Kvidingedeltat. Lämpliga skärningar, där stratigrafien var så synlig som möjligt, valdes ut. En översiktskartering gjordes över skärningarna, och detaljloggning utfördes där representativa sedimentlagerföljder var tillgängliga. Paleoströmmätning och mätning av maxpartikelstorlek utfördes där så var möjligt.

Identifiering och klassifikation av litofacies bildar grunden till analys och tolkning av klastiska sedimentlagerföljder. I Mialls litofaciesklassifikation (Miall, 1977, 1978) delas sedimenten in beroende på litologiska egenskaper såsom kornstorlek och lagringsstruktur. De litofacieskoder som använts i denna undersökning presenteras i Tabell 1.

3.2.1 Översiktskartering

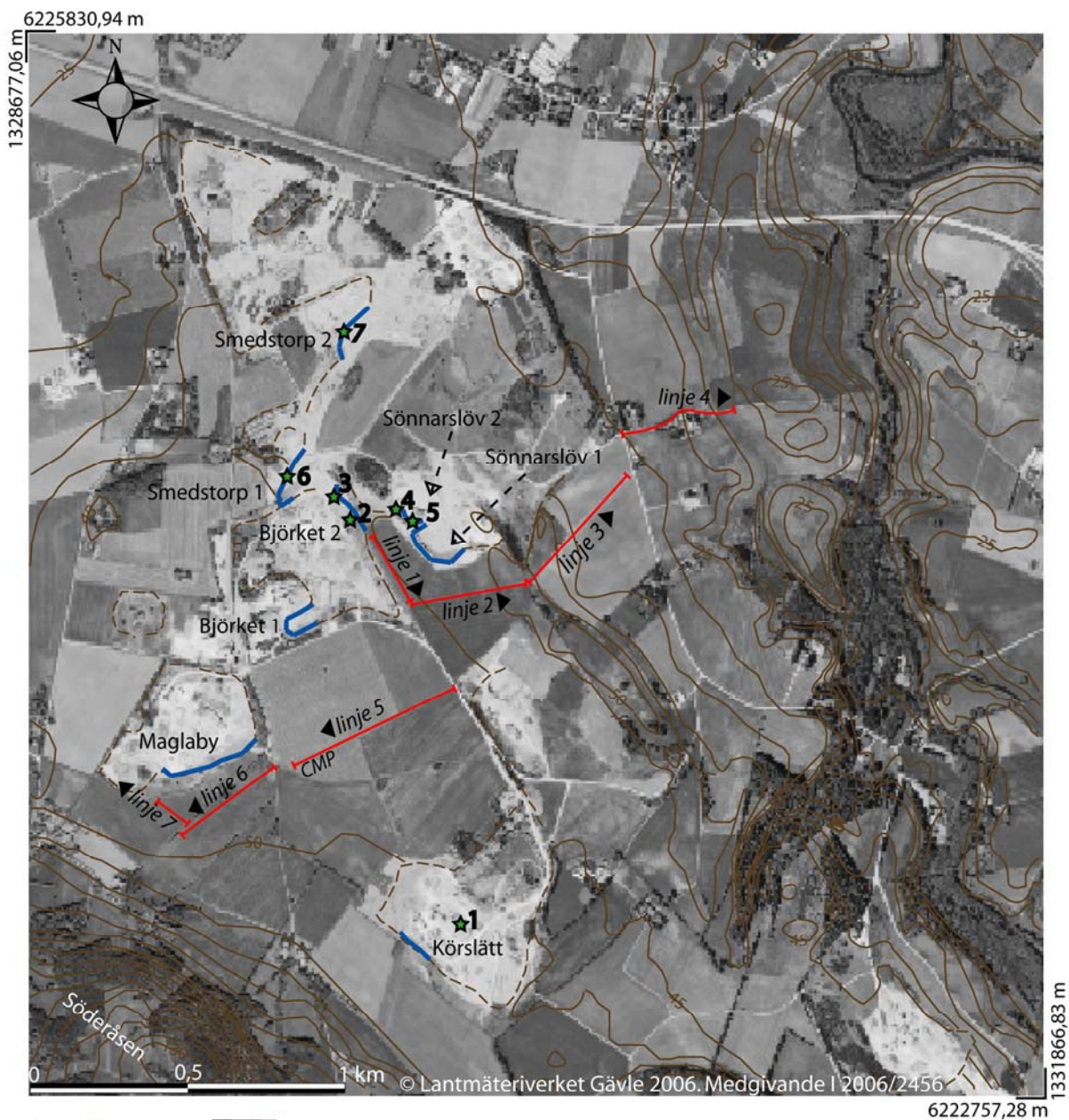
Översiktskartering innebär en översiktlig dokumentation av utbredda skärningar vilket görs för att få en uppfattning om deltats storskaliga tredimensionella uppbyggnad. För att kartera skärningar, som tillsam-

Litofacieskod	Kornstorlek, bärande system, lagringsstruktur
StGmm	Stenig grus, matrixstött, massivt
Gcm	Grus, klasterstött, massivt
Gmm	Grus, matrixstött, massivt
Gpp	Grus, planlaminerad, parallell lagring
SGmm	Sandig grus, matrixstött, massivt
SGpp	Sandig grus, planlaminerad, parallell lagring
GStc	Grusig sand, trågorsskiktad
GSm	Grusig sand, massiv
GSpp	Grusig sand, planlaminerad, parallell lagring
Spp	Sand, planlaminerad, parallell lagring
Stc	Sand, trågorsskiktad
Spc	Sand, plankorsskiktad
Sm	Sand, massiv
Sr	Sand, rippellaminerad
SiSr	Siltig sand, rippellaminerad
SiSm	Siltig sand, massiv
SiSr	Siltig sand, rippellaminerad
Sim	Silt, massiv
Sir	Silt, rippellaminerad
SiL	Siltig lera
LSim	Lerig silt, massiv
Lm	Lera, massiv
-(ng)	Normalgraderad
-(ig)	Inverterad gradering
-(o)	Öppet ramverk
-(A), (B), (S)	A-, B-, S-ripplar

Tabell 1. Litofacieskoder som använts vid undersökningen i Kvidingedeltat, modifierat efter Miall (1977; 1978).

mans kan vara flera hundratals meter långa, behövs en indelning av sedimenten i större enheter än vad den detaljerade litofaciesklassifikationen ger. Miall (1985, 1996) har utvecklat en metod för klassifikation och analys av makroformer kallad arkitektonisk elementanalys vilken används för två- och tredimensionell kartering av stora skärningar. Ett arkitektoniskt element definieras som en del av ett avlagringssystem som är större än den enskilda litofaciesenheten och som har en karaktäristisk faciessammansättning, inre geometri och yttre form (Miall 1996). Ursprungligen identifierades åtta arkitektoniska grundelement i fluviala avlagringar (Miall 1985), men listan har därefter utökats något. Detaljerade undersökningar kräver dessutom ofta en underindelning av de olika grundtyperna (Miall 1991). Mialls klassifikation gäller bara för fluviala avlagringar i terrestra miljöer där erosiva gränssytor spelar en viktig roll. Hans arkitektoniska element kan därför inte direkt tillämpas på deltaavlagringar eftersom dessa bildats nedanför en erosionsbas och därför i stort sett saknar erosionsytor från t.ex. kanal- och banksystem.

Vid översiktskarteringen av sektionerna i Kvidingedeltat har Mialls grundidé använts och elementanalysen har kompletterats med nya arkitektoniska



Figur 2. Ortofoto över den undersökta delen av Kvidingedeltat med lokalisering av sektioner, loggar och georadarprofiler. Streckade linjer i anslutning till höjddkurvorna visar var den naturliga topografin förändrats, i regel täktgränser. Svarta pilar längs georadarprofilerna visar tillhörande radargravs riktning. CMP har utförts längs linje 5. Ortofotot publiceras med medgivande från Lantmäteriet.

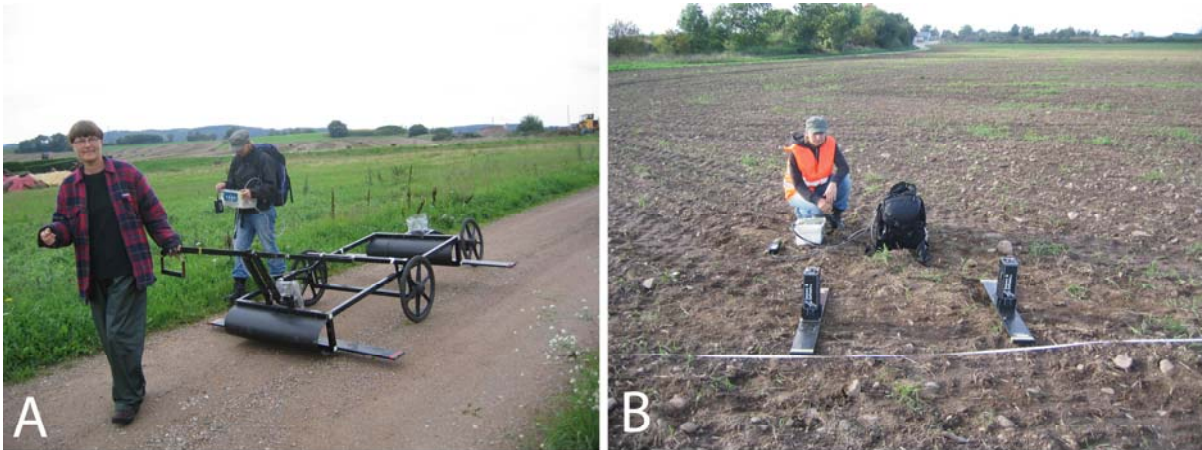
element som presenteras i resultatdelen.

Åtta stycken sektioner översiktskarterades i Kvidingedeltat. Skärningarna fotograferades och kontrast och ljussättning justerades i dator innan fotona skrevs ut. Skärningarnas stratigrafi och sedimentära strukturer studerades sedan i fält och ritades in på fotona. Efter fältarbetet sattes fotona ihop digitalt i Adobe Photoshop för att få sammanhängande sektionsprofiler. De i fält observerade sedimentära strukturer ritades in i sektionsprofilerna, där också enhetsgränser tolkades och markerades, varpå sektionsritningar kunde skapas. Avvägning av sektionerna skedde med hjälp av en täktplan med höjddkurvor över området (Rundberg, K-G, pers. komm. 2006).

3.2.2 Detaljloggning

Detaljloggning innebär en detaljerad sedimentologisk analys av en vertikal sektion.

I Kvidingedeltat utfördes sju stycken detaljloggningar. Vertikala väggar preparerades fram med spade och skrapades med spatel. En tumstock användes för mätning av lager och en kornstorlekskala användes vid bestämning av kornstorlek. Klassifikationssystemet i Tabell 1 användes för bestämning av litofacieskoder. Lagerföljderna ritades in på millimeterutlagt loggningspapper och olika litofacies fotograferades.



Figur 3. Georadarprofilering på Kvidingedeltat. A) Mätning längs en väg. B) CMP-mätning på en åker.

3.2.3 Paleoströmmätning och maxpartikelstorlek

Paleoströmmätning utförs för att avgöra i vilken riktning sedimenten avsatts och maxpartikelstorlek används för att avgöra den ungefärliga ström hastigheten vid avsättandet. Paleoströmmätningar och mätningar av maxpartikelstorlek utfördes vid översiktskarteringen och detaljloggningen. Paleoströmmätningar gjordes med kompass på lager i deltaslutningen, tråg- och plankorsskiktning och ripplar. Vid mätningar på lager i deltaslutningen uppskattades paleoströmriktningen genom att observera lutningen i två eller flera skärningsväggar med olika riktning. För att få ett medelvärde för maxpartikelstorleken i ett lager mättes axlarna på de tio största partiklarna i lagret.

3.3 Georadar

Georadar, Ground Penetrating Radar (GPR), används för geofysiska studier där de resulterande radargrammen kan användas för att urskilja strukturer i marken. Georadar är användbart vid undersökningar där sedimenten har hög resistivitet som till exempel grus och sand. Vid georadarprofilering sänds en elektromagnetisk puls (EM) ner i marken från en sändarantenn, så kallad transmitter, vid markytan. Den utsända EM-pulsen reflekteras tillbaka till markytan från gränssytor i sedimenten. Gränssytor uppstår då ledningsförmågan i sedimenten förändras som i sin tur beror på skillnader i vattenmättnad, kornstorlek, porositet och kompaktion. Den återvändande reflekterade pulsen registreras vid markytan av en mottagarantenn, så kallad receiver, och redovisas på *trace* i ett radargram där den vertikala axeln är en tidsskala som visar tvåvägsgtid. Tvåvägsgtid är den tid det tar för pulsen att färdas från transmitter, till reflektor, och tillbaka till receiver. Ju högre frekvens som används vid mätningen desto bättre upplösning återfås, men detta medför samtidigt ett minskat nedträngningsdjup, och vice versa vid användning av en lägre frekvens. Vid mätning med georadar måste en lämplig *step size* väljas. *Step size* anger avståndet, i horisontallet vid markytan, mellan utsändningarna av EM-pulser ner i sedimenten. Valet av *step size*

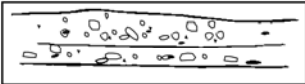

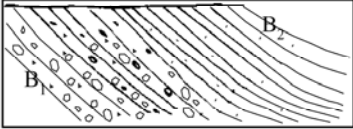

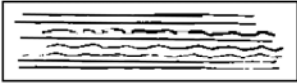
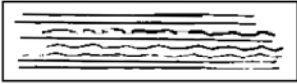
är viktigt då det, i kombination med frekvensen, påverkar upplösningen i radargrammet. För att kunna urskilja en struktur i sedimenten måste *step size* vara mindre än en fjärdedel så stort som strukturen. Antennseparation, avståndet mellan antennerna, är olika vid olika frekvenser. Avståndet en meter används i regel vid frekvens 100 MHz (Bristow & Jol 2003).

I radargrammet representerar den vertikala axeln tvåvägsgtiden. För att kunna beräkna det verkliga djupet krävs att en så kallad hastighetsanalys, *Common Mid Point* (CMP) utförs. CMP innebär mätning med olika avstånd mellan mottagar- och sändarantenn där de olika avstånden har en och samma gemensamma reflektionspunkt. Analysen utförs längs en linje där de båda antennerna utgår från ett visst avstånd varpå vardera antennen efter varje mätning förflyttas ett bestämt avstånd längre bort från utgångsläget. Det resulterande radargrammet med plottade hastighetsvärden kan användas för att konvertera tvåvägsgtid till verkligt djup (Bristow & Jol 2003) (Figur 5).

Vid mätning med georadar behövs en vagn, eller annan anordning, där mottagar- och sändarantenn, samt en odometer är monterade. Odometern används för att ställa in *step size* och optiska kablar kopplar samman utrustningen. Kablarna är anslutna till en konsoll som man bär med sig i en ryggsäck tillsammans med batterier. En ansluten dator visar radargrammet (Bristow & Jol 2003) (Figur 3).

Vid profileringen på Kvidingedeltat användes en Sensors and Software-georadarutrustning med ett pulseEKKO IV-system med en pulsvolt på 400 V. Mätningarna utfördes längs profiler vars placering valdes så att så stort område som möjligt av deltat skulle täckas och så att korrelering med sedimentkärningar skulle bli möjligt. Flertalet av profilerna placerades i SV-NO-lig riktning vilket är vinkelrätt mot deltats längdriktning (Figur 2).

I denna undersökning användes två mättingsuppsättningar. Den första utfördes med frekvens 100 MHz, *step size* 25 cm och antennseparation på 1 meter. Den andra utfördes med frekvens 50 MHz, *step size* 25 cm och antennseparation på två m. Profilerna uppmät-

Element	Underordnat element, struktur, kornstorlek	Utseende
A	A ₁ Planlagrad eller massiv grus och/eller sten, klaster- och matrixstött. Har inslag av sand. Maxpartikelstorlek runt 40 cm.	
	A ₂ Storskaligt tråg- och plankorsskiktat grus och/eller sten, klaster- och matrixstött. Har inslag av sand. Maxpartikelstorlek runt 40 cm.	
B	B ₁ Grusiga klinformer med en lutning på 25-34°, klaster- och matrixstött. Maxpartikelstorleken varierar mellan 30- 40 cm. Alternerar med B ₂ .	
	B ₂ Sandiga klinformer med en lutning på 15-25°. Matrixstött. Maxpartikelstorlek runt 7-10 cm. Alternerar med B ₁	
C	C ₁ Tråg- och plankorsskiktad grov- och mellansand med en paleoströmriktning motsatt lagerslutningens riktning, och/eller planlaminerad sand. Lutning på dessa lager är < 15°.	
	C ₂ Samma som C ₁ men med samma paleoströmriktning som lagerslutningen.	
D	Plan- eller rippellaminerad finsand och silt. Lagerlutningen är < 5°.	

Tabell 2. Sedimentens indelning i arkitektoniska element och deras utseende.

tes med den ena eller båda av uppsättningarna. Erhållen data processerades i datorprogrammet pulseEKKO, version 4.2, från Sensors and Software.

Vid mätningen med georadar utfördes samtidigt en topografisk avvägning av profilerna med hjälp av avvägningsinstrument Totalstation TopCon GTS- 226.

4 Resultat

4.1 Sektionsritningar

De åtta sektionerna som undersökts ligger i de norra delarna av Kvidingedeltat (Figur 2). Sektionsritningar baserade på översiktsfoton är skissade för varje sektion. Vid karteringen av sektionerna i Kvidingedeltat har fyra arkitektoniska grundelement kallade A, B, C och D kunnat identifieras (Tabell 2). Nedan ges en översiktlig beskrivning av de fyra elementen. En mer detaljerad beskrivning med tolkning lämnas i kapitel 4.3.

Element A domineras av skivformade lager med grusiga litofacies (Gcm, Gmm, Gpc och Gtc), men innehåller också underordnat en del sandiga litofacies (Spp och Spc). Den yttre formen är tabulär med en horisontell utbredning många gånger större än den vertikala tjockleken. I undersökningsområdet är den maximala tjockleken på element A ca 8 m. Element A finns i regel överst i täktskärningarna närmast markytan och den undre gränsen består av en erosionsyta, ofta med en koncentration av sten. Underordnat ele-

ment A₁ domineras av planlagrat, massivt eller diffust skiktat grus med inslag av sten. I underordnat element A₂ återfinns storskaligt trågorsskiktning och plankorsskiktning. A₂ motsvarar Mialls element GB som står för *gravel and bedforms* (Miall 1996).

Element B har klinform lagring där lagren lutar i förhållande till horisontalplanet. Lagren är vinklade mot en övre, subhorisontell erosionsyta som bildar gräns mot överliggande arkitektoniska element. Övergången mot underliggande element kan ha olika utformning. Den synliga vertikala höjden på element B har ett maximum på 16 m och den laterala utbyggnaden kan i vissa fall följas hundratals meter. Underordnat element B₁ består av grusiga facies (Gcm, Gmm, Gpp) med lagerlutningar på 25° till 34°. Lagren är vinklade mot underlaget och övergången mot underliggande arkitektoniska element C bildar en flikig gräns med omlottöverlappning. Underordnat element B₂ domineras av sandiga litofacies (Spp och Sm), ofta med inslag av grus. Lutningen på de klinforma lagerna är 15°- 25° och minskar nedåt i slutningen där B₂ successivt övergår till element C₂. Övergångar från B₂ till C₂ är snarare en zon på flera 10- tals meter än en tydlig gräns.

Element C består av sandiga bäddformer med lagerlutningar som kan variera från ca 15° ner till i stort sett horisontell lagring. Sanden är framför allt mellansand och grovsand som också kan innehålla en del grus. De dominerande lagringsstrukturerna är tråg- och plankorsskiktning (Stc och Spc), men även plan-

parallell laminering (Spp) och rippellaminering (Sr) förekommer. Vid karteringen noterades att bäddformernas paleoströmriktningar inte alltid sammanföll med paleosluttningens riktning. Element C har därför indelats i underordnat element C₁ där bäddformerna är riktade motsatt paleosluttningens riktning och underordnat element C₂ där bäddformernas paleoströmriktning i stort sett följer paleosluttningen.

Element D har en tabulär form med stor lateral utbredning och innehåller horisontella lager av främst finsand och silt, men även en del mellansand kan förekomma. Rippellaminerad finsand (Sr) är den dominerande litofaciestypen, men även planlaminerad och massiv sand (Spp, Sm), är vanligt. Massiv silt (Sim) samt enstaka massiva lerlager (Lm) syns också.

I Figur 4 visas en generaliserad bild av de fyra arkitektoniska elementens relation till deltats topografi. Nedan följer en översiktlig beskrivning av de åtta sektionerna. I tillhörande sektionsritningar är tolkade gränser mellan de olika elementen markerade.

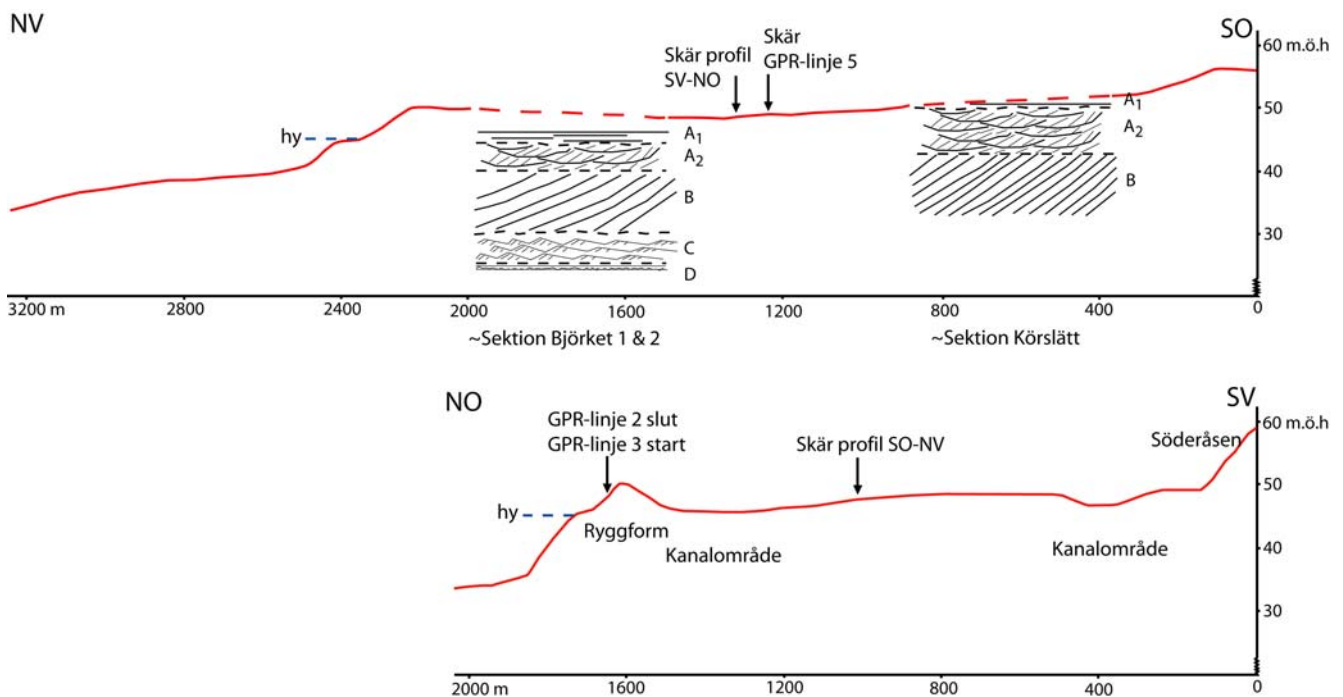
4.1.1 Sektion Körslätt

Skärningen är 93 m lång och har en NV- SO- lig utsträckning med en överyta på ungefär 52 m.ö.h och täktbotten på 30 m.ö.h. (Figur 2). I nedre delen av skärningen finns element B₁ med en lagerlutning på 32° och med sluttningens riktning mot 240° SV, tillsammans med B₂ som har samma sluttningens riktning men med en lagerlutning på 22-23°. Skärningsväggen har formen av ett U vilket gör att klinoformerna syns från olika vinklar. De klinoforma lagrens undre gräns syns

inte men den synliga mäktigheten uppgår till ca 13 m. Klinoformerna överlagras av element A₂ med erosiv bas där en tydlig stenarrikning är synlig. A₂ dominerar i övre delen och överlagras på några ställen av ett tunt lager av element A₁. Den sammanlagda mäktigheten på element A är 7- 8 m. Maxpartikelstorleken i sektionen uppgår till ca 40 cm (Bilaga 1, Figur 1).

4.1.2 Sektion Maglabý

Sektionen ligger 800 m nordväst om sektion Körslätt. Skärningen har en NO- SV- lig utsträckning med en överyta på 47 m.ö.h och täktbotten på 26 m.ö.h. (Figur 2). Sektionen utgörs av tre skärningar som tillsammans har en längd på 177 m. Stratigrafin är mycket likartad med sektion Körslätt och samma arkitektoniska element kan urskiljas. Underst i sektion Maglabý tillkommer dock element C₁, med en trågorsskiktning där paleoströmriktningen är motsatt lagerlutningen. Ovanpå den syns element B₁ där lagren har en lutning på 28- 32° och sluttningens riktning mot 275° V och 235° SV. Element B₂ syns också, med en lutning på 20- 22° och sluttningens riktning mot 290° och 295° NV. Totala mäktigheten på element B uppgår till ca 16 m. B överlagras liksom i sektion Körslätt av element A₂ med erosiv bas med stenarrikning. A₂ överlagras i sin tur på sina ställen av A₁. Element A har en total mäktighet på 6- 7 m. Maxpartikelstorleken i sektionen är ca 40 cm (Bilaga 1, Figur 2).



Figur 4. Markprofiler över Kvidingedeltat vars utsträckning syns i Figur 1, C. I profil SO-NV, överst, är den generella stratigrafin i sektion Körslätt och sektionerna Björket 1 & 2 inritade. I profil SV-NO kan man se två fördjupningar som antyder kanalområden och en tydlig ryggform. Havsyttans läge på 45 m.ö.h vid tiden för bildandet av den undersökta delen av deltat är markerade i båda profilerna (hy). Höjdskalet är överdrivet.

4.1.3 Sektion Björket 1

Skärningen är 210 m lång och har formen av ett U med båda längaxlarna riktade mot NO. Överytan ligger på 45 m.ö.h. och täktbotten på 24 m.ö.h. (Figur 2). Underst kan element D urskiljas. Element C₂ överlagras ofta element D vilket syns i sektionsritningen. I mitten av sektionsritningen kan man se att D överlagras av B₁ som övergår till B₂ åt höger, båda med en sluttning-riktning mot 280° V. Den sammanlagda mäktigheten på de klinoforna lagren är ungefär 5 m. I mitten av sektionsritningen syns A₂ med erosiv bas. Detta överlagras av A₁ som utgör skärningens översta element. Maxpartikelstorleken i sektionen är ca 40 cm (Bilaga 2, Figur 1).

4.1.4 Sektion Björket 2

Skärningen är 91 m lång med en överyta på 46 m.ö.h. och täktbotten på 25 m.ö.h. (Figur 2). Närmast täktbotten till höger i sektionsritningen syns element D som överlagras av C₁ som i mitten av sektionsritningen istället övergår till C₂. Ovanliggande element alternerar mellan B₁ och B₂. Element B₁ omlottlagras med underliggande C₁ längst till höger i sektionsritningen genom att grusiga klinoforformer och trågorsskiktning överlappar varandra. Klinoforformerna har en lutning på 32-34° och en sluttningriktning mot 330° NV. Mäktigheten på element B uppgår till 11 m, och dess övre gräns utgörs av en erosionsyta med stenanrikning. Klinoforformerna överlagras i hela sektionen av sandig trågor- och plankorsskiktning tillhörande element C₂. Överst i sektionen förekommer element A₁ men detta utgör inget heltäckande lager då vissa delar av överytan blivit avbanad (Bilaga 2, Figur 2).

4.1.5 Sektion Sönnarslöv 1

Skärningen är 200 m lång med en överyta på 45 m.ö.h. och täktbotten på 27 m.ö.h. Sektionens båda ändar är riktade mot NO (Figur 2). Närmast täktbotten syns

elementtyp D och gränsen till ovanliggande C₂ är tydlig. C₂ överlagras av element B₂, där klinoforformerna ser horisontella ut i sektionsritningen då de syns framifrån, rakt mot sluttningriktningen. De klinoforformerna har en sluttningriktning mot 40° NO och en lutning på något mindre än 20°. Ett tydligt lager med stenanrikning utgör klinoforformernas undre gräns. Ovanför B₂ dominerar element A₂ och här och var syns även element A₁. Maxpartikelstorleken i sektionen är ca 40 cm (Bilaga 3, Figur 1).

4.1.6 Sektion Sönnarslöv 2



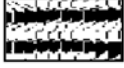


Skärningen är 66 m lång och ligger strax väster om Sönnarslöv 1, med en överyta på 33 m.ö.h. och täktbotten på 26 m.ö.h. (Figur 2). Skärningen knycker en gång och har formen av ett L med längdaxeln pekandes mot NV. Endast två element är representerade i sektionen. Närmast täktbotten finns element D och ovanför det element C₂. Gränsen mellan de båda elementen är tydlig då man ser var trägen skär ner i underliggande finare sediment (Bilaga 3, Figur 2).

4.1.7 Sektion Smedstorp 1

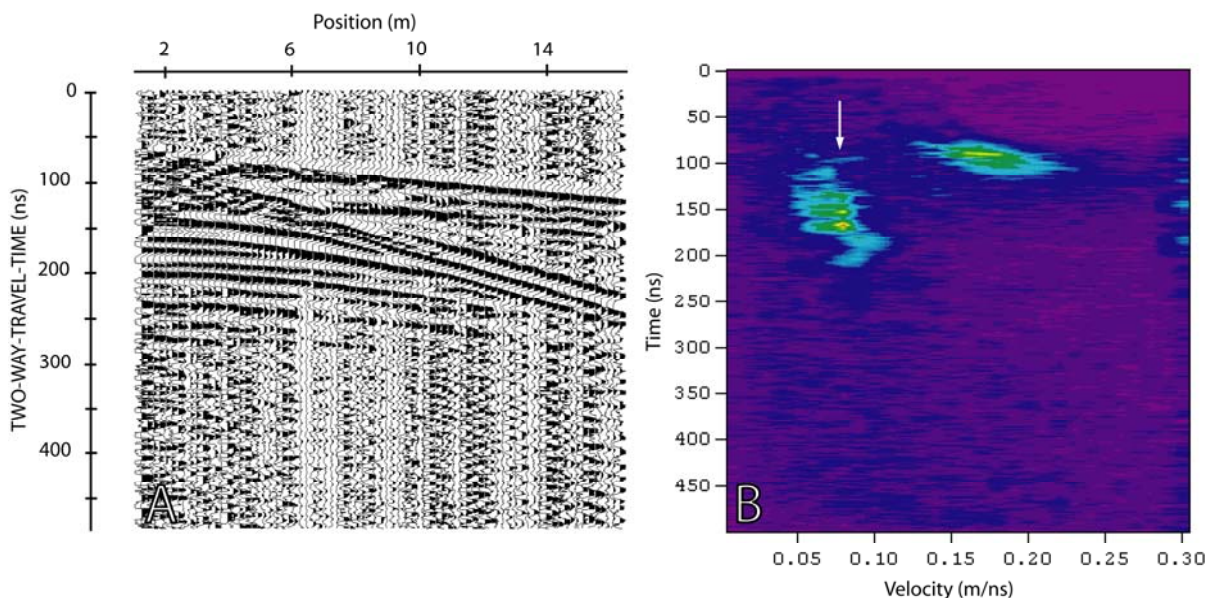
Skärningen är 200 m lång med en överyta på ca 46 m.ö.h. och täktbotten på 26 m.ö.h. (Figur 2). Skärningen har formen av ett spegelvänt J med längdaxeln pekandes mot NO. Element D syns endast underst i sektionsritningens vänstra kant. Till höger i sektionsritningen uppträder C₂ och utgör där hela skärningens vägg utom översta delen. Till vänster och i mitten av sektionsbilden syns klinoforformer av elementen B₁ och B₂. Klinoforformerna till vänster i sektionsbilden har en sluttningriktning mot 335° NV och en lutning på 28-32°, medan de mittersta har en riktning mot 320° med ungefär samma lutning. Centralt i sektionsritningen överlagras klinoforformerna av element C₂. Element B är totalt 10 m mäktigt. Överst i skärningen finns tunnare lager av element A₂ och A₁. Ett siltlager sträcker sig genom nästan hela skärningen och markeras i sektionsritningen med en heldragen linje (Bilaga 4, Figur 1).

4.1.8 Sektion Smedstorp 2

Sektionen är 130 m lång och har en SV- NO- lig utsträckning med överytan på 39 m.ö.h. och täktbotten på 25 m.ö.h. (Figur 2). Element D syns underst och överst i sektionsritningen. Däremellan finns element C₂ genomgående i skärningen. Ett siltigt och lerigt lager sträcker sig genom nästan hela skärningen, markerat med ett heldraget streck i sektionsritningen. I mitten och till vänster i sektionsritningen syns massivt grus överst som kan tolkas som element A₁. Dock är den naturliga markytan, bortom skärningens överyta, på en nivå av 46 m.ö.h. och 6-7 m av material har blivit

Radarfacies	Beskrivning	Utseende
RF 1	Kaotiskt mönster med en del konkava och konvexa reflektioner	
RF 2	Diffust konkava och konvexa reflektioner	
RF 3	Horisontella reflektioner, tjocka och distinkta	
RF 4	Klinoforforma reflektioner	
RF 5	Horisontella reflektioner, smala och distinkta	

Tabell 3. De radarfacies som observerats i de studerade radargrammen.



Figur 5. Common mid-point (CMP)- mätning med frekvens 100 MHz. A) Radargram från mätningen. B) Tillhörande analysdiagram från dataprocessering i win_EKKO 1.0 där det avvikande fältet till höger visar luftens hastighet mellan antenner och markyta. Fältet till vänster i bilden visar hastigheten i sedimenten. En hastighet på 0,080 m/ns kan avläsas och detta värde användes som medelhastighet för sedimenten i Kvidingedeltat vid konvertering till verkligt djup.

bortschaktat då skärningens överyta ligger på 39 m.ö.h. Gruset som förmodas vara A_1 kan därför istället vara ett utlagt bärlager från en äldre täktbotten (Bilaga 4, Figur 2).

4.2 Radargram från mätning med georadar

Mätningar med georadar utfördes längs sju profiler (Figur 2). Fyra av profilerna mättes med både 50 respektive 100 MHz för att få fram ett tydligare lagringsmönster. I dessa fyra fall har det tydligaste av de två radargrammen (50 eller 100 MHz) valts ut som illustration och det andra har varit till hjälp vid tolkningen. Vid tolkningen av radargrammen har olika radarfacies (RF) observerats och dessa beskrivs i Tabell 3.

En CMP- hastighet på 0.080 meter/nanosekund (m/ns) uppmättes i sedimenten i Kvidingedeltat (Figur 5). Hastigheten stämmer väl överens med tabellvärdet på 0.06-0.15 m/ns för vattenmättad och torr sand (Bristow & Jol 2003). Djupangivelser i radargrammen kan variera något från det verkliga djupet. Detta beror på att CMP utfördes längs linje 5 (Figur 2) och hastighetsvärdena blir representativa för sedimenten just där. Då sedimentegenskaperna kan variera mellan de olika profilerna stämmer därför inte djupet exakt.

Nedan följer en beskrivning av radargrammen och en tolkning där radarfacies relateras till de arkitektoniska element som använts i sektionsbeskrivningarna (Tabell 2). Radargram från mätningar i områdets östra del beskrivs först och sedan de i västra delen (Figur 2).

4.2.1 Linje 1

Profilen har en NV-SO- lig utsträckning och är 300 m lång (Figur 2). Radargrammet innehåller fyra olika

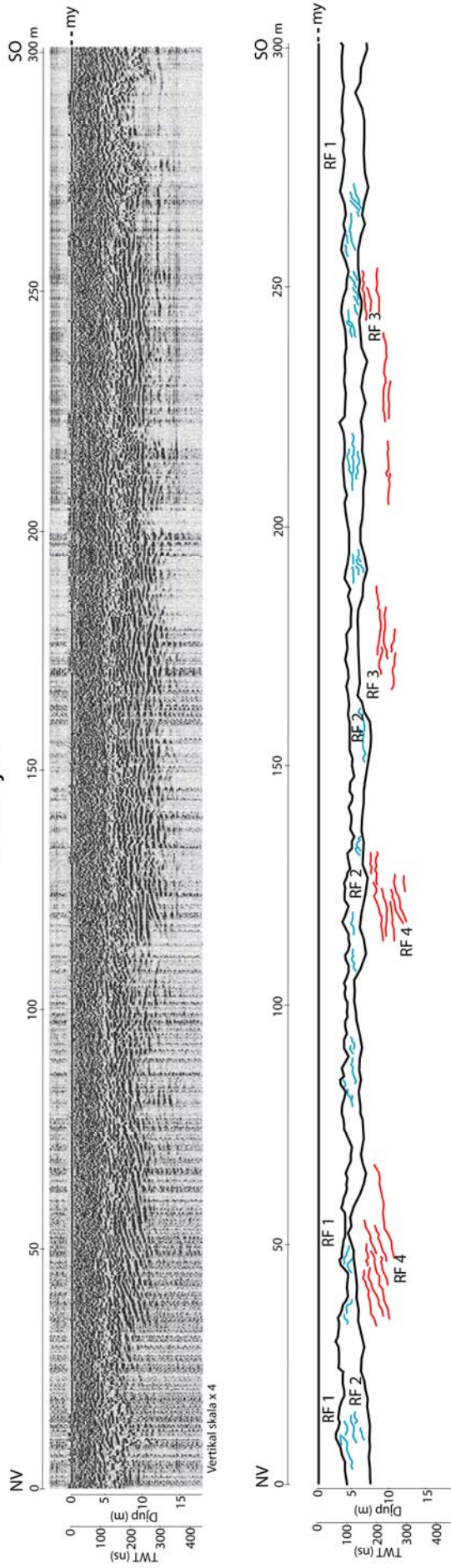
radarfacies. I de översta fem meterna syns RF 1 i radargrammet. Den har genomgående en tydlig bas med mer kontinuerliga reflektioner som utgör överytan på underliggande RF 2. Tjockleken på RF 2 varierar mellan 3- 6 m och syns mer eller mindre tydligt i hela radargrammet. Underliggande radarfacies utgörs av tydliga kontinuerliga reflektioner. Åt NV i radargrammet är de lutande och tillhör RF 4 och mot SO i radargrammet blir de mer horisontella och tillräknas RF 3. En del kontinuerliga reflektioner syns ner till ca 12 meters djup (Figur 6).

Profilen ligger i nära anslutning till sektionerna Björket 2 och Sönnarslöv 1. Båda sektionerna har ett översta lager bestående av grus och sten tillhörande element A_1 , vilket motsvarar RF 1 i radargrammet. Underliggande RF 2 tolkas som element A_2 med storskalig grusig tråg- och plankorsskiktning. Särskilt i sektion Sönnarslöv 1 är A_2 framträdande och mäktigheten stämmer väl överens med mäktigheten i radargrammet. I sektion Björket 2 underlagras A_1 av C_2 med sandig tråg- och plankorsskiktning vilket troligen är lokalt här och därför inte kan ses i radargrammet, som har sin början strax söder om sektionen. RF 4 med dess lutande reflektioner i radargrammet tolkas som element B som finns i de båda närliggande sektionerna. När RF 4 övergår till RF 3, det vill säga horisontella reflektioner, kan detta tolkas som att de klinoformalagerna i B har avsatts i en annan riktning och därför blir skenbart horisontella.

4.2.2 Linje 2

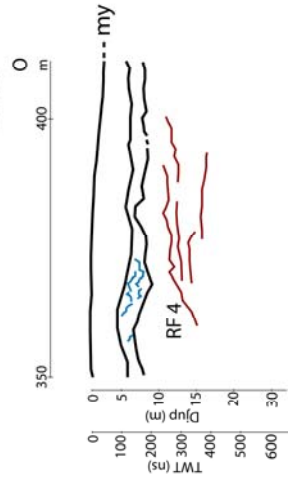
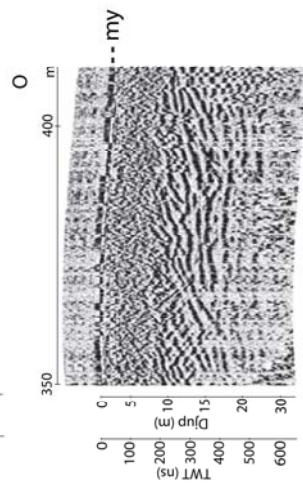
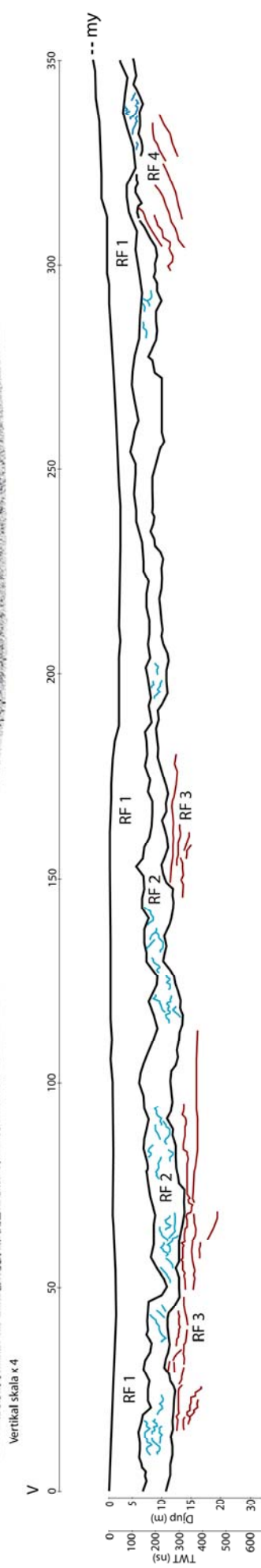
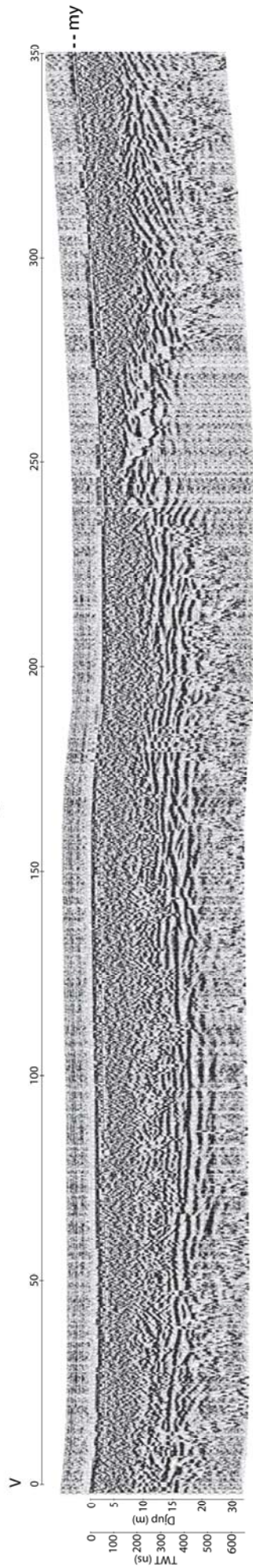
Profilen har en V-O- lig utsträckning och är 410 m lång. Profilens västra del befinner sig på ca 40 m.ö.h och dess östra del på en ryggform belägen på 45 m.ö.h

GPR-linje 1



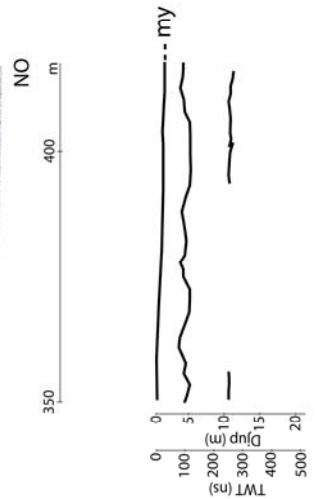
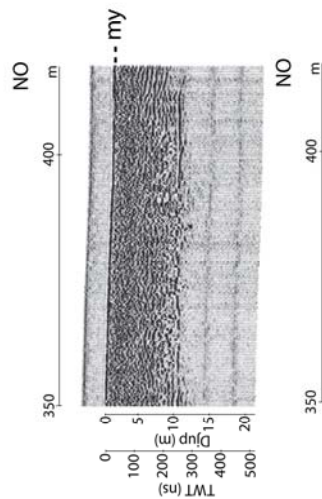
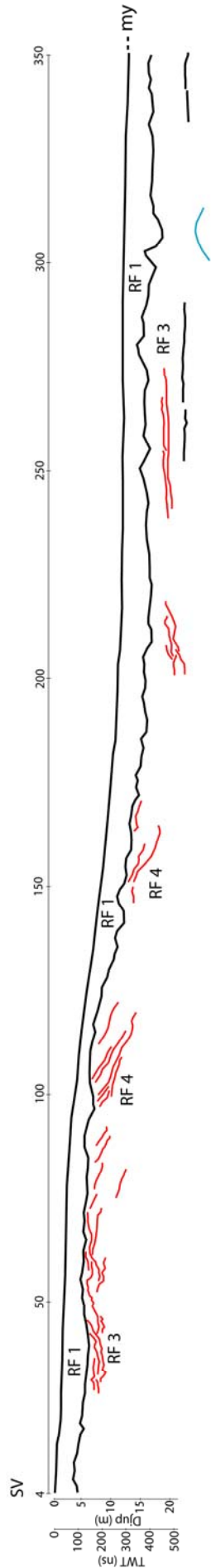
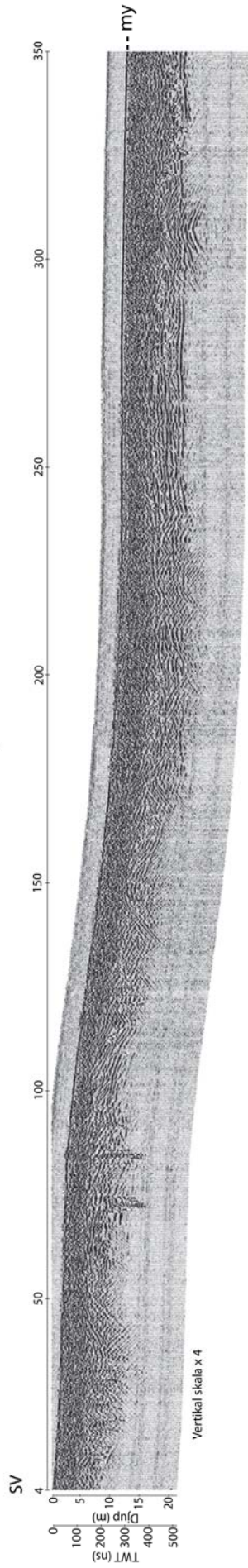
Figur 6. GPR-linje 1. Profilen är 300 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 100 MHz. För lokalisering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.1.

GPR-linje 2



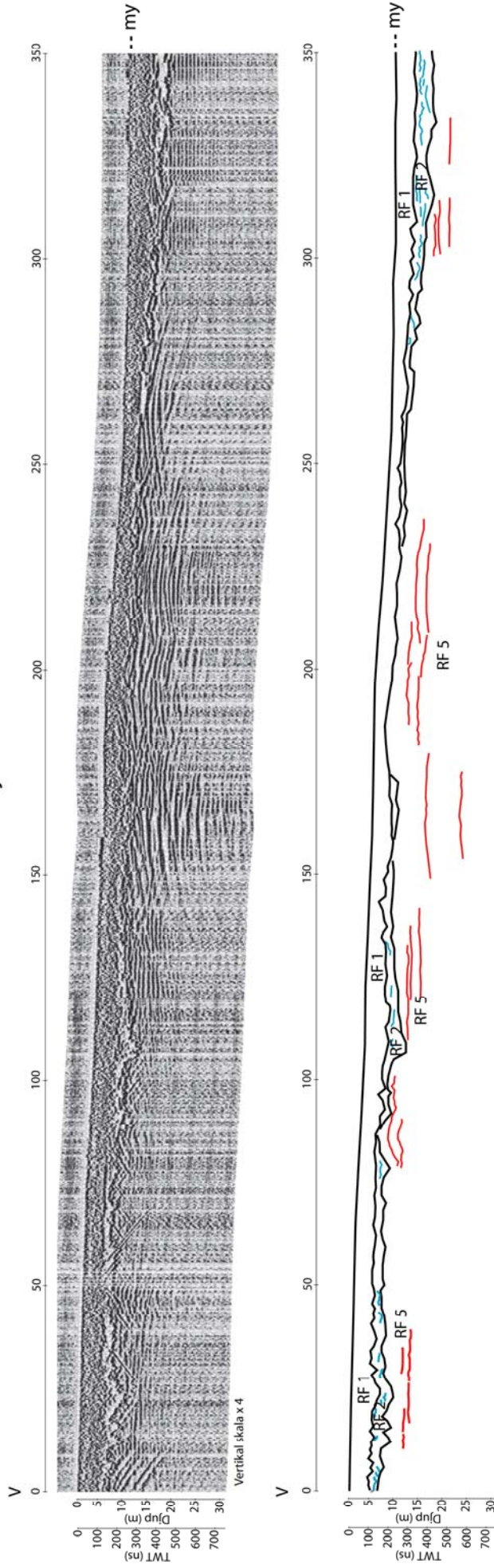
Figur 7. GPR-linje 2. Profilen är 410 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 50 MHz. För lokalisering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.2.

GPR-linje 3

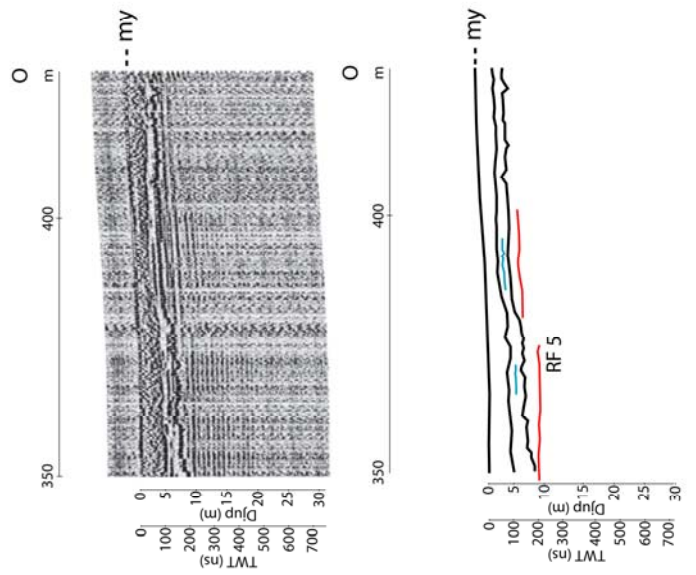


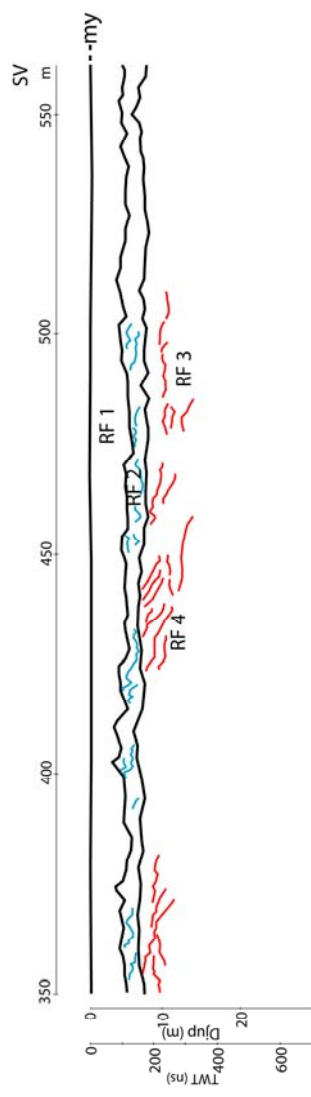
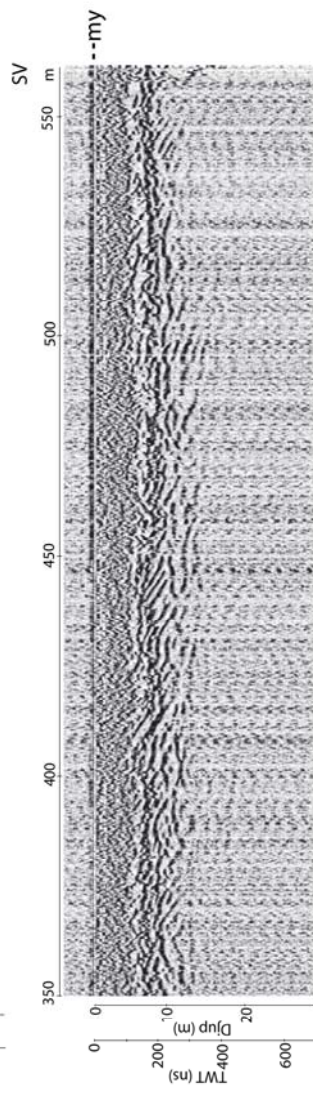
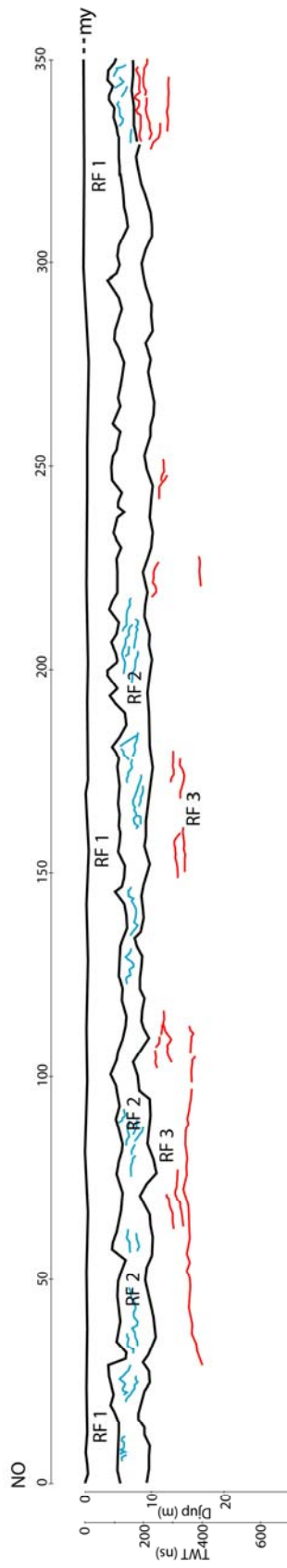
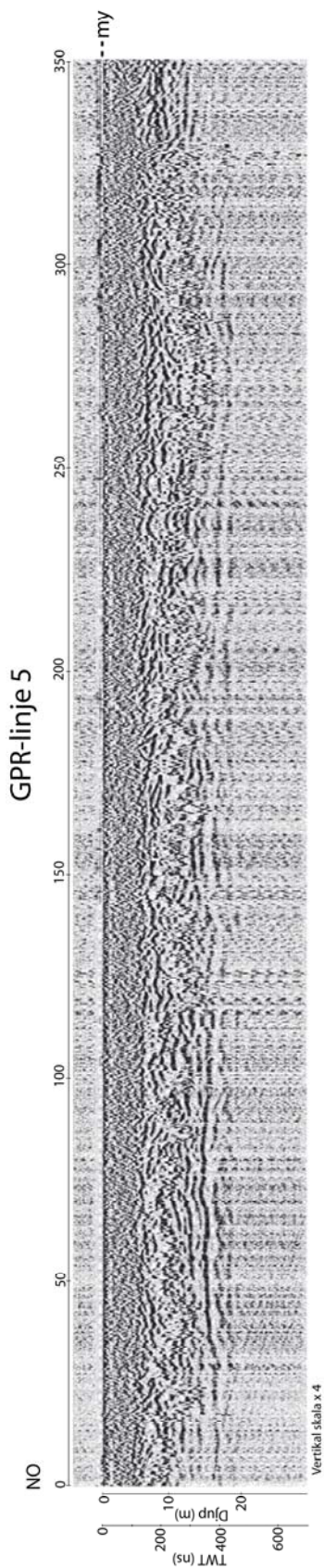
Figur 8. GPR-linje 3. Profilen är 416 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 100 MHz. För lokalisering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.3.

GPR-linje 4



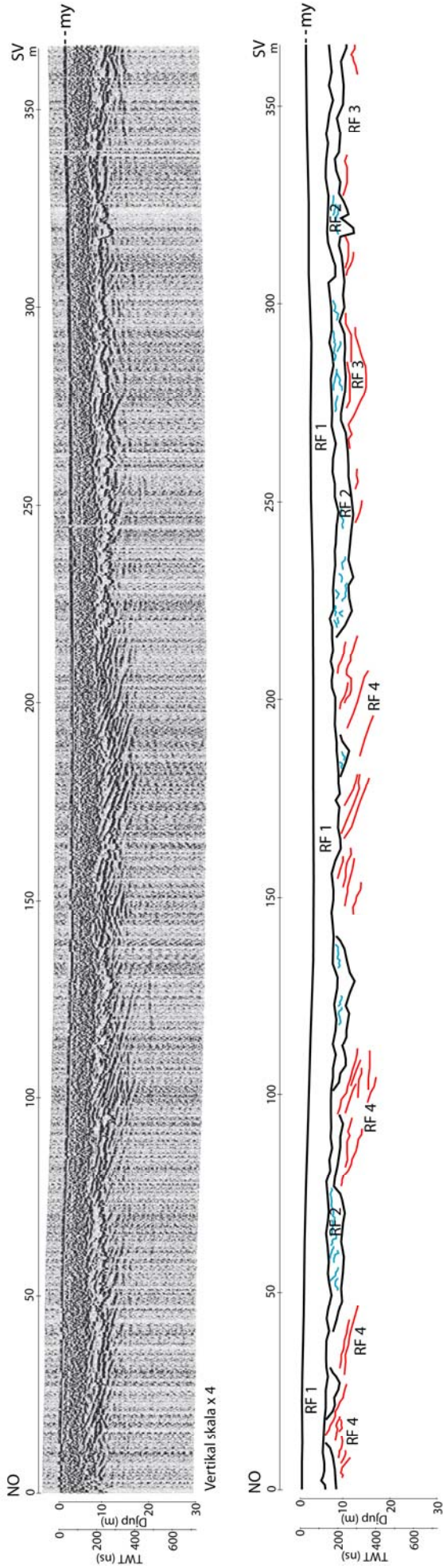
Figur 9. GPR-linje 4. Profilen är 428 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 50 MHz. För placering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.4.





Figur 10. GPR-linje 5. Profilen är 560 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 50 MHz. CMP-mätning är gjord längs profilens sydvästra del. För placering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.5.

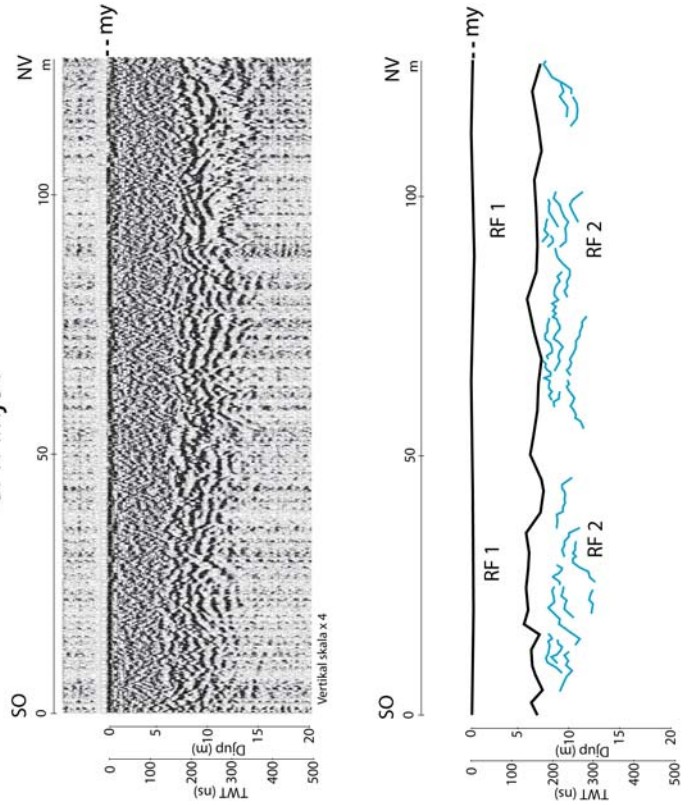
GPR-linje 6



19

Figur 11. GPR-linje 6. Profilen är 364 m lång och figuren visar radargrammet från mätning med 50 MHz. För lokalisering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.6.

GPR-linje 7



Figur 12. GPR-linje 7. Profilen är 126 m lång och visar radargrammet från mätning med 100 MHz. För lokalisering se Figur 2. För närmare beskrivning se textavsnitt 4.2.7.

(Figur 2). Mellan position 240 m och 278 m på radargrammets längdskala förändras utseendet på radargrammet vilket troligen beror på någon form av elektromagnetisk störning i samband med mätningen (Schomacker, A. pers. komm. 2006). I radargrammet kan fyra olika radarfacies urskiljas. Överst syns RF 1 med ett kaotiskt mönster, ungefär 6- 7 m tjockt. Därunder syns RF 2 som är speciellt tydligt i radargrammets västra del men blir otydligare mot öster. Den understa delen i radargrammet utgörs av RF 3 i form av kontinuerliga distinkta reflektioner. Mot öster i radargrammet är de lågfrekventa reflektionerna lutande och övergår således i RF 4 (Figur 7).

Profilen ligger i nära anslutning till sektion Sönnarslöv 1 och nästan vinkelrätt mot linje 4. RF 1 och RF 2 tolkas som element A_1 respektive A_2 vilka är tydliga i Sönnarslöv 1, och också stämmer väl överens med tolkningen av linje 4. RF 3 och RF 4 tolkas till att tillhöra element B. Då de klinoforma lagerna i sektion Sönnarslöv 1 har en lutning mot 40° NO borde egentligen en viss lutning av de kontinuerliga reflektionerna i den västra delen av radargrammet synas, särskilt då linje 2 i princip ligger parallellt med lagerslutningens riktning i sektion Sönnarslöv 1. Lutningen kan dock variera inom små områden och då profilen ligger mer än 100 m från sektionen borde ändå RF 3 tillhöra element B med klinoforma lager. Alternativt tillhör RF 3 element C eller åtminstone övergår till C österut, då detta element har tolkats finnas i linje 3 som ligger öster om linje 2.

4.2.3 Linje 3

Profilen har en SV-NO- lig riktning och är 416 meter lång. Den börjar i direkt anslutning till slutet av linje 2, vid rygghöjden på 45 m.ö.h, sträcker sig nedför en sluttning för att sluta på ca 30 m.ö.h. Denna profil är delvis lagd utanför det som avses isälvsavlagring på jordartskartan över området (Figur 2). I radargrammet urskiljs tre radarfacies. Överst finns RF 1 med ett 6- 7 m tjockt kaotiskt mönster. Under RF 1 finns RF 3 som här och var interagerar med RF 4. I radargrammets nordöstra del syns en tydlig basal reflektor. Vid position 308 m i radargrammet kan en bågformad punktreflektor ses underst (Figur 8).

Den översta RF 1 tolkas som element A. RF 3 tolkas som elementtyp C beroende på att lager tillhörande faciesassociation B inte är troligt förekommande här, då profilen ligger utanför det som borde vara deltat. RF 4 som interagerar med RF 3 tolkas också tillhöra elementtyp C. Anledningen till att reflektionerna lutar beror på att mätningen utfördes nerför en sluttning. I sydvästra delen av radargrammet korsar reflektionerna varandra vilket beror på elektromagnetiska störningar då verkligheten inte kan se sådan ut (Schomacker, A. pers. komm. 2006). De reflektorer som har samma lutning som markytan är således de sanna. Punktreflektorn vid 308 m avslöjar troligen ett stort block på ca 10 meters djup. Den basala reflektorn man kan se i nordostligaste delen av radargrammet visar sannolikt överytan till underliggande finkorniga sediment, tillhörande element D.

4.2.4 Linje 4

Profilen har en V-O- lig utsträckning och är 428 m lång. Den är belägen på 30 m.ö.h i väster till ca 20 m.ö.h i öster och mättes längs en grusväg. Hela denna profil är lagd utanför det som betecknas Kvidingedeltat på jordartskartan (Figur 2). Tre olika radarfacies kan ses i radargrammet. Överst syns RF 1 och därunder finns RF 2 med delvis sammanhängande reflektioner mer eller mindre tydligt i hela radargrammet. Underst syns RF 5 med horisontella sammanhängande reflektioner (Figur 9).

RF 1 representerar det översta marklagret bestående av grusig vägutfyllnad och är ganska tjockt då vägen mätningen utfördes längs delvis låg avsevärt högre än omgivande terräng. RF 2 tolkas här vara postglacial sand avlagrad efter deltats bildning. RF 5 tolkas vara element D bestående av finsand och silt.

4.2.5 Linje 5

Profilen har en SV-NO- lig utsträckning och är 560 meter lång med en i princip horisontell yta (Figur 2). CMP- mätning är gjord vid denna profils sydvästra del. Radargrammet visar fyra olika radarfacies. RF 1 utgör de översta fem meterna. Därunder återfinns RF 2 som i radargrammet är mellan 5-7 meter tjockt. Underst finns RF 3 och RF 4 med kontinuerliga reflektioner och en överyta på ungefär 10 meters djup. En elektromagnetisk störning förekom under mätningen vilket gett upphov till en brusig reflektion som sträcker sig genom radargrammet från 0 till 330 m (Figur 10).

RF 1 tolkas till element A_1 , medan underliggande RF 2 representerar element A_2 . RF 3 och RF 4 tolkas tillhöra element B med klinoformer och skenbart horisontell lagring.

4.2.6 Linje 6

Profilen är 364 m lång med en SV-NO- lig utsträckning och ligger parallellt med sektion Maglaby. Profilen ligger längs en svag sluttning med högsta punkten i nordost (Figur 2). Tre radarfacies är synliga i radargrammet. Den översta, RF 1, är mellan 5-8 m tjockt. Därunder finns RF 2 men är ganska otydligt förekommande på vissa ställen i radargrammet. Underst, med en överyta på ungefär 10 m djup, syns framförallt RF 4 med lutande reflektioner som stundtals övergår i RF 3 med mer horisontella reflektioner (Figur 11).

RF 1 tolkas till element A_1 medan underliggande RF 2 tolkas till element A_2 . RF 4 tolkas till element B med klinoforma lager, dit RF 3 också tillhör fast med skenbart horisontell lagring. Denna tolkning stämmer väl överens med de sedimentologiska observationerna i sektion Maglaby.

4.2.7 Linje 7

Profilen är 126 m lång och har en SO-NV- lig utsträckning. Den ligger nästan vinkelrätt mot linje 6 och intill sektion Maglaby (Figur 2). Två radarfacies är synliga i radargrammet. Överst finns RF 1 med en tjocklek på 3- 4 m vilken underlagras av RF 2 med

ungefär samma tjocklek. I radargrammets sydöstra kant kan otydliga lutande reflektioner urskiljas (Figur 12).

RF 1 tillhör element A_1 och RF 2 element A_2 . De svaga reflektionerna i radargrammets sydöstra kant tillhör troligen element B med klinoförmåga lager. Radargrammet visar reflektioner ner till 8-10 meters djup. Tolkningen av radargrammet stämmer väl överens med de sedimentologiska observationerna från de tio översta meterna av sektion Maglaby och med tolkningen av intilliggande linje 6.

4.3 Beskrivning och tolkning av de arkitektoniska elementen

Genom detaljstudier, huvudsakligen baserade på loggar, har sedimentationsprocesserna för de olika arkitektoniska elementen rekonstruerats. De arkitektoniska element som bygger upp Kvidingedeltat och som tidigare definierats i sektionsbeskrivningarna (Tabell 2) beskrivs nedan med utgångspunkt från loggar, sektionsritningar och radargram. Vid loggningen har elementens olika litofacies studerats och dessa observationer ligger till grund för tolkningen av bildningsprocesserna. Loggningen resulterade i sju loggar (Figur 2). Loggningarna har utförts i de undersökta sektionerna och finns markerade i sektionsritningarna med undantag för logg 1 och 4 vilka loggades utanför sektionerna. Platser för detaljloggningar valdes med utgångspunkt från var elementen var bäst representerade. Vissa element är underrepresenterade i loggarna på grund av att branta väggar med stor rasrisk begränsade tillgängligheten.

4.3.1 Arkitektoniskt element A: deltaplanets sediment

Element A, som kan delas upp i A_1 och A_2 , har en stor lateral utbredning och påträffas alltid överst i förhållande till andra element i Kvidingedeltat. Element A finns representerat i alla radargram utom i linje 4 och är också representerat i alla sektioner utom sektion Sönnarslöv 2. I loggarna syns element A_1 i logg 3 (Figur 20) och logg 4 (Figur 21) medan A_2 finns representerat i logg 6 (Figur 23). Element A har en erosiv nedre, stenrik gränslinje som oftast överlagras av element B med en tydlig vinkeldiskordans. Maxpartikelstorleken i element A varierar mellan 15- 40 cm. Någon skillnad i maxpartikelstorlek mellan de olika sektionerna har inte konstaterats.

A_1 karaktäriseras av planlagrat massivt eller diffust skiktat grus med inslag av sten och sand. Mäktigheten är vanligtvis bara en till ett par meter och överskrider sällan fem meter. Dominerande litofacies är klasterstött massivt grus (Gcm) men planparallellt laminerat grusig sand (GSpp) förekommer också (Figur 13). Lagergränserna är oftast erosiva och en anrikning av större partiklar kan ses i botten av vissa lager (Figur 21).

A_2 karaktäriseras av storskalig korsskiktning. Förekommande facies är plankorsskiktat grus (Gpc),

trågorsskiktat grus (Gtc), och mer sandiga varianter av dessa som trågorsskiktat grusig sand (GStc), plankorsskiktat grusig sand (GSpc) och planparallellt laminerat sandigt grus (SGpp). Maximala mäktigheten på A_2 är totalt 8 m och de korsskiktade lagren har ibland en lateral kornstorleksförändring med upprepade övergångar mellan mycket grovkorniga partier och finkorniga skikt inom samma lagerenhet.

De horisontellt avlagrade grovkorniga sedimenten i A_1 representerar avsättningar i deltats översta del, i bankar och kanaler uppe på deltaplanet. Miall (1978, 1996) har sammanställt profilm modeller för olika typer av fluviala avlagringar och faciessammansättningen i element A_1 är jämförbar med typexemplet för grunda, steniga- grusiga proximala flätflodssystem av *Scott-type*. Typexemplet är hämtat från glaciärälven *Scott river* i Alaska (Boothroyd & Ashley 1975). Litofacies i element A_1 , liksom i *Scott-type*, domineras av grusiga, massiva, klasterstötta sediment med ett mindre inslag av korsskiktad och planlaminerad sand.

Gcm- facies som finns i A_1 bildas genom avlagring av bottentransporterade partiklar i det strömmande vattnet. En maxpartikel på 40 cm representerar kraftigt turbulent vatten med strömstyrkor upp till 5 m/s (Nichols 1999). Om vattnets dragkraft minskar bromsas partiklarnas rörelse upp och avlagringen sker på flacka, långsträckta bankar och som grusiga, steniga bäddformer i flätflodens kanaler som vanligtvis är ca en meter djupa (Miall 1996). Då vattenströmmarna i de grunda kanalerna i flätfloden bär med sig stora mängder sediment kommer sten och grus att ackumuleras på de långsträckta bankarna. Partiklar rullar upp på bankarna under högvatten och bygger på dessa eller ackumuleras i kanterna av kanalen där strömmen är svagare. Flödet är starkast i mitten av de grunda kanalerna och där bildas en stenläggning av det grövsta materialet. Anrikningar av större partiklar som kan förekomma i Gcm- facies i element A_1 representerar därför vanligtvis botten av en kanal. I stratigrafien syns grusiga litofacies som här och var mellanlagras av mer sandiga facies (Figur 21). Sanden har avsatts på sidan av bankarna när vattenståndet och flödesenergin i kanalen varit lägre.

De storskaliga korsskiktningarna i A_2 representerar läsidesavlagring på bank- och dynformer i ett betydligt djupare kanalsystem än det som bildat faciessammansättningen i A_1 . Strömföringen har dock varierat i kanalerna vilket syns på att kornstorleken ibland förändras lateralt i bank- och dynavsättningarna. Detta tyder på att kanalerna vid tiden för bildandet aldrig blivit torrlagda vid låg vattenföring i isälven, vilket innebär att de sannolikt legat lägre än havsytans nivå. De tolkas därför som subakvatiska, djupa kanaler i deltaplanets yttre distributionssystem. Stenanrikningen som utgör den undre erosiva gränsen i A_2 är det grövsta materialet som avsattes i mitten av de subakvatiska kanalerna där strömmen var starkast och kanalen djupast.



Figur 13. A) Foto från sektion Körslätt där element A är synligt de översta 7 meterna av skärningen. Notera storskalig korsskiktning tillhörande element A₂ ovanför streckad stenhorisont. B) Närbild på element A₁ med GSpp överlagrat av Gcm. C) Element A₁ på längre avstånd.



Figur 14. A) Foto från sektion Maglaby med element A över streckad linje och element B med klinformer under. B) Närbild på element B₁ där Gcm, vid spateln, under- och överlagras av bimodala lager av Gmm. Sluttningsriktning mot nedre vänstra hörnet. Spatel som skala. C) Element B₁ på lite längre avstånd. Sluttningsriktning mot nedre vänstra hörnet. Tumstocken är två meter hög.

4.3.2 Arkitektoniskt element B: deltaslutningens sediment

Elementtyp B är frekvent förekommande och finns i sektionerna Körslätt (Bilaga 1, Figur 1), Maglaby (Bilaga 1, Figur 2), Björket 1 (Bilaga 2, Figur 1), Björket 2 (Bilaga 2, Figur 2), och Smedstorp 1 (Bilaga 4, Figur 1). I radargrammen finns element B i linje 1 (Figur 6), linje 2 (Figur 7), linje 5 (Figur 10) och linje 6 (Figur 11) och är då antingen element B₁ eller B₂. I sektionerna Körslätt (Bilaga 1, Figur 1), Maglaby (Bilaga 1, Figur 2) och Björket 2 (Bilaga 2, Figur 2) kan man se hur B₂ alternerar med B₁. Tillsammans bildar B₁ och B₂ enheter som är mellan 50-75 meter långa.

Element B karaktäriseras av klinoforma lager vars övre gräns utgörs av en subhorisontell erosionsyta, ofta med stenanrikning. Mäktigheten på element B uppgår som mest till 16 meter och den laterala utbredningen kan uppgå till hundratals meter. Vanligt är att B₁, och ibland B₂, omlottlagras med sediment från element C vid basen.

De steniga- grusiga lagren i B₁ är representerade i logg 1 (Figur 18), logg 2 (Figur 19) och logg 3 (Figur 20). De facies som förekommer är massivt, matrixstött, stenigt grus eller grus (StGmm och Gmm), massivt, klasterstött grus (Gcm) samt planparallellt laminerat grus (Gpp) (Figur 14). Bimodala lager med sten mellanlagrade av ett sandigt matrix finns också. Lagren har en lutning mellan 28- 34° och lagertjockleken varierar från några centimeter upp till något över en meter. Lagergränserna är tydliga och ibland erosiva. Maxpartikelstorleken i de olika lagren i elementtyp B₁ varierar mellan 7 och 40 cm.

Element B₂ har inte så stor representation i loggarna men är minst lika frekvent förekommande som B₁. Element B₂ består av sandiga klinoforma lager med inslag av grus och lagerlutningen är huvudsakligen mellan 15° och 25°. Facies som finns är planparallellt laminerad grusig sand (GSpp), massiv eller reversgraderad grusig sand (GSm) och massiv sand (Sm) (Figur 15). Lagertjockleken på de olika litofacies kan uppgå till 1,5 meter och lagergränserna är skarpa. Maxpartikelstorleken i B₂ uppgår till 7-10 cm. I logg 3 (Figur 20) syns lager av GSpp som är avsatt bland mer grusiga lager tillhörande element B₁. I logg 1 (Figur 18) med början från 3,5 m och uppåt syns hur B₂ med dess massiva sand omlottlagras med trågorsskiktning tillhörande element C₁.

Sedimenten i element B₁ är grusiga klinoformer bildade i deltaslutningen, avsatta av framförallt ickekohesiva sedimentströmmar och genom kornras (eng. debris flow respektive debris fall). Kornras sker då pålagring i en sluttning överstiger materialets rasvinkel, som oftast överstiger 35°- 40° och innebär transport av enstaka eller ansamlingar av partiklar som studsar, rullar eller glider nedför deltaslutningen (Allen 1985; Kleinhans 2005). Bimodala, steniga lager i element B₁ med sandigt matrix (StGmm), finns framför allt i nedre delen av deltaslutningen och är exempel på kornras (Figur 19). Då matrix i denna facies

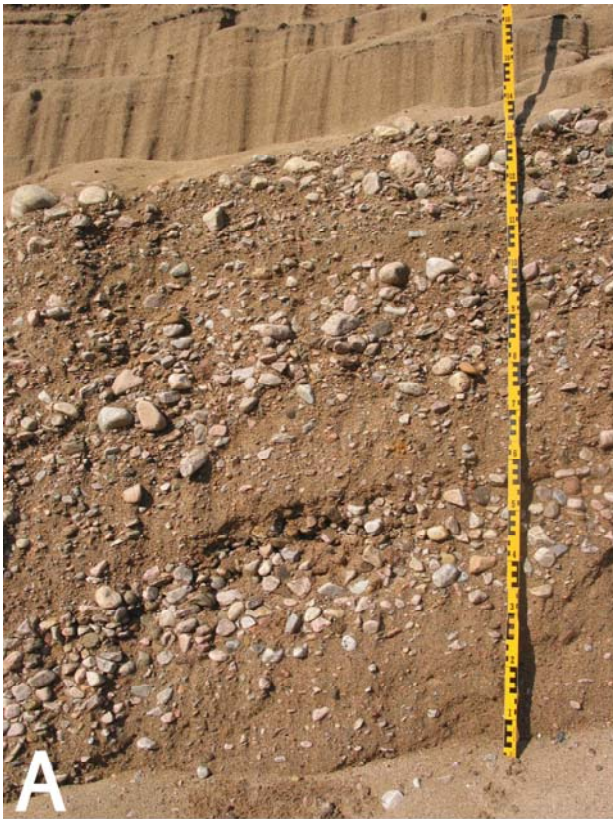
består av sorterad sand visar detta att det har skett ett tillskott av sandigt material i nedre delen av deltaslutningen under avsättningen av de nerrasade stenarna och gruset.

De massiva steniga- grusiga lagren med dåligt sorterat matrix i B₁ (Gcm, Gmm), tolkas som avlagrade av sedimentströmmar, vilket innebär en masstransport av sediment blandat med vatten som rör sig som en trögflytande massa nerför deltaslutningen. Flödet i sedimentströmmen är laminärt vilket leder till att ingen sortering av sedimenten behöver ske och den resulterande avsättningen blir då osorterad och massiv. Avlagringen kan dock bli inversgraderad genom att de kolliderande partiklarna kan tvinga de största partiklarna uppåt i flödet, eller genom att de mindre partiklarna migrerar nedåt i flödet (Nemec 1990).

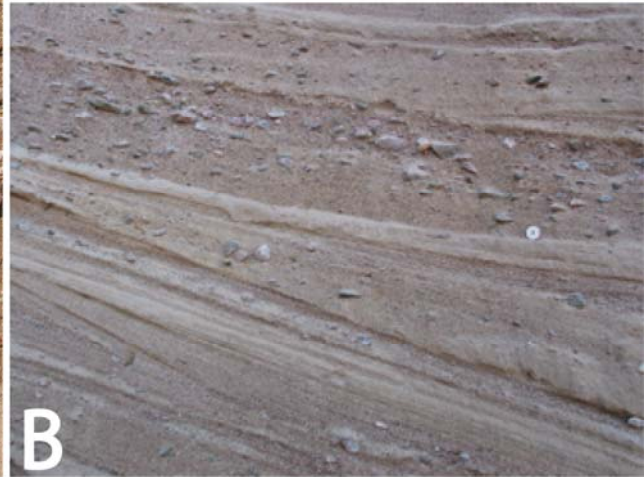
De sandiga lagren i element B₂ har delvis också avsatts av sedimentströmmar, men framförallt av turbiditströmmar i deltaslutningen. Avsättningen skiljer sig från B₁ i det att sluttninggradienten blir lägre under avsättningen av det sandiga materialet. Mer sandigt material kan innebära att strömföringen i deltaplanets kanaler tillfälligt varit svagare och därför orsakade en förändring av kornstorlek i sedimenttillgången. Planlamineringen i litofacies i B₂ (GSpp) tyder på att sanden vid avlagringstillfället transporterats längs deltaslutningen av en turbiditström (Lowe 1982). Turbiditströmmar med låg densitet ger en distinkt laminering, medan diffus skiktning och massiv lagring tyder på högre densitet med större materialinnehåll (Nemec et al 1999; Plink-Björklund & Ronnert 1999). I sluttningen har sedimentströmmarna nästan omedelbart övergått till turbiditströmmar vid avsättning av B₂.

4.3.3 Arkitektoniskt element C: sedimenten vid deltaslutningens fot

Elementtyp C är väl representerad i sektionerna och saknas enbart i sektion Körslätt. Den finns också representerad i alla loggar utom logg 4. I radargrammen finns element C i linje 3 (Figur 8). Mäktigheten på element C i de undersökta sedimenten varierar från några meter till som mest 13,5 m i sektionerna, och inrymmer antingen en flikig eller en gradvis övergång till ovanliggande arkitektoniska element B. Kornstorleken är mestadels grov- och mellansand och de vanligast förekommande facies är trågorsskiktad sand (Stc) och planlaminerad sand (Spp). Även planparallellt laminerad grusig sand (GSpp), massiv sand (Sm) och rippellaminerad sand (Sr) förekommer (Figur 16). Enskilda lager har en tjocklek från några cm upp till 1 m. Lagerlutningen i element C kan variera från 15° ner till nästan horisontell lagring. För att tolka paleoströmningsmönstret är det viktigt att relatera strömriktningarna till sluttningens riktning och avlagringarna vid deltafoten har därför delats upp i riktningar vinklade upp mot sluttningen, element C₁, och riktningar som följer sluttningen, element C₂. Facies i element C representerar olika bäddformer som bildas genom turbiditströmmar med måttliga has-



Figur 15. A) Element B₂ med reversgraderad GSm som överlagras av Spp. Sluttningsriktning in i bilden snett åt vänster. Tumstock som skala. B) Element B₂ med GSpp. Sluttningsriktning in i bilden snett mot höger. Mynt som skala.



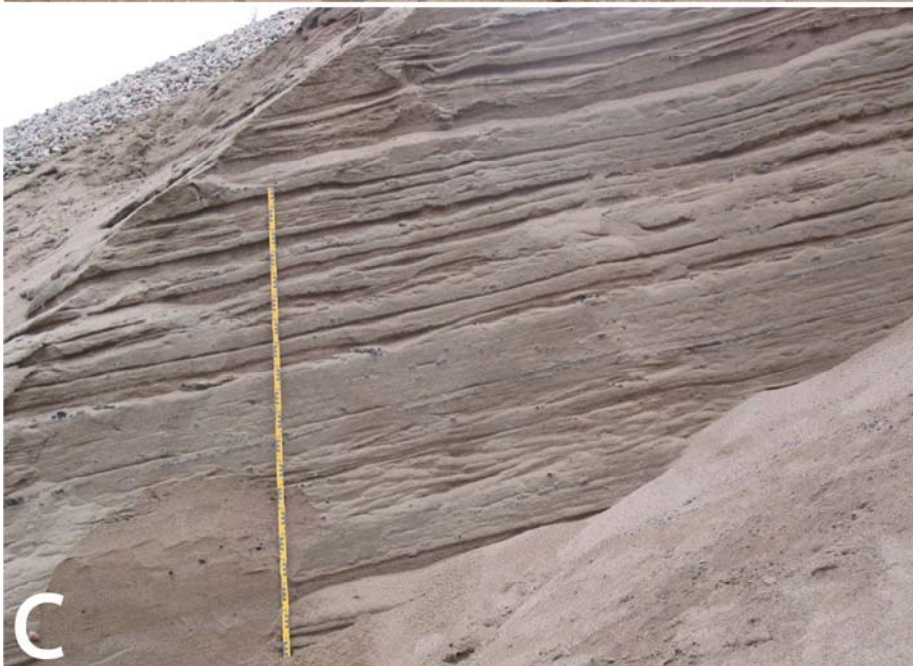
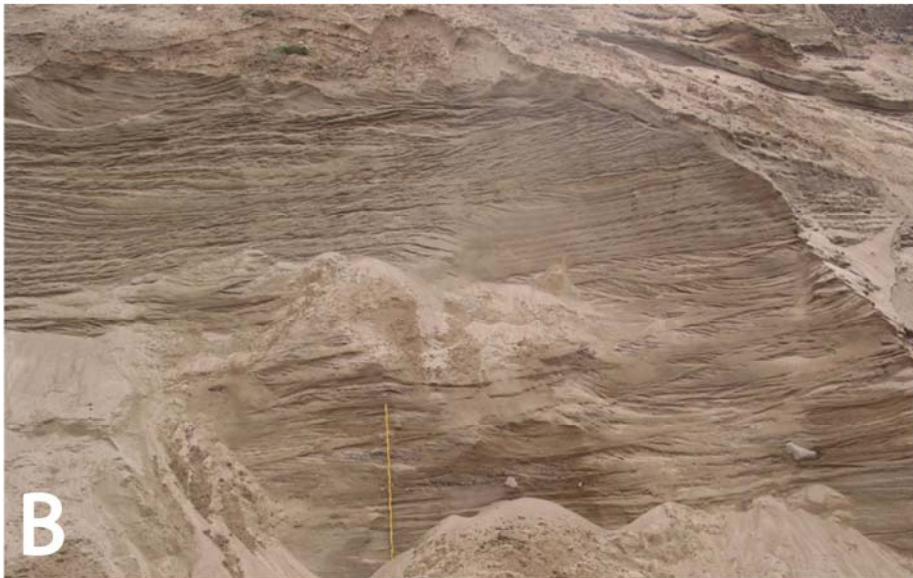
tigheter. Trågorsskiktad sand (Stc) representerar tredimensionella dyner medan plankorsskiktad sand (Spc), avlagras i tvådimensionella dyner (Nichols 1999). Planlaminerad sand och rippellaminerad sand bildas vid något högre respektive något lägre strömhastigheter. Lagerföljderna med element C visar en vertikal påbyggnad utan dramatiska förändringar i kornstorlek eller bäddformstyp. Detta tyder på att strömmarna inte påverkats av någon erosionsbas utan kunnat röra sig som bottenföljande turbiditströmmar. Bäddformerna har bildats av strömmar som vid avlagring av sanden i C₁ rört sig i vinkel upp mot sluttningen eller som vid avlagringen av C₂ rört sig nedför sluttningen. Bäddformerna i C₂ visar vanligtvis en successiv övergång från B₂ och visar att sluttningströmmen är en fortsättning av de turbiditströmmar som bildats i deltasluttningen. Ett exempel är den centrala delen av sektion Smedstorp 1 (Bilaga 4, Figur 1). Element C₁ omlottlagras med element B₁ i logg 2 (Figur 19) på nivå strax under 6 m och uppåt. Denna omlottlagring syns också till höger i sektionsritning Björket 2 (Bilaga 2, Figur 2). Omlottlagring mellan C₁ och element B₂ förekommer också vilket syns i övre delen av logg 1 (Figur 18.). Omlottlagringen och paleoströmmätningar påvisar avsättning av C₁ uppför deltasluttningen i det så kallade deltafotområdet och att bildningen av C₁ har samband med ett strömningsmönster som uppstått vid foten av deltasluttningen.

Element C finns också utan en direkt koppling till deltasluttningen. I sektion Björket 2 (Bilaga 2, Figur 2), logg 3 (Figur 20) återfinns element C direkt under element A och ovanför en stenansamling som bildar överyta på element B₁. Även i norra delen av

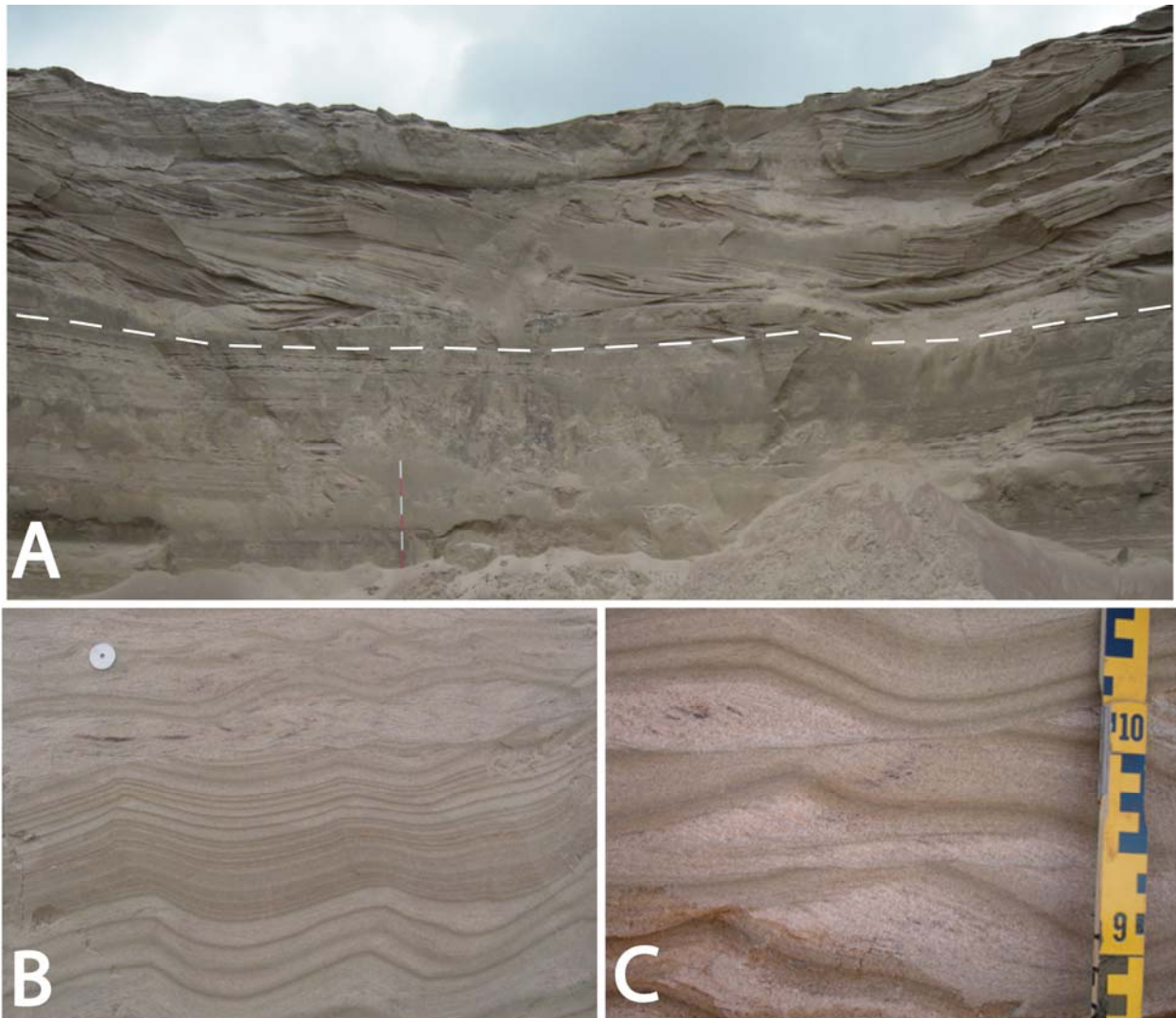
Smedstorp 1 (Bilaga 4, Figur 1) överlagras C av element A. I Smedstorp 2 (Bilaga 4, Figur 2), logg 7 (Figur 24) utgörs större delen av skärningen av element C. Element C kan således ge upphov till en uppgrundning på de aktiva lobernas flanker. I dessa fall har sanden avsatts i form av dyner längs botten tills erosion påbörjats till följd av att avsättningsutrymmet (eng. *accommodation space*) minskat. Ackommodationsutrymmet är det fria utrymmet i en bassäng mellan botten och erosionsbasen där en ackumulation av sediment kan ske. Om detta utrymme blir för litet sker enbart erosion och ingen avsättning av sediment sker (Nichols 1999).

4.3.4 Arkitektoniskt element D: prodeltats sediment

Element D finns representerad i sex av de åtta sektionsritningarna varav den är tydligast i sektion Sönnarslöv 2 (Bilaga 3, Figur 2). Den syns också i logg 2 (Figur 19), logg 5 (Figur 22) och logg 7 (Figur 24). I radargrammen finns den tydligt representerad i linje 4 (Figur 9). Element D har en stor lateral utbredning och en vertikal mäktighet på en till fem meter i de synliga undersökta sedimenten, men har troligtvis en mycket större mäktighet än så i de dolda sedimenten då radargrammet för linje 4 (Figur 9) antyder en vertikal tjocklek på mer än 15 m. Element D består mestadels av plan- och rippellaminerad finsand och silt men det finns även inslag av mellansand och lera. De vanligast förekommande facies är sand med A-rippel, Sr(A), och planlaminerad sand (Spp). Sand med B-rippel, Sr(B), sand med S-rippel, Sr(S), och massiv sand



Figur 16. A) Foto från sektion Sönnarslöv 1 med element C₂ som överlagras av element B₂. En tydlig grushorizont skiljer dem åt. Hacka som skala. B) Dynor i element C₂ tillsammans med ripplar. Tumstocken är två m hög. C) Element B₂ som omlottlagras med element C₁, där dynerna vandrar uppför sluttningen mot övre högra hörnet av fotot. Tumstocken är två m hög.



Figur 17. A) Foto från sektion Sönnarslöv 2 där element D överlagras av element C₂. Den streckade linjen visar gränsen mellan elementen. Stagkäppen är 1,2 m hög. B) S-ripplor i form av oscillationsripplor i element D. Strömningsriktning mot höger i nedre delen av bilden och mot vänster i mitten. C) A-ripplor överlagrade av B-ripplor i element D med strömningsriktning mot höger. Tumstock som skala.

(Sm) förekommer också (Figur 17). Enskilda facies har en varierande tjocklek från några centimeter upp till ungefär en halv meter. Både skarpa lagergränser och gradvisa faciesövergångar förekommer. Lagerlutningen är mindre än 5°.

Litofacies i element D har avsatts framför deltaslutningen, i det så kallade prodeltaområdet, av turbiditströmmar med låg densitet. Turbiditströmmarna har sitt ursprung i de sedimentströmmar som bildats högre upp i deltaslutningen, och rör sig som bottenföljande strömmar nedför slutningen. När turbiditströmmarna når området framför deltaslutningen innehåller de på grund av avsättningen av grövre material vid deltaslutningens fot endast finare sandfraktioner och avsätter nu det återstående finare sandmaterialet (Nemec 1990). Huvuddelen av de finaste suspensionspartiklarna, silt- och lerpartiklarna, fortsätter däremot ännu längre ut i bassängen.

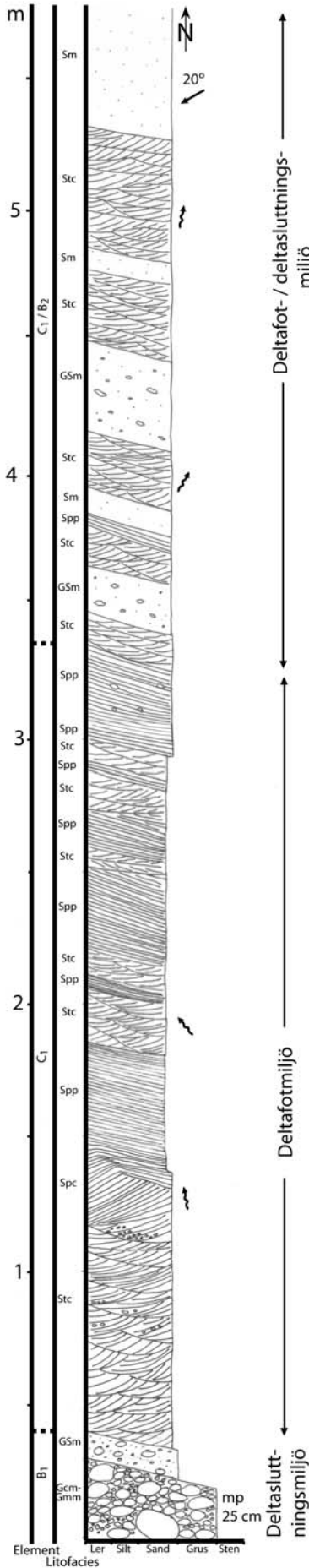
En annan källa till turbiditströmmar framför deltaslutningen är isälsvvattnet som på grund av höga

halter suspensionsmaterial har en högre densitet än bassängvattnet och därför sjunker mot botten och fortsätter som en bottenföljande ström. Beroende på turbiditströmmarnas aktuella hastighet vid avsättningstillfället och kornstorleken bildas olika typer av facies, som kan ses i logg 2 (Figur 19), logg 5 (Figur 22) och logg 7 (Figur 24). För att ripplor ska bildas i finsand och silt krävs till exempel en något lägre strömhastighet än för bildningen av planlaminerad sand (Nichols 1999).

4.3.5 Paleoslutningar och paleoströmmar

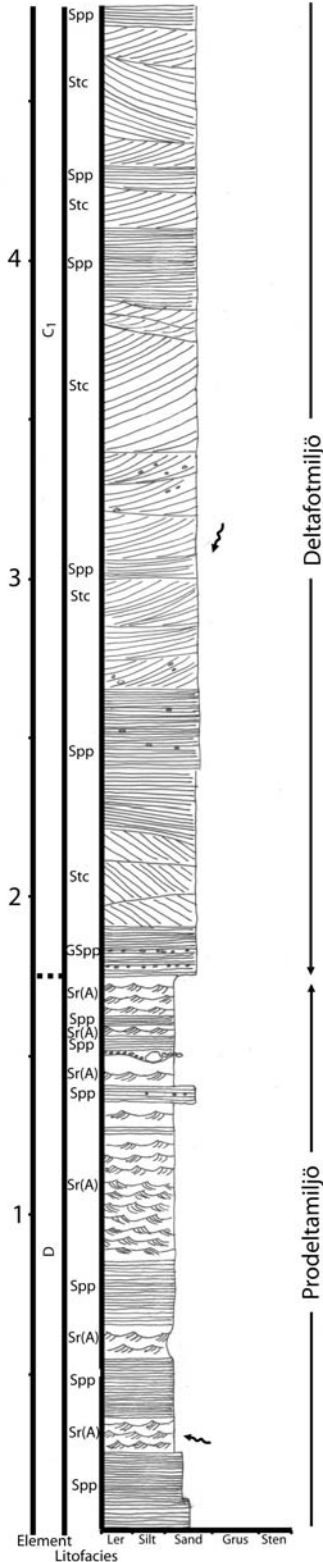
För att få en överskådlig bild av slutnings- och strömningsriktningar i Kvidingedeltat har mätningar utförts på klinoforma lager, dyner och ripplor (Figur 25). I sektionerna Körslätt och Maglaby har bara slutningsriktningar mätts. Slutningsriktningar i element B påvisar en huvudsaklig riktning mot NV och SV men även en trend mot NO. Dyner i element C visar paleo-

Logg 1

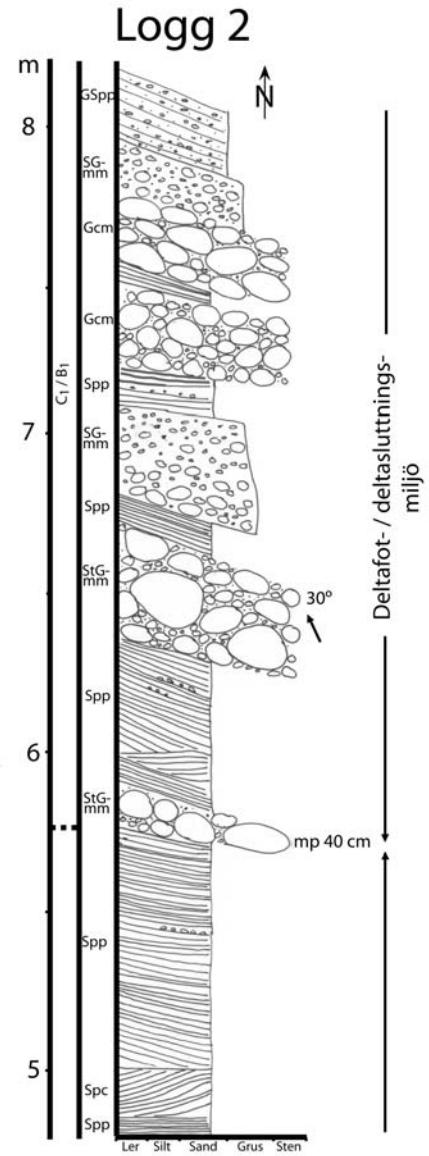


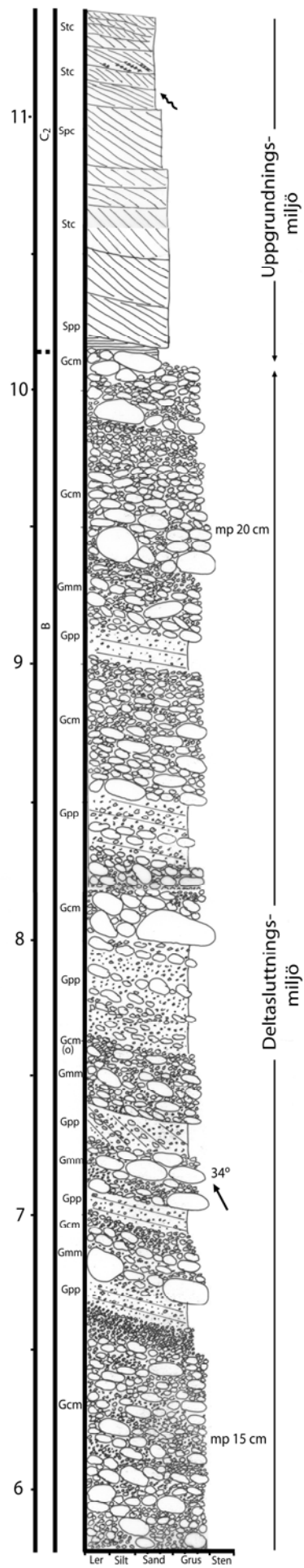
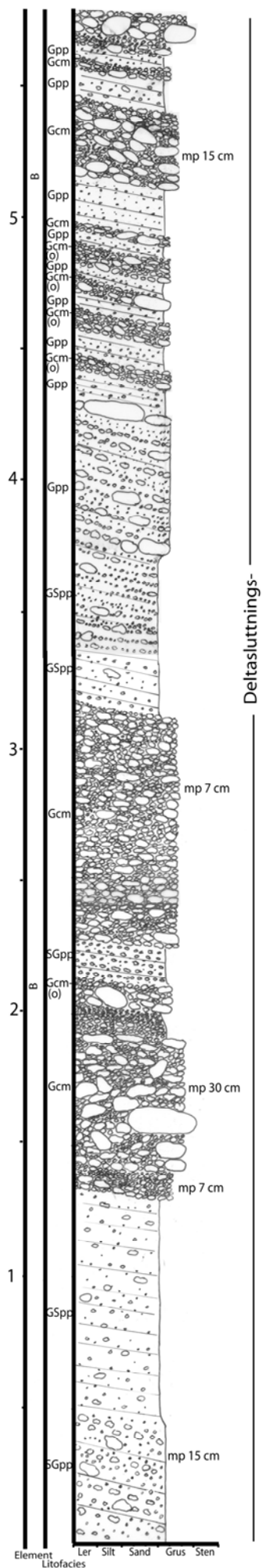
Figur 18. Logg 1 med lokalisering ett par hundra meter norost om sektion Körslätt (Figur 2). Loggen börjar ca 1 m över täktbotten och slutar vid en avbanad överyta. Notera omlottlagring av element C_1 och B_2 från nivå 3,3 m och uppåt, där dynernas paleoströmriktning är motsatt sluttningsriktningen.

	Paleosluttningsriktning
	Paleoströmriktning
20°	Sluttningsvinkel
mp	Maxpartikelstorlek

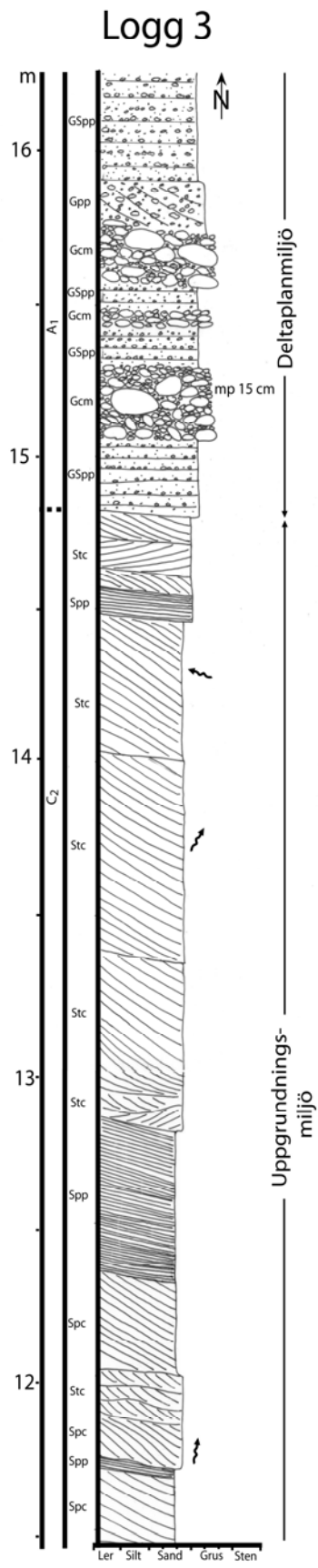


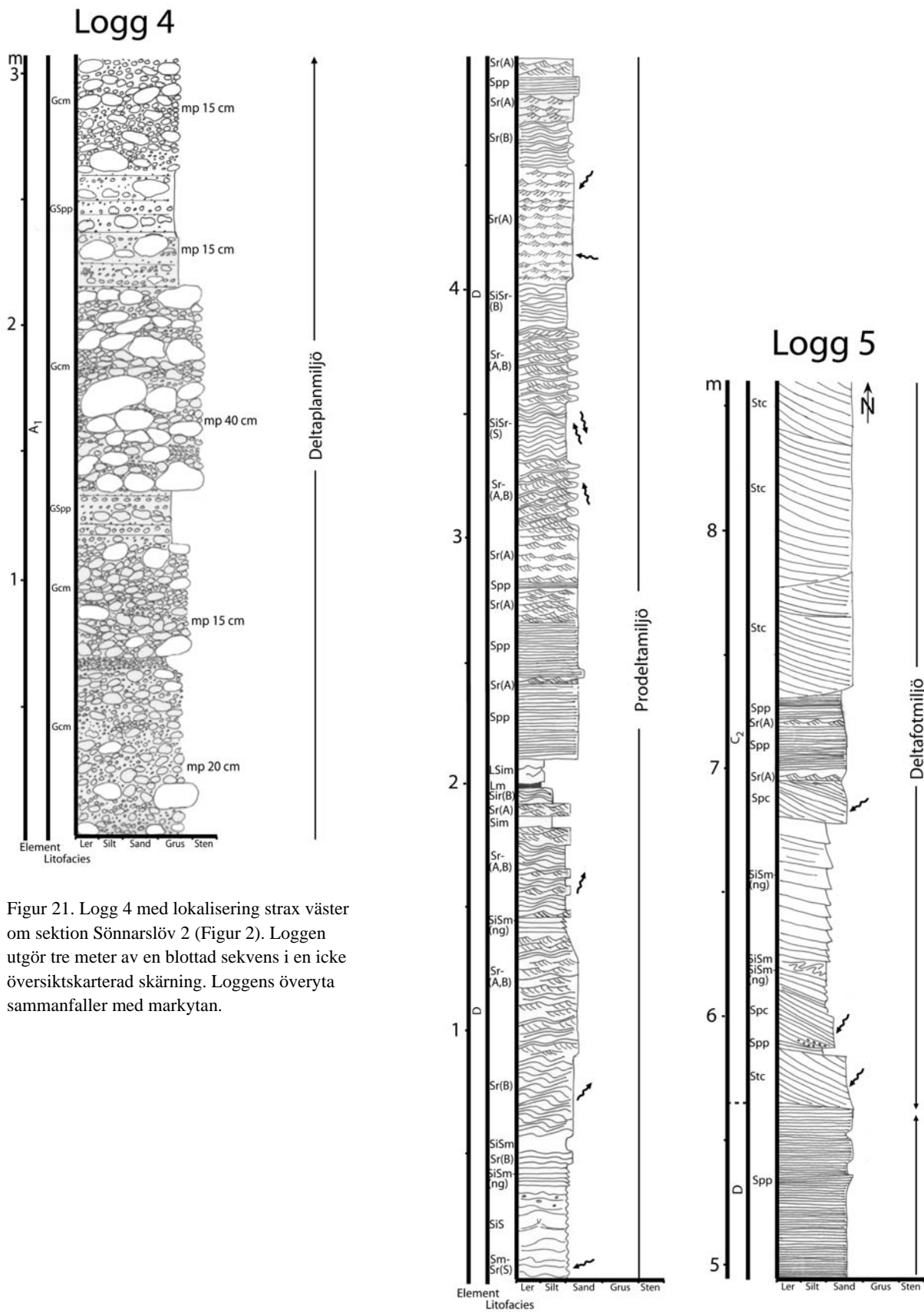
Figur 19. Logg 2 med lokalisering i sektion Björket 2 (Figur 2; Bilaga 2, Figur 2). Loggen börjar ca 1 m över täktbotten och slutar mitt i skärningsväggen. Notera omlottlagring av C_1 och B_1 med början på nivå 5,8 m.





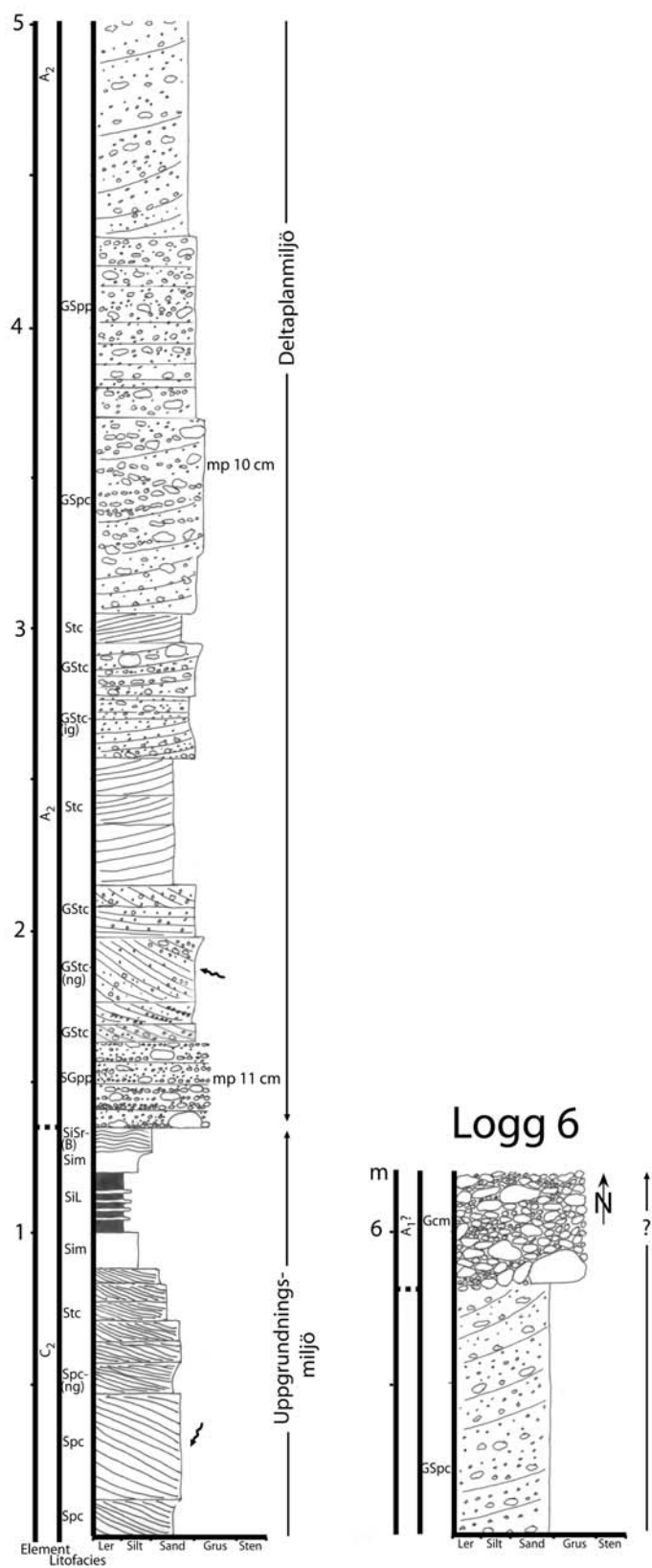
Figur 20. Logg 3 med lokalisering i sektion Björket 2 (Figur 2; Bilaga 2, Figur 2). Loggen börjar ca 2 m över täktbotten och slutar ett par meter under markytan.



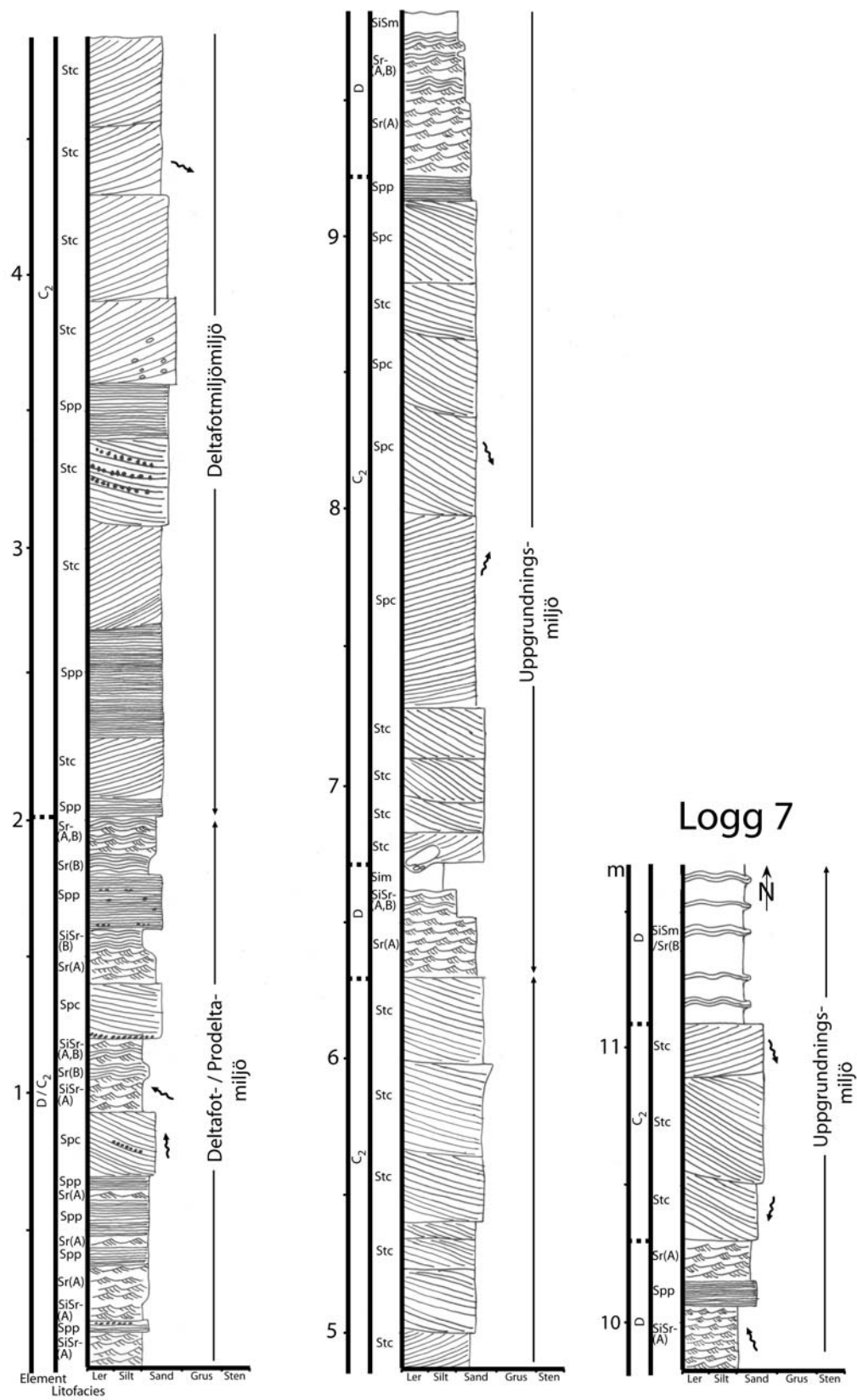


Figur 21. Logg 4 med lokalisering strax väster om sektion Sönnarslöv 2 (Figur 2). Loggen utgör tre meter av en blottad sekvens i en icke översiktskarterad skärning. Loggens överyta sammanfaller med markytan.

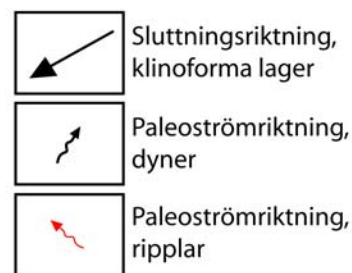
Figur 22. Logg 5 med lokalisering i sektion Sönnarslöv 2 (Figur 2; Bilaga 3, Figur 2). Loggen börjar vid täktbotten och slutar vid skärningens överyta. Notera S-ripplar som oscillerar vid nivå 3,4 m och ett lerigt och siltigt



Figur 23. Logg 6 med lokalisering i sektion Smedstorp 1 (Figur 2; Bilaga 4, Figur 1). Loggens överyta ligger vid skärningens överyta. Notera ett siltigt och lerigt vinterlager på nivå 1 m. Översta lagret Gcm kan vara ett utlagt bärlager då skärningens överyta inte utgör naturlig markyta.



Figur 24. Logg 7 med lokalisering i sektion Smedstorp 2 (Figur 2; Bilaga 4, Figur 2). Loggen börjar ca 2 m över täktbotten och slutar strax under den naturliga markytan, skärningens överyta. Notera siltiga vinterlager vid nivå 6,7 och 9,8 m.



Figur 25. Ortofoto över undersökningsområdet med uppmätta sluttnings- och paleoströmriktningar. Sluttningsriktningar mätta på klinoformiga lager visar på en huvudsaklig riktning mot SV och NV. Dyner visar paleoströmriktningar mot SO, SV, NV och NO. Ripplrar visar paleoströmriktningar främst mot SV, NV och NO.

strömriktningar mot SO, SV, NV och NO, där de som avsatts motsatt sluttningsriktningen tillhör element C₁. Uppmätta paleoströmriktningar i element D visar främst riktningar mot SV, NV och NO

Mätningarna visar att i de södra delarna, i det undersökta området av deltat, har deltaslutningen främst byggts på mot västsydväst, in mot Söderåsen, för att sedan övergå mot en mer nordvästlig och nordostlig riktning i de norra delarna. Paleoströmmätningar på dyner visar på riktningar åt i princip alla väderstreck. Detta visar att dyner inte nödvändigtvis följer sluttningsriktningen utan kan progradera i andra riktningar, såväl upp för deltaslutningen som åt sidorna. Mätningar på rippel tillhörande element D, som avsatts utanför deltaslutningen, följer i stort samma riktning som slutningen men kan även avvika från huvudriktningen.

5 Diskussion

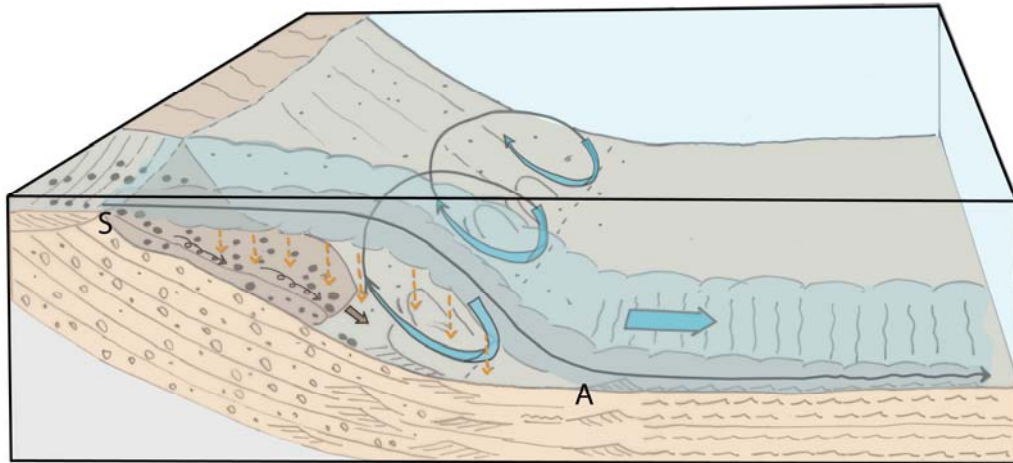
5.1 En sedimentologisk modell för deltats uppbyggnad

Genom att kombinera deltats arkitektur med sedimentära processer och deltats paleoströmmönster kan man få fram en modell över hur deltat successivt byggts ut i bassängen. Resultaten från undersökningarna i Kvidingedeltat visar att det är ett glacifluvialt Gilbert-delta med tydlig ytbädd, mittbädd och bottenbädd, avsatt i ett vattendjup på ca 15-20 meter närmast framför deltaslutningen.

Vid deltats bildande har ett proximalt flätflodssystem av Scott-typ prograderat ut över deltat efterhand som deltat byggts ut i bassängen. Kanalerna i

isälvssystemet har matat fram sediment till deltaslutningen genom att partiklar rullat, studsat eller genom suspension följt med vattenströmmen. Isälvssystemet har haft en subaeril del med grunda kanaler (element A₁) och en subakvatisk del med djupare kanaler (element A₂). De djupare kanalerna har troligen förekommit i den yttersta distala delen av flätflodssystemet, i anslutning till deltaslutningen. De grunda kanalerna kan ha konvergerat i de yttersta delarna av deltaplanet för att bilda dessa djupa kanaler. Sannolikt har kanalerna i A₂ legat under havsytans nivå vilket antyder att de förekommit i deltats yttre distributionssystem. Den storskaliga korsskiktningen i A₂ överlagras dessutom av det grunda systemet i A₁ vilket innebär att det senare migrerat ut över det första. Corner et al (1990) har undersökt det recenta Alta-deltat i norra Norge som har en bred huvudkanal med grundare flätflodskanaler vid sidan om. De kan där se samma stratigrafi, som A₁ och A₂ utgör, med en undre del i form av kanalfyllnad bestående av korsskiktad grusig sand, överlagrad av en tunn alternerande enhet med ihållande lateral utbredning, bestående av grusiga lager. De tolkar stratigrafin som en uppgrundsprocess på deltaplanet från en miljö med djupare kanaler till en miljö med deltaplanavsättningar, vilket också verkar vara fallet här. Det arkitektoniska elementet A är frekvent förekommande men försvinner som översta element ju längre norr, nordväst och nordost man kommer i Kvidingedeltat, och i takt med att terrängen sänker sig till lägre nivåer, vilket visar att vi där är utanför deltaplanet.

När isälvsströmmen i kanalerna nått den stående vattenmassan i bassängen har flödes hastigheten reducerats och en sedimentation har kunnat ske på



Figur 26. Illustration över processerna vid deltafronten vid höga utgångshastigheter. Jetströmmen har haft återkontaktpunkt (A) nedanför deltaslutningen. Bottentransporterade partiklar, sten, grus och delvis sand, i kanalen har avlagrats utanför separationspunkten (S) och sedan omlagrats genom massrörelser nedför sluttningen som bildat grusiga klinoförm lager. Grov- och mellan-sand har regnat ner över sluttningen från jetströmmen. Sanden har hamnat i en bakåtriktad strömvirvel som bildats mellan jetströmmen och deltaslutningen och som gett upphov till dyner som vandrat snett uppför sluttningen. Finsand, silt och ler har följt med strömmen till prodeltaområdet framför sluttningen som där bildat ripplor och plana bäddar.

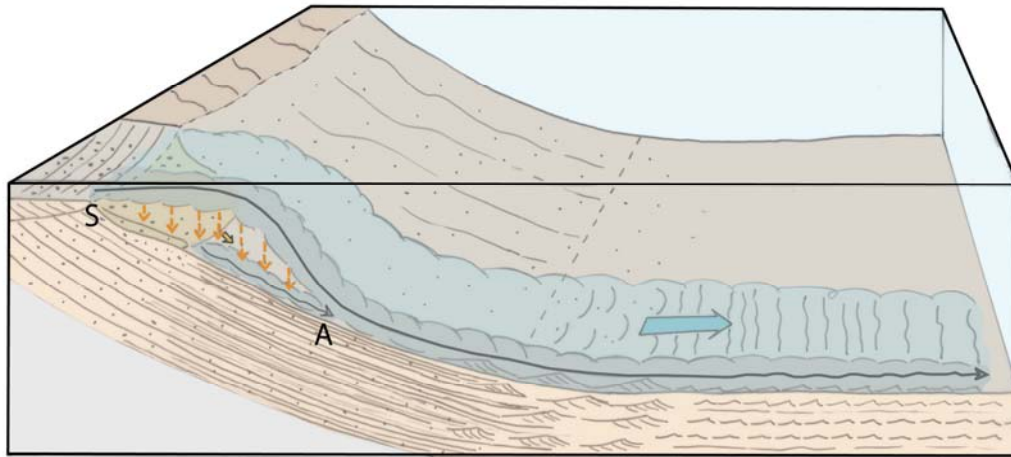
deltaslutningen. Beroende på densitetsskillnader mellan isälvsströmmen och vattenmassan i bassängen kommer isälvsvattnet antingen fortsätta som en överström, underström, "internström" eller blandas ut när den når bassängen (Benn & Evans 1998; Bates 1953). De mäktiga avlagringarna från ihållande turbiditströmmar i prodeltaområdet, tyder på att isälvsvattnet sjunkit mot botten och bildat en underström. Isälvsvattnet har på grund av en hög suspensionshalt haft en högre densitet än havsvattnet i bassängen.

Sedimentationen i deltaslutningen har dominerats av gravitationsstyrda processer som visar att isälvsströmmen inte haft direktkontakt med sluttningen, utan kunnat fortsätta som en fri jetström en bit ut i bassängen innan den sjunkit mot botten. En flödesseparation har uppstått då isälven nått den stående vattenmassan och strömmen har tappat kontakt med den fasta kanalbotten vid deltakrönet. Punkten där strömmen släpper botten kallas separationspunkt (eng. *separation point*). Ett isälvsvatten med hög densitet påverkas av gravitationen och sjunker mot botten och får kontakt med fast underlag igen i eller nedanför deltaslutningen vid en återkontaktpunkt (eng. *attachment point*). Utrymmet mellan den sjunkande strömmen och deltaslutningen är en separationszon där en strömvirvel kan skapas som drivs av jetströmmen (Allen 1970, 1982). Två huvudsakliga avsättningsvarianter har förekommit på deltaslutningen och gett upphov till grusiga (element B₁) respektive sandiga (element B₂) klinoförm lager med tillhörande avlagringsskillnader i deltafotområdet. Skillnaderna i kornstorlek har berott på isälvens olika strömhastigheter när den nått bassängen.

Vid höga utgångshastigheter vid deltakrönet har de bottentransporterade partiklarna i kanalen, sten,

grus och delvis sand, avlagrats överst i deltaslutningen utanför separationspunkten och sedan omlagrats genom kornras och sedimentströmmar som rört sig nedför sluttningen. Sanden har huvudsakligen följt med den fria strömmen en bit ut och främst grovsand och mellansand har regnat ner över sluttningen. Vid höga utgångshastigheter har den fria strömmen varit så stark att den inte haft återkontaktpunkt förrän nedanför deltaslutningen. Detta har gjort att en bakåtriktad och skruvad strömvirvel bildats mellan jetströmmen och deltaslutningen. Strömvirveln har tagit hand om den nedregnade sanden och bildat bäddformer som vandrat snett uppför sluttningen (Figur 26). Vid deltafoten alternerar därför avlagring från kornras och kornströmmar (element B₁) med bäddformer (element C₁) som bildats av den bakåtriktade strömvirveln. Ett likartat strömningsmönster har rekonstruerats i ett Gilbertdelta i Kyndby, Danmark (Clemmensen & Houmark-Nielsen 1981). I Kvidingedeltat har den skruvade strömvirveln medfört omfattande sandtransport i sidled och detta har lett till en snabb uppgrundning av havsbotten vid sidan av jetströmsområdet. I gränsområdet mellan jetströmmen och strömvirveln, vid botten framför sluttningen, kan oscillationsrippor bildas då området där är utsatt för strömningsriktningar åt motsatta håll (Figur 17). Finsand, silt och ler som varit suspenderade och följt med jetströmmen avlagras framför deltaslutningen när strömmen återfått kontakt med botten. Finsand och silt har avsatts som ripplor och plana bäddar (element D) i prodeltaområdet. Lerpartiklarna har fortsatt vara i suspension och avsatts vid mycket lugna förhållanden i bassängområdet utanför deltat.

Vid lägre utgångshastigheter vid deltakrönet har materialet som nått bassängen varit framförallt



Figur 27. Illustration över processerna vid deltafronten vid lägre utgångshastigheter. Jetströmmen har haft återkontaktpunkt (A) redan i deltaslutningen. Bottentransporterade partiklar, sand och delvis grus, har avlagrats utanför separationspunkten (S) och sedan omlagrats av sedimentströmmar som tidigt övergått till turbiditströmmar som rört sig nedför deltaslutningen, och bildat sandiga klinoforma lager. Stora mängder grov- och mellansand har regnat ner över slutningen från jetströmmen. Vid återkontaktpunkten (A) har turbiditströmmar bildade i deltaslutningen gått ihop med jetströmmen och bildat dyner i deltafotområdet och rippel och plana bäddar i prodeltaområdet.

sand med ett mindre inslag av grus med maxpartikelstorlek på 5-10 cm. Grus och sand har hamnat nedanför separationspunkten och rört sig vidare som sedimentströmmar som accelererat i slutningen och övergått till turbiditströmmar med hög densitet. En strömvirvel mellan jetström och deltaslutning kan ha bildats men har då inte varit lika framträdande som vid höga utgångshastigheter. Stora mängder sand har följt med jetströmmen och regnat ner i slutningen där gravitationen fört det vidare nedåt. Då jetströmmen varit svagare har den sjunkit mot botten tidigare och haft återkontaktpunkt redan i deltaslutningen (Figur 27). Där har den blandat sig med de turbiditströmmar som bildats från sedimentströmmarna högre upp i slutningen. En snabb sedimentation har skett och turbiditströmmarna har avsatt bäddformer, med dominans av dynformer i grov- och mellansand nere i deltafotområdet (element C₂). På grund av den snabba sedimentationen har slutningsgradienten flackats ut i deltaslutningens nedre del och kunnat bilda mycket tjocka avlagringar. Ihållande turbiditströmmar har tillsammans med jetströmmen fortsatt till prodeltaområdet och avsatt finsand och silt, i form av rippel och plana bäddar (element D). Lerpartiklarna har liksom vid höga utgångshastigheter fortsatt vara i suspension.

Variationen mellan element B₁ och B₂ i sektionerna, som visar på isälvens olika utgångshastigheter vid deltakrönet, indikerar troligtvis årtidsvariationer. De höga utgångshastigheterna, där mer grus och sten förts fram till deltaslutningen, kan representera det kraftiga flödet från glaciären under vårfloden. Under sommaren, när avsmältningen fortgått, har flödet minskat något, vilket kan representeras av de något lägre utgångshastigheterna med avsättning av sand och mindre mängder grus. I sektionerna i Kvidingedeltat uppskattades sammanlagda längden på enheter med

grusiga och sandiga klinoformer, det vill säga utbyggnaden under ett år, vara mellan 50 och 75 m. Denna årtidsvariation i mängd smältvatten och materialtransport är typisk för isälvsvattnen som bildats genom ablation på isytan och beror på säsongsstyrda förändringar i solinstrålning och lufttemperatur (Röthlisberger & Lang 1987). Tydliga lerlager i vissa sektioner och loggar representerar troligen vintertid då det varit så lugna förhållanden att leran avsatts från suspension. Den är dock inte bevarad överallt och mycket av den avsatta leran har troligen eroderats bort under smältsäsongens mer turbulenta förhållanden.

Radargrammen från mätningarna med georadar bekräftar att deltat har en liknande uppbyggnad överallt i de yttersta delarna av deltat där undersökningen är utförd.

5.2 Deltats relation till isavsmältningen och högsta kustlinjen

Enligt den sedimentologiska modellen är den undersökta delen av Kvidingedeltat ett typiskt proglacialt Gilbertdelta med tillflöde från en isälv. Strömföringen har bestämts av cykliska variationer orsakade av årtidsskillnader i glaciärens ablation. Gemensamt för många marina Gilbert-deltan är ett rikligt tillflöde av relativt grovt material (grus och sand), avsättning i en relativt djup bassäng och avsättning i ett skyddat marint lågenergiområde där vågor och kustströmmar orsakat liten omlagring av sedimenten (Corner et al 1990). Detta gäller även för Kvidingedeltat som är avsatt i en havsvik som sträckte sig över Ängelholmsslätten in till deltaområdet (Sandgren 1983).

Havsyntans läge vid deltats bildning kan man fastställa genom att bestämma var gränsen mellan de arkitektoniska elementen A₁ (subaerilt) och A₂ (subakvatiskt) i Kvidingedeltat ligger. Denna gräns ligger på ca 45 m ö.h. i de undersökta delarna.

5.2.1 Iskantens läge

Vid bildandet av Kvidingedeltat har smältvattnet huvudsakligen kommit från sydost, vilket man kan se på paleosluttnings- och paleoströmriktningarna (Figur 25). Deltatytan har också en sjunkande gradient från sydost mot nordväst (Figur 4) vilket indikerar ett apex i sydost.

Enligt Sandgren (1983) avsattes Kvidingedeltat i flera etapper under deglaciationen genom att en havsvik mellan Söderåsen och en avsmältande iskant i nordost successivt vidgades i sydostlig riktning. Deltats södra del närmast Söderåsen bildades först, samtidigt med avlagringar uppe på Söderåsen. Smältvattnet rann som en ismarginal dränering framför iskanten som i början låg an mot Söderåsens östra sida. I deltats proximala del i sydost finns åsryggar som indikerar att här har varit iskontakt (Sandgren 1983). Isälvsedimenten har också i den östra delen en ryggform som sträcker sig längs deltats östra del upp till Tomasdal (Figur 2; Figur 4). Denna ryggform skulle enligt Sandgren (1983) indikera iskontakten mot inlandsisens kant i öster.

I GPR-linje 3 (Figur 8) som mättes från ryggen och österut (Figur 2) kan man dock inte se något som antyder detta. Sedimenten vid iskontakten borde ha kollapsat efter isens avsmältning och sättningsstrukturer borde då kunna ses i georadarprofilen. Strukturerna i georadarprofilen har istället tolkats som en ostörd, primär lagring. En möjlig tolkning är att den yttre delen av ryggen är en levée, en upphöjning som kan bildas vid sidan av kanaler, då det finns ett brett kanalområde väster om ryggen (Figur 4). De södra delarna av ryggen är något högre och bredare och har mycket troligt varit en iskontakt mot avsmältande inlandsis i nordost.

Ringberg (2003) har en annan bild av inlandsisens slutskede i området kring Söderåsen. Enligt honom skedde en isframstöt av en baltisk islob från SV efter det att inlandsisen från NO smält bort. Denna baltiska islob sträckte sig upp på Söderåsens västra sluttning och skulle teoretiskt sett också kunnat leverera smältvatten till Kvidingedeltat.

Genom att titta på materialets proveniens skulle man kunna fastställa om isälvsedimenten kommit från den smältande inlandsisen i nordost eller från en baltisk is på Söderåsens sydvästra sida. Sedimenten i Kvidingedeltat består till ca 90 % av urbergsmaterial. Övrigt material består av sandsten, alunskiffer och paleozoisk skiffer (Ringberg 1984). Inga egna proveniensstudier utfördes vid fältarbetet i Kvidingedeltat men en kraftig dominans av urberg och en anrikning av kolpartiklar i framförallt sediment tillhörande element C observerades. Dessutom hittades både kambrisk sandsten och paleozoisk skiffer.

Urbergsmaterialet i deltasedimenten kan komma antingen från berggrunden i NO eller från Söderåsen. Kol finns i juraberggrunden i Ängelholmsbasängen men också väster om Söderåsen. Paleozoisk skiffer och kambrisk sandsten indikerar influenser från söder eller sydost (Germundsson & Schlyter 1999).

Med hänsyn till urbergets och kolets proveniens kan den smältande isen ha kommit antingen från nordost eller sydväst. Med tanke på förekomsten av kambrisk sandsten och paleozoisk skiffer är det troligast att isälvs materialet kommit från söder. I proveniensstudier utförda av Ringberg (1984) kan man se en skillnad i proveniens mellan sedimenten avlagrade uppe på Söderåsen och deltasedimenten nedanför. Deltasedimenten innehåller mer urbergsmaterial och en mindre mängd skiffer än sedimenten uppe på Söderåsen vilket möjligen kan visa att tillskottet av urbergsmaterial i Kvidingedeltat kan ha kommit genom erosion av kanjonen vid Klöva Hallar.

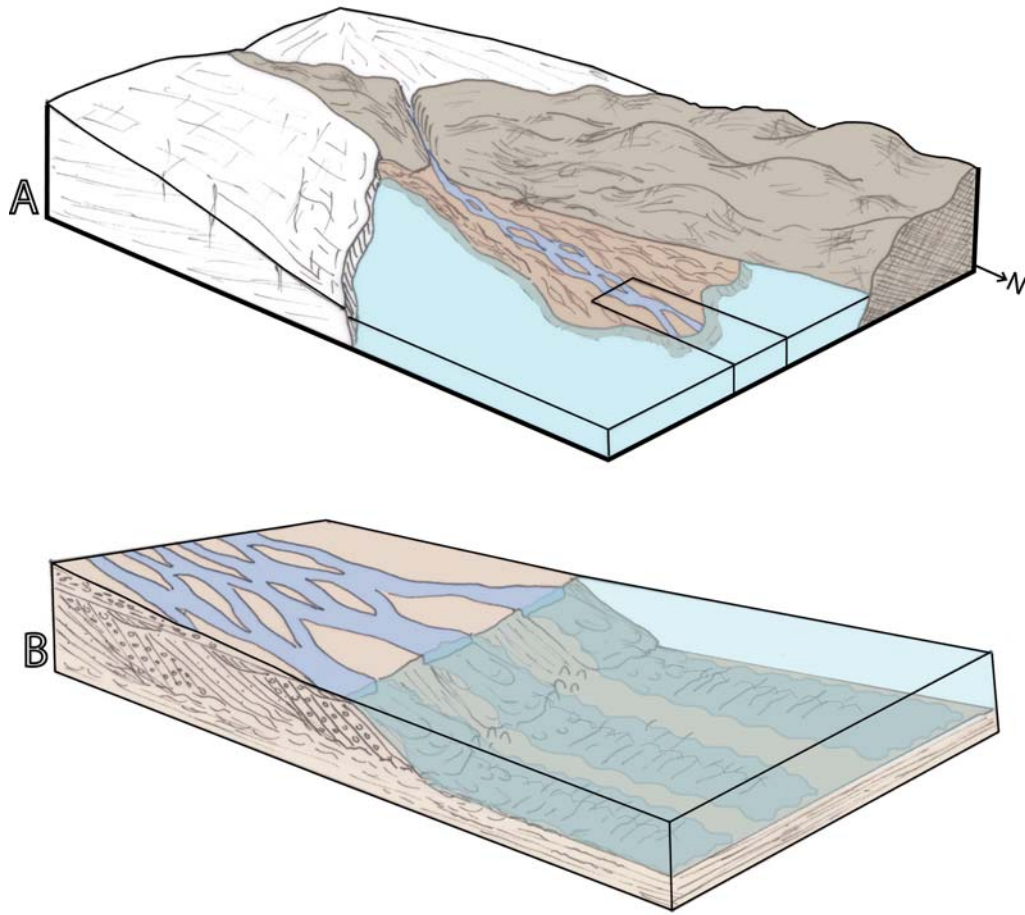
Det troliga är att utbyggnaden av Kvidingedeltat börjat som ett iskontaktdelta i den södra delen, för att övergå till ett proglacialt isälvsdelta i den norra och nordvästra delen där undersökningen är gjord. Sedimenten i Kvidingedeltat har i slutskedet troligen kommit med smältvatten som dränerats genom den kanjon som finns vid Klöva Hallar, från en smältande is uppe på Söderåsen (Figur 28).

5.2.2 Högsta kustlinjen

Högsta kustlinjen (HK) på Söderåsen ligger på 55- 56 m.ö.h. och HK på norra och nordöstra sidan av Ängelholmsslätten ligger på 55- 60 m.ö.h. (Daniel 1978, 1980). Vid tiden för Kvidingedeltats bildning låg däremot havsytan på 45 m.ö.h., alltså ca 10 m lägre än HK. Gränsen mellan de arkitektoniska elementen A₁ (subaerilt) och A₂ (subakvatiskt) kan ses som ett maximumvärde på havsytans läge vid avsättningen och den ligger på 45 m.ö.h. i de undersökta sektionerna med undantag av sektion Körslätt där den ligger ett par meter högre. I markprofilen SV- NO (Figur 4) kan man se två grunda och flacka dalstråk i markytan, 280 respektive 200 m breda, med en SO- NV- lig utsträckning som antyder kanalområden. Deras botten ligger på en nivå av 46 och 47 m.ö.h. För att dessa ska ha kunnat fungera som dräneringskanaler ut mot deltafronten måste det ha varit en gradient ner till havsytan, vilket antyder att havet vid bildningen av den nordliga och nordvästra delen av deltat inte kan ha legat högre än deras nivå. Havsytans läge vid deltat bildning stämmer alltså inte överens med HK:s läge och deltat måste antingen vara äldre eller yngre än HK.

Enligt Sandgren (1983) är deltat äldre än HK som bildades när hela området var isfritt. En transgression startade när Söderåsen började smälta fram och havsytan steg då från ca 43 m.ö.h. till det slutliga 56 m.ö.h. och Kvidingedeltat bildades då havsytan låg på 45 m.ö.h. Isen smälte sedan av mot NO och flera andra isälvsavlagringar bildades i området. Enligt Ringberg (2003) kan området nordost om Söderåsen blivit isfritt först och deltat bildats av en is på åsens sydvästra sida. Detta skulle innebära att HK utbildades först och att landhöjningen gjort att havets nivå låg på 45 m.ö.h. vid Kvidingedeltats bildande, och deltat är då yngre än HK.

En tredje möjlighet är att det skett en regression



Figur 28. A) Kvidingedeltat i slutskedet av sin utbyggnad i den dåtida havsviken nordost om Söderåsen. I förgrunden illustreras den mot nordost avsmältande isen. Uppe på Söderåsen syns den sydvästliga isen där smältvatten som dräneras genom Klöva Hallar förser deltat med material. Rektangeln vid deltats front representerar bild B. B) Deltats yttersta del där deltaplanet utgörs av flätflodskanaler som vid deltafronten går ihop till större, djupare kanaler. I genomskärning av sedimenten ser man hur grusiga klinoformer varvas med mer sandiga. När strömmen i kanalerna når bassängen sker en flödesseparation och de grövsta partiklarna hamnar i slutningen där de omlagras genom massrörelser. Återstående material avsätts i deltafotområdet och i prodeltaområdet framför deltaslutningen av den jetström som fortsätter som en underström ut längs botten i bassängen.

orsakad av landhöjning under deltats utbyggnad. Med en landhöjning på 5-7 m/100 år (Björck, S. pers. komm. 2007) skulle det tagit 150-200 år för strandnivån att förskjutas 10 m. Deltats äldsta delar i sydost kan då ha bildats samtidigt som HK på 55-56 m.ö.h. medan de yttersta delarna av deltat har bildats då havsytan låg på 45 m.ö.h. I den sydligast undersökta sektionen Körslätt (Figur 2) ligger gränsen mellan A₁ och A₂ något högre än 45 m.ö.h. vilket kan tyda på att havsytan legat högre vid bildningen av de mer proximala delarna av deltat.

5.2.3 Deltats ålder

Sandgren (1983) har indirekt daterat deglaciationen genom undersökning av glacial lera strax norr om Klippan, i de djupaste delarna av Ängelholmsslätten. Enligt Sandgren (1983) var platsen där lera avsattes istäckt vid tiden för Kvidingedeltats bildande och lerasättningen skedde något senare. Genom paleomag-

netiska mätningar i lera har han bedömt att området där lera avsattes deglacierades mellan ca 13 880-13 500 B.P, vilket betyder ca 16 600-15 900 år före nutid i kalibrerade år (Reimer et al 2004). Sand i en strandavlagring på nivå ca 40 m.ö.h. vid Stättehus i deltats proximala del, har daterats med OSL-datering till ca 16 000 år före nutid (Kjaer et al. 2006). Strandavlagringen ligger på iskontakttryggens ytersida mot lerslätten.

Kvidingedeltat har avsatts innan lera vid Klippan om man utgår ifrån Sandgrens deglaciationsmodell och kan då vara något äldre än 16 600 år före nutid med några hundra års felmarginal. Utifrån Ringbergs modell, där deltat kan ha avsatts av en senare sydvästlig islob, har deltat avsatts ungefär samtidigt eller senare än lera vid Klippan. Strandavlagringen vid Stättehus, som avsattes ungefär samtidigt som lera vid Klippan, måste vara yngre än deltat då det bildats genom svallning i isälvsavlagringens proximala

del och avsatts på en lägre nivå (40 m.ö.h.) än Kvidingedeltats yttersta delar (45 m.ö.h.). Om man utgår från en landhöjning på 5-7 m/100 år och bortser från transgressioner avsattes strandavlagringen vid Stättehus ca 100 år efter de distala delarna av Kvidingedeltat. Deltats uppbyggnad på 150-200 år har då skett strax före 16 000 år före nutid.

Under förutsättning att deltat byggs ut under 150-200 års tid och att deltat är 4000 meter långt innebär det 20-25 meters medel-progradering längs deltafronten per år. Utbyggnaden har inte pågått samtidigt över hela deltafronten utan skett genom aktiva lober. Den laterala tillväxten av varje enskild deltalob med 50-75 meter per år innebär att ungefär en tredjedel till hälften av deltafronten består av aktiva lober.

6 Slutsatser

1. Kvidingedeltat är ett glacifluvialt Gilbertdelta med ytbädd, mittbädd och bottenbädd, avsatt i ett vattendjup på ca 15-20 meter.

2. Genom att kombinera sektionsstudier i öppna skärningar med mätning med georadar kan man konstatera att den arkitektoniska uppbyggnaden är mycket likartad i hela undersökningsområdet.

3. Kvidingedeltat är uppbyggt av fyra arkitektoniska element som representerar sedimenten i deltaplanet, deltaslutningen, deltafotområdet och prodeltaområdet.

4. Deltaplanet har bestått av ett proximalt flätflodssystem av Scott-typ som haft en subaeril del med grunda kanaler och en del med djupare kanaler. De djupare kanalerna har legat under havsytans nivå och har troligen förekommit i den yttersta delen av deltaplanet.

5. Sedimentationen i deltaslutningen har dominerats av gravitationsstyrda processer som kornströmmar, sedimentströmmar och turbiditströmmar och visar att isälvsströmmen inte haft direktkontakt med slutningen, utan har fortsatt som en fri jetström ut i bassängen. Isälvsvattnet har så småningom sjunkit ned mot botten och bildat en underström.

6. Två olika avsättningsvarianter har förekommit vid deltafronten beroende på höga respektive lägre strömhastigheter i distributionssystemets mynnande kanaler. – Vid höga utgångshastigheter vid slutningskrönet har jetströmmen haft återkontaktpunkt nedanför deltaslutningen och steniga-grusiga klinoforma lager har avsatts i slutningen. En bakåtriktad och skruvad strömvirvel har bildats mellan jetströmmen och deltaslutningen vilken bildat sandiga dyner som vandrat snett uppför slutningen. – Vid lägre utgångshastigheter har jetströmmen haft återkontaktpunkt redan i deltaslutningen och sandiga klinoforma lager med inslag av grus har avsatts i slutningen.

7. Variationen mellan grusiga och sandiga klinoformer i sektionerna kan möjligen indikera skillnader i strömhastighet under smältsäsongen. Utbyggnaden av en deltalob under ett år uppskattas ha varit mellan 50 och 75 m.

8. Mycket få men tydliga lerlager i sektioner och loggar representerar vintertid då det varit lugna förhållanden i bassängen.

9. Gränsen mellan avlagringarna från grunda respektive djupa kanaler i deltaplanet kan ses som ett maximumvärde på havsytans läge vid avsättningen. I den undersökta delen av deltat låg havsytan på ca 45 m.ö.h vid avsättningen förutom i den sydligast belägna sektionen där den låg något högre. Strandnivån sjönk från HK på 57 m.ö.h till 45 m.ö.h under deltats utbyggnad.

10. Utbyggnaden av Kvidingedeltat har börjat som ett iskontaktdelta, i den sydöstra delen vid Klöva Hallar, för att övergå till ett glacifluvialt isälvsdelta i den norra och nordvästra delen. Sedimenten i den undersökta delen av Kvidingedeltat har sannolikt kommit med smältvatten från sydost från en smältande is uppe på Söderåsen.

11. Deltat byggdes upp under 150-200 års tid, något före 16 000 år före nutid.

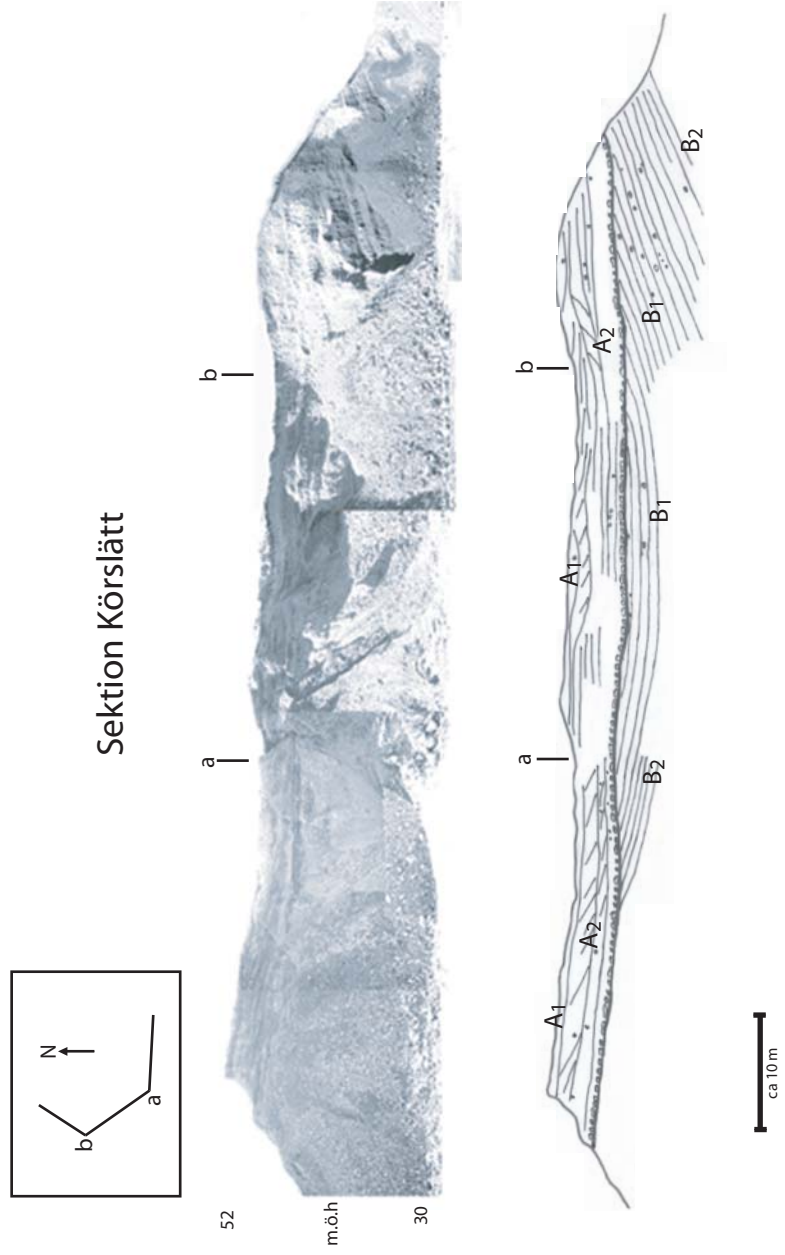
7 Tack

Jag vill tacka mina handledare Lena Adrielsson och Anders Schomacker för all hjälp under arbetets gång, ert stora engagemang och ert tålamod. Tack för intressanta diskussioner och för att ni alltid har tagit er tid att svara på mina frågor. Tack till Anna Broström för att jag fick låna din handdator i fält, för handdatorlektion och för att du tog dig tid att svara på mina frågor. Tack till Grönlands Geologiska undersøgelse för lån av GPR-utrustning. Tack till Mattias Gustafsson och Kärstin Malmberg-Persson på SGU i Lund för tillhandahållande av kartmaterial. Tack till den trevliga personalen på Skånska makadam och Kvidingesten-kross för vänligt bemötande, sällskap och kaffe. Tack till Krister och Monica på Tomasdals vandrarhem för en trevlig vistelse och för upprepad hjälp med hamrande på startmotorn. Tack till outhärlige Gert Pettersson för allehanda datorhjälp, och för att du gör backups så ofta. Tack till Johanna Mellgren för korrekturläsning av arbetet. Slutligen vill jag tacka alla lärare och kurskamrater jag haft under åren för att ni har gjort min tid som student på geologen så rolig.

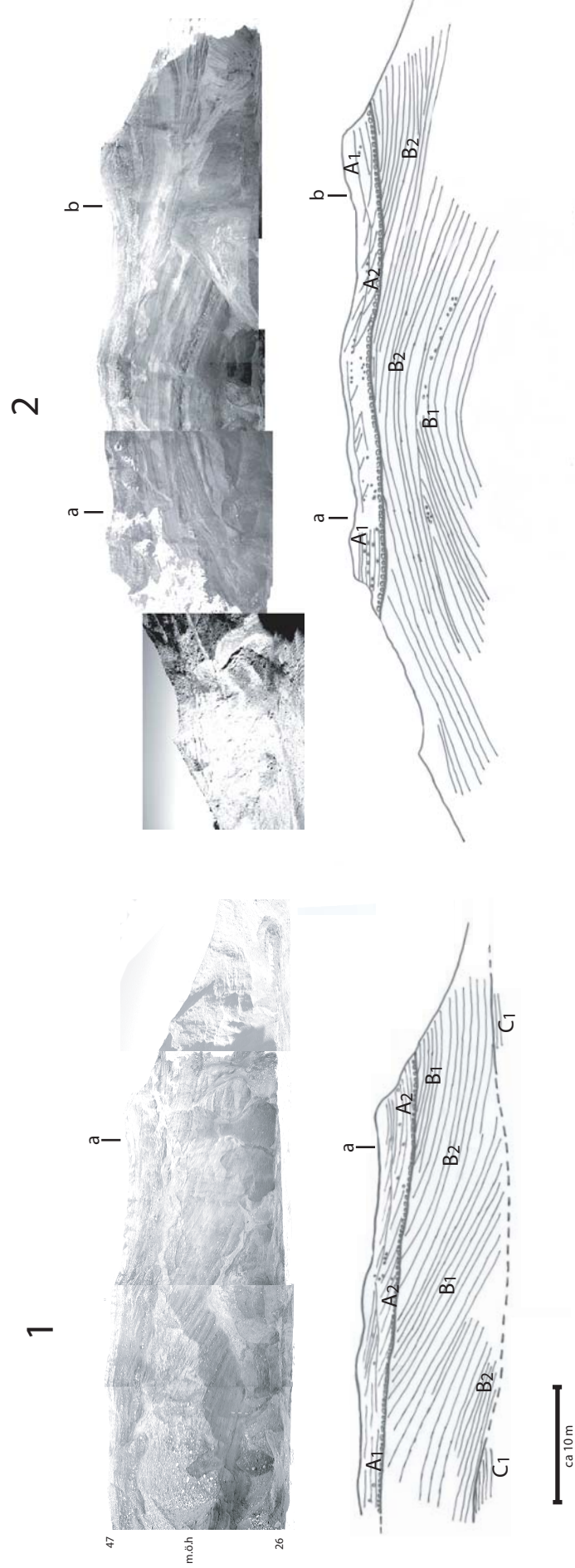
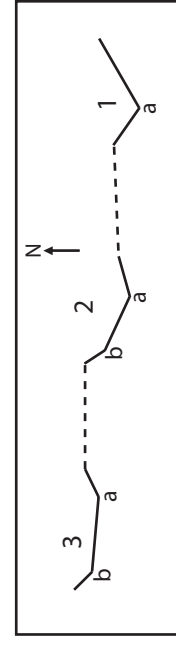
8 Referenser

- Allen, J.R.L., 1970: Physical processes of sedimentation. 268 sid.
- Allen, J.R.L., 1982: Sedimentary structures: Their character and physical basis, vol. II. 661 sid.
- Allen, J.R.L., 1985: Principles of physical Sedimentology. 272 sid.
- Bates, C.C., 1953: Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 37, 2119-2162.
- Benn, D.I., Evans, J.A., 1998: Glaciers & glaciation. 734 sid.
- Boothroyd, J.C., Ashley, G.M., 1975: Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. *Society of economic paleontologists and mineralogists special publication* 23, 193-222.
- Bristow, C.S., Jol, H.M., 2003: Ground Penetrating Radar in sediments. 330 sid.
- Clemmensen, L.B., Houmark-Nielsen, M., 1981: Sedimentary features of a Weichselian glaciolacustrine delta. *Boreas* 10, 229-245.
- Corner, G.D., Nordahl, E., Munch-Ellingsen, K., Robertsen, K.R., 1990: Morphology and Sedimentology of an emergent fjord-head Gilbert-type delta: Alta delta, Norway. I A. Colella and D.B Prior (red.), Coarse- Grained Deltas. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 10, 155-168.
- Daniel, E., 1978: Beskrivning till jordartskartan Höganäs NO/ Helsingborg NV. SGU Ae 25.
- Daniel, E., 1980: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg NO. SGU Ae 42.
- Digitala kartbiblioteket. Sökväg: www.geobib.lu.se – Sök information – Kartor – Lantmäteriets Digitala Kartbibliotek – Digitala Kartbiblioteket. 2006-08-23.
- Germundsson, T., Schlyter, P., 1999: Atlas över Skåne. 184 sid.
- Kjaer, K.H., Lagerlund, E., Adrielsson, L., Thomas, P.J., Murray, A., Sandgren, P., 2006: The first independent chronology for Middle and Late Weichselian sediments from southern Sweden and the Island of Bornholm. *GFF* 128, 209-220.
- Kleinhans, M.G., 2005: Grain-size sorting in grain flows at the lee-side of deltas. *Sedimentology* 52, 291-311.
- Lowe, D.R., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 0279-0297.
- Lønne, I., 1993: Physical signatures of ice advance in a younger Dryas ice-contact delta, Troms, northern Norway: implications for glacier-terminus history. *Boreas* 22, 59-70.
- Lønne, I., 1995: Sedimentary facies and depositional architectural of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98, 13-43.
- Lønne, I., Nemec, W., Blikra, L.H., Lauritsen, T., 2001: Sedimentary architecture and dynamic stratigraphy of a marine ice-contact system. *Journal of sedimentary research* 6, 922-943.
- Miall, A.D., 1977: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. I Miall, A.D. Fluvial Sedimentology. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 5, 597-604.
- Miall, A.D., 1978: Fluvial Sedimentology. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 5, 597-604.
- Miall, A.D., 1985: Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences* 22, 261-308.
- Miall, A.D., 1991: Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of sedimentary petrology* 61, 497-505.
- Miall, A.D., 1996: The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. 582 sid.
- Nemec, W., 1990: Aspects of sediment movement on steep delta slopes. I A. Colella and D.B Prior (red.), Coarse- Grained Deltas. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 10, 29-73.
- Nemec, W., Lønne, I., Blikra, L.H., 1999: The Kregnes moraine in Gauldalen, westcentral Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin. *Boreas* 28, 454-476.
- Nichols, G., 1999: Sedimentology and stratigraphy. 355 sid.
- Plink-Björklund, P., Ronnert, L., 1999: Depositional processes and internal architecture of Late Weichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast. *Sedimentology* 46, 215-234.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. I A. Colella & D.B Prior (red.), Coarse- Grained Deltas. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 10, 13-27.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk-Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004: Intcal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Ringberg, B., 1984: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg SO. SGU Ae 51.
- Ringberg, B., 2003: Readvance and retreat of the late Weichselian low baltic ice stream in southern most Sweden- a review. *GFF* 125, 169-176.
- Röthlisberger, K., Lang, H., 1987: Glacial hydrology. I A.M. Gurnell & M.J. Clark, Glaciofluvial sediment transfer, 207-284.

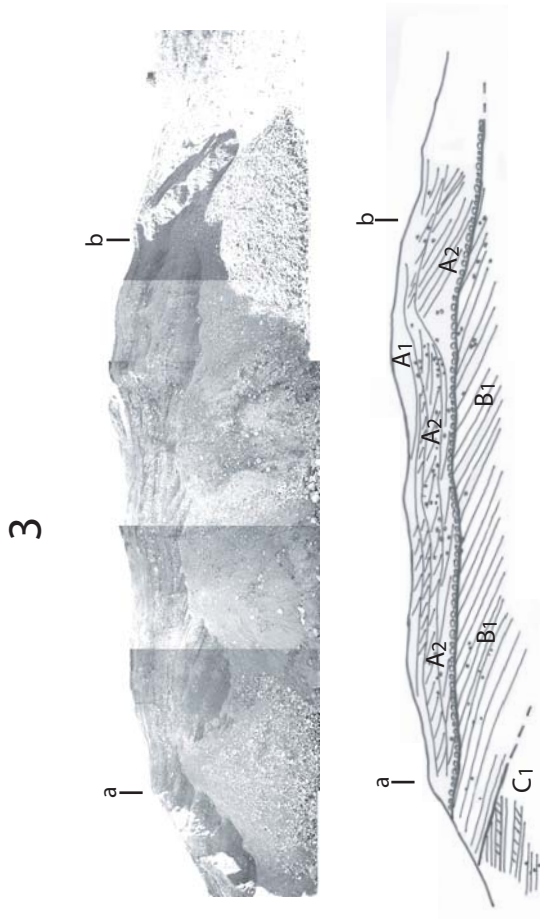
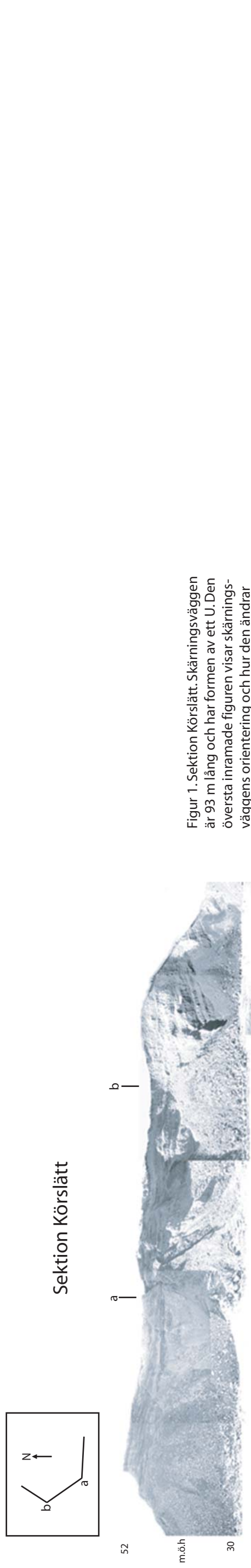
- Sandgren, P., 1983: The deglaciation of the Klippan area, southern Sweden - A study of glaciofluvial and glaciomarine sediments. *University of Lund, Department of Quaternary Geology Thesis 14*, 99 sid.
- Thomas, G.S.P., Chiverrell, R.C., 2006: A model of subaqueous sedimentation at the margin of the Late Midlandian Irish Ice Sheet, Connemara, Ireland, and its implications for regionally high isostatic sea-levels. *Quaternary Science Reviews* 25, 2868-2893.
- Wikman, H., Bergström, J., Sivhed, U., 1993: Beskrivning till bergrundskartan Helsingborg SO. SGU Af 180.
- Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T., Schramm, C., 2007: Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. *Sedimentary Geology* 193, 105-129.



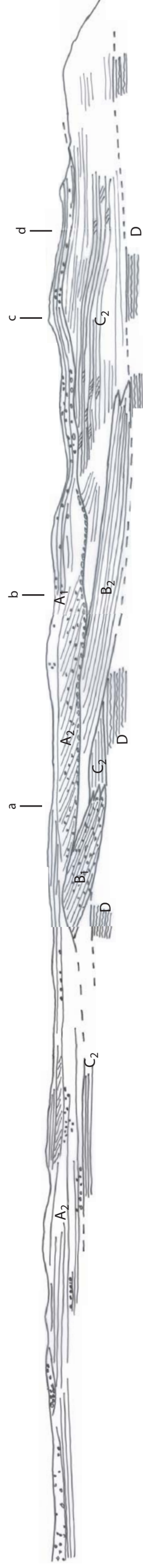
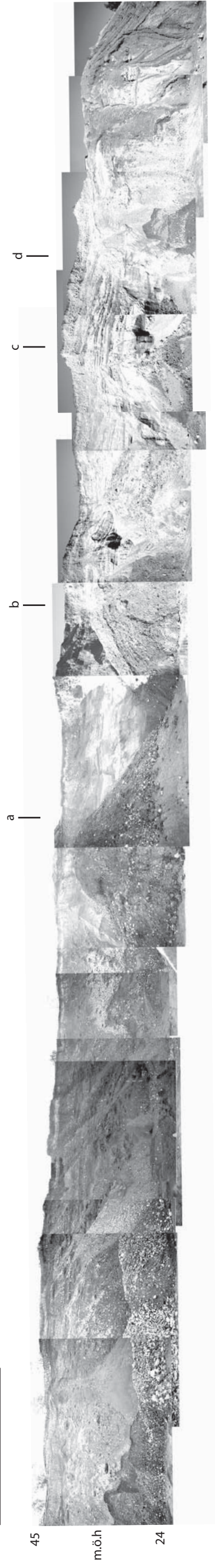
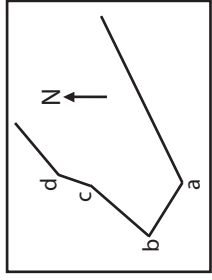
Figur 1. Sektion Körslätt. Skärningsväggen är 93 m lång och har formen av ett U. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b) sett från ovan. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionensritningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och streckade linjer troliga gränser.



Figur 2. Sektion Maglaby. Sektionen består av tre skärningsväggar som tillsammans är 177 m. Den översta inramade figuren visar skärningsväggarnas orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b) sett från ovan. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionensritningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och streckade linjer troliga gränser. Skalan är densamma i de tre skärningarna.

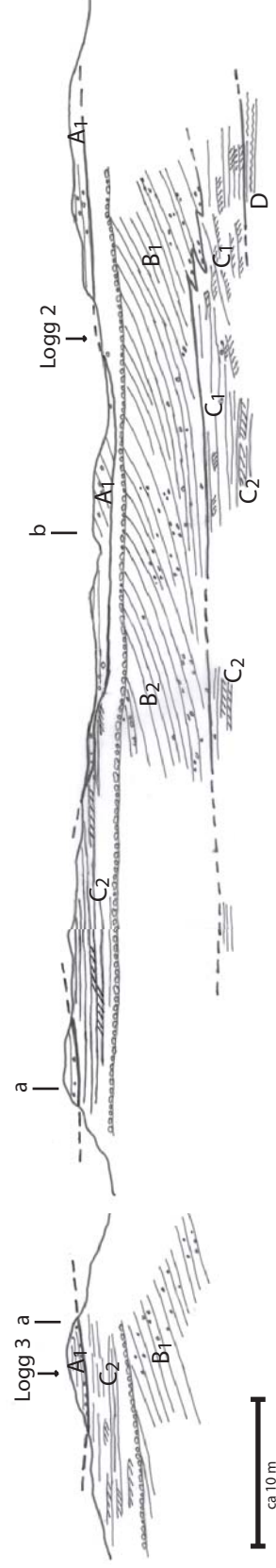
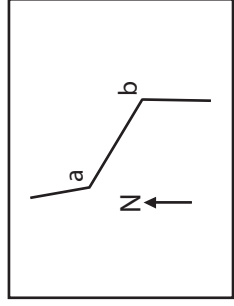


Sektion Björket 1



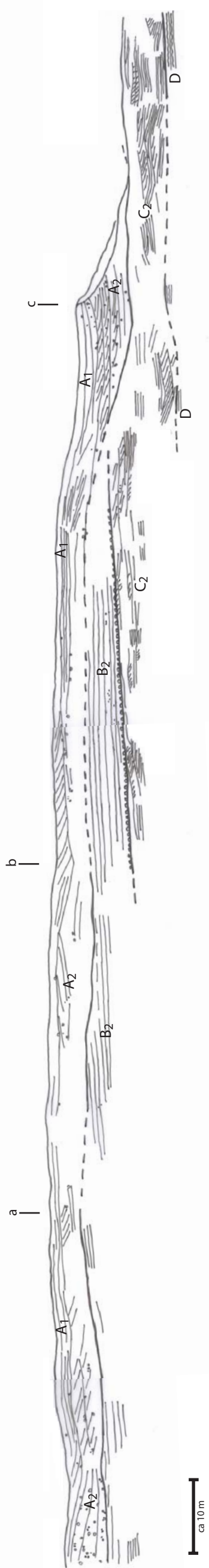
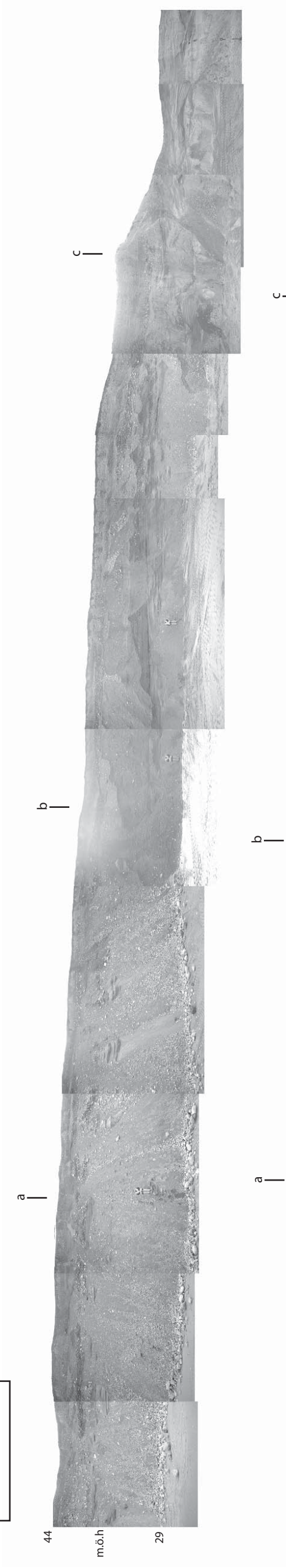
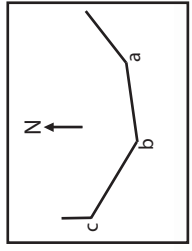
Figur 1. Sektion Björket 1. Skärningsväggen är 210 meter lång och har formen av ett U. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b,c,d) sett från ovan. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionssritningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och de streckade linjerna troliga gränser. Komplettering av sektionssritningen är gjord i efterhand då nya schaktväggar kommit fram, varpå rasmassorna i dessa foton till viss del försvunnit. Skalan är inte exakt då skärningsväggen undulerar.

Sektion Björket 2



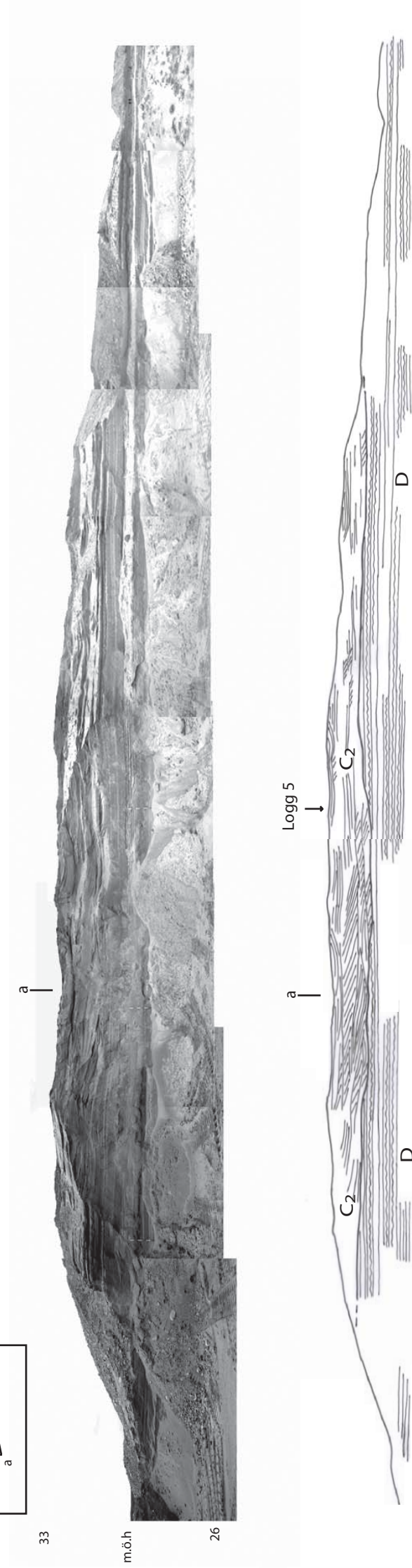
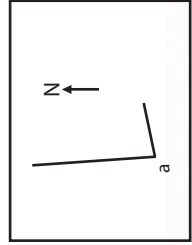
Figur 2. Sektion Björket 2. Skärningsväggen är 91 m lång. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b) sett från ovan. Brytpunkten vid a syns två gånger. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionssritningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och de streckade linjerna troliga gränser. Lokalisering av logg 2 och logg 3 visas.

Sektion Sönnarslöv 1



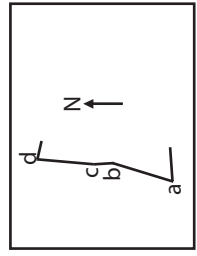
Figur 1. Sektion Sönnarslöv 1. Skärningsväggen är 200 m lång. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b,c) sett från ovan. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionens ritningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och de streckade linjerna troliga gränser.

Sektion Sönnarslöv 2

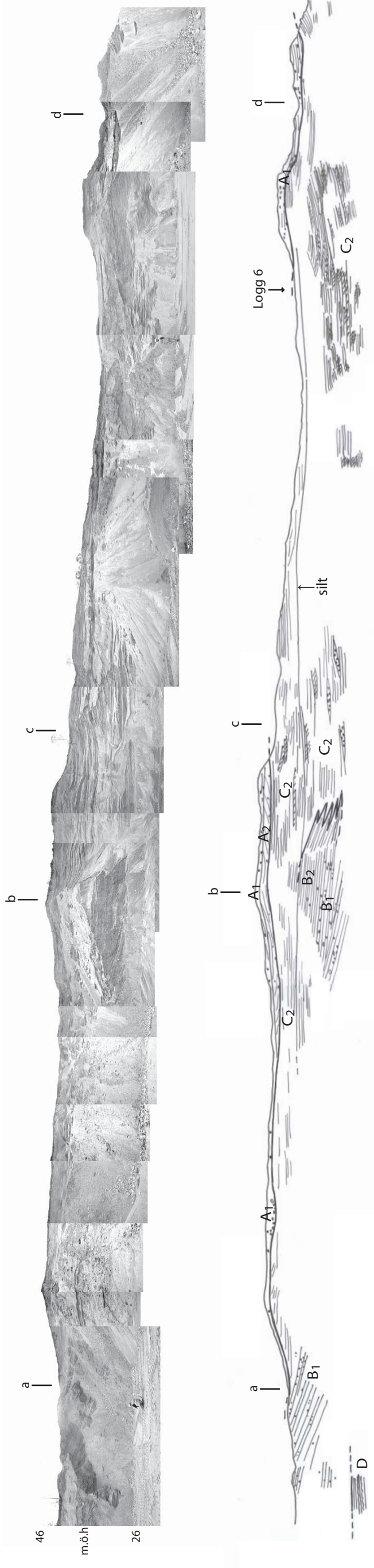


Figur 2. Sektion Sönnarslöv 2. Skärningsväggen är 66 m lång. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkten (a) sett från ovan. I hopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visas på vilka sektionens ritningen underst med element-tolkning är baserad. Den heldragna linjen visar gränsen mellan elementen.

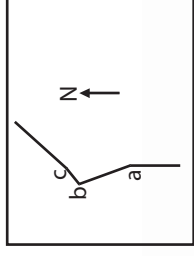
ca 10 m



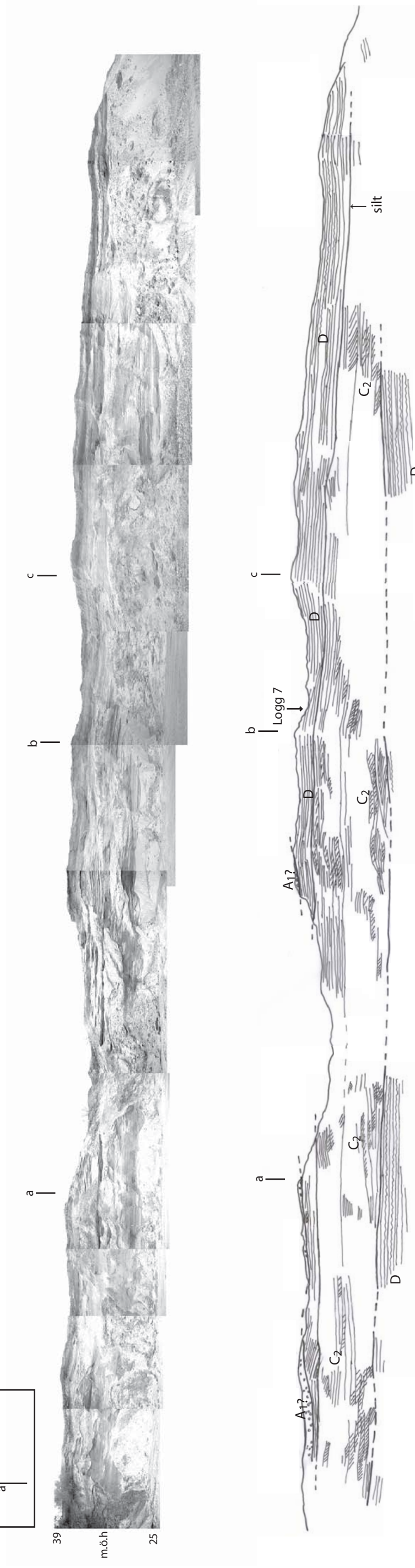
Sektion Smedstorp 1



Figur 1. Sektion Smedstorp 1. Skärningsväggen är 200 m lång. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b,c,d) sett från ovan. Ihopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visar på vilka sektionens riktningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och streckade linjer troliga gränser. Det heldragna streck som sträcker sig genom skärningen visar ett siltigt lager.



Sektion Smedstorp 2



Figur 2. Sektion Smedstorp 2. Skärningsväggen är 130 m lång. Den översta inramade figuren visar skärningsväggens orientering och hur den ändrar riktning vid brytpunkterna (a,b,c) sett från ovan. Ihopsatta foton tagna vid översiktskarteringen visar på vilka sektionens riktningen underst med element-tolkning är baserad. Heldragna linjer visar gränser mellan elementen och streckade linjer troliga gränser. Det heldragna streck som sträcker sig genom skärningen visar ett siltigt lager.

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

163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbriterheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
164. Näsström, Helena, 2003: Klottedioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell föroreningsspridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactyloid pterosaurs with emphasis on flight.
178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
182. Öst, Jan-Olof, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark.
185. Åberg, Lina, 2005: Metamorphic study of metasediment from the Kangilinaaq Peninsula, West Greenland.
186. Sidgren, Ann-Sofie, 2005: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -geokronologi i det Rinkiska bältet, västra Grönland.
187. Gustavsson, Lena, 2005: The Late Silurian Lau Event and brachiopods from Gotland, Sweden.
188. Nilsson, Eva K., 2005: Extinctions and faunal turnovers of early vertebrates during the Late Silurian Lau Event, Gotland, Sweden.
189. Czarniecka, Ursula, 2005: Investigations of infiltration basins at the Vomb Water Plant – a study of possible causes of reduced infiltration capacity.
190. G³owacka, Ma³gorzata, 2005: Soil and groundwater contamination with gasoline and diesel oil. Assessment of subsurface hydrocarbon contamination resulting from

- a fuel release from an underground storage tank in Vanstad, Skåne, Sweden.
191. Wennerberg, Hans, 2005: A study of early Holocene climate changes in Småland, Sweden, with focus on the '8.2 kyr event'.
 192. Nolvi, Maria & Thorelli, Gunilla, 2006: Extraterrestrisk och terrestrisk kromrik spinell i fanerozoiska kondenserade sediment.
 193. Nilsson, Andreas, 2006: Palaeomagnetic secular variations in the varved sediments of Lake Gołczyńskie, Poland: testing the stability of the natural remanent magnetization and validity of relative palaeointensity estimates.
 194. Nilsson, Anders, 2006: Limnological responses to late Holocene permafrost dynamics at the Stordalen mire, Abisko, northern Sweden.
 195. Nilsson, Susanne, 2006: Sedimentary facies and fauna of the Late Silurian Bjärsjölagård Limestone Member (Klinta Formation), Skåne, Sweden.
 196. Sköld, Eva, 2006: Kulturlandskapets förändringar inom röjningsröseområdet Yttra Berg, Halland - en pollenanalytisk undersökning av de senaste 5000 åren.
 197. Göransson, Ammy, 2006: Lokala miljöförändringar i samband med en plötslig havsyteförändring ca 8200 år före nutid vid Kalvövik i centrala Blekinge.
 198. Brunzell, Anna, 2006: Geofysiska mätningar och visualisering för bedömning av heterogenitetens utbredning i en isälvsavlagring med betydelse för grundvattenflöde.
 199. Erlfeldt, Åsa, 2006: Brachiopod faunal dynamics during the Silurian Ireviken Event, Gotland, Sweden.
 200. Vollert, Victoria, 2006: Petrografisk och geokemisk karaktärisering av metabasiter i Herrestadsområdet, Småland.
 201. Rasmussen, Karin, 2006: En provenansstudie av Kågerödformationen i NV Skåne - tungmineral och petrografi.
 202. Karlsson, Jonnina, P., 2006: An investigation of the Felsic Ramiane Pluton, in the Monapo Structure, Northern Moçambique.
 203. Jansson, Ida-Maria, 2006: An Early Jurassic conifer-dominated assemblage of the Clarence-Moreton Basin, eastern Australia.
 204. Striberger, Johan, 2006: En lito- och biostratigrafisk studie av senglaciala sediment från Skuremåla, Blekinge.
 205. Bergelin, Ingemar, 2006: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of basalts in Scania, S Sweden: evidence for two pulses at 191-178 Ma and 110 Ma, and their relation to the break-up of Pangea.
 206. Edvarsson, Johannes, 2006: Dendrokronologisk undersökning av tallbestånds etablering, tillväxtdynamik och degenerering orsakat av klimatrelaterade hydrologiska variationer på Viss mosse och Åbuamossen, Skåne, södra Sverige, 7300-3200 cal. BP.
 207. Stenfeldt, Fredrik, 2006: Litostratigrafiska studier av en plåtformad sand- och grusavlagring i Skuremåla, Blekinge.
 208. Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker.
 209. Olsson, Johan, 2007: Två svekofenniska graniter i Bottniska bassängen; utbredning, U-Pb zirkondatering och test av olika abrasionstekniker.
 210. Erlandsson, Maria, 2007: Den geologiska utvecklingen av västra Hamrängesyklinallens suprakrustalbergarter, centrala Sverige.
 211. Nilsson, Pernilla, 2007: Kvidingedeltat - bildningsprocesser och arkitektonisk uppbyggnadsmodell av ett glacifluvialt Gilbertdelta.
 212. Ellingsgaard, Óluva, 2007: Evaluation of wireline well logs from the borehole Kyrkheddinge-4 by comparison to measured core data.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
 Centrum för GeoBiosfärvetenskap
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund