

**En Paleo-Middelhavs Stredavsetning:
Kalkarenitter tilhørende Azagadorleddet (miocen),
Turreområdet, Almeria, SØ Spania**

av
Camilla Thrana

Candidatus Scientiarum

Oppgave i sedimentologi og petroleumsgeologi



**Geologisk Institutt
Universitetet i Bergen**

2002

Abstract

The Vera basin is one of several small, intramontane Neogene basins which developed within the Alpine nappes of the Betic Cordillera of southeastern Spain. This system of interconnected basins acted as a marine strait linking the Mediterranean Sea with the Atlantic Ocean during the Tortonian and Messinian. A narrow seaway between the Vera and Sorbas basins was probably an important element of this strait. The marginal and axial infill of this seaway, represented by the Azagador Member, Turre Formation (Upper Tortonian – Lower Messinian), has been the object of this study.

This thesis reports the results of a detailed sedimentological analysis of the Azagador Member based on fieldwork carried out in a ten square kilometer study area in the Turre area, Province of Almeria, SE Spain. The Azagador Member here consists of an approximately 50 m thick succession comprising a coarse-grained mixture of siliciclastics and temperate carbonates embedded in basinal marl and silt deposits. The calcarenitic body rests with angular unconformity on the Tortonian marls of the Chozas Formation. Marls and turbidites of the Abad Member (Turre Formation) conformly overlies the calcarenites.

Based upon sedimentological investigations, the Azagador Member is divided into eleven lithofacies representing a variety of depositional processes. The facies have been further grouped into four environmentally significant facies associations; *Coarse-clastic shoreface (FA1)*, *strait deposits influenced by shallow marine currents (FA2)*, *continental deposits (FA3)* and *carbonate-dominated ramp deposits (FA4)*.

The onset of the accumulation of the Azagador Member, which was related to a progressive rise of the relative sea level, resulted in inundation and erosion of the basin margins and the establishment of a wave-dominated shoreline. A relatively steep shoreface caused re-sedimentation by sediment gravity flows and rapid accumulation of coarse-grained calcarenites into the shallow strait of the southwestern Vera basin. These sediments were prone to reworking by exceptional strong currents, reinforced by the narrow geometry of the seaway. Combined storm- and tidal processes caused the migration of dunes, and the excavation of giant channelized structures (100 m-scale).

The Azagador Member strata have also been analysed within a sequence stratigraphic framework. Based on stratigraphic and geometrical field relationships, the calcarenites are subdivided into a lowstand wedge, a transgressive and a highstand systems tracts of a fifth-order cycle. The Azagador unit as a whole may also correspond to the lowstand wedge systems tract of a fourth-order cycle.

The development of depositional sequences in this small basin was controlled by the interplay between local tectonism and regional eustatic sea-level changes. The dynamics of this interplay together with the basin morphology and regional climate had a major influence on the sedimentation pattern in the intramontane seaway.

In previous literature it has been emphasised that during the late Tortonian the Sierra Cabrera, which today form the southern margin of the Vera basin, were represented only by a small, submarine swell. However, paleocurrent measurements and evidence of episodic subaerial exposure documented during this study, clearly suggest a source area with significant relief along the southwestern margin of the basin during deposition of the Azagador Member. This implies that the Sierra Cabrera area must have been emerged at an earlier time than previously assumed.

FORORD

Denne hovedfagsoppgaven representerer en del av mitt cand. scient studie ved Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen. Jeg vil med dette takke min veileder Professor Michael R. Talbot for entusiastisk veiledning i felt og gode råd under skriveprosessen. Jeg vil også takke min eksternveileder Tom Dreyer ved Norsk Hydros forskningscenter, for finansiell støtte til feltarbeidet, og ikke minst for god rådgivning, og for alltid å ha tatt seg tid til å sette seg inn i problemstillingene mine. En stor takk til post doc. Tine Lærdal for gjennomlesning av oppgaven, diskusjoner og for hjelp med små og store ting under hele hovedfaget. Stipendiat Nils Erik Janbu takkes for gjennomlesning av oppgaven og konstruktiv kritikk. Takk til Håvard H. Enge for godt samarbeid både i felt og under skriveprosessen.

Mange takk til venner og kjente ved Geologisk Institutt, særlig Beate L. S. Leren og Tone G. Hovland for nyttige kommentarer og korrekturlesning.

Til slutt vil jeg uttrykke min takknemlighet ovenfor familie, venner og spesielt min samboer Kai B. Amdal, for all støtte og oppmuntring gjennom hele studietiden.

Camilla Thrana

Bergen, november 2002

INNHALDSFORTEGNELSE

1. Introduksjon.....	1
1.1. Målsetting.....	1
1.2. Studieområdet.....	1
1.3. Metoder.....	4
2. Geologisk rammeverk.....	5
2.1. Regionalgeologi og tektonisk setting.....	5
2.2. De betiske stredene i sen miocene.....	9
2.3. Stratigrafi.....	11
2.3.1. <i>Azagadorleddet</i>	13
2.3.2. <i>Tidligere studier</i>	14
3. Faciesanalyse.....	17
3.1. Introduksjon.....	17
3.2.1. <i>Generelt om blandete silisiklastiske-karbonatsystem</i>	17
3.2. Facies 1: Grusholdig sandstein.....	20
3.3. Facies 2: Kryssjiktet grusholdig kalkarenitt.....	23
3.4. Facies 3: Massiv grusholdig kalkarenitt.....	28
3.5. Facies 4: Grusholdig, massiv kalkarenitt til mediumkornet, parallell-laminert kalkarenitt.....	30
3.6. Facies 5: Traukryssjiktet kalkarenitt.....	35
3.7. Facies 6: Matriksbåret, bioklastisk konglomerat til parallell-laminert, mediumkornet kalkarenitt.....	37
3.8. Facies 7: Heterolitisk kalkarenitt lokalisert i storskala kanaliserte strukturer.....	39
3.9. Facies 8: Laminert mikritt.....	54
3.10. Facies 9: Klastbåret til matriksbåret konglomerat.....	57
3.11. Facies 10: Sandig mergel.....	60
3.12. Facies 11: Sandholdig kalkstein.....	62

4. Faciesassosiasjoner.....	66
4.1. Introduksjon.....	66
4.2. Faciesassosiasjon 1: Grovklastisk Strandskråning.....	67
4.2.1. <i>Subfaciesassosiasjon 1a: Erosjonsrestavsetninger</i>	67
4.2.2. <i>Subfaciesassosiasjon 1b: Bølgebearbeidet strandskråning</i>	69
4.2.3. <i>Subfaciesassosiasjon 1c: Massestrø mavsetninger</i>	72
4.3. Faciesassosiasjon 2: Stredavsetninger påvirket av grunnmarine strømmer.....	74
4.3.1. <i>Subfaciesassosiasjon 2a: Aksiale dyner</i>	74
4.3.2. <i>Subfaciesassosiasjon 2b: Stormdominerte, tidevannspåvirkede avsetninger</i>	77
4.4. Kontinentale avsetninger.....	81
4.5. Karbonatdominerte rampeavsetninger.....	82
4.6. Oppsummering av faciesassosiasjoner i Azagadorleddet.....	83
4.6.1. <i>Litofacies korrelasjon</i>	83
4.6.2. <i>Paleomiljø</i>	83
5. Sekvensstratigrafi.....	88
5.1. Introduksjon.....	88
5.2. Azagadorleddets Sekvensstratigrafi.....	89
5.2.1. <i>Introduksjon: Tidligere sekvensstratigrafiske tolkninger av Azagadorleddet</i>	89
5.2.2. <i>Et blandet silisiklastisk-karbonatsystem</i>	90
5.2.3. <i>Fokus i dette studiet</i>	92
5.2.4. <i>Sekvensstratigrafiske grenseflater</i>	93
5.2.5. <i>Systemrekker</i>	94
6. Oppsummering og Diskusjon.....	104
6.1. Introduksjon.....	104
6.2. Blanding av silisiklastiske og karbonatsedimenter.....	104
6.3. Sedimentasjon av Azagadorleddet.....	105
6.4. Kanaldannelse.....	108
6.5. Sekvensstratigrafisk inndeling av Azagadorleddet.....	112
6.6. Paleogeografi.....	113
7. Konklusjoner.....	120

Referanser.....124

Appendiks

KAPITTEL 1

INTRODUKSJON

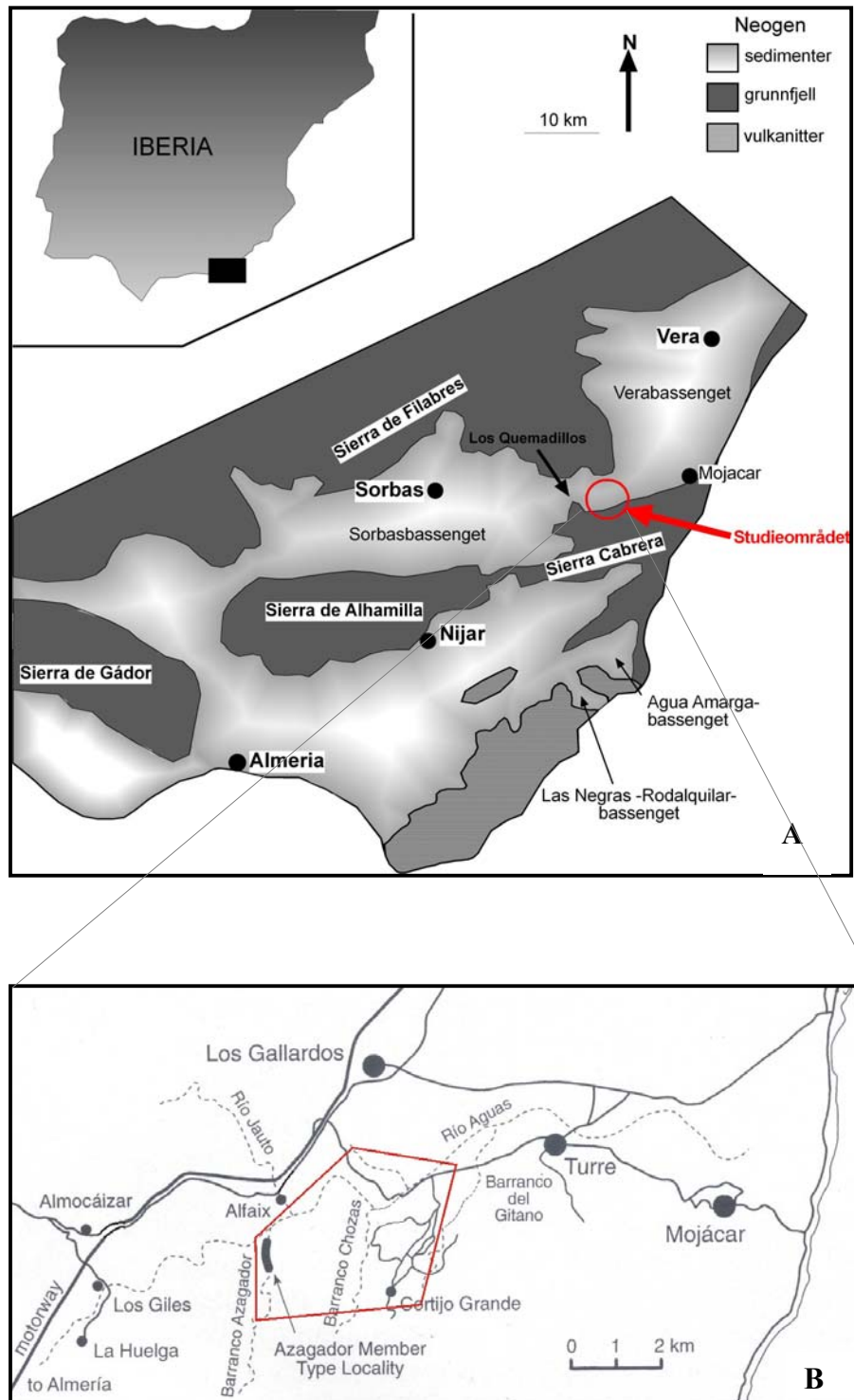
1.1 Målsetting

Denne oppgaven omhandler et sedimentologisk studie av avsetninger tilhørende den sen tortonske – tidlig messinske sedimentære sekvensen Azagadorleddet, Turreformasjonen, som er lokalisert i Verabassenget, sørøst Spania. Det prinsipielle målet med dette studiet var å analysere sedimentære facies, og gjøre en sekvensstratigrafisk inndeling og tolkning av lagrekken. Azagadorleddet består av en grovkornet blanding av silisiklastisk materiale og karbonater med en temperert sammensetning, avsatt ved marginen av et smalt, marint basseng. Sekvensen er omgitt av finkornete avsetninger i form av hemipelagisk mergel og silt, og representerer en potensiell analog til stratigrafiske feller dannet i et høyenergi-miljø ved marginene hos marine basseng.

Et parallelt studie av den samme lagrekkens diagenetiske og reservorargeologiske egenskaper ble foretatt av Håvard Enge (2002). Sammen kan disse to sub-prosjektene gi en tredimensjonal rekonstruksjon av Azagadorleddets interne geometri og reservoaregenskaper. Prosjektet er en del av SYNTESA, som er et samarbeidsprogram mellom Norsk Hydros forskningscenter og universitetet i Bergen. Norsk Hydro har finansiert prosjektet, og begge studiene har blitt utført under veiledning av professor Michael R. Talbot, Geologisk institutt, Universitetet i Bergen.

1.2 Studieområdet

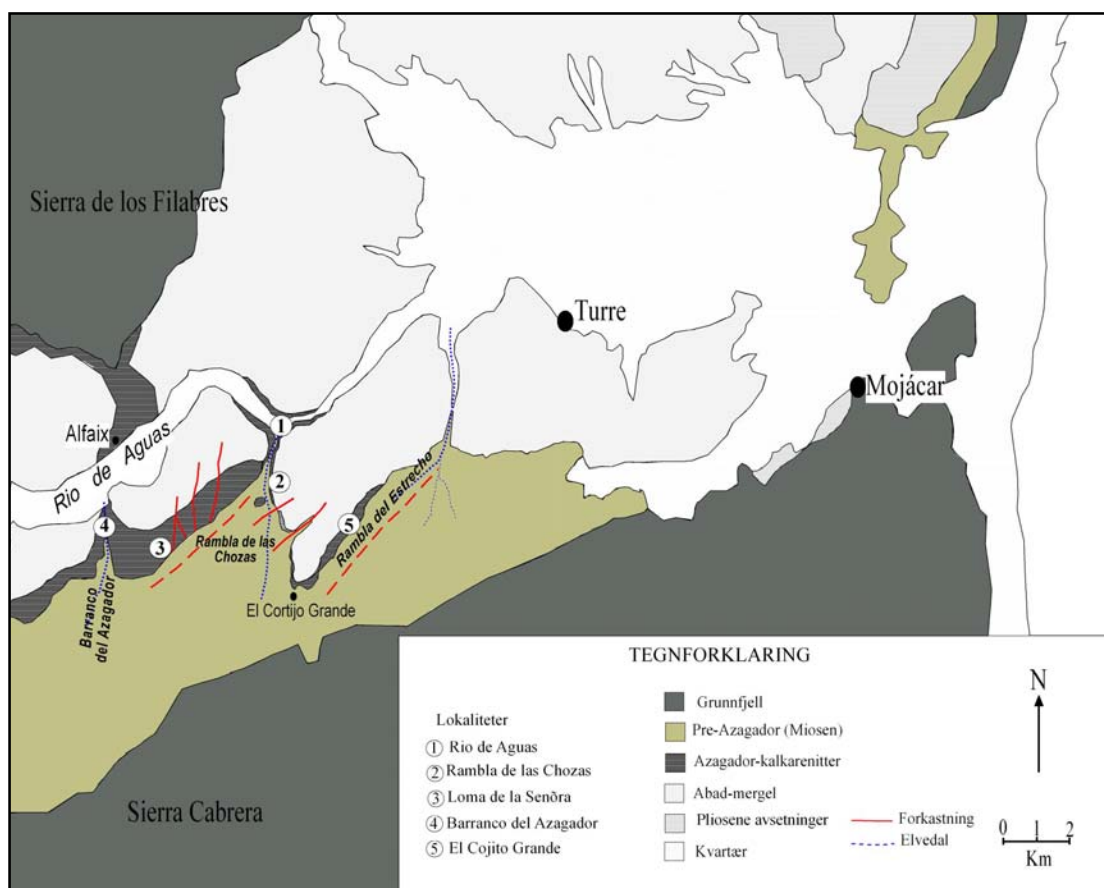
Verabassenget er lokalisert ved kysten av sørøstlige Spania, og utgjør en geografisk og geologisk fordykning med en omtrentlig utstrekning på 350 km². Bassenget er en del av Betic Cordillera-fjellkjeden, og er omgitt av fjellene Sierra de los Filabres, Sierra Almagro og Sierra Bedar i nord, og Sierra Cabrera i sør. I øst er Verabassenget avgrenset av Middelhavet og i vest er det forbundet til Sorbasbassenget med en relativt smal passasje (Fig. 1.2.1.). Det



Figur 1.2.1. Geologisk (A) og geografisk (B) plassering av studieområdet (modifisert etter Braga m.fl., 2001). A) Området som er undersøkt ligger lengst sørvest i Verabassenget, like ved overgangen til Sorbasbassenget. B) Forstørret kart over Turreområdet som viser veier og stedsnavn. Den røde rammen indikerer feltområdet, omtrentlig 2 km vest for landsbyen Turre.

studerte området befinner seg langs den sørvestlige marginen av det neogene bassenget, omlag 2 km vest for landsbyen Turre (Fig 1.2.1.), som er en del av Almeria provinsen.

Den studerte sedimentære lagrekken, Azagadorleddet, representerer den basale delen av Turreformasjonen, og består hovedsakelig av grovkornete kalkarenitter blottet langs dype, tørrlagte elvedaler og bratte klipper. Blotningene har ofte en karakteristisk flat topp, som de fleste steder er overlatt av forvitret blågrå mergel tilhørende Abadleddet (Turreformasjonen). De eksponerte bergartene er generelt lateralt utholdende og av god kvalitet, men er stedvis dekket av resente kalkutfellinger ("calcrete"), som gjør at identifiseringen av sedimentære strukturer kan være noe vanskelig. Kalkarenittkroppen kiler lateralt ut i mergelavsetninger tilhørende Abadleddet, og totalt har Azagadorleddet en utbredelse på omtrent 20 km² i hele Verabassenget, og forekommer først og fremst langs den vestlige delen (Fig. 1.2.2.). Studieområdet utgjør omtrent 10 km² av de blottede Azagadoravsetningene, sørvest i Verabassenget, like ved overgangen til det tilgrensende Sorbasbassenget i vest.



Figur 1.2.2. Detaljert geologisk kart over den sørvestlige delen av Verabassenget, med nummererte lokaliteter (modifisert etter Braga m.fl., 2001).

1.3 Metoder

Datainnsamling i felt ble gjennomført i løpet av totalt seks uker fordelt på to sesonger, høsten 2000 og våren 2001. Den dominerende metoden for datainnsamling omfattet detaljert litostratigrafisk logging av vertikale profiler, og kartlegging av storskala strukturer og geometrier. Fotomosaikker har i stor grad blitt brukt for å illustrere de storskala strukturene i felt. Et Hasselblatt panoramakamera utlånt av Hydros forskningssenter ble benyttet til dette formålet.

Vertikale profiler ble logget ved 9 lokaliteter i området, disse ble delt inn i 5 hovedlokaliteter (Fig. 1.2.2.), og et sett med 13 utvalgte logger er lagt ved i appendiks 1.

Den sedimentære analysen har først og fremst blitt utført i en makroskopisk skala, der kornstørrelse har blitt estimert visuelt i felt ved bruk av kornstørrelsesdiagram og lupe med 10X forstørrelse. Standard gjennomlysningsmikroskopering har blitt brukt kun ved identifisering av ulike korntyper og bioklaster, mens en mer detaljert mikrofacies-studie er foretatt av Enge (2002).

Paleostrøm-analyse ble utført for å identifisere orientering av paleohelning, påvirkning av bassengbunntopografi og transportretning av sedimentene. Målingene er korrigert for tektonisk tilt og plottet i rosedigram.

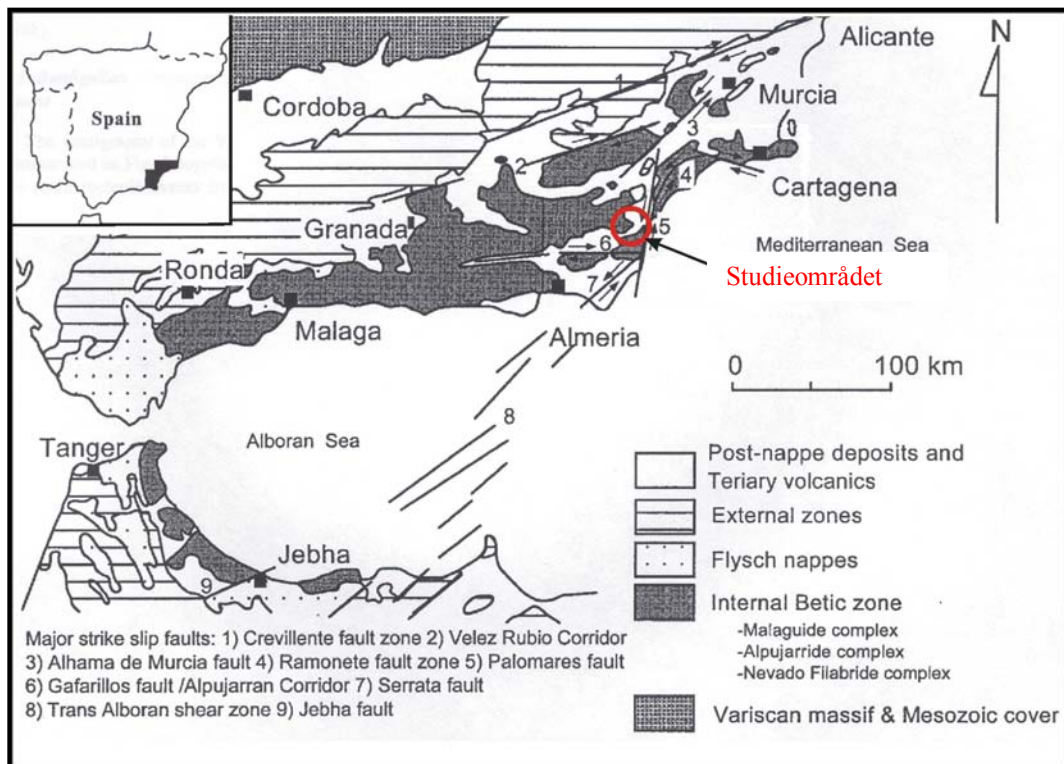
KAPITTEL 2

GEOLOGISK RAMMEVERK

2.1 Regionalgeologi og tektonisk setting

Verabassenget ble dannet som en av flere strukturelle fordypninger innen et neogent foldebelte langs den sørlige marginen av Iberia (Fig. 2.1.1.). De alpine skyvedekkene, kalt Betic Cordillera, er en del av det europeiske vestlige alpine beltet som ble dannet som følge av kontinent-kontinent kollisjonen mellom Afrika og Iberia i paleogen tid (Weijermars, 1991; Montenat m.fl., 1987, 1996 og 1999).

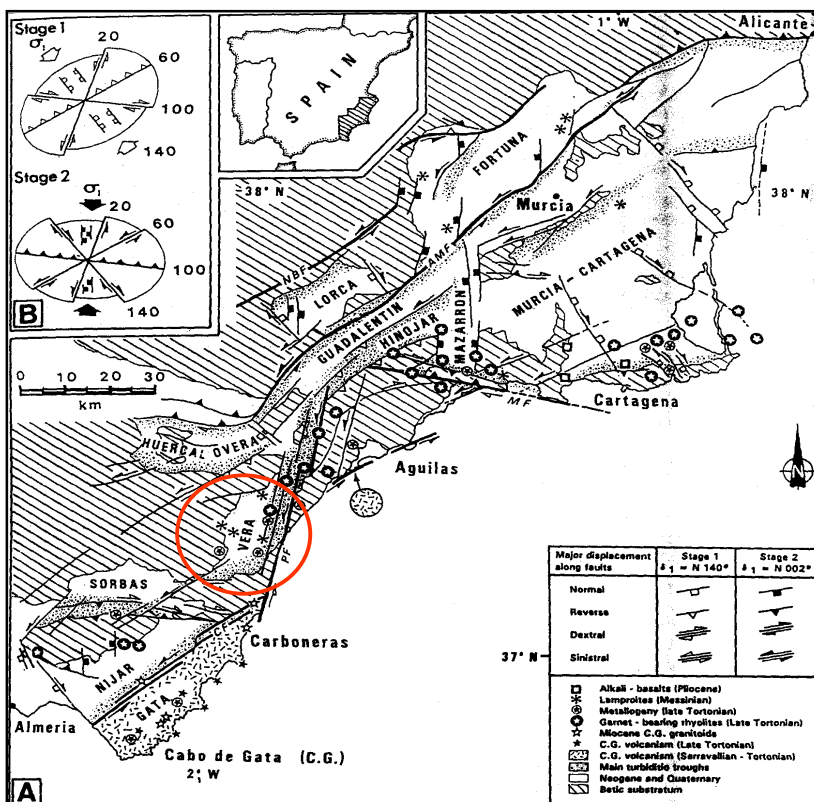
Den betiske fjellkjeden kan deles inn i en nordlig ekstern sone (subbetiske og prebetiske sone), og en intern, betisk sone i sør (Weijermars, 1991). Verabassenget er lokalisert i den østlige delen av den betiske sonen (Fig. 2.1.1.).



Figur 2.1.1. Tektonisk kart over det betiske orogenet, som viser inndeling av tektoniske enheter og forkastninger i sørøst Spania (modifisert etter Huibregtse m.fl. 1998).

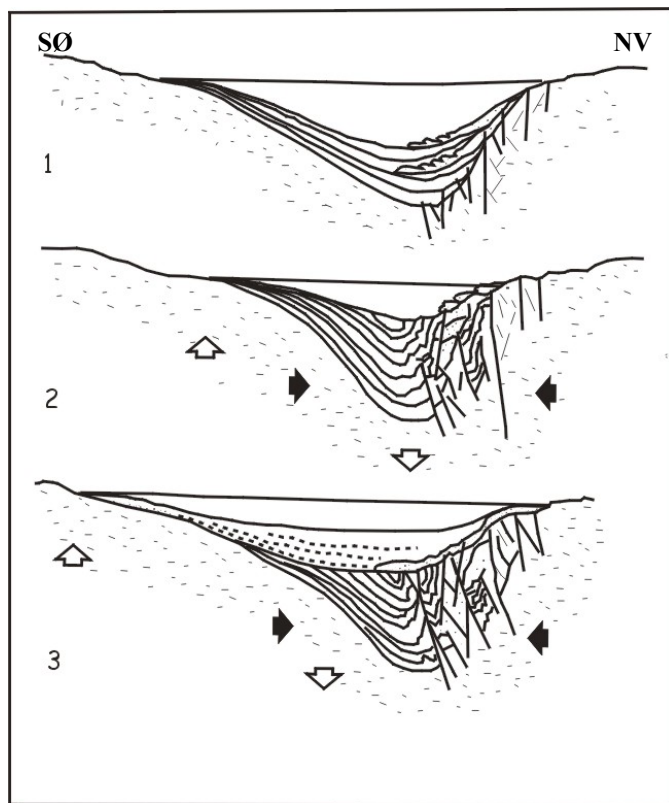
Den østlige betiske sonen består av alloktone skyvedekker som er kuttet av en rekke NØ-SV orienterte strøk-slipp forkastninger (Fig. 2.1.2.). Hovedforkastningene har samme generelle trend og representerer et segment av den sinistrale Trans-Alboriske skjærsonen som krysser den vestlige delen av Middelhavet. Bevegelse langs denne skjærsonen gjennom hele neogen resulterte i dannelsen av en mosaikk av intramontane bassenger omgitt av fjellkjeder med en øst-vest orientering (Fig. 2.1.2.A). Betic Cordillera var i neogen under et kompresjonsregime med roterende spenningsfelt der den regionale forkortningen vekslet mellom NV-SØ og N-S (Fig. 2.1.2.B). Den resulterende deformasjonen er uttrykt gjennom "wrench" tektonikk der kompresjonen er assosiert med en mindre ortogonal, horisontal ekstensjon. Denne tektonikken har i følge Montenat m.fl. (1987, 1996 og 1999) ført til dannelsen av to hovedtyper sedimentære bassenger:

- 1) "Wrench furrows" utviklet ved kompresjonstektonikk langs strøk-slip forkastninger, ofte som forkastningsparallele synklinaler ("groove-shaped synclines"), karakterisert ved smale og elongerte depresjoner med synsedimentær deformasjon samt bearbeiding og reavsetning av sedimentene under gravitasjonsprosesser (Fig. 2.1.3.).
- 2) Grabener karakterisert ved lav innsynkning og dermed redusert sedimenttykkelse, avgrenset av store normalforkastninger dannet i et ekstensjonsregime.



Figur 2.1.2. Strukturelt rammeverk for de neogene bassengene.

(A) Bevegelse langs den NØ-SV orienterte skjærsonen forårsaket en mosaikk av intramontane basseng forbundet med smale stred. (B) Endringer i spenningsfeltet kan identifiseres som variasjoner i forkastningsbevegelser (etter Montenat & Ott D'Estevou, 1996).



Figur 2.1.3. Skjematisk SØ-NV orientert skisse av Verabassenget som viser den generelle strukturelle utviklingen av en såkalt "groove-shaped syncline". Bassenget er karakterisert ved et asymmetrisk profil (1) der resedimentasjon er den viktigste avsetningsprosessen (2). Området med størst innsynkning migrerer (hvit pil) og bassenget har en tidlig moden strukturell utvikling (3) (modifisert etter Montenat & Ott D'Estevou, 1996).

Verabassenget er i følge Montenat & Ott D'Estevou (1999) av den førstnevnte typen; en synklinal dannet langs en strøk-slip forkastning ("groove-shaped synclines") (Fig. 2.1.3.).

Tektonikk har i stor grad kontrollert geometrien og innfyllingen av Verabassenget, så vel som i de andre neogene bassengene i området. Dette forårsaket en paleogeografi karakterisert av fordypninger knyttet sammen via stred omgitt av opphevede landområder (Montenat & Ott D'Estevou, 1996).

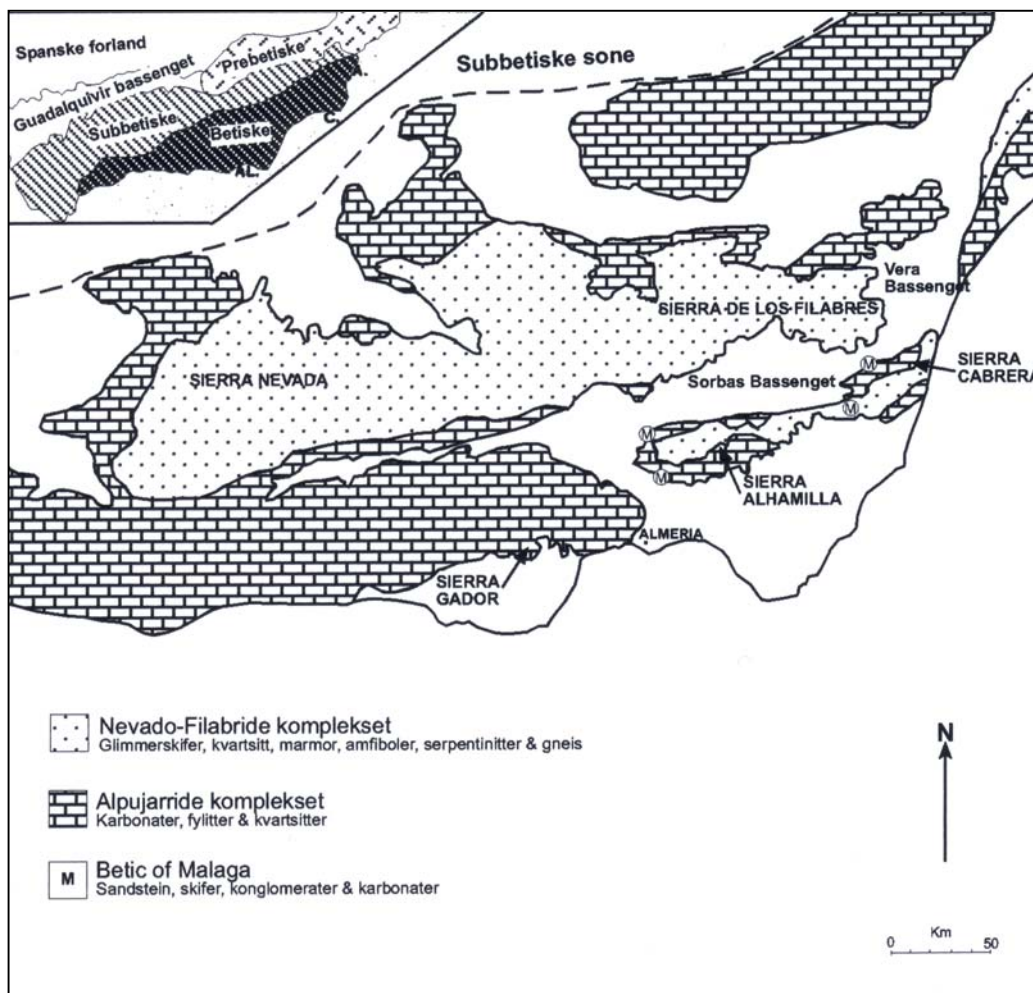
De alpine skyvedekkene i Betic Cordillera utgjør grunnfjellet for den neogene sedimentasjonen i Verabassenget (Weijermars m.fl., 1985), og forekommer i stor grad som gjenkjennelige fragmenter i de neogene sedimentene. Skyvedekkene kan deles inn i tre kompleks basert på forskjeller i tektono-metamorf utvikling (Rondeel, 1965; Huibregtse m.fl., 1998) (Fig 2.1.4.):

1) *Malaga komplekset* ("Betic of Malaga") er det øverste strukturelle komplekset i den betiske sonen og består hovedsakelig av lavmetamorf til umetamorf sedimentære bergarter av silursk til oligocen alder.

2) *Alpujarride komplekset*. Dette kan deles inn i flere tektoniske enheter basert på blant annet litologiske forskjeller; triassiske karbonater, fyllitter og kvartsitter samt prekambriske skifre, gneis og marmor. Bergartene er generelt lavmetamorfe.

3) *Nevado filabride komplekset*. Karakterisert av pre-triassiske bergarter som har gjennomgått middels grad av metamorfose. Litologien er varierende, med eksempelvis glimmerskifer, kvartsitt, marmor, amfibolitt, serpentinit og gneis. Nevado filabride-materiale er hovedbestanddelen i Sierra de los Filabrides-fjellkjeden (Fig. 2.1.4.).

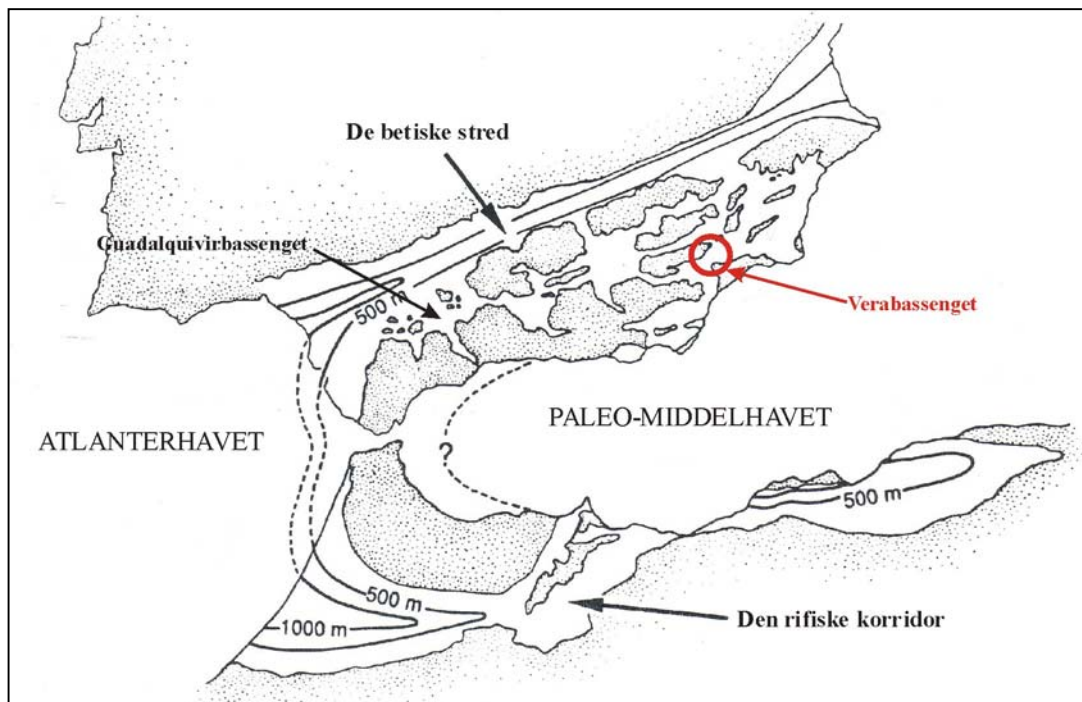
Fjellkjedene som avgrensner Verabassenget består av alle disse tre kompleksene, og rester av særlig Nevado filabride-materiale er identifisert i Azagadorsedimentene (Rondeel, 1965), som er fokus for dette studiet.



Figur 2.1.4. Fordelingen av blottet grunnfjell i den østlige betiske sonen. Nevado-Filabride materiale er særlig blottet i Sierra de los Filabres, i tillegg er denne typen grunnfjell eksponert i Alhamilla-Cabrera fjellkjeden (modifisert etter Weijermars, 1991).

2.2. De betiske stredene i sen miocen

Den miocene kommunikasjonen mellom Atlanterhavet og Middelhavet gikk gjennom den rifiske korridoren i nordlige Marokko og den iberiske portalen i sørlige Spania (Fig. 2.2.1.) (Sanz De Galdeano, 1990; Benson m.fl., 1991; Sanz De Galdeano & Vera, 1992; Esteban m.fl., 1996; Blanc, 2000). Gibraltarstredet var sannsynligvis lukket på dette tidspunktet, og de to terskelene førte til innstrømning av Atlanterhavsvann som forhindret fordampning av Middelhavet. Varmt saltvann ble transportert ut gjennom stredene fra Middelhavet til Atlanterhavet som bunnstrøm. Denne utstrømningen kan ha vært en medvirkende årsak til endringer i strukturen i vannmassene i den østlige Nord-Atlanteren, og påvirket klimaet i Europa (Benson m.fl., 1991; Blanc, 2000). Dokumentasjon fra feltstudier og undersøkelser av endringer i paleofauna, har vist at de miocene stredene hadde en annen konfigurasjon enn Gibraltarstredet (Blanc, 2000).



Figur 2.2.1. Paleogeografisk rekonstruksjon av de betiske og rifiske stredene ved overgangen fra torton til messin (modifisert etter Benson m.fl., 1991).

I følge Esteban m.fl. (1996) viser de neogene bassengene i det rifiske området i Marokko mer tydelige bevis på marin kommunikasjon mellom Atlanterhavet og Middelhavet

enn de betiske. Det er foreslått at det betiske stredet var redusert til Guadalquivirdalen i vestlige Spania, og at dette bassenget fungerte som den dominerende forbindelsen i sen torton – tidlig messin tid (Fig. 2.2.1.). Feltstudier i Guadalquivirbassenget indikerer at dette området var preget av sterke strømmer mot sør og sørøst inn i Middelhavet i sen torton tid, med en strømreversering mot nord og nordvest i tidlig messin (Esteban m.fl., 1996).

Benson m.fl. (1991) har fremsatt en annen teori ("siphon theory") for det oseanske strømmingsmønsteret, og hevder at Middelhavet hadde separate inn- og utløp til Atlanterhavet på dette tidspunktet. De oseanske strømmene skal i følge denne teorien ha gått inn til Middelhavet gjennom den "rifiske korridor" i Marokko og ut til Atlanterhavet gjennom de betiske stredene, slik at det oseanske sirkulasjonsmønsteret fikk en slags "hevert-effekt". Få studier av denne problemstillingen i de sen tortonske stredene forhindrer et komplett bilde av vannbevegelsene mellom Atlanterhavet og Middelhavet.

Den gradvise innsnevringen av de betiske stredene fant sted som et resultat av skyvefolding i den betiske sonen. De betiske stredene ble i følge Weijermars (1991) innsnevret tidligere enn de rifiske, for omtrent 7 millioner år siden. Biostratigrafiske data indikerer imidlertid at sjøveiene sannsynligvis ikke begynte å bli smalere før etter 6,5 Ma, og de ble ineffektive som kommunikasjonsveier ved 5,5 Ma (Benson m.fl., 1991). Den progressive lukkingen av alle inn- og utløp til Middelhavet var fullstendig i sen messin tid (5,5 – 5 Ma), og resulterte i hendelsen som har blitt kalt "den messinske salinitetskrise" som er karakterisert ved avsetning av over 10^6 km³ evaporitter i Middelhavsområdene (Hsü m.fl., 1977).

Verabassenget var sannsynligvis et av de grunne, nerittiske forlandsbassengene som fungerte som forbindelsesledd mellom Atlanterhavet og Middelhavet i sen torton-tidlig messin tid. Terskelen til bassenget var trolig lokalisert ved Los Quemadillos, et smalt og tektonisk aktivt område på grensen til Sorbasbassenget (Fig. 1.2.1.) (Rondeel, 1965). Det er gjort få studier på sirkulasjonsmønsteret i Verabassenget i sen miocen tid, men innsamlede feltdata presentert i kapittel 3 og 4, indikerer at bassenget var preget av et sterkt strømregime som sannsynligvis kan relateres til stredutviklingen mellom Sorbas- og Verabassenget på det aktuelle tidspunktet.

2.3. Stratigrafi

Et litostratigrafisk rammeverk for den neogene sedimentære lagrekken i Verabassenget ble først etablert og definert av Völk og Rondeel (Völk & Rondeel, 1964; Rondeel, 1965; Völk, 1967) (Fig. 2.3.1.). Bassengets tertiære avsetninger kan i følge disse publikasjonene deles inn i eldre og yngre neogen, der hovedargumentet for inndelingen er en brå endring i tilførsel av terrigent materiale, samt forskjeller i graden av tektonisk påvirkning.

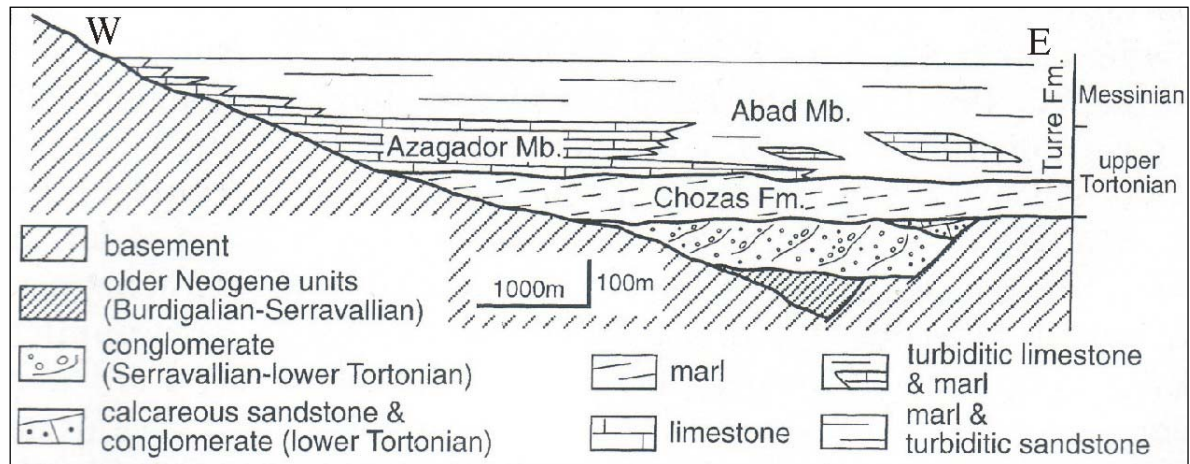
Lagrekken i eldre neogen inneholder i stor grad materiale derivert fra Malaga- og Alpujarride kompleksene, og består hovedsakelig av marine sedimenter. Disse kan deles inn i de tre formasjonene Alamo, Gomara og Umbria (Fig. 2.3.1). Strata fra eldre neogen er generelt mer tektonisk forstyrret enn sedimenter fra yngre neogen (Rondeel, 1965). Bergarter fra eldre neogen har liten utbredelse i den delen av Verabassenget som er undersøkt i dette arbeidet. Yngre neogene sedimenter er dominert av klaster fra Nevado Filabride komplekset, og kan i Verabassenget deles inn i Chozas og Turreformasjonene.

Den sen serravallinske - tidlig tortonske Chozasformasjonen består av sedimentære bergarter som blokk-konglomerat, sandsteiner og mergel av marin opprinnelse. Det er særlig sedimenter som tilhører Gatarleddet som kan identifiseres i studieområdet, og da ofte som mergel og finkornet sandstein. Turreformasjonen er av sen tortonsk til messinsk alder og kan deles inn i to ledd i Verabassenget; Azagador og Abad. Azagadorleddet som representerer den basale delen av Turreformasjonen, er hovedmålet for dette studiet og består av grunnmarine kalkarenitter og kalkholdige sandsteiner, overleiret av mer dypmarine avsetninger med mergel og turbiditter som tilhører Abadleddet.

Braga m.fl. (1999, 2001) har et relativt vidt begrep for hva som representerer Azagadorsedimenter i Verabassenget, og har beskrevet turbidittlober innefattet i Abadmergel som "Azagadorkalkarenitter i Abadmergel" (Fig.2.3.2.). I dette studiet er det valgt å bruke Völk og Rondeel's definisjoner (1964), der grensen mellom Azagadorleddet og Abadleddet går ved mergelintervallet som markerer starten på Abadleddet.

Geokron. nivå	Stratigrafi		Facies og avsetningsmiljø	Tektonisk påvirkning / inkonformiteter
Pliocen	ESPIRITU FM		Konglomerat med mergel- og sandsteinslag. Delta-miljø	Transgresjon deretter oppheving og erosjon
	CUEVAS FM		Pelagisk mergel og turbiditter	
Messin	TURRE FM	CANTERA Mb	Rev-kalkstein	Regresjon
		ABAD Mb	Pelagisk mergel, turbiditter	Innsynkning og transgresjon
		AZAGADOR Mb	Algeholdige grovkornete kalkarenitter og bioklastisk sandstein. Plattformfacies avsatt under transgresjon	
Torton	CHOZAS FM	GATAR Mb	Pelagisk mergel, turbiditter	Oppheving og erosjon
		LOMA COLORADA Mb	Transgressivt konglomerat	Innsynkning og transgresjon
Serravallin	UMBRIA FM	MOFAR Mb	Alluviale konglomerater	Erosjon
		LOMAS BLANCAS Mb	Pelagisk mergel og turbiditter	Oppheving og erosjon
		ROMANO Mb	Transgressive konglomerater, delvis bioklastisk	Innsynkning og transgresjon
Langhin	GOMARA FM		Rødlige sandsteiner og konglomerat	Oppheving og erosjon
Burdigalin	ALAMO FM	LINO Mb	Transgressiv facies med pelagisk mergel og turbiditter	Oppheving og erosjon
		LA HUELGA Mb		Innsynkning og transgresjon

Figur 2.3.1. Generell litostratigrafisk søyle over de neogene sedimentene i Verabassenget (basert på Rondeel (1965) og Völk (1967)).



Figur 2.3.2. Skjematisk stratigrafisk profil med V-Ø orientering gjennom den vestlige marginen av Verabassenget. Legg merke til at Azagadorleddet er kalt kalkstein, mens de samme avsetningene er definert som kalkarenitter i dette studiet (modifisert etter Braga m.fl., 2001).

2.3.1. Azagadorleddet

Azagadorleddet utgjør den basale delen av Turreformasjonen og er navngitt etter Barranco del Azagador ("Azagador dalen") (Fig. 1.2.2.), som er leddets typelokalitet. Völk og Rondeel (1964; Rondeel, 1965; Völk, 1967) definerte de karakteristiske avsetningene som grunnmarine kalkholdige sandsteiner og konglomerater med et stort innhold av alge- og skallmateriale. Bergartene er datert til sen torton – tidlig messin (Benson m.fl., 1991).

I tillegg til Verabassenget forekommer Azagadorleddet i flere av de tilgrensende bassengene. I Sorbasbassenget opptrer Azagadoravsetningene som plattform-kalkarenitter og kalkholdige sandsteiner avsatt i et temperert miljø (Martín & Braga, 1994, 1996; Martín m.fl., 1996, Braga m.fl., 1999, 2001). De samme avsetningene er beskrevet i Agua Amargabassenget (se Fig. 1.2.1.a. for plassering) som bioklastiske kalkarenitter/kalsiruditter dominert av bryozoa/bivalve-fragmenter, avsatt på en svakt hellende rampe karakterisert ved prograderende strand- og massestrømvsetninger (Martín m.fl., 1996; Betzler m.fl., 1997). Lignende rampe/plattform-avsetninger tilhørende Azagadorleddet er beskrevet av Franseen m.fl. (1996, 1997) i Cabo de Gata regionen og Las Negras området (Fig. 1.2.1.a.).

I Verabassenget har Azagadoravsetningene en utbredelse på omtrent 20 km², og har størst forekomst i den sørvestlige delen. Enheten er avgrenset i bunn av en angulær inkonformitet over mergel og finkornete sandsteiner som tilhører Gatarleddet (Chozasformasjonen). Gatarleddet viser en svak helning mot øst, mens lagningen i det overliggende Azagadorleddet heller 5-10° mot nord. Denne vinkeldiskordansen skyldes sannsynligvis tektonisk deformasjon og erosjon av Gatarleddet før påfølgende avsetning (Rondeel, 1965). Azagadoravsetningene har en svært varierende mektighet, fra 6 til 50 m, noe som trolig kan relateres til et paleorelieff i den tortonske Chozasformasjonen, med utviklede submarine forhøyninger og fordypninger. Nordlig helning av hele Azagador-enheten kan være et resultat av tektonisk oppheving av Verabassengets sørlige margin etter avsetning. Sedimentene bærer imidlertid lite preg av å ha vært utsatt for tektonisk deformasjon. Azagadorleddet langs den sørvestlige marginen av Sierra Cabrera har stedvis blitt utsatt for forkastningstektonikk etter avsetning, indikert ved hovedsakelig NØ-SV orienterte forkastninger (Rondeel, 1965; Montenat & Ott D'Estevou, 1996).

Leddets øvre avgrensning har blitt beskrevet som konform (Rondeel, 1965, Martín & Braga, 1994) der mergel og kalkholdige sandsteiner tilhørende Abadleddet ligger over og delvis interfingerer med Azagadoravsetningene.

Avsetningsmiljø

Azagadorleddet er definert som en transgressiv grunnmarin avsetning, dannet under turbulente forhold i et grunnmarint miljø (Rondeel, 1965; Völk, 1967). I de siste årene er det gjort mer detaljerte beskrivelser av Azagadorleddets avsetningsmiljø og paleogeografi i Verabassenget av Braga m.fl. (1999, 2001). Avsetningene er der tolket til å representere strandskråningavsetninger avsatt på en smal plattform langs den sørøstlige marginen av Sierra de los Filabrides. Hovedargumentet for deres paleogeografiske modell med sedimenttransport fra nord ved Sierra de los Filabres er basert på at klastematerialet i Azagadorleddet inneholder grunnfjellsklaster fra Nevado Filabride komplekset, i tillegg er det argumentert for at bassengets sørlige avgrensning, Sierra Cabrera, kun representerte en submarin høyde på dette tidspunktet.

2.3.2. Tidligere studier

De tidligste litostratigrafiske undersøkelsene av den neogene lagrekken i Verabassenget ble foretatt av Völk og Rondeel i 1964, der Azagadorleddet ble formelt definert. Völk og Rondeel

har videre skrevet to separate doktoravhandlinger (henholdsvis 1967 og 1965), der Völk tar for seg en generell sedimentologisk beskrivelse av den neogene sedimentasjonen i Verabassenget, mens Rondeel har gjort et studie av Sierra Cabrera fjellkjeden og de tilgrensende sedimentene.

Forekomsten av Azagadorleddet i Sorbasbassenget har blitt beskrevet oftere i litteraturen enn opptredenen av de samme sedimentene i Verabassenget. Ruegg (1964) var den første til å beskrive Turreformasjonen i Sorbasbassenget, deretter har særlig Martín, Braga og Wood studert forekomsten av Azagadorleddet i Vera- og Sorbasbassengene (Martín & Braga, 1994, 1996; Braga m.fl., 1999, 2001).

KAPITTEL 3

FACIESANALYSE

3.1 Introduksjon

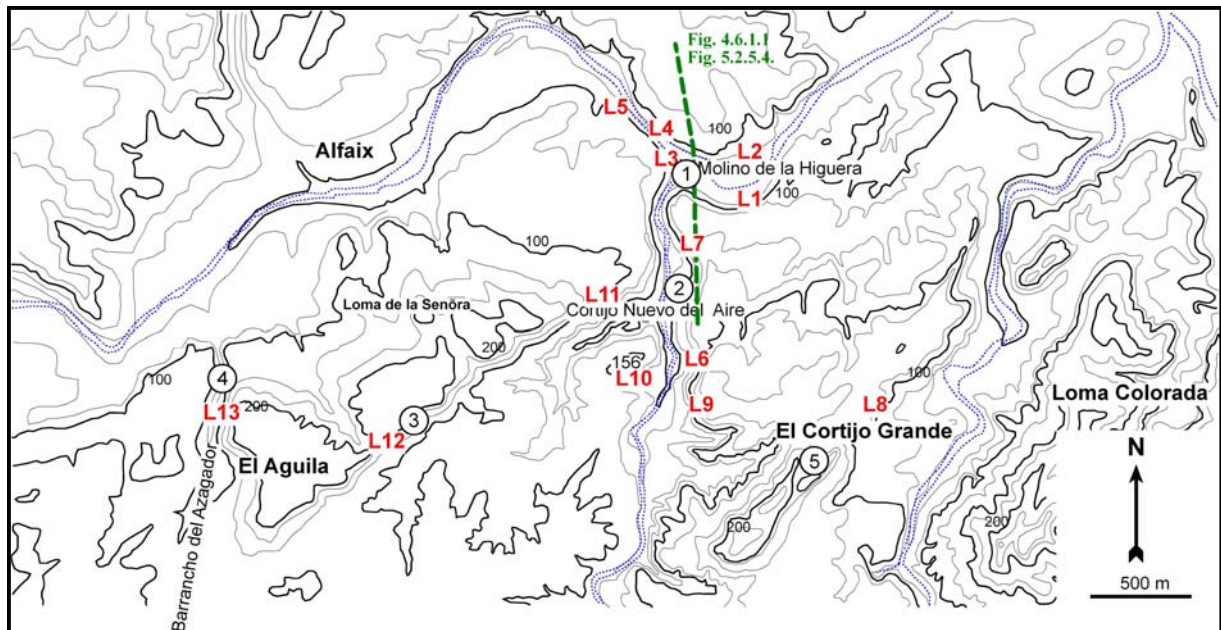
Den litologiske lagrekken hos Azagadorleddet er delt inn i elleve forskjellige litofacies basert på forskjeller i litologisk sammensetning, teksturer og sedimentære strukturer (tabell 3.1). Generelt er Azagadorleddet tolket til å ha blitt avsatt på en blandet silisiklastisk-karbonat rampe, karakterisert ved gravitasjonsstrømmer langs en relativt bratt strandskråning med bølge- og strømbearbeiding av det resedimenterte materiale. Denne sørvestlige delen av Verabassenget var i sen torton-tidlig messin lokalisert i eller nær stredet mellom Sorbas- og Verabassenget, og avsetningsmiljøet har antakeligvis vært preget av et forsterket strømregime assosiert med den smale sjøveien. Dette gjenspeiles i de sedimentære avsetningene.

Den følgende faciesanalysen består av beskrivelser og tolkninger av hovedsakelig prosesser, mens mer detaljerte miljøtolkninger med faciesassosiasjoner er gjort i kapittel 4. Inndelingen fra facies 1 til facies 11 er basert på stratigrafisk posisjon, det vil si avsetninger tilhørende F1 representerer den stratigrafisk eldste avsetningen, og F11 den yngste.

Beskrivelser og tolkninger av facies er basert på vertikale profiler fra Turreområdet, og lokalisering av loggene samt lokalitetsnummer er vist i figur 3.1.1. Appendix 1 inneholder de vertikale profilene fra Turreområdet, og en tegnforklaring for loggene. En søyle ved siden av loggene indikerer forholdet mellom silisiklastisk- og karbonatmateriale i bergartene.

3.1.2 Generelt om blandete silisiklastiske-karbonatsystem

Blandinger av karbonat og silisiklastiske sedimenter forekommer ofte i geologien, og disse blandingene kan forekomme i varierende skala og i alle grader. For eksempel kan karbonat og silisiklastiske facies være syklisk alternerende, gradere lateralt inn i hverandre, eller komponentene kan forekomme som blandete korn i samme facies (Doyle & Roberts, 1988; Budd & Harris, 1990). Blandingen kan skyldes en rekke prosesser og kan være påvirket av alle ordener av syklisitet, men ofte er endringer i havnivå og/eller sedimenttilførsel de



Figur 3.1.1. Lokalisering av lokaliteter og logger som er tatt i feltområdet. Grønn stiplet linje viser snitt for figurene 4.6.1.1 og 5.2.5.4. Røde tall representerer logg-nummer, lokaliteter er illustrert ved nummererte sirkler. Lokalitet 1 = Rio de Aguas, 2 = Rambla de las Chozas, 3 = Loma de la Señora, 4 = Barranco del Azagador, 5 = El Cortijo Grande.

viktigste kontrollerende faktorene (Lomando & Harris, 1991) (se kapittel 6.2 for nærmere diskusjon). Formelle klassifikasjoner og terminologi på blandete silisiklastiske- og karbonatsedimenter finnes det svært få av. En teksturell- og sammensetningsmessig klassifikasjon er foreslått av Mount (1985). Denne klassifikasjonen er basert på at sedimentene inneholder fire komponenter: 1) silisiklastisk sand; 2) slam (blanding av silt og leire); 3) allokjemer (karbonatpartikler og bioklaster); og 4) karbonatslam eller mikritt (Mount, 1985). Kalksteiner som består vesentlig av klastiske korn (> 50%) i sandstørrelse, eller sandsteiner som inneholder en betydelig mengde kalkfragmenter, blir ofte kalt kalkarenitter (definisjon: Bryhni, 1993-2000). I denne oppgaven har betegnelsen kalkarenitt blitt brukt til å representere bergarter som inneholder mer enn 50% karbonatmateriale, og som er av sand-kornstørrelse. Videre har betegnelser som sandholdig kalkstein og kalkholdig sandstein blitt brukt for å beskrive ulike grader av karbonat/silisiklastisk innhold. Se Enge (2002) for nærmere definisjon og diskusjon av betegnelsene.

Facies	Lagtykkelse & geometri	Sporfossiler	Sedimentære strukturer	Tolkning
F1: Grusholdig sandstein	Maks. 1,5 m vertikal tykkelse, tabulær geometri	<i>Thalassinoides</i> <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> ,	Massiv, amalgameringsflater	Kondensert "lag" avsetning
F2: Kryssjiktet grusholdig kalkarenitt	Opptil 30 m vertikal tykkelse, tabulær geometri	<i>Thalassinoides</i> <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i> ,	Parallell-laminering, tabulærkryssjiktning, trauskryssjiktning	Storskala, subakvatiske dyner
F3: Massiv grusholdig kalkarenitt	Opptil 6 m tykke lag, tabulær til linseformet geometri	Fraværende	<i>a(p)</i> klasteorientering, massiv til normal gradering	Tetthets-modifiserte kornstrømmer/debrisstrømmer
F4: Grusholdig, massiv kalkarenitt til mediumkornet parallell-laminert kalkarenitt	Maks. 50 cm lagtykkelse, linseformet til tabulær geometri	<i>Ophiomorpha</i>	Normal gradering, fra massiv til parallell-laminering. Undulerende kryssjiktning	Tempesttitter
F5: Traukryssjiktet kalkarenitt	Maks. 3 m tykk, tabulær geometri	Fraværende	Traukryssjiktning, stedvis kuttet av parallell-laminering	Bølgegenererte, tredimensjonale dyner
F6: Matriksbåret, bioklastisk konglomerat til massiv og parallell-laminert mediumkornet kalkarenitt	Maks. 2,4 m lagtykkelse, linseformet til tabulær geometri	<i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i>	Invers til normal gradering, massiv til parallell-laminering	Debrisstrømmer som stedvis har gått over til å bli høy-tetthets turbidittstrømmer.
F7: Heterolittisk kalkarenitt lokalisert i storskala kanaliserte strukturer	Maks. 25 m tykk sekvens lokalisert i kanalstrukturer	<i>Thalassinoides</i> <i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i>	Graderte lag, parallell-laminering,, "Hummocky" kryssjiktning, storskala tabulærkryssjiktning	Storm- og tidevannspåvirkede avsetninger
F8: Laminert mikritt	Opptil 25 cm vertikal tykkelse	Rhizocretions, gravespor tilskrevet insekter eller mark	Laminering	Laminert kalkskorpe dannet som resultat av subaerisk eksponering og pedogene prosesser
F9: Klastbåret til matriksbåret konglomerat	Maks. 6 m tykkelse. Linseformet geometri	Fraværende	Horisontal stratifisering, klasteimbrikering	Fluviale avsetninger
F10: Sandig mergel	0,1 - 4 m tykke lag	Fraværende	Svak normal gradering, massiv	Hemipelagisk sedimentasjon og siltig sand avsatt ved stormprosesser
F11: Sandholdig kalkstein	0,5 - 1 m tykke lag, tabulær geometri	Fraværende	Svak parallell-laminering, erosiv bunn	Stormavsetninger

Tabell 3.1. Oppsummering av litofacies i Azagadorleddet, Turreformasjonen.

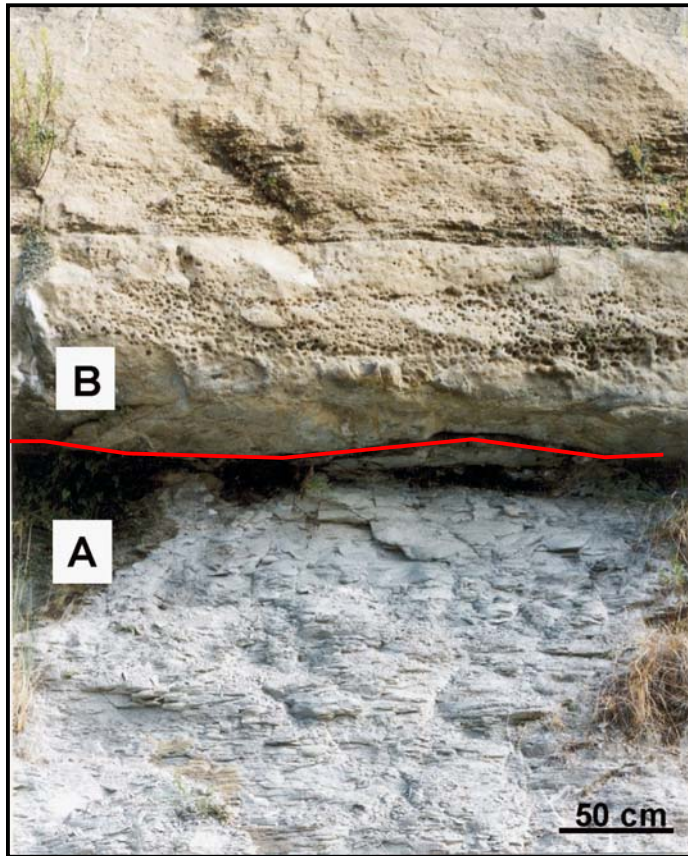
3.2. Facies 1: Grusholdig sandstein

Beskrivelse

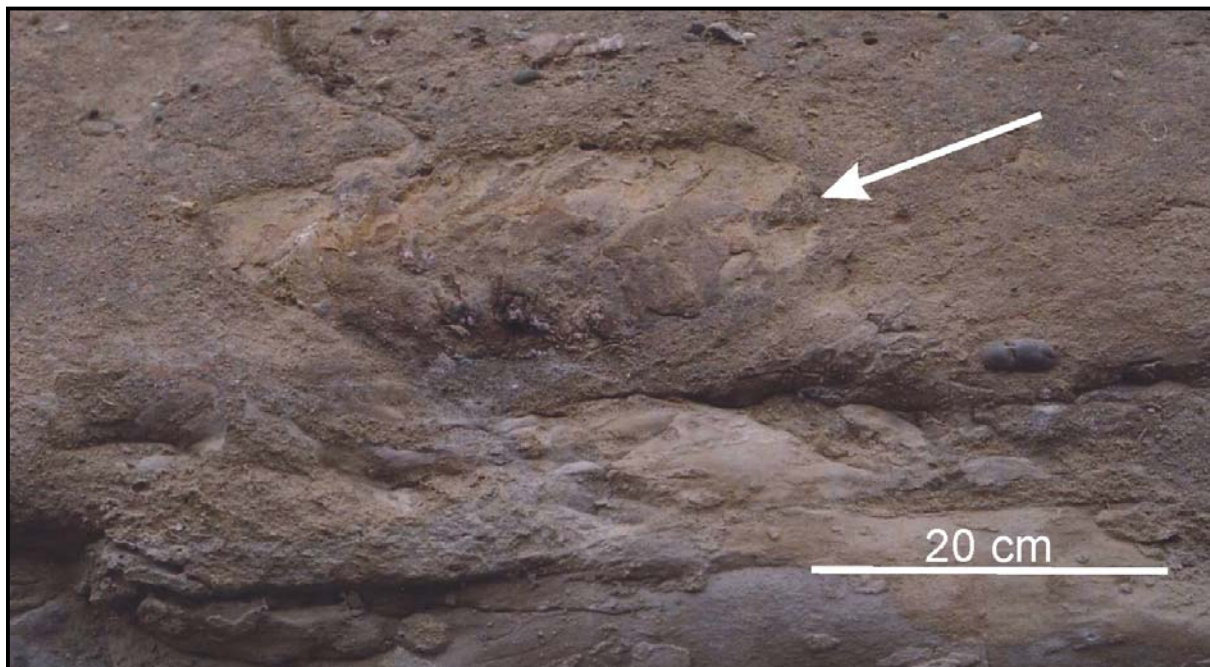
F1 er avgrenset i bunn av inkonformiteten mellom Turre- og Chozasformasjonene og representerer den basale delen av Azagadorleddet. Grensen mellom F1 og den underliggende mergelen tilhørende Gatarleddet er subhorisontal og skarp. Den øvre grensen er også horisontal og overgangen til overliggende F2 (kryssjiktet, grusholdig kalkarenitt) er relativt skarp (Fig 3.2.1.). Dette laget er ikke observert ved alle lokaliteter der inkonformiteten er tilstede, men er best utviklet der Azagadorleddet har størst tykkelse, eksempelvis i blotningene ved Rio Aguas, lokalitet 1 (Fig. 3.1.2).

Den 1 – 1,5 m tykke enheten har en tabulær geometri og er karakterisert ved en blanding av fin grus og bioklastisk materiale. Sanden er dominert av grove korn som består av hovedsakelig kvarts og kvartsitt, grå kalkstein og glimmerskifer, med større klaster og steiner som ligger spredt i sanden. Klastene har en gjennomsnittlig størrelse på ca 3 mm, og er av kvarts, kvartsitt, glimmerskifer, sandstein og kalkstein. Det forekommer steiner av dolomitt opptil 40 cm langs den lengste aksen, som ofte er dekket av østers og er boret (Fig. 3.2.2.). Disse borede steinene er karakteristisk for F1, og enkelte av de er dekket av et millimeter tykt belegg, med grønn farge. Kornene og klastene som opptrer i dette facieset har en subrundet til oblat form, er moderat til dårlig sortert og viser ingen foretrukket orientering eller gradering. Skallfragmenter og hele fossiler av echinodermer, østers, pectinider, samt fragmenter av bryozoa-kolonier og rødalger er svært vanlig og ligger spredt i F1.

Den grusholdige sandsteinen viser ingen form for strukturer, men interne amalgameringsflater kan identifiseres. Enkelte gravespor av typen *Thalassinoides* og *Ophiomorpha* forekommer under de interne amalgameringsflatene og ser ut til å være kuttet. Bioturbasjon forekommer særlig i bunnen av laget og går ned i den underliggende mergelen. Gravesporene går på tvers av inkonformiteten og er fylt med grov sand. (Fig. 3.2.1.).



Figur 3.2.1. Eksempel på F1, lokalitet 1. Den angulære inkonformiteten (merket med rød linje) skiller mergel som tilhører Chozasformasjonen (A) fra den basale avsetningen av Azagadorleddet (B). Bioturbasjon på tvers av kontakten har ført til at kalkfragmenter og grov sand forekommer i graveganger i Chozasmergelen.



Figur 3.2.1. Boret dolomittklast ("bored pebble") i bunnen av F1. Den hvite pilen markerer en gravegang i klasten.

Tolkning

Assosiasjonen med skallfragmenter, sporfossiler og klaster boret av marine mollusker indikerer et marint avsetningsmiljø. Konsentrasjon av grovt materiale og manglende finkornet fraksjon i matriksen er trolig et resultat av intens bearbeiding av sedimentene. Relaterte prosesser kan være traksjonsstrømmer induisert av bølge- og strømaktivitet der de fineste fraksjonene har blitt vasket ut og ført bort i suspensjon. Det som er igjen er en ”lag”-avsetning eller ”erosjonsrest” med grov til grusholdig sand, skallmateriale, hele fossiler og klaster.

Antydning til amalgameringsflater i den grusholdige sandsteinen kan indikere at laget er en kondensert enhet, der det har vært flere episoder med utvasking og bearbeiding av sedimentene. Grønt belegg på enkelte av klastene representerer trolig glaukonitt-utfellinger som er et kalium-jern aluminosilikat. Glaukonitt er en form for marin sement som forekommer fra et titalls til hundre meters dyp, og dannes ved omdanning av leirmineraler ved autigen krystallvekst i porene på et substrat (Tucker, 1991). Mineralet er assosiert med lave sedimentasjonshastigheter (Tucker, 1991). Dette samsvarer med tolkningen av F1 som en kondensert lagpakke.

Dolomittklastene er mest sannsynlig boret av endolittiske bivalver og svamper som er vanlige organismer i grunnmarine miljøer der vandypet er mindre enn 50 meter (Penela & Barrágan, 1995; Doyle m.fl., 1998). Enkelte av klastene er boret på alle sidene, noe som tyder på at de har fungert som et mobilt substrat. Ofte er borede klaster assosiert med en hard kystlinje med mobilt substrat, og korresponderer til en bratt kystskråning (Doyle m.fl., 1998; Braga m.fl., 1999).

Det sedimentære klastematerialet av dolomitt, sandstein og mergel har sin opprinnelse i de tidligere avsatte miocene avsetningene, for eksempel den underliggende Chozasformasjonen, mens de krystalline bergartsfragmentene som glimmerskifer, kvartsitt og kvarts er mest sannsynlig derivert fra et av grunnfjellskompleksene, sannsynligvis Nevado-Filabride komplekset (kapittel 2.1).

Relativt lite bioklastisk materiale i den sandige matriksen er en indikasjon på at sedimentene er derivert fra en terrigen kilde nær land. Den marine faunaen som forekommer som hele og fragmenterte fossiler har trolig levd på strandskråningen før de har blitt strømbearbeidet og inkorporert i den kyst-deriverte sanden.

Bioturbasjonen i F1 er trunkert ved amalgameringsflatene, og representerer perioder med noe lavere energiforhold. Graveganger fylt med sand på tvers av inkonformiteten indikerer at den underliggende mergelen utgjorde en semi-litifisert havbunn (”firmground”).

3.3 Facies 2: Kryssjiktet grusholdig kalkarenitt

Beskrivelse

F2 utgjør omtrent 50% av hele Azagadorleddet i det studerte området. Litologisk består F2 av grusholdig kalkarenitt som har en varierende vertikal mektighet fra 10 til 30 m. Lateralt kan litosomen følges over store deler av området, og hele enheten kiler ut i dypere marine mergel- og siltavsetninger i de nordlige og østlige delene av feltet. Mot sør interfingerer F2 med F3 (massiv, grusholdig kalkarenitt), mens den vestlige avgrensningen ikke er undersøkt.

Den grusholdige kalkarenitten ligger konformt over F1, og stedvis inkonformt over mergel tilhørende Chozasformasjonen. Selv om bunnen er skarp er det ikke funnet noen entydige bevis for erosjon. Toppen av F2 karakteriseres av en erosiv flate og er drapert av mergel som tilhører F11 (sandig mergel).

F2 har en oker-gul til brun-gul farge i ferskt brudd, mens forvitrede blotninger ofte viser en mer grå-hvit farge. Matriksen består hovedsakelig av en blanding av medium- til grovkornet sand og karbonatmateriale, der det silisiklastiske innholdet varierer mellom 30 og 50%. Kvartskornene i matriksen er ofte subrundet og moderat sortert. For øvrig er fragmenter av metamorfe, krystalline bergarter som gneis, kvartsitt og glimmerskifer vanlig. Karbonatmaterialet består av fragmenter eller hele fossiler av bryozoa-kolonier, echinodermer, foraminiferer, rur ("barnacles"), bivalver (østers og pectinider) og rødalger.

Subrundete, moderat sorterte klaster forekommer i hele enheten (Fig 3.3.1.), oftest spredt i matriksen, men stedvis i mer konsentrerte lag. Klastene består hovedsakelig av kvarts og kvartsitt, men glimmerskifer, kalkstein og sandsteinsklaster forekommer. Gjennomsnittlig størrelse er 0,7 cm, mens maksimale størrelse målt langs lengste akse er 10 cm. Forekomsten



Figur 3.3.1. Eksempel på F2, lokalitet 1, grusholdig kalkarenitt som karakteriserer store deler av Azagadorleddet (hammeren er 30 cm lang).

av grovkornet silisiklastisk materiale minker mot toppen av F2, samtidig som karbonatinnholdet øker proporsjonalt. Strukturer og teksturer i F2 er ofte noe utydelige og vanskelig å identifisere på grunn av kalkutfellinger på blotningene.

Svakt hellende kryss-sett med parallell-stratifisering til tabulærkryssjiktning er svært vanlig (Fig. 3.3.2.). Kryss-settenes tykkelse er generelt 50-150 cm men opptil 4 m tykke sett forekommer. Den interne organiseringen er enkel til sammensatt, uten betydelige innslag av angulære diskontinuiteter, der krysslagene har et mer eller mindre konstant strøk med en 3-7° helning mot NØ (Fig. 3.3.2.). De parallell-laminerte skrålagene har en tykkelse på 2 til 30 cm og er definert ved variasjoner i kornstørrelse og kornkonsentrasjon. En svak oppfining i kornstørrelse kan identifiseres i enkelte av krysslagene. Mer tabulære skrålag forekommer innen enkelte av kryss-settene (Fig. 3.3.2.). Disse er 20 – 100 cm tykke, med svakt tangentielle skrålag som heller 10 – 15° mot NØ og Ø.

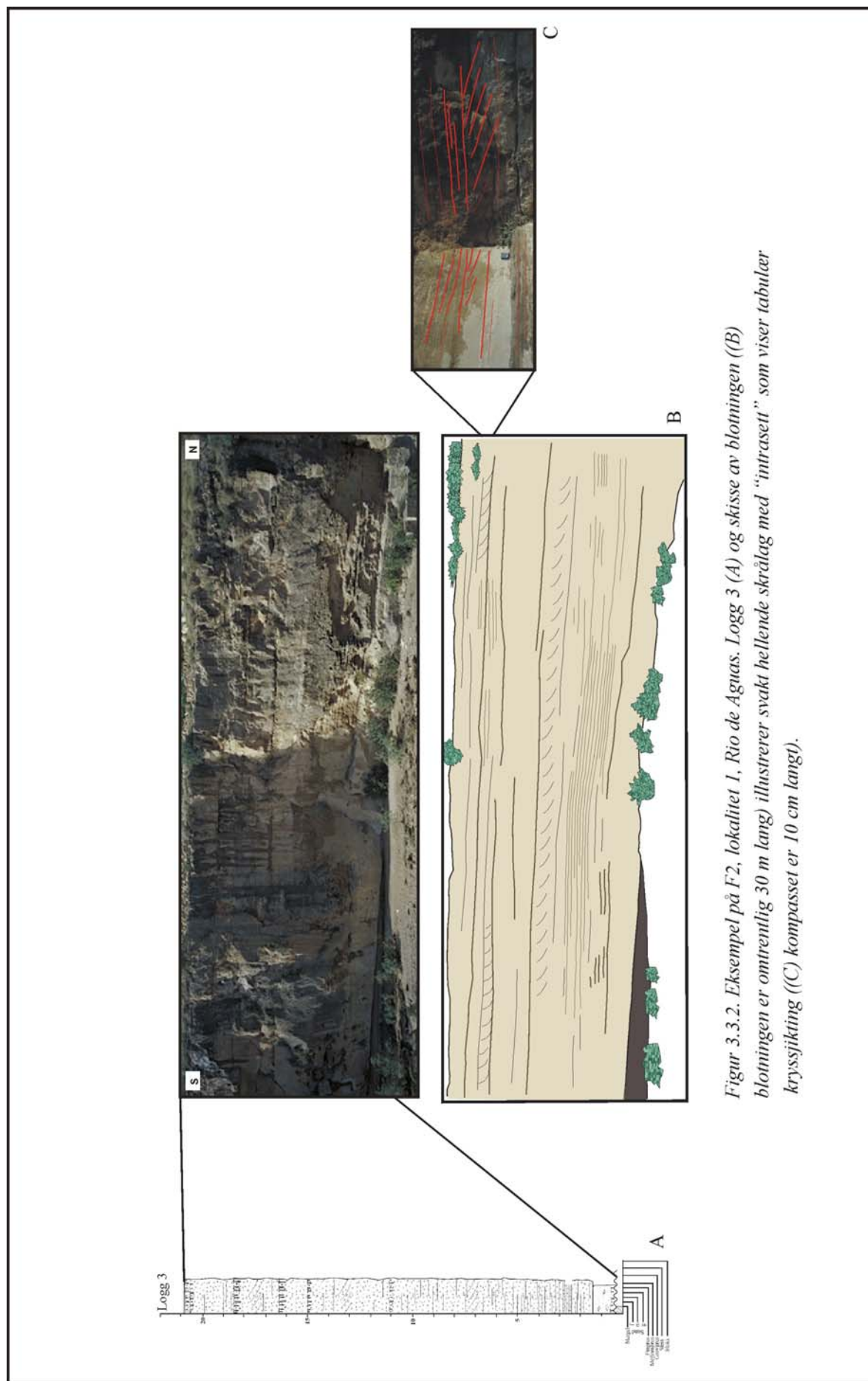
Traukryssjiktning er også observert, spesielt mot toppen av F2. Settene har en tykkelse på om lag 100 cm, og den laterale geometrien er tabulær. Krysslagene i traueene heller opptil 12°, og hvert individuelle lag er 10 – 20 cm tykke.

Karakteristisk for F2 er soner med intens bioturbasjon og ofte konsentrasjon av fossiler og skallmateriale. Sporfossilene er av typen *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* og *Skolithos*. Den subhorisontale toppflaten av F2 er tydelig av erosiv karakter, og er intenst bioturbert av samme ichnofacies som nevnt ovenfor. Stor konsentrasjon av fossiler og skallfragment, særlig av echinodermer, krabber, østers og pectinider, er typisk.

Tolkning

Grov kornstørrelse, forekomsten av fragmenterte bioklaster og parallell-stratifisering gjør at det er naturlig å anta at sedimentene i F2 er transportert ved traksjon og som bunnlaster, og avsatt i øvre strømregime (Harms m.fl., 1982). Sedimentene er for det meste resedimenterte, men *in situ* akkumulasjon av karbonatmateriale, særlig rødalger, bryozoa og bivalver, har utgjort en betydelig sedimentkilde, og tilsier at sedimentasjonen må ha foregått i den fotiske sonen, det vil si grunnere enn 200 m. Sedimentære strukturer dannet hovedsakelig under bølgebasis, samt *Skolithos* ichnofabric tilsier et vanddyb mellom 20 og 60 m.

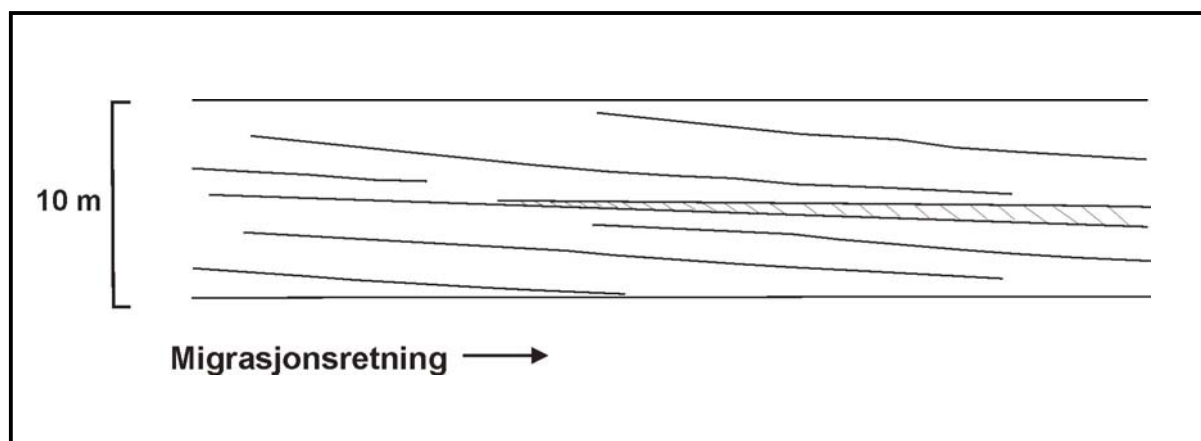
Basert på størrelsen, den tabulære geometrien og kryssjiktete strukturer, er kalkarenitt-kroppen tolket til å representere storskala, todimensjonale, subakvatiske dyner (*sensu* Ashley, 1990). Planparallele lagdelte suksesjoner med svakt hellende skrålag er tilskrevet avsetninger fra enkle storskala dyner som har migrert med varierende sinusitet på en tilnærmet horisontal lagflate, der lite lateral variasjon i kryss-settenes geometri indikerer



Figur 3.3.2. Eksempel på F2, lokalitet 1, Rio de Aguas. Logg 3 (A) og skisse av blotningen ((B) blotningen er omtrentlig 30 m lang) illustrerer svakt hellende skrålag med "intrasett" som viser tabulær kryssjiktning ((C) kompasset er 10 cm langt).

aktive dynefelt med kontinuerlig sedimenttransport under forhold dominert av en uniform strøm. Enkelte av settene viser imidlertid en svak oppfining, noe som kan relateres til en avtagende strømhastighet. Lignende strukturer er beskrevet av blant andre Harms m.fl. (1982), Dabrio (1986-1987), Pozzobon & Walker (1990), Berné m.fl. (1988 og 1991), Surlyk & Noe-Nygaard (1991) og Anastas m.fl. (1997).

Disse ekstensive, relativt symmetriske dynestrukturene er sammensatte i den forstand at de lavvinklede hovedlagplanene inneholder "intrasets" med tabulærkryssjiktning som tyder på at mindre todimensjonale dyner har migrert på lé-siden av den større lagformen (Fig. 3.3.3.). Lé-sidens helningsvinkel er kun 3-7° og har antakelig ikke oversteget rasvinkelen ("angle-of-repose"), og er derfor ikke preget av kornskred.



Figur 3.3.3. Generelle morfologiske egenskaper hos kryssjiktningen i F2. Krysslagen er karakterisert ved horisontale grenseflater og lavvinklede skrålag. "Intrasets" med svakt tangentiell tabulærkryssjiktning forekommer på lé-siden av den storskala dynestrukturen.

Sterke og kompetente strømmer har sannsynligvis forårsaket denne dyneutviklingen, og de hydrodynamiske forholdene i Verabassenget i sen torton - tidlig messin tid, var sannsynligvis påvirket av det vest-øst orienterte stredet mellom Sorbas- og Verabassenget. Trolig kan tidevannsstrømmer ha blitt forsterket gjennom dette smale stredet, og tidevann er ofte den dominerende prosessen ved dannelsen og migrering av storskala, subakvatiske dyner i smale stred. Eksempelvis har Harms m.fl. (1982) beskrevet sanddyner og sandrygger dannet som følge av kraftige tidevannsstrømmer i den Engelske kanal.

Paleostrømmålinger fra strukturene i F2 viser dominerende transportretning mot Ø og NØ, og få sedimentologiske tegn på bidireksjonale strømmer indikerer at dersom tidevannsprosesser har vært den dominerende prosessen i dyne-dannelsen, må systemet ha

vært sterkt asymmetrisk og dominert av en nordøstlig strøm fra Atlanterhavet inn gjennom stredet.

En alternativ prosess som kan ha vært avgjørende for dannelsen av dynestrukturane, er sterke storm-induserte strømmer som har blitt akselerert gjennom den smale passasjen. Vinddrevede eller geostrofiske stormstrømmer kan danne lavvinklet krysslaminering og oppfinende kryss-sett i storskala sandrygger (Dabrio, 1986-1987; Pozzobon & Walker, 1990; Johnson & Baldwin, 1996). Eksempelvis har lignende titalls meter store kalkarenittdyner (eller "sand waves") tidligere blitt beskrevet av Dabrio (1986-1987). I dette tilfellet har store kalkarenittiske dyner blitt utviklet i et smalt stred, i mellom forhøydingene Serrata de Nijar og Sierra Cabrera i Nijarbassenget (se Fig. 1.2.1. for lokalisering), i følge Dabrio som resultat av stormstrømmer intensivert av den smale passasjen.

Forekomsten av traukryssjiktning i den øverste delen av F2-enheten indikerer at dynene ble bearbeidet av småskala tredimensjonale dyner på toppen. Disse strukturene kan være et resultat av et relativt fall i havnivå, der de storskala dynene har blitt modifisert og bearbeidet over finværs-bølgebasis. Storm-drevne strømmer kan imidlertid ha forårsaket den samme effekten, og er tolket til å være den opprinnelige prosessen til strukturene, fordi storm-genererte strømmer tydeligvis har spilt en viktig rolle i de omliggende avsetningene. Toppen av disse strukturene er utsatt for intens bioturbasjon, før videre generering av dynestrukturer.

En mindre andel grovkornet, silisiklastisk materiale og overgang til svært kalkholdig sand og økt bioturbasjon mot toppen av F2 indikerer svakere hydrodynamiske, og dypere forhold. Toppflaten av F2 er erosiv, intenst bioturbert og inneholder hele fossiler av bentiske arter. Denne flaten er tolket til å representere en periode med svært lav sedimenttilførsel og lav-energi miljø. Lignende flater har blitt beskrevet av Surlyk & Noe-Nygaard (1991).

Enkelte soner med intens bioturbasjon og ansamling av skallmateriale i den grusholdige kalkarenitten er tolket til å representere lange rolige perioder med mellom stormene som har ført til dynemigrering (lignende eksempel: Harris, 1988). Disse flatene kan også relateres til perioder med stigende relativt havnivå med påfølgende mindre sedimenttilførsel og bedre livsmiljø for de bunnlevende organismene.

Oppsummering av facies 2

Opptil 4 m høye sett med lavvinklet krysslaminering og "intrasets" med tabulærkryssjiktning i F2 er tolket til å representere storskala, submarine dyner. Dynestrukturane ble dannet som følge av forsterkede strømmer i stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget. Fraværet av typiske tidevannsindikatorer som reaktiveringsflater, bidireksjonal kryssjiktning eller spring-

nipp-spring syklisitet ("tidal bundles"), har ført til at stormprosesser framfor tidevannsprosesser har blitt favorisert som dominerende dynegenererende faktor. Svakt oppfinende kryss-sett tyder på avtagende strømhastighet etter stormen (Pozzobon & Walker, 1990; Johnson & Baldwin, 1996; Anastas m.fl., 1997; Pomar & Tropeano, 2001). Påvirkning av tidevannsstrømmer gjennom stredet kan imidlertid ikke utelukkes fullstendig, og har muligens forsterket de stormgenererte strømmene.

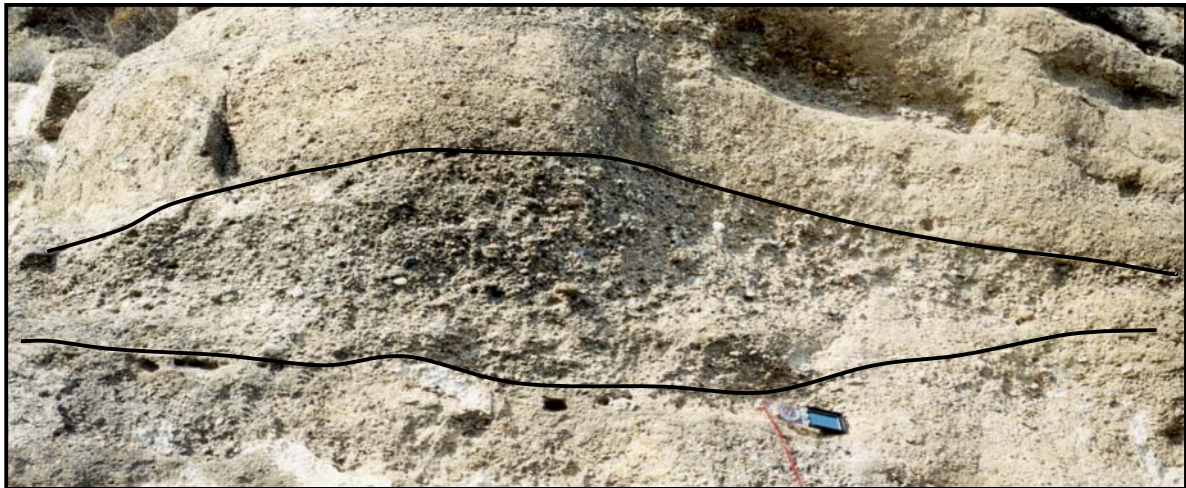
Dårlig bevarte sedimentære strukturer kan skyldes erosjon og amalgamering under dynemigrering samt intens bioturbasjon i perioder med mindre stormaktivitet. Modifiserte primære sedimentære strukturer i F2 kan også delvis skyldes diagenetisk omdanning med kjemisk kompaksjon og trykkopløsning i kornkontaktene, som er relativt vanlig i det studerte området (Enge, 2002).

3.4 Facies 3: Massiv grusholdig kalkarenitt

Beskrivelse

F3 forekommer hovedsakelig lengst sør i feltområdet (lokalitetene 3, 4 og 5, se Fig. 3.1.1) hvor avsetningene framstår som 3 - 14 m tykke, stedvis amalgamerte, lag med tabulær til linseformet geometri (Fig 3.4.1.). De tabulære lagene har en relativt stor lateral utbredelse (nøyaktig antall meter er usikkert men opptil 20 m er observert), mens de linseformede lagene har en varierende lateral utbredelse fra 3 – 6 m. Avsetningene har en skarp og stedvis erosiv bunn.

Karakteristisk for dette facieset er den høye konsentrasjonen av grus- og skallmateriale. Litologisk består avsetningene av grov til svært grovkornet kalkarenitt som inneholder moderat til dårlig sorterte, subrundete kvarts- og kvartsittkorn, kalksteins- og sandsteinsklaster, krystalline bergartsfragmenter av glimmerskifer, samt karbonatmateriale i form av fragmenter av bivalver, spesielt østers og pectinider, rur, echinodermer, bryozoa-kolonier og rødalger. Granuler, grov sand, skallfragmenter og klaster er blandet og dårlig sortert. Grusmaterialet er subrundet til rundet, og har en gjennomsnittlig størrelse på 7 mm. Klastekonsentrasjonen er stedvis så stor at avsetningene kan klassifiseres som matriksbåret konglomerat, men betegnelsen grusholdig er valgt på grunn av at dette er den dominerende opptredenen. Største observerte klast er maksimum 20 cm langs lengste akse, og klastene er ofte orientert parallelt med lagningen ($a(p)$); lengste akse parallell med lagningen (Collinson & Thompson, 1982)). Innholdet av matriks øker og klastekonsentrasjonen minker oppover i



Figur 3.4.1. Eksempel på F3 ved lokalitet 3; linseformet lag med massiv, grusholdig kalkarenitt (kompasset er 20 cm langt).

enkelte av lagene, det vil si at en svak normalgradering forekommer. For øvrig er ingen synlige strukturer observert.

Tolkning

De massive lagene med grusholdig kalkarenitt er tilskrevet subakvatiske massestrømmer. Stor konsentrasjon av grus og skallmateriale, massive lag med $a(p)$ orienterte klaster samt relativt dårlig sortert materiale tyder på avsetning under laminært skjær fra en kohesjonsløs, lav-konsentrert debriststrøm (Lowe, 1982; Nemeč & Steel, 1984).

Manglende leire i matriksen utelukker at en kohesiv sediment-vann blanding har vært strømmens bæremekanisme, men mobiliteten skyldes sannsynligvis intergranulært dispersjonstrykk og oppdrift som følge av tetthetsforskjeller mellom sand og grus (skjær og "kinematic sieving") (Lowe, 1982). Korndispersjon har resultert i en blanding av sedimentene, der de største partiklene er båret av oppdriften hos en matriksblanding av sand i suspensjon mellom klaster med grusstørrelse. Avsetning har sannsynligvis foregått ved friksjonell "frysning". I følge Lowe's (1982) beskrivelse av kohesjonsløse massestrømmer, kan avsetningsmekanismen muligens korrespondere til tetthetsmodifiserte kornstrømmer ("grainflows").

Dårlig utviklet invers gradering indikerer relativt lavt dispersjonstrykk og lite kinematisk sikting ("kinematic sieving"), men forekomsten av svak normalgradering kan relateres til en viss turbulens i strømmen (indikerer ikke nødvendigvis redusert

stømningskompetanse), og en tendens til utvikling mot turbulente høy-tetthets turbidittstrømmer (Walker, 1975; Lowe, 1982).

Klastelitologien tyder på at sedimentene er derivert fra sedimentære miocene bergarter, sannsynligvis underliggende Chozas – og Umbriaformasjonene (Fig. 2.3.1., kapittel 2.3), samt bearbejdede grunnfjellsklaster fra Nevado-Filabride komplekset.

3.5 Facies 4: Grusholdig, massiv kalkarenitt til mediumkornet, parallell-laminert kalkarenitt

Beskrivelse

Dette facieset forekommer ved Azagadorleddets typelokalitet, Azagordalen (lokalitet 4, Fig. 3.1.1.), og ligger inkonformt over finkornete sandsteiner som tilhører Chozasformasjonen, og er konformt overlatt av bergarter som tilhører F3 (massiv, grusholdig kalkarenitt).

Karakteristisk for F4 er normalgraderte lag med ujevn, erosiv bunn, og grusholdig, grovkornet, massiv kalkarenitt som finer opp til mediumkornet, parallell-stratifisert kalkarenitt. Disse enhetenes vertikale tykkelse varierer fra 20 cm til 100 cm. Amalgamering av lagene er vanlig. Lagene i F4 har en linseformet til tabulær geometri med en varierende lateral utbredelse som kan følges opptil 20 m. Opptil 3 m brede, og 60 cm tykke gruslag med kanalformet geometri forekommer.

Klastekonsentrasjonen i enkelte av lagene er svært stor, og enkelte lag grenser til å kunne klassifiseres som klastbåret konglomerat. Matriksen består av medium- til grovkornete, subrundete korn av kvarts, kvartsitt og noe større korn av krystalline bergartsfragmenter, hovedsakelig glimmerskifer. Kalkmaterialet består av fragmenter og hele fossiler av rødalger, bryozoa, østers, echinodermer, foraminifera og pectinider. Østersskall, opptil 10 cm lange, har en blandet konveks-opp og -ned orientering og de er stedvis konsentrert i lag på 10-20 cm (Fig. 3.5.3.). Klaster av grus til stein-størrelse (Atterbergs kornstørrelses-skala, se appendiks 1) ligger spredt i matriksen. Den gjennomsnittlige klastestørrelsen er 1 cm, men steiner opptil 45 cm langs lengste akse forekommer. Disse er subangulære til rundet, og den dominerende litologien er kvarts, kvartsitt, dolomitt (ofte boret) og sandstein, og klastene viser stedvis imbriking mot NNV.

Lagene med normalgradert kalkarenitt er her ofte sålemerker i form av avlange erosjonsfurer i bunn, og lagene er stedvis forstyrret av deformasjonsstrukturer på toppen. Flammestrukturer og diapirer forekommer på grensen mellom de graderte lagene (Fig. 3.5.1.). Steiner av dolomitt, avsatt samtidig med det øverste laget, har sunket ned i det underliggende etter eller under avsetning. Dette kan sees ved at grovt kalksand-materiale ligger over og rundt steinen i den ellers mediumkornete kalkarenitten.

Parallell-lamineringen er stedvis kuttet av lavvinklet, undulerende kryssjikt, med lavvinklede erosjonstrau som inneholder konkordante til pålappende lamina. De undulerende strukturene har en lateral utbredelse på opptil 4 m, der bredden på trauformene er omtrentlig 150 cm, og maksimal dybde er 30 cm. (Fig. 3.5.2. og 3.5.3.).

Sporfossiler av typen *Ophiomorpha* forekommer på toppen av enkelte av de normalgraderte lagene i F4.



Figur 3.5.1. Detalj av F4, lokalitet 4: diapirlignende struktur, der toppen av den mediumkornete kalkarenitten har blitt deformert og presset opp i det overliggende, grusholdige laget (kompasset er 20 cm langt).



Figur 3.5.2. Detalj av F4, lokalitet 4: undulerende kryssjiking (indikert ved rød pil) (hammeren er 30 cm lang).

Tolkning

Normalgradering fra grov- til finkornet lagning indikerer avsetning av finere materiale fra en strøm, og antyder sortering av klastestørrelse og avtagende strømhastighet under avsetning (Harms m.fl., 1982). F4 viser en gradering fra grusholdig, massiv kalkarenitt til parallell-laminert, mediumkornet kalkarenitt, og lagene har en erosiv bunn med sålemerker ("flutes"). Alle disse karaktertrekkene forekommer hos avsetninger fra to ulike prosesser; turbidittstrømmer og stormgenererte strømmer. De graderte lagene kan dermed enten representere turbiditter eller tempestitter, eventuelt en kombinasjon av disse. Forekomsten av bølgegenererte strukturer, spesielt bølgerifle-kryssjiking, er et av de viktigste kriteriene for å skille tempestitter fra turbiditter (Kelling & Mullin, 1975; Johnson & Baldwin, 1996).

Dersom normalgraderingen i F4 er dannet ved høy-tetthets turbidittstrømmer, kan den grusholdige, massive til mediumkornete parallell-laminerte kalkarenitten



Figur 3.5.3. Detalj av F4, lokalitet 4: undulerende kryssjiktning. Et eksempel på ansamling av skallmateriale (østers) kan sees øverst i bildet (indikert med pil) (hammeren er 30 cm lang).

henholdsvis være analoge til Lowe's (1982) S1- intervall med avsetning fra bunnlast og traksjon og S3-intervall med avsetning fra suspensjon.

De sedimentologiske konsekvensene av en storm er erosjon av havbunnen ved både oscillerende og unidireksjonale strømmer, etterfulgt av toppunktet for stormsedimentasjonen med avsetning av de groveste fraksjonene og ofte generering av "hummocky" eller "swaley" kryssjiktning og parallell-laminering før avtagende stormaktivitet med dannelse av bølgerifler (Allen, 1982a; Johnson & Baldwin, 1996). Dette medfører en normalgradering som ligner turbiditter, bortsett fra de bølgegenererte strukturene. F4 er karakterisert ved erosive gruslag, som finer opp til mediumkornet, parallell-laminert kalkarenitt, og inneholder undulerende strukturer som er tolket til å representere "swaley"-kryssjiktning (SCS). SCS har ofte blitt assosiert med bølgegenererte, oscillerende eller kombinerte strømmer induert under storm (Leckie & Walker, 1982; Tucker, 1991; Walker & Plint, 1992; Johnson & Baldwin, 1996). Allen & Underhill (1989) har imidlertid argumentert for at "swaley" kryssjiktning ikke er en miljø-spesifikk struktur som er unik for stormdominerte miljø, men undulerende former for stratifisering forekommer også i tidevannsmiljø, strandavsetninger og turbiditter, ofte generert av lignende prosesser som danner trauskryssjiktning. Eksempelvis er undulerende stratifisering i turbiditter blitt tolket til å representere utvikling av antidyner eller reflektere "contained" turbidittstrømmer (Skipper, 1971; Pickering & Hiscott, 1985). I dette tilfellet har imidlertid "swaley"-kryssjiktningen blitt tolket til å ha blitt dannet som følge av erosjon i underliggende sediment av stormbølger, og deretter innfylling av strukturene med draperende lamina (eksempel: Boggs, 1995). Lignende "scour-and-drape" strukturer har blitt tilskrevet tsunamigenererte bølger (Massari & Alessandro, 2000), men den undulerende kryssjiktningen i F4 er imidlertid av mindre skala enn de tsunamirelaterte strukturene, og er tolket til å være dannet under "vanlige" stormepisoder.

Basert på forekomsten av bølgegenererte strukturer har de graderte lagene i F4 blitt tolket til å representere tempestitter. Forekomsten av lag med stor konsentrasjon av skallmateriale, spesielt østers, i F4 er også tolket som bevis på bearbeiding av stormbølger, og slike soner med skallmateriale har også blitt brukt som kriterium for å skille tempestitter fra turbiditter (Nelson, 1982).

Grusholdige, massive lag med erosiv bunn som finer opp til grov- og mediumkornet kalkarenitt som er parallell-laminert, er trolig avsatt ved stormens høydepunkt under påvirkning av kombinerte strømmer (eksempel: Johnson & Baldwin, 1996). De graderte lagene er amalgamerte, noe som kan forklare fraværet av mer finkornete avsetninger i mellom stormlagene, samt relativt lite bioturbasjon (se ytterligere diskusjon i kapittel 4.2.2.).

Forekomsten av erosive linse- til kanalformede gruslag kan trolig relateres til ripstrømmer, som ofte er en viktig mekanisme for transport av de groveste fraksjonene ut fra strandlinjen (eksempel: Brenner & Davies, 1973; Gruszczynski m.fl., 1993). Strømmene blir intensivert under stormaktivitet og kan erodere i de underliggende sedimentene og avsette de groveste fraksjonene i kanallignende strukturer (eksempel: Hunter m.fl., 1979; Leithold & Bourgeois, 1984; Gruszczynski m.fl., 1993).

Klasteimbrikering og sålemerker med dominerende orientering mot bassenget (N), kan tolkes som resultat av fralandsrettede storm-genererte strømmer med en dominerende unidireksjonal komponent (eksempel: Duke, 1990; Cheel & Leckie, 1992).

Rask avsetning av F4 er indikert ved forekomsten av flammestrukturer og sanddiapirer, der sediment med høyere tetthet har blitt avsatt og sunket ned i vannmettede sediment. Belastningen har ført til at det underliggende laget har blitt komprimert og flamme- og diapirlignende strukturer har blitt presset opp i det overliggende laget.

Oppsummering av facies 4

Høyt innhold av grovklastisk materiale og grunnmarine sporfossiler tilsier at F4 er avsatt relativt kystnært. Undulerende stratifisering i form av SCS er tolket til representere bølgegenererte strukturer dannet over stormbølgebasis. Basert på dette; en grunnmarin setting og bølgegenererte strukturer, er de graderte lagene i F4 tolket til å være avsatt ved storminduserte kombinerte strømmer på en strandskråning.

3.6 Facies 5: Traukryssjiktet kalkarenitt

Beskrivelse

F5 er observert kun ved lokalitet 4, Azagordalen (Fig. 3.1.1.), og er av mindre volumetrisk viktighet. Facieset forekommer som ett isolert lag med tabulær geometri og en tykkelse på opptil 3 m omgitt av F4 (grusholdig, massiv kalkarenitt til parallell-laminert, mediumkornet kalkarenitt).

Litologien består av grovkornet kalkarenittmatriks med godt sortert grus av kvarts, kvartsitt og kalkstein. Traukryssjiktningen har individuelle sett med en tykkelse på 30 cm og subparallele grenser. Krysslagningen er lavvinklet med 15° som maksimal helning, der bredden på traue er 0,5-1 m og innfyllingen av kurvede lamina er tangentiell til bunnen av

settet. Plan-parallell stratifisering forekommer stedvis mellom trauene, og er ofte kuttet av trauenes erosive bunn (Fig. 3.6.1.). Denne stratifiseringen er aldri mer enn 10-15 cm i tykkelse.

Trauaksene har generelt en øst-vest orientering, men mer nøyaktig måling av paleostrømretning er vanskelig på grunn av manglende tredimensjonalt snitt.



Figur 3.6.1. F5 ved lokalitet 4; traukryssjiktet kalkarenitt. Trauene er asymmetriske og er stedvis erodert av parallell-stratifisering (hammeren er 30 cm lang).

Tolkning

Traukryssjiktningen er sannsynligvis dannet ved migrering av tredimensjonale dyner eller megarifler under øvre del av nedre strømregime (Harms m.fl., 1982). Dynene har i perioder blitt bearbeidet av en sterkere strøm til planparallell-stratifisering, noe som reflekter en overgang i strømregime fra dyne til plane lag i øvre stadium. Dannelsen av strukturene fant trolig sted over storm-bølgebasis, og forekomsten av parallelle lag i traukryssjiktningen er sannsynligvis et resultat av modifisering og bearbeiding av dynene av strømmer under sterkere energiforhold. Den traukryssjiktete kalkarenitten er tolket til å representere bølgegenererte dyner dannet i den nedre delen av strandskråningen.

3.7 Facies 6: Matriksbåret bioklastisk konglomerat til massiv og parallell-laminert mediumkornet kalkarenitt

Beskrivelse

F6 forekommer kun lengst sør i feltområdet, ved Cortijo Grande (lokalitet 5, Fig. 3.1.1.), proksimalt i forhold til Verabassengets sydlige avgrensning. Dette facieset ligger inkonformt over tortonsk Chozas-mergel, og er stedvis konformt overlatt av blågrå mergel som tilhører Abadledet. Lateralt har F6 en maksimal utbredelse på om lag 20 m, før lagene går over i F3 (massiv, grusholdig kalkarenitt). Total vertikal utbredelse er 16 m, og avsetningene veksler mellom kaotiske konglomeratlag og mediumkornete kalkarenittlag (Fig. 3.7.1.). F6 er delt inn i to subfacies.

Subfacies 6a: Matriksbåret, bioklastisk konglomerat

Konglomeratene opptrer i 0,25 – 2,4 m tykke lag, og består av subrundete til angulære klaster, med gjennomsnittlig 3 cm langs lengste akse, men klaster på 10-15 cm forekommer. Blokker opptil 60 cm langs lengste akse er observert. Dolomitt, kvarts, kvartsitt, sandstein (spesielt klaster med gravespor) og krystalline grunnfjellsklaster av granatglimmerskifer dominerer litologien, samt et stort innhold av skallmateriale; både oppknuste og hele fossiler av østers, pectinider og kalkalger. Klastene har en kaotisk opptreden, men enkelte av de største er orientert parallelt med lagningen. Matriksen er grovkornet til granulær og er dominert av bioklaster av bivalvia, rødalger, echinodermer, samt enkelte foraminifera. Subrundete til angulære kvarts korn utgjør omtrent 30 % av materialet.

Bioturbasjon av typen *Skolithos* og *Ophiomorpha* forekommer på toppen av enkelte lag. Enkelte av sporfossilene er trunkerte som følge av erosjon og amalgamering.

Lagene har stedvis en invers gradering, eller en invers-normal gradering der de største klastene er konsentrert i midten. Vanligvis er konglomeratene ugraderte og massive til normal graderte, med en oppfining mot toppen til SF6b, mediumkornet kalkarenitt. Forekomsten av tykke, amalgamerte lag med SF6a dominerer i bunnen av F6.

Subfacies 6b: Massiv til parallell-laminert mediumkornet kalkarenitt

Relativt godt sortert kalkarenitt alternerer med konglomeratene som tilhører SF6a, og forekommer som 10 – 40 cm tykke lag. Lagenes laterale utbredelse er den samme som SF6b,

opptil 20 m, men de er ofte kuttet og erodert av overliggende konglomerater. Kalkarenittlagene er massive i bunn, med en gradvis overgang fra underliggende konglomerat, men parallell-laminering forekommer stedvis. Subfacieset er dominert av subrundete til subangulære, relativt godt sorterte korn av kvarts, glimmer samt skallfragmenter av bivalver og rød alger, og kornstørrelsen er medium til fin. Det bioklastiske materiale utgjør 45-50 % av matriksen.



Figur 3.7.1. Eksempel på F6, lokalitet 5: Alternering av bioklastisk konglomerat og mediumkornet kalkarenitt (kompasset er 20 cm langt).

Tolkning

Kaotisk opptreden, svak $a(p)$ - orientering og dårlig utviklet gradering er tegn som tyder på rask avsetning fra en svært konsentrert massestrøm som har hatt en plastisk bevegelse ("non-Newtonian" væske) (Lowe, 1982; Stow m.fl., 1996). Basert på dette er avsetningsprosessen tilskrevet debrisstrømmer. $a(p)$ - orienteringen hos enkelte av klastene tyder på laminert skjær i strømmen, og at avsetning har skjedd fra dispersjon (Walker, 1975). Dårlig utviklet gradering kan være et resultat av stor skjærstyrke med rask avsetning eller "frysning" av strømmen (Nemec & Steel, 1984). Stor konsentrasjon av skallmateriale, forekomsten av borede sandsteins- og dolomittklaster samt marine sporfossiler indikerer et subakvatisk avsetningsmiljø, og at materialet sannsynligvis er derivert fra strandskråningen, der det har vært stor biologisk aktivitet og karbonatproduksjon.

F6 inneholder store, angulære klaster og blokker av miocene sedimentære bergarter samt krystalline grunnfjellsklaster som sannsynligvis har sin opprinnelse i Nevado-Filabride komplekset.

Enkelte av gravitasjonsstrømmene har sannsynligvis beveget seg som en følge av økt turbulens (eksempel: Lowe, 1982), noe som er indikert ved normalgradering til mediumkornet massiv og parallell-laminert kalkarenitt. Innkorporering av vann i sedimentene har medført minkende matriksstyrke, og debrisstrømmen har gått over til å bli turbulent, det vil si en høytetthets turbidittstrøm. SF6b, er karakterisert ved en overgang fra å være massiv til parallell-laminerte strukturer, som indikerer rask avsetning og sedimenttransport i øvre strømregime (Stow m.fl., 1996), sannsynligvis i en høy-tetthets turbidittstrøm.

Tynnere debrittlag, og økt forekomst av turbiditter oppover i sekvensen hos F6 kan trolig relateres til en overgang fra proksimale til større dominans av distale massestrømvsetninger.

3.8 Facies 7: Heterolitisk kalkarenitt lokalisert i storskala kanaliserte strukturer

Beskrivelse

F7 består av lag med svært vekslende kornstørrelse, fra grus til mergel, lokalisert i storskala kanaliserte strukturer. Disse strukturene har en lateral utbredelse fra titalls opptil flere hundre meter, og har en maksimal vertikal tykkelse på 25 m. Seks individuelle kanaler er observert og disse er lokalisert langs Rio Aguas ved lokalitet 1 samt ved lokalitet 2, Rambla de las Chozas (Fig. 3.8.1. og 3.8.2.). Kanalaksenes orientering er NV-SØ til V-Ø og kanalsjenklens helning varierer fra 8 til 20°.

Kanalene har en undulerende, skarp og erosiv bunn og kutter ned i hverandre eller eroderer underliggende sedimenter som tilhører F2 og F3. Sedimentene som fyller inn de kanaliserte strukturene er stort sett av samme type i alle kanalene, og rent litologisk ligner de på den grusholdige kalkarenitten som tilhører F2. Toppen av kanalinnfyllingen er ofte svært bioturbert (*Skolithos*, *Thalassinoides* og *Ophiomorpha*), og ser ut til å ha samme karakteristiske toppflate som F2 og er overlatt av mergel (F10). Kanalinnfyllingen er delt inn i 3 subfacies, på basis av forskjeller i geometri og strukturer (eksempel på fordelingen av subfaciesene er illustrert i Fig. 3.8.2.).

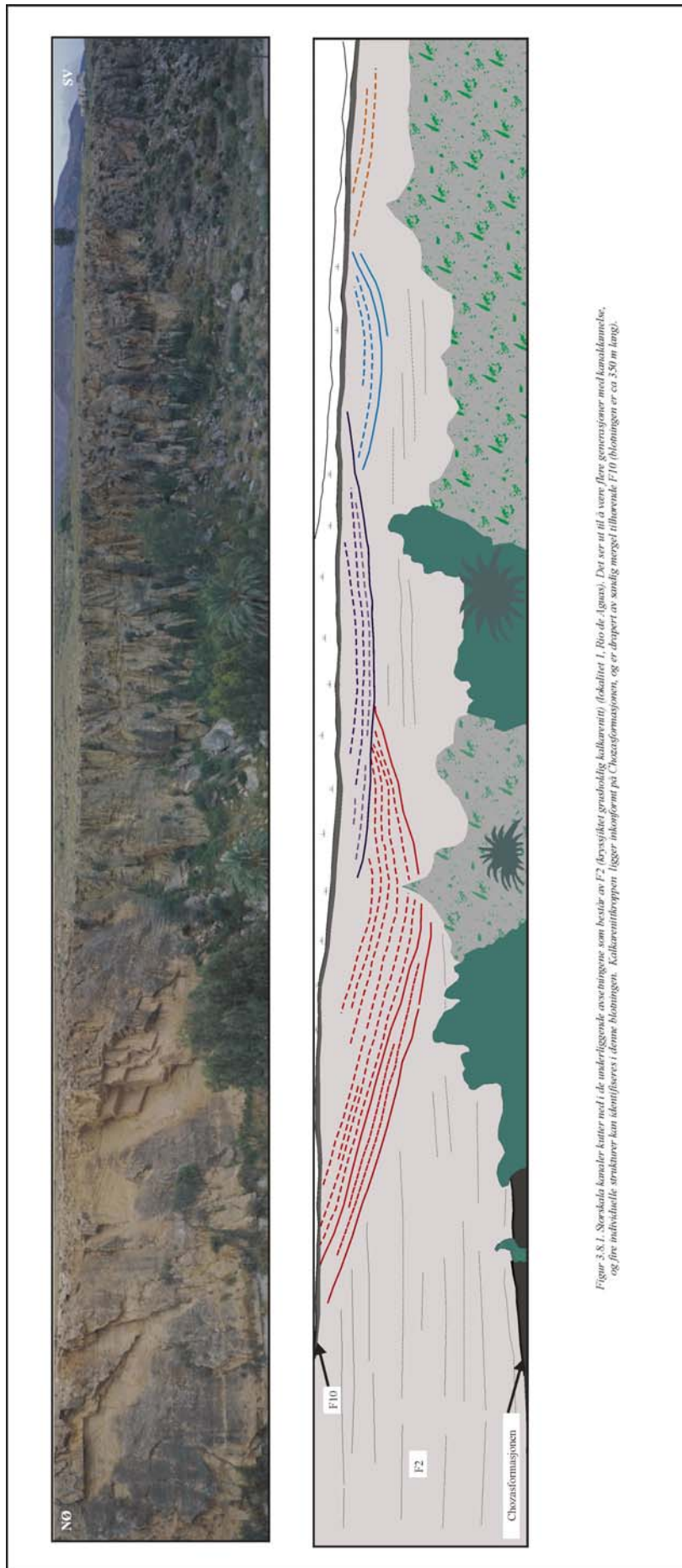


Figure 3.8.1. Storskala kanaler kutter ned i de underliggende avsetningene som består av F2 (bryssjiktet grusholdig kalkarenitt) (lokalt kalt L. Rio de Agua). Det ser ut til å være flere generasjoner med kanalutvasking, og fire individuelle strukturer kan identifiseres i denne blandingen. Kalkarenittblokken ligger ukonform på Chozasformasjonen, og er drapert av sandlig mergel tilhørende F10 (blendingen er ca 350 m lang).

Subfacies 7a: Heterolitisk kalkarenitt

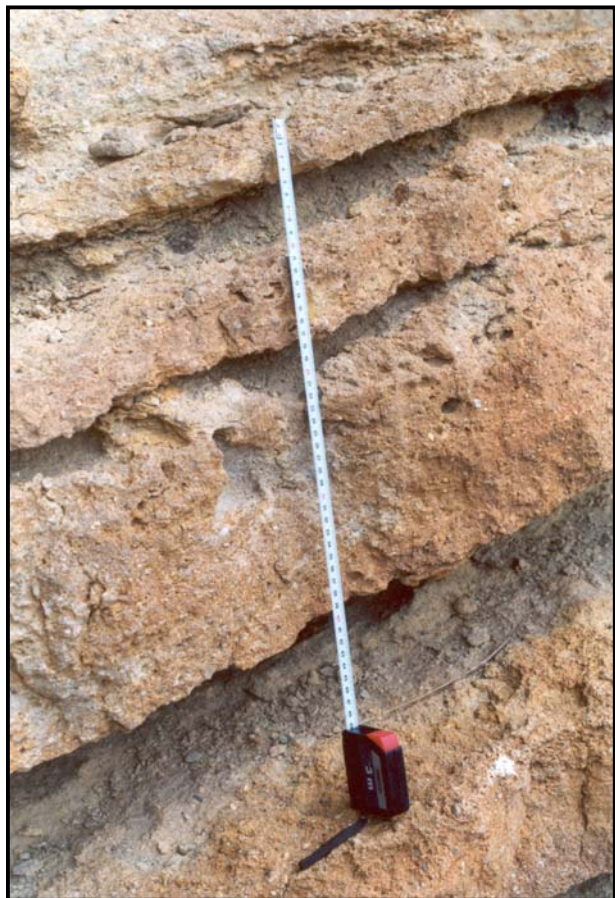
Dette subfacieset dominerer kanalsedimentene, og finnes i alle de observerte kanaliserte strukturene. Lagvise kornstørrelsesvariasjoner er karakteristisk, der hvert separate lag har en tykkelse på 2 – 25 cm. Avsetningene i SF7a består av;

- Grusholdig til granulær kalkarenitt. Består av medium- til grovkornet sand samt bioklastisk materiale, og inneholder subrundete til subangulære klaster og granuler av hovedsakelig kvarts og kvartsitt. Gjennomsnittlig klastestørrelse er 0,4 cm og maksimal størrelse er 7 cm. Konsentrasjonen av karbonatmaterialet er stedvis svært høy og utgjør opptil 70% av sedimentene. Det bioklastisk materialet inneholder fragmenter fra koralline kalkalger, bivalver (hovedsakelig østers og pectinider), bryozoa, echinodermer og foraminifera. Lagene er 10 – 25 cm tykke og viser stedvis tegn til amalgamering og erosiv bunn. Ingen interne strukturer er observert.
- Grov- til mediumkornet kalkarenitt bestående av subrundete til subangulære kvarts- og kvartsittkorn samt skallfragmenter. Lagene er 2 – 15 cm tykke, massive til svakt parallell-laminerte. Hyppige vekslinger mellom grov- og mediumkornete lag er vanlig.
- Finkornet kalkarenitt til gulfarget mergel forekommer i 2 – 9 cm tykke lag. Mergel forekommer ikke i alle sekvensene, men når dette er tilfelle, er den ofte bioturbert med gravespor av typen *Skolithos*, *Thalassinoides* og *Ophiomorpha*. Gravegangene går ned i den underliggende kalkarenitten og er fylt med mergel.

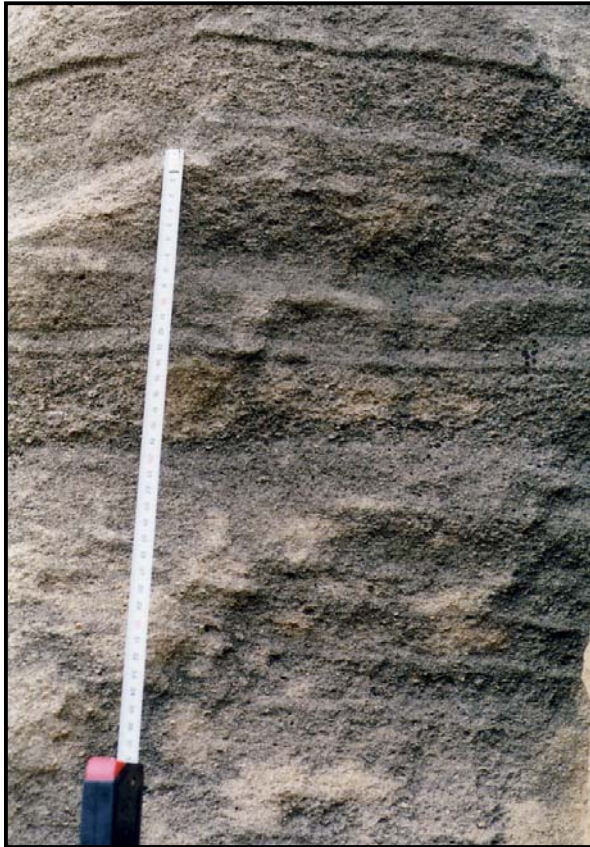
Overgangene mellom kornstørrelsene er som regel brå, men stedvis også gradvise der det er en gradering fra grusholdig til mediumkornet kalkarenitt mot mergel på toppen (Fig. 3.8.3., 3.8.4., 3.8.5. og 3.8.6.). Kornstørrelsesvekslinger mellom 2-10 cm tykke lag med grov- og mediumkornet kalkarenitt er vanlig. Sedimentinnfyllingen i kanalene heller opptil 20° mot sentrum av kanalene, men flater ut etter hvert oppover og draperer strukturen. De nederste 2-4 meterne i kanalene mangler interlagene med mergel, og består av amalgamerte grusholdige lag eller vekslende grusholdig og mediumkornet kalkarenitt. Mergelinnslagene er mest fremtredende øverst i kanalstrukturene.



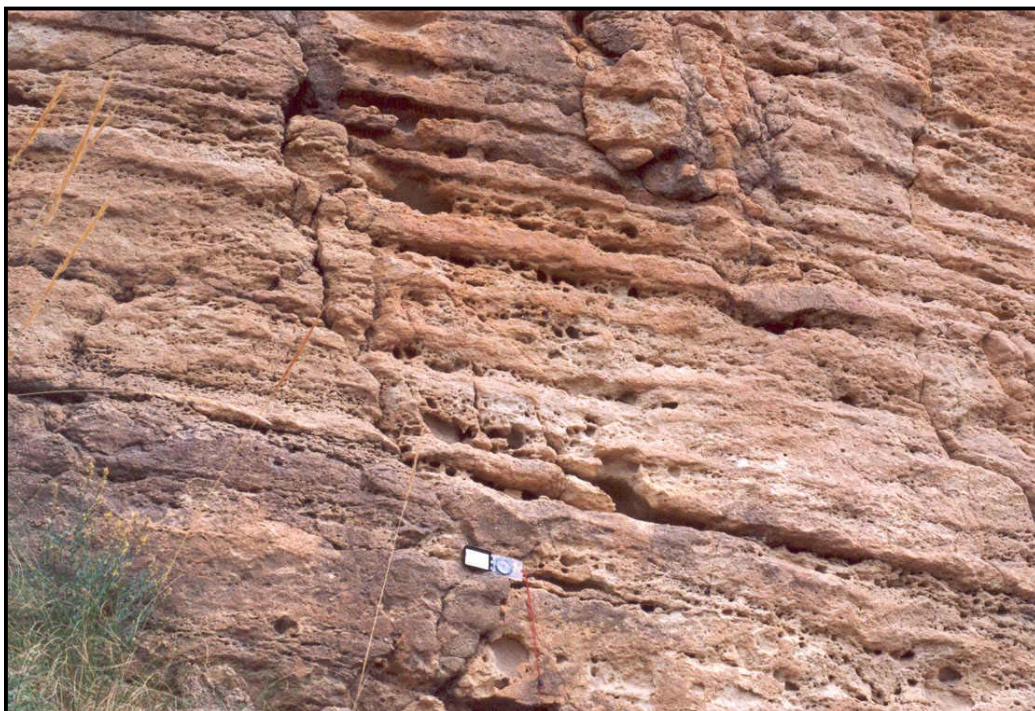
Figur 3.8.3. Til venstre; eksempel på SF7a i felt, lokalitet 1. Søylen til høyre illustrerer vekslende grusholdige og mediumkornete lag med kalkarenitt. (Hammeren er 30 cm lang).



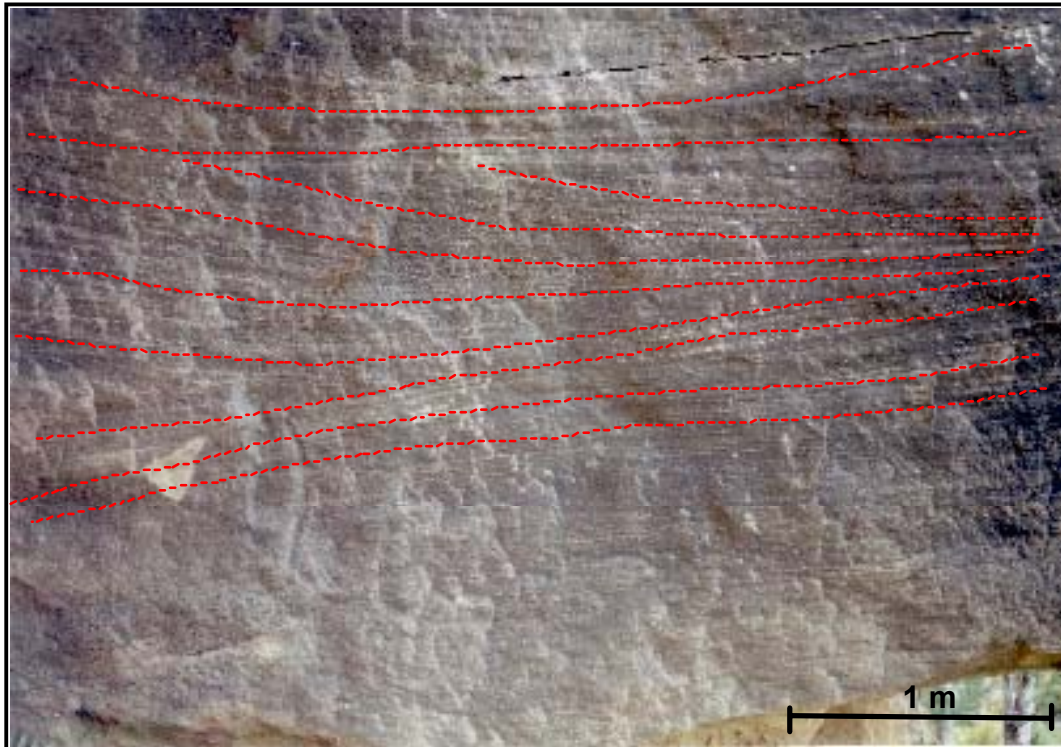
Figur 3.8.4. Eksempel på SF7a, lokalitet 2. Alternierende grusholdig til granulær kalkarenitt og mergel (målebåndet på bildet er 50 cm).



Figur 3.8.5. Detalj av SF7a, lokalitet 2. Vekslede grovkornet, massiv kalkarenitt og mediumkornet parallell-laminert kalkarenitt (målebåndet er 40 cm langt).



Figur 3.8.6. Kanalinnfylling av SF7a ved Rio Aguas, lokalitet 1 (kompasset er omtrent 20 cm langt).



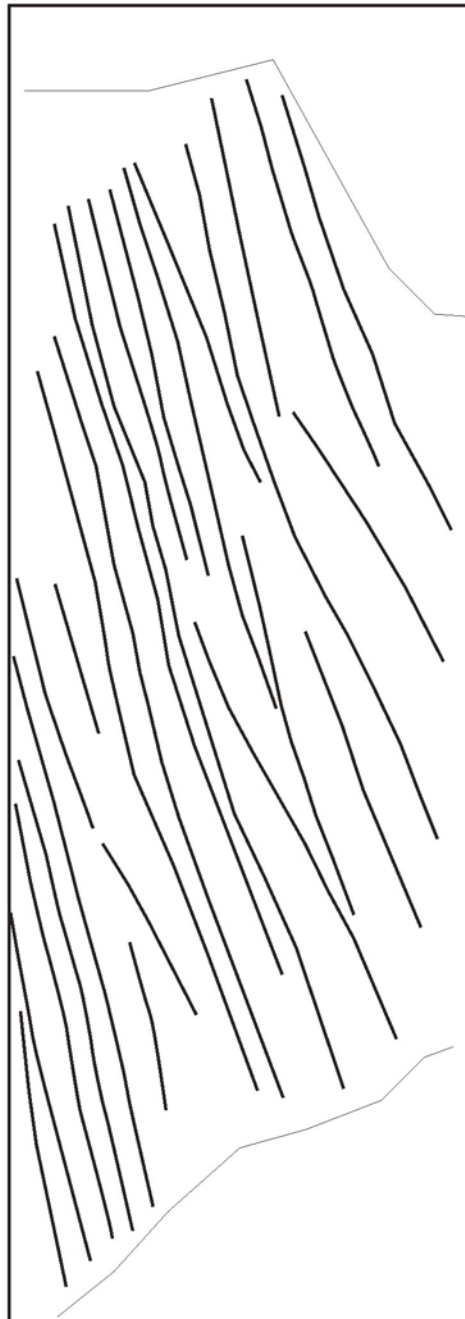
Figur 3.8.7. Detalj av SF7b: undulerende kryssjiktning lokalisert i bunnen på en av kanalstrukturene ved lokalitet 1. Konveks-opp strukturer er ikke illustrert på dette bildet.

Subfacies 7b: Undulerende kryssjiktet kalkarenitt

SF7b består av mediumkornet kalkarenitt med granulære sett av lavvinklet, undulerende skrålag med konveks-oppover buet geometri som kan ligne svake trau-formede strukturer (Fig 3.8.7.). Den undulerende kryssjiktningen har en lengde på opptil 4 m og en gjennomsnittlig høyde på 1 m. Den interne lamineringen har svært varierende hellingvinkel som varierer fra 5 til 15°. Stedvis ser laminaene ut til å bli tykkere inn mot trauene. Kryssjiktningen draperer konkordant ned på parallell-laminerte lag som tilhører SF7a som også ligger over disse strukturene. SF7b er lokalisert like over kanalbunnen ved en av kanalene ved lokalitet 1.

Subfacies 7c: Storskala tabulærkryssjiktet kalkarenitt

SF7c er observert som en del av kanalinnfyllet hos en av kanalene ved lokalitet 2, Rambla de la Chozas, og består litologisk av det samme materialet som de øvrige i facies 7; grusholdig, granulær til mediumkornet kalkarenitt. Dette subfacieset har en maksimal vertikal tykkelse på 120 cm, lateral utbredelse på omtrent 35 m, men skiller seg fra de andre ved å være tabulærkryssjiktet (Fig. 3.8.8.). Kryssjiktningen består av ett sett med flate, subparallele



Figur 3.8.8 .Eksempel på SF7c, lokalitet 2: storskala tabulærkryssfjiktning karakterisert ved diskontinuerlige skrålag (hammeren på bildet er 30 cm lang).

grenser, der de interne skrålagene består av grusig til granulær kalkarenitt som har en helningsvinkel som varierer fra 10 til 31°. Skrålagene har en tangentiell bunn og er ikke kontinuerlige, men ser ut til å være kuttet av svake, lavvinklede erosjonsflater der flankene på eldre skrålag er bearbeidet og det er dannet nye lag som har en annen helningsvinkel. Paleostrømmålinger viser dominerende transportretning mot NV.

Tolkning

Det vil her bli presentert først mulige tolkninger på avsetningene i kanalene, deretter vil opphavet til strukturene bli diskutert, og til slutt en oppsummering av den foretrukke tolkningen av prosesser. En ytterligere diskusjon av kanalopprikkelse er foretatt i kapittel 6.

Tolkning av subfacies 7a: Heterolitisk kalkarenitt

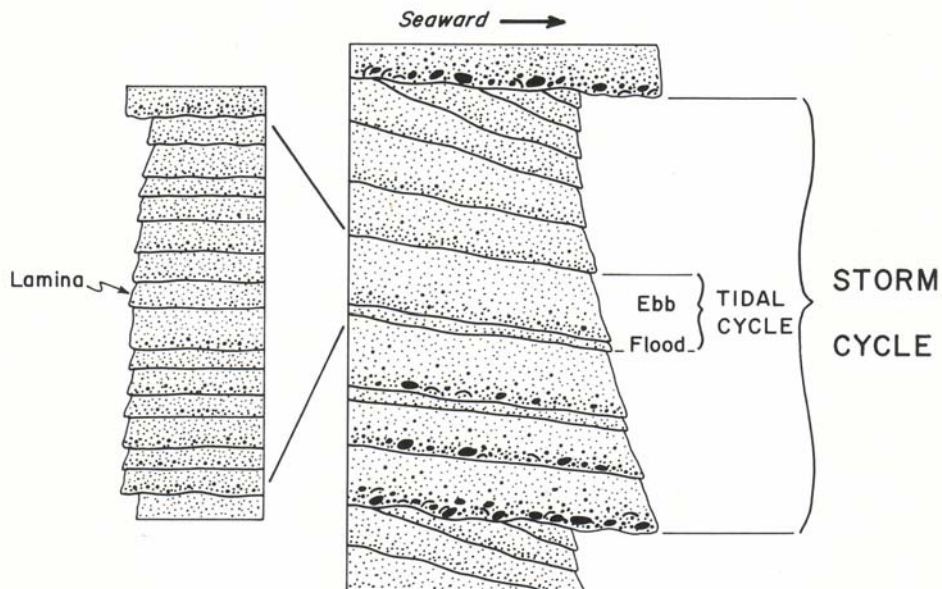
Kanalinnfylling av avsetninger beskrevet i SF7a finnes i alle de kanaliserte strukturene, og består av sedimentære strukturer som inkluderer ugradert til normal gradert lagning og massive til parallell-laminerte lag alternerende med mergel. Generelt har de grusholdige til mediumkornete lagene trolig blitt bearbeidet og avsatt som bunnlast og ved traksjon under øvre strømregime, mens mergelen er tolket til å representere episoder med avsetning av pelagisk og siltig materiale fra suspensjon i stille vann og rolige energiforhold, der organismer har fått muligheten til å etablere seg. Normalgraderingen er tolket til å representere resultat av avsetning fra progressivt avtagende strømmer. Enheter av denne typen er ofte blitt assosiert med turbidittstrømmer (Lowe, 1982), der massive, grovkornete lag i bunnen av enhetene kan representere bouma divisjon A, parallell-laminerte lag som bouma B, og overliggende mergel som bouma D eller E (Bouma, 1962; Stow m.fl., 1996). Denne tolkningen er i dette tilfellet trukket i tvil på grunnlag av at ikke-graderte enheter er like vanlige som graderte, samt assosiasjonen av omliggende subfacies som vil bli diskutert senere.

De grusholdige og granulære lagene er stedvis amalgamerte og er tilskrevet såkalte "event-beds", dannet ved episoder med stor sedimenttransport og bearbeiding ved stormprosesser. Lignende graderte til ugraderte enheter med grovkornete lag, gjerne kalt tempestitter, har blitt beskrevet av eksempelvis; Kelling & Mullin (1975), Brenchley m.fl. (1979), Brenchley & Newall (1982), Calvet & Tucker (1988), Cheel & Leckie (1992), Johnson & Baldwin (1996), og Myrow & Southard (1996), og blitt tolket som resultat av episoder generert av ekstremt kompetente strømmer under storm. Ripstrømmer blir ofte

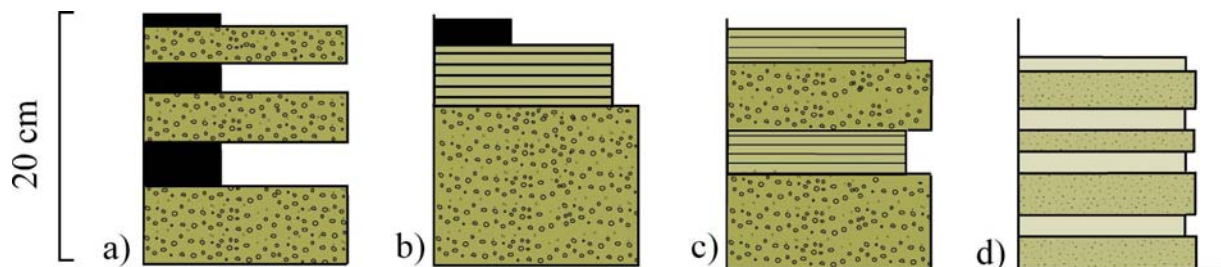
intensiverte ved stormaktivitet, og kan danne lignende stormlag. Endringer i bølgeenergi kan forårsake pulser innen ripstrømmen med repetert alternering mellom bunnlast eller suspensjon som dominerende sedimenttransport (Gruszczynski m.fl., 1993), og kan forklare de repeterende grove- og finkornete sedimentene i SF7a (Fig. 3.8.4.).

Vekslingen i kornstørrelse i SF7a er tolket til å være indikasjon på alternerende stormepisoder og ”finværs”-perioder. Det vil si de grovste lagene og grove- til mediumkornete lag med parallell-laminering representerer toppunktet i stormen, og oppfiningen skyldes avtagende stormaktivitet. Lag med mergel mellom kalkarenittlagene som draperer kanalstrukturene kan tilskrives avsetninger fra suspensjon under perioder med stillstand (”slack-water”) under ”finværs”-forhold.

Syklisk kornstørrelsesveksling mellom grov- og mediumkornet kalkarenitt uten de grovste, massive lagene, (Fig. 3.8.5. og 3.8.10.d) kan relateres til stormavsetninger på samme måte som nevnt ovenfor, men denne opptrødenen kan også tolkes til være dannet under kontinuerlig vekslende strømstyrke som for eksempel forekommer i tidevannsstrømmer. Tidale strømshastigheter varierer gjennom den daglige tidevannssyklusen og gjennom den månedlige spring-nip syklusen (14 dagers syklus) (Ashley, 1990; Dalrymple, 1992). Typiske diagnostiske tegn på periodiske tidevannsavsetninger som for eksempel fiskebens-kryssjiktning med bipolare kryss-lag, eller ”tidal bundles” er ikke observert i kanalavsetningene. Skarpe grenser mellom de grove- og mediumkornete lagene kan imidlertid tolkes som antydning til reaktiveringsflater. Tidevannsstrømmer er generelt uregelmessige (Ashley, 1990), og ulikheter mellom styrken hos flo- og fjærestømmer kan være et resultat av deformasjon av tidevannsbølgen samt interaksjon mellom strømmene og bunntopografien som fører til at den ene strømmen blir dominerende (Dalrymple, 1992). En sterk, asymmetrisk tidevannsstrøm kan ha erodert bort eventuelle slam-draperinger avsatt fra et ”slack-water” intervall mellom to strømperioder, og dannet de skarpe grensene mellom lagene mellom grov- og mediumkornet kalkarenitt. Mergellagene som forekommer kan imidlertid minne om en slags type slamdraperinger som forekommer ved slutten av en tidevannsstrøm, når strømshastigheten avtar og bølgeaktiviteten er lav. Man bør altså ikke utelukke muligheten for en påvirkning av tidevannsprosesser i sedimentene, og selv om kornstørrelsesvekslingen i SF7a i stor grad ser ut til å være preget av stormprosesser, kan avsetningene være et resultat av en kombinasjon av tidevann- og stormprosesser som illustrert i Fig. 3.8.9. og 3.8.10.



Figur 3.8.9. Spekulativ modell av repeterende sykluser av stormlag og tidevannsrelatert oppfining som representerer reetablering etter stormen (etter Allen, 1982b). Modellen er ikke fullstendig representativ for SF7a, men illustrerer kombinasjonen av storm- og tidevannspåvirkede avsetninger.



Figur 3.8.10. Variasjoner innen SF7a:

- Alternierende grusholdige stormlag og "finværsavsetning" representert ved mergel.
- Normalgraderte lag hvor grove avsetninger i bunnen er overlatt av parallell-laminert grov- til mediumkornet kalkarenitt, avsatt ved avtagende stormaktivitet, deretter rolige "finværsforhold" med avsetning av mergel.
- Amalgamerte stormlag.
- Sykliske vekslinger av grov- og mediumkornet kalkarenitt som kan representere tidevannsavsetninger, men også tynne, amalgamerte tempestitter.

Tolkning av subfacies 7b: Undulerende kryssjiktet kalkarenitt

Bunnen av den dypeste kanalen ved lokalitet 1 (Fig. 3.8.1.) består av SF7b, og de deskriptive karaktertrekkene hos disse avsetningene ligner beskrivelsene av "hummocky" kryssjiktning (Fig. 3.8.11.) tidligere beskrevet av blant andre Harms m.fl. (1982), Hamblin & Walker (1979), Hunter & Clifton (1982), Aigner (1982), Cheel & Leckie (1992) og DeCelles & Cavazza (1992). Den dominerende tolkningen av opprinnelsen til disse strukturene er at de er dannet ved oscillerende strømmer som er generert av relativt store stormbølger (Harms m.fl., 1982). Sterke stormbølger vil først erodere havbunnen og forårsake en topografi med traue og hauger, som vil bli drapert av lamina avsatt fra sedimenter som har blitt holdt i suspensjon (Boggs, 1995). Andre har foreslått en kombinasjon av oscillerende og unidireksjonale strømmer indikert ved lateral migrering av lagformer og kryssjiktning som skrår nedstrøms (Nøttvedt & Kreisa, 1987, Duke m.fl., 1991).

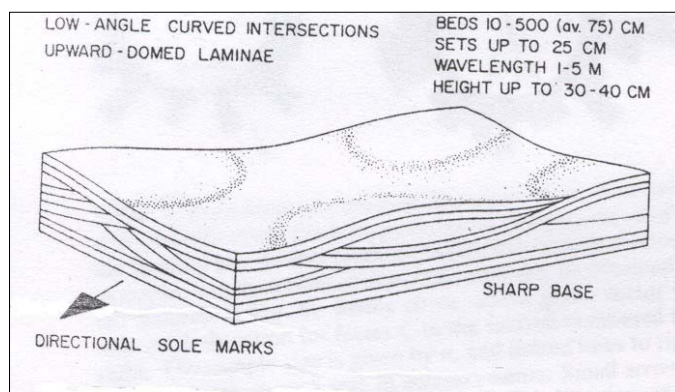


Fig. 3.8.11. Blokkdiagram som viser de viktigste morfologiske karaktertrekk hos "hummocky" kryssjiktning (etter Hamblin & Walker, 1979).

Strukturene i SF7b forekommer i grov- til mediumkornete sedimenter. "Hummocky" kryssjiktning vil i følge Harms m.fl. (1982) hovedsakelig bli utviklet i grov silt til fin sand, men ved sterke stormbølger kan sedimentkollaps fra "traksjons-tepper" (traction carpet) og deretter avsetning av suspensjonslast, danne samme type strukturer i medium- til grovkornet sand (DeCelles & Cavazza, 1992). Lignende strukturer i grovkornete stormlag har blitt tolket av Nøttvedt & Kreisa (1987) til å representere "angle-of-repose" (rasvinkel) kryssjiktning. På grunn av de lavvinklede skrålagene i SF7b, er det lite sannsynlig at kryssjiktningen representerer Nøttvedt & Kreisa's storskala bølgerifler med steile krysslag. Den undulerende kryssjiktningen i SF7b er tolket til representere en medium- til grovkornet utgave av "hummocky" kryssjiktning. Denne typen strukturer forekommer mellom mellom finværs- og storm-bølgebasis, og er observert fra lakustrine, marginal marine og grunnmarine miljø (Harms m.fl., 1982; Leckie & Walker, 1982; Bourgeois, 1984). Basert på den stratigrafiske

posisjonen samt assosiasjonen med SF7a er ”hummocky” kryssjiktningen i Azgadorleddet tolket til å ha blitt dannet i et relativ grunnmarint miljø påvirket av stormrelaterte strømmer.

Tolkning av subfacies 7c: Storskala tabulær kryssjiktet kalkarenitt

SF7c, tabulærkryssjiktet kalkarenitt, er tolket til å være avsatt ved migrering av todimensjonale dyner. Lagformen indikerer avsetning under betydelig strøm, og diskontinuerlige skrålager representerer sannsynligvis tidvise endringer i strømstyrke. De lavvinklede erosjonsflatene kan representere reaktiveringsflater, muligens som følge av tidevannsprosesser (Dalrymple, 1992). Basert på den varierende helningsvinkelen på skrålagerne og interne diskontinuitetsflater kan dette subfacieset tolkes til å representere sammensatte, tidale dyner. Asymmetrien og dominerende paleostrømretning mot NV indikerer at strukturene er dannet under en dominerende strømretning, og en underordnet strøm som ikke har hatt nok styrke til å nå terskelen for sedimenttransport, men kun har forårsaket enkelte reaktiveringsflater. Asymmetri, diskontinuerlige skrålager/reaktiveringsflater kan også relateres til bølgegenererte strømmer som kan være storminduserte (Johnson & Baldwin, 1996; Hartley & Jolley, 1999), men basert på at kryssjiktningens geometri ligner svært på tidevannsgenererte dyner som er beskrevet i tidligere litteratur (eksempelvis Dalrymple, 1992 og Johnson & Baldwin, 1996) har denne tolkningen blitt foretrukket.

Kanaliserde strukturer

De storskala kanaliserte strukturene som karakteriserer Azagadorleddet ved flere av lokalitetene, må på grunn av de skarpe marginene ha blitt skåret ut i den underliggende grusholdige kalkarenitten ved episodiske hendelser. Eksepsjonelt sterke strømmer har sannsynligvis forårsaket dannelsen av strukturene, og flere prosesser kan relateres til kanalgenerering. Dominerende tolkning vil bli presentert her, mens ytterligere diskusjon av kanalene er gjort i kapittel 6.

Basert på forekomsten av fossiler og sporfossiler i mergellagene i kanalinnfyllingen, er kanalene antatt å ha blitt dannet relativt kystnært ved 20-80 m vanddyp, noe som ekskluderer en mulig fluvial opprinnelse. De kanaliserte strukturene i F7 er tolket til å være dannet som et resultat av sterke bunnstrømmer generert av stormbølger og tidevannsprosesser. Strukturene ble trolig dannet ved den smale passasjen mellom Sorbas- og Verabassenget i sen torton – tidlig messin tid, da Gibraltarstredet var lukket, og bassengene var forbundet til Atlanterhavet gjennom øst-vest orienterte stred (Blanc, 2000). Det smale profilet mellom bassengene førte trolig til en fokusering av tidevannet, høyere strømningshastighet og dermed forsterkede

tidevannsstrømmer gjennom stredet. Ekstreme tidevannsstrømmer gjennom stredet kan ved dette tilfellet ha vært kraftige nok til å erodere ned i havbunnen og danne tidevannskanaler, som har migrert lateralt over tid og forårsaket flere generasjoner med kanaler. Hurd Deep i den engelske kanal er et eksempel på erosive trau dannet som følge av tidevannsstrømmer (Hamilton & Smith, 1972). Slike erosive furer som fremstår som utgravde fordypninger i havbunnen, kan ha en bredde på opptil 5 km og dybde på 150 m under den omliggende slamrike havbunnen og forekommer i områder med svært sterke tidevannsstrømmer (>150 cm/s) (Johnson & Baldwin, 1996). Tidevannskanaler relatert til stred har tidligere blitt beskrevet av eksempelvis Harris (1988), der 27 m dype tidevannskanaler innskåret i revstrukturer er identifisert i Torres stredet i Australia. Kanalene i F7 er erodert ned i grusholdig kalksand, og kan ikke sammenlignes direkte med de nevnte eksemplene.

Stormgenererte strømmer er en alternativ prosess som kan ha vært en faktor under kanaldannelsen. Stormer kan generere mangfoldige oseanske strømmer, for eksempel vind-drevne strømmer, ebb-strømmer ("storm-surge ebb currents"), geostrofiske strømmer og ripstrømmer (Myrow & Southard, 1996). Stormbølger blir gjerne forsterket av kraftige tidevannsstrømmer, og kan forårsake en "oppbygning" av vannmasser ("storm set-up") ved kysten (gjernede flere meter høyere vann-nivå enn "offshore") (Johnson & Baldwin, 1996; Myrow & Southard, 1996). Dette kan resultere i en hydrostatisk trykkforskjell på havbunnen, og dermed generere en fralandsrettet bunnstrøm ("relaxation flow"), som beveger seg fra land og danner en geostrofisk strøm (Allen, 1982b; Duke, 1990; Walker & Plint, 1992; Boggs, 1995). Denne strømmen går på skrå ut mot bassenget, men vil forandre retning som følge av coriolis effekten, og etter hvert få en retning som er parallell til de batymetriske konturene, det vil si omtrentlig parallelt med kystlinjen (Duke, 1990; Walker & Plint, 1992; Boggs, 1995). Erosjonen på havbunnen ved geostrofiske strømmer er trolig minimal, men den kan sannsynligvis være en viktig mekanisme for sedimenttransport på tvers av sokkelen (Leckie & Krystinik, 1989; Myrow & Southard, 1996).

Stormbølger som medfører en "oppbygning" av vannmasser langs kysten ("coastal piling-up") i semi-lukkede basseng, kan forårsake sterke strømmer som går ut fra land i form av ripstrømmer (Nihoul, 1982). Avhengig av kystmorfologien og hvilken vinkel bølgene har når de slår inn mot land, kan ripstrømmene gå vinkelrett eller skrått ut fra kysten. Disse strømmene kan ha en maksimal hastighet langs havbunnen på ca. 10 m/s, men har generelt en lavere hastighet mellom 0,25 og 1,5 m/s (Gruszczynski m.fl., 1993). Erosive ripkanaler har vært registrert opptil 1500 m fra strandsonen i vanddyp opptil 30 m (Yagishita, 1994). Ripkanalene er ofte innskåret i kystnære banker og dyner, som relativt grunne (0,5 m- 5m)

trau, med en bredde som kan variere mellom 2 – 15 m (Hunter m.fl., 1979; Gruszczynski m.fl., 1993). Kanalene i F7 har en betydelig større dimensjon enn tidligere beskrevne ripkanaler. Dersom ripstømmer har dannet disse strukturene må de ha blitt intensivert av eksepsjonelt sterke stormer eller ved episoder med stigende relativt havnivå. Stormer kan ha ført til at bølger har blitt presset opp mot stredet og trolig ført til intensivering av strømmen gjennom den smale sjøveien. Ripkanaler som i utgangspunktet kanskje er 5 m dype, kan med intensivering få en selvforsterkende effekt der kanalen har blitt gravd dypere som et resultat av de hydrodynamiske forholdene som fant sted i stredet.

Oppsummering av tolkning

Avsetningene inne i kanalene i F7 består av ”hummocky” kryssjiktning, alternerende grove og fine lag med graderte til ugraderte overganger samt dyneutvikling med reaktiveringsflater. Grovkornete decimetertykke lag i assosiasjon med ”hummocky” kryssjiktning er tolket til å være bevis for avsetning under påvirkning av stormrelaterte strømmer. Sykliske vekslinger mellom grov- og mediumkornete lag samt migrerende dyner med reaktiveringsflater tyder på påvirkning av tidevannsprosesser som sannsynligvis har representert den ”normale” finværs-sedimentasjonen etter stormepisodene. Kanalinnfyllingen indikerer altså at kombinerte prosesser har påvirket avsetningsmiljøet. Stormlag har generelt ofte større oppbevaringspotensiale enn ”finværs-avsetninger”, i tillegg kan stormprosesser forsterke eller dominere sedimenttransport assosiert ved andre finværs-prosesser som i dette tilfellet er tidevann (Johnson & Baldwin, 1996). I F7 overskygger avsetninger fra stormprosesser i stor grad spor etter tidevannsprosesser, men disse har likevel vært sterke nok til at de kan identifiseres i de sedimentære avsetningene.

Denne studerte delen av Azgadorleddet var i sen torton-tidlig messin lokalisert nær eller i stredet mellom Sorbas- og Verabassenget. Forekomsten av de kanaliserte strukturene i F7 er tolket til å kunne relateres til strømkraften i den smale sjøveien. Kanalene er trolig dannet som et resultat av en kombinasjon av forsterkede tidevannsstrømmer og stormrelatert ”oppnopning” av vann ved kysten, noe som har ført til strømningskonvergens og generering av ekstremt sterke ripstrømmer. Disse intensiverte strømmene kan ha hatt nok kompetanse til å kutte ned i havbunnsedimentene og danne kanalstrukturer.

3.9 Facies 8: Laminert mikritt

Beskrivelse

F8 er funnet på de sørligste lokalitetene i det studerte området, og har relativt skarpe grenser til F3 (massiv, grusholdig kalkarenitt) under, og F10 (sandig mergel) over. Lagene kan gjenkjennes som et 10 til 25 cm tykt laminert profil med en spettete rødbrun og hvit farge. Laminaene er subhorisontale men er stedvis litt ujevne, og består av kalkholdig matriks samt fragmenter og klaster som flyter i denne. Fargen på laminaene varierer mellom rødbrun, lysbrun, hvit og grå, og har en tykkelse på 1 mm til 2 cm. De rødbrune båndene består av finkornet kalkholdig slam og leirmineraler med en kornstørrelse mindre enn 5 μm , og veksler med tynnere hvite til grå bånd av kalsitt. De grå kalsittlaminaene er 1-3 mm tynne og kan ofte sees som undulerende lag bestående av fiberaktige sparittkrystaller.

Laminaene av slam og leirmineraler har den karakteristiske røde fargen fra utfelte jernoksider, og inneholder klaster med varierende størrelse fra 0,5 til 30 mm langs lengste akse. Klastene som forekommer i denne matriksen er angulære, dårlig sortert og viser ingen tegn til transport. De består hovedsakelig av kvarts og bergartsfragmenter, samt klaster fra den underliggende kalkarenitten (Fig. 3.9.1.).

Mørke brune og sorte fragmenter av organisk materiale forekommer spredt i den rødlig matriksen. Det samme gjør brune peloider, som ofte finnes i store konsentrasjoner. Fragmentene som er tilstede i F8 har ofte et ytre, brunt lag med mikritt. Kalsittkrystallene har et fibrøst utseende og overgangen mellom kornet og det ytre laget er diffus og gradvis.

Karakteristisk (både makroskopisk og mikroskopisk) er forekomsten av sprekker med en diameter mellom 5 μm og 3 cm som er fylt med sparittsement. Disse er både horisontale og vertikale og ser ut til å være forgreinet enkelte steder. Stedvis opptrer sparittsementen i sprekkene som rørlignende hulrom som er 2 – 5 μm i diameter. Graveganger med diameter på 1-2 mm er vanlige, og er ofte fylt med peloider. Spor med konkav opp "spreiten mønster" er også observert.

Tolkning

F8 er tolket til å representere laminert kalkskorpe dannet som et resultat av subaerisk eksponering og pedogene prosesser. Tolkningen er basert på likheter med kalkskorper dannet på eksponerte karbonater som er beskrevet tidligere av blant andre James (1972), Kahle (1977), Klappa (1979), Goldhammer & Elmore (1984) og Goldstein m.fl., 1990.

Laminert kalkskorpe kan ha flere enn én mulig opprinnelse, men er generelt antatt å være et resultat av mikrobiologiske prosesser. F8 viser flere tegn til begynnende dannelse av et fossilt jordprofil. Det rødlig kalkslammet i profilet består av mikritt og kan trolig relateres til utviklingen av et jordprofil. Erosjon og eksponering for vadose væsker, samt begynnende dannelse av et fossilt jordprofil har sannsynligvis ført til utvasking og konsentrasjon av uløselig residuelt materiale, for eksempel leirmineraler, jernoksider og kvartsklaster (Goldhammer & Elmore, 1984). Lamina av fibrøs kalsittsement rundt kornene i matriksen er også typisk og en vanlig prosess i vadose diagenetiske miljø nær overflaten (James, 1972).

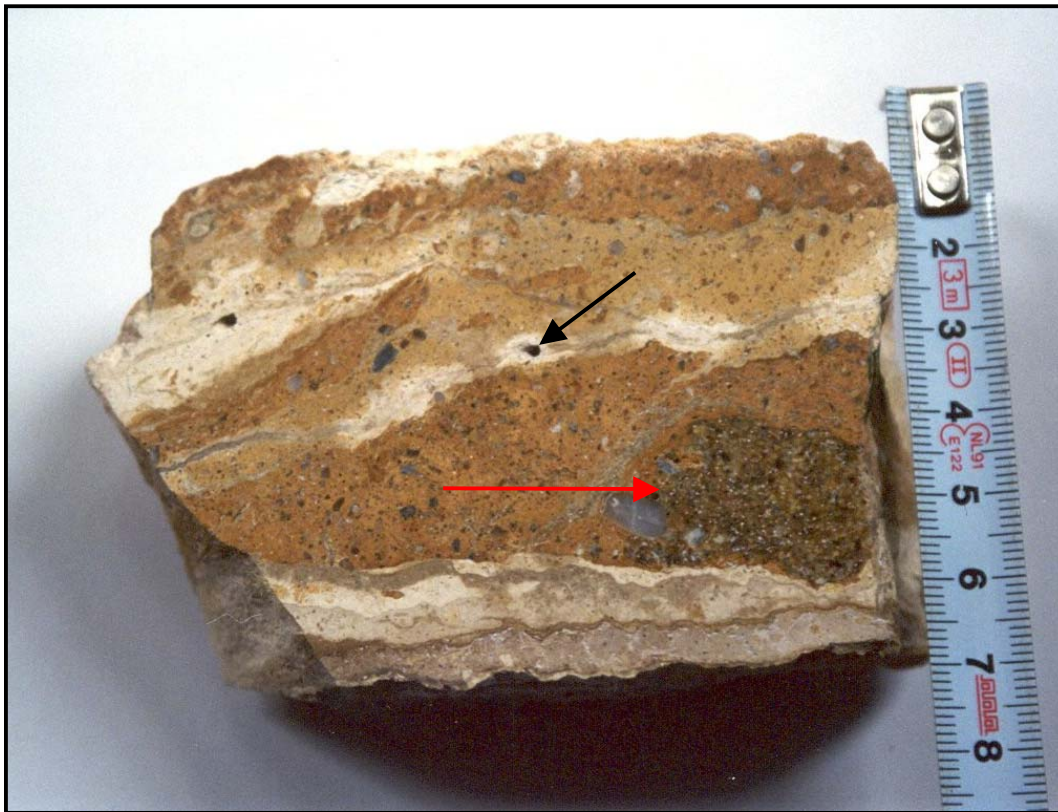
Hvite lamina kan være et resultat av en pedogen prosess der oppløste karbonatpartikler i vadose vann har blitt utfelt på nytt og akkumulert i en skorpe av diagenetisk kalsiumkarbonat (Goldhammer & Elmore, 1984). Sedimentene ble trolig avsatt i et semi-arid miljø preget av lange, tørre perioder med sterk fordampning avbrutt av korte sesongavhengige regnskyll. Dette har medført vekslende fukting og tørking av sedimentet, der jorden rundt kornene har trukket seg tilbake ved tørking og hulrommene har blitt gjenfylt av kalsittsement. Karbonatmateriale er i stor grad stabilt i slike miljø, og vannet som blir tilført vil fort bli overmettet med kalsiumkarbonat, noe som medfører relativt rask utfelling av kalsittsement (Klappa, 1979; Goldhammer & Elmore, 1984). Forekomsten av denne typen ”calcrete” er svært vanlig i semi-aride områder med rask fordampning av fuktigheten i jorden (Tucker, 1991). Laminering i disse profilene er ofte assosiert med kalsifisering av organisk materiale, for eksempel rotmateriale (Tucker, 1991).

Rhizocretioner dannet ved utfelling av kalk rundt røtter, kan sees som forgreinet struktur (Fig. 3.9.1. og 3.9.2.), og er i tillegg til rester av organisk materiale i matriksen er tydelige tegn på at flaten har vært kolonisert av vegetasjon. Graveganger, stedvis fylt med peloider, kan relateres til insekter eller mark.

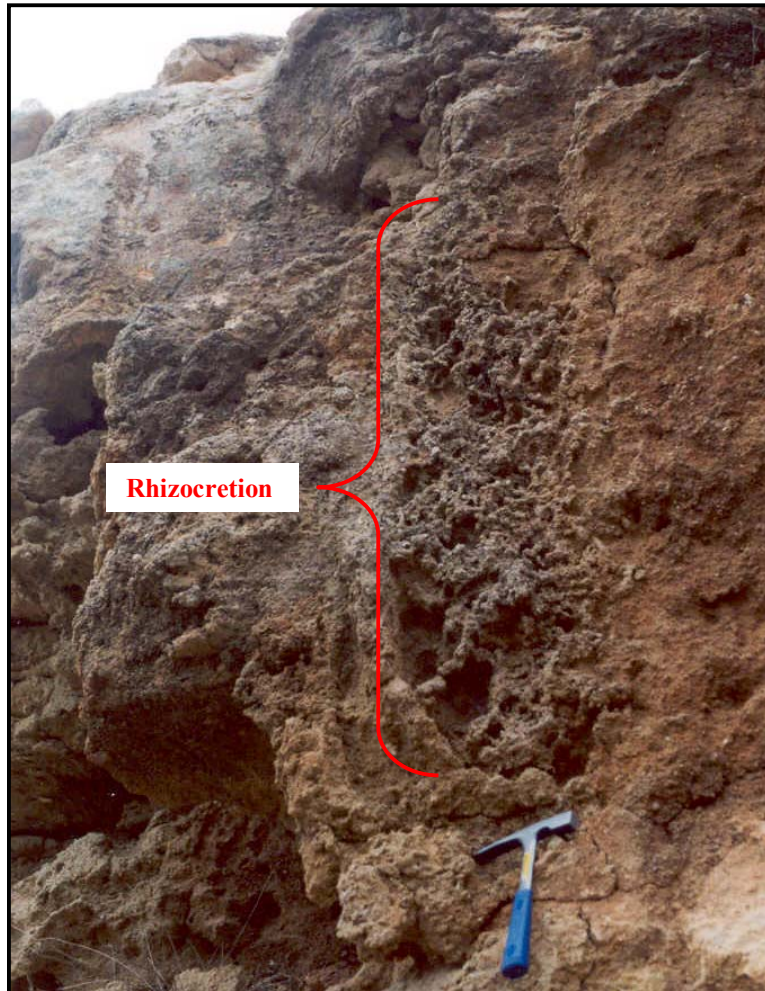
Hvite til mørk grå, undulerende lamina av kalsitt inneholder spor av algefilamenter. Mikroorganismer som ulike typer terrestriske alger/bakterier, sopp og lav (”lichen”) er pionerer når det gjelder kolonisering av eksponerte kalkbergarter (Klappa, 1979). Kalkstein er ofte brukt som substrat, der den blir brutt ned og inkludert i mikroorganismenes vekststruktur (telogenese) (Klappa, 1979). Kalsifisering av slike vekststrukturer kan ha forårsaket de undulerende lagene. Det er midlertidig ikke observert ytterligere tegn på enkrusterende algeaktivitet, men mikroorganismer i form av lav, sopp eller bakterier har etter all sannsynlighet påvirket sedimentet.

Opprinnelsen til karbonatet i calcrete-skorpen er mest trolig oppløste karbonatkorn i jordprofilet, som har resultert i økt kalkkonsentrasjon. Den underliggende kalkarenitten er i så

måte en indirekte kilde. Andre mulige karbonatkilder som har hatt en mindre betydning kan være salt regn ("salt spray") fra kysten som har bidratt til at CaCO_3 har blitt tilført overflatevannet og dermed jordprofilet (eksempel; James, 1972). Vindblåst støv er ofte også en viktig karbonatkilde, men i hvor stor grad det spiller inn ved dette tilfellet er vanskelig å si. En tredje mulig karbonatkilde er organiske prosesser relatert til kalk-sekreterende organismer som har holdt til i jordprofilet.



Figur 3.9.1. Steinprøve av F8, lokalitet 2. Laminering av rødbrunt slam og hvit miktitt. En angulær klast av den underliggende kalkarenitten (rød pil) ligger i den rødbrune matriksen. Små hull i steinprøven er spor etter planterøtter (svart pil).



Figur 3.9.2 .(Fra lokalitet 2).

Forgreinete rhizocretioner går ned fra F8 og gjennomtrenger den underliggende kalkarenitten (markert med rød klamme) (hammeren er 30 cm).

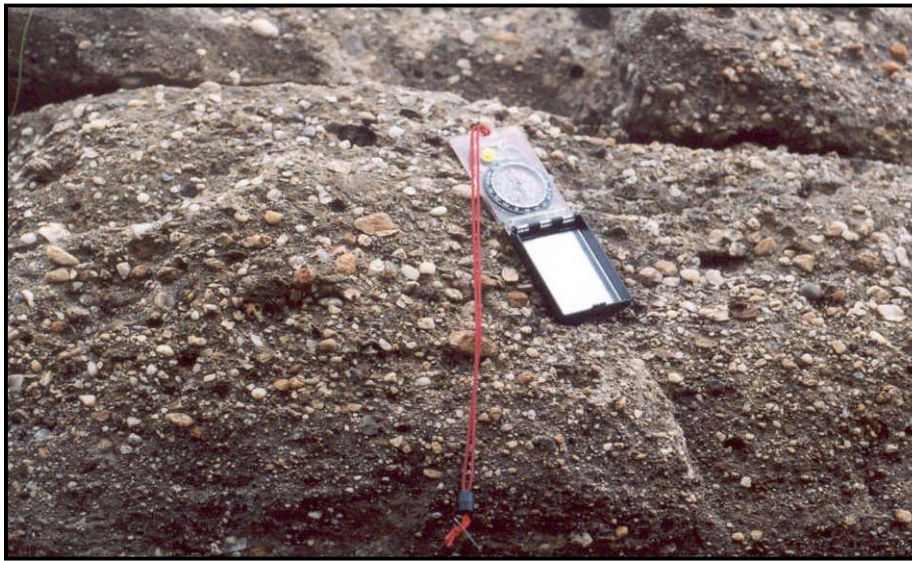
3.10 Facies 9: Klastbåret til matriksbåret konglomerat

Beskrivelse

F9 har en svært begrenset utbredelse i feltområdet og er bare observert ved lokalitet 3 samt forhøyningen ”156” i Chozasdalen (Fig. 3.1.1.). Konglomeratene forekommer i opptil 6 m tykke lag, og den laterale utbredelsen er svært vanskelig å fastslå på grunn av at bergarten ofte forekommer i blokker og er påvirket av en nærliggende forkastning. Avsetningene ser ut til å ha en linseformet geometri med erosiv bunn. Disse linsene har en bredde på 5-8 m, og har en varierende tykkelse. Linsenes maksimale vertikale utbredelse er på ca 3 m. På grunn av forkastningstektonikk er konglomeratets stratigrafiske posisjon uklar. Stedvis ligger konglomeratene direkte på mergel som tilhører Chozasformasjonen, andre steder forekommer

de over grusholdige kalkarenitter av F3. I felt ser avsetningene ut til å ligge på samme stratigrafiske nivå som facies 10, og er overlatt av mergel tilhørende Abadledet.

Konglomeratene er polymodale og består av subrundete klaster med gjennomsnittlig størrelse på 2 cm, som er relativt godt sortert, foruten forekomsten av enkelte større klaster med maksimal størrelse målt langs lengste akse på 12 cm (Fig 3.10.1.). Klastene har en oblat til prolat form og er av kvarts, kvartsitt, dolomitt, glimmerskifer, sandstein og kalkstein, i tillegg til enkelte forekomster av bioklaster (spesielt østers). Matriksen er dominert av grov- til mediumkornet sand av kvarts, kvartsitt, glimmerskifer samt fragmentert bioklastisk materiale av hovedsakelig bivalver, bryozoa og rødalger. Kornene er subrundet til subangulære. Konglomeratet ser ut til å bestå av flere lag med forskjellig klastekonsentrasjon og orientering. De klastbårede lagene med de groveste fraksjonene er konsentert i den nederste delen av enheten, mens mer matriksbårede lag ligger øverst. Enkelte av lagene viser tydelig $a(t)$ klasteimbrikering (lengste akse normalt på strømretningen), og stedvis kan en svak parallell-stratifisering observeres i konglomeratene (Fig 3.10.2.)



Figur 3.10.1. Detalj av F9, lokalitet 2; Klastbåret konglomerat bestående av subrundete klaster (kompasset er 20 cm langt).



Figur 3.10.2. Eksempel på F9, ved høyden 156: Laget i bunnen av bildet (markert med A), består av imbrikerte klaster. Det overliggende laget (B) er karakterisert ved mindre klastekonsentrasjon og er parallell-stratifisert (hammeren er 20 cm lang).

Tolkning

Linseformede lag med erosiv bunn tyder på at konglomeratene ble avsatt under kanaliserte strømforhold. Teksturelle karaktertrekk som klasteimbrikering, parallell-stratifisering og ikke særlig godt definerte lag, tyder på at F9 sannsynligvis er avsatt av fluviale prosesser framfor debrisstrømmer (Nemec & Steel, 1984). Fraværet av marine sporfossiler underbygger ideen om at konglomeratene er avsatt kontinentalt, og forekomsten av enkelte fragmenter av marint bioklastisk materiale (østers) skyldes trolig bearbeiding og resedimentasjon av miocene kalksteiner.

Horisontal stratifisering i konglomerater er typisk for avsetninger fra flettede elver og reflekterer varierende vannføring og diskontinuerlig tilvekst eller pålagring under avsetning (Nemec & Steel, 1984).

Enheten i F9 viser en oppfinende trend, med overgang fra klastbårede til matriksbårede lag, noe som kan relateres til svake fluktuasjoner i strømstyrke og/eller lateral skifting i systemet (Harms m.fl., 1982). Transport ved traksjonsstrømmer og bunnlast er indikert ved stedvis forekomst av *a(t)b(i)*-imbrikerte klaster (Collinson & Thompson, 1982), der klastenes orientering tyder på en sedimenttransport mot NV.

De klastbårede til matriksbårede konglomeratene i F9 er tolket til representere fluviale avsetninger, trolig i et flettet elve-miljø, der oppfinende trend og horisontal stratifisering i avsetningene kan tyde på pålagring og migrering av langsgående banker i kanalen (eksempel: Rust, 1972).

3.11 Facies 10: Sandig mergel

Beskrivelse

Dette facieset forekommer stratigrafisk høyt i Azagadorleddet og er observert ved de fleste lokalitetene i området der det draperer toppen av F2, 3, 4 og 7. Den sandige mergelen danner 10 – 140 cm tykke lag som har planære, relativt skarpe, grenser.

Lagene består av en dårlig konsolidert blanding av mergel, silt og sand, med en mørk grå forvitningsfarge og mer gul-grå farge i ferskt brudd (Fig 3.11.1.). F10 kan deles inn i en nedre og øvre del basert på det litologiske innholdet. De nederste avsetningene av F10 er karakterisert ved kalkholdig, pelagisk slam med stort innhold av skallfragment av bentiske arter av bivalver og echinodermer samt foraminifera. Facieset kan sies å være oppgrovende da det i den øverste delen forekommer soner med større konsentrasjon av bentiske skallfragmenter, glimmerholdig silt og fin-kornet sand. Sonene med sandig mergel har en tykkelse på 10-15 cm, men på grunn av svært forvitrede blotninger er det vanskelig å identifisere strukturer. Antydning til bioturbasjon er observert på toppen av sonene, men det er ikke fastslått hvilken type sporfossiler dette er. De sandige mergel-lagene har en skarp bunn, og viser stedvis en svak oppfining fra finkornet sand med skallfragment til silt og mergel.



Figur 3.11.1. Eksempel på F10, lokalitet 1: de mer sandige lagene står ut blant forvitret mergel (hammeren er om lag 30 cm lang).

Tolkning

Åpne marine forhold er reflektert i F10 ved forekomsten av marint karbonatmateriale i den sandige mergelen. De slamrike avsetningene med biogen opprinnelse, er tolket til å være avsatt ved hemipelagisk sedimentasjon ved bunnfelling gjennom vannsøylen. Den nederste delen av F10 er tolket til være avsatt i en periode med lite tilførsel av eksternt sediment og er trolig preget av kondensasjon, uten at karakteristiske mineraliseringer av jernhydroksid, fosfat eller glaukonitt er observert i felt.

Tynne lag med større kornstørrelse ligger imellom mergellagene øverst i enheten. Lagene er blandet av silisiklastisk- og karbonatmateriale, der det terrigene materiale mest sannsynlig er derivert fra kysten, og tre mulige opprinnelser er foreslått her;

1) ”hypopycnale” strømmer; finkornet, fluvialt sediment har blitt transportert ut fra en elvemunning og blitt holdt i suspensjon et godt stykke ut i det marine bassenget før det har flokkulert og blitt avsatt fra suspensjonen (Boggs, 1995);

2) finkornet sediment satt i bevegelse og avsatt på nytt på grunn av sterke stormgenererte bunnstrømmer på sokkelen (Kelling & Mullin, 1975; Brenchley m.fl., 1979; Calvet & Tucker, 1988; Duke m.fl., 1991).

3) lav-konsentrerte turbidittstrømmer, der fin sand og silt representerer a) de mest uttynnede avsetningene av strømmen; b) det mest finkornete materialet har blitt skilt ut fra strømmen som følge av tetthets-diskontinuiteter i vannsøylen; eller c) store strømvirvler har blitt skilt fra bunnstrømmen, og bidratt til en uttynnet suspensjon av sand avsatt sammen med det hemipelagiske nedfallet (Stow m.fl., 1996).

Basert på at lagene med mer grovkornete fraksjoner er tynne, graderte lag med skarp bunn har trolig det silisiklastiske materialet sin opprinnelse i prosessene som er foreslått i punkt 2 eller 3. Karaktertrekkene til disse graderte lagene som er innkapslet i hemipelagisk slam kan assosieres med beskrivelsene av avsetninger fra både turbidittstrømmer og stormprosesser. Hovedkriteriet for å skille mellom avsetninger avsatt av disse prosessene er ofte basert på forekomsten eller fraværet av, bølgegenererte strukturer som for eksempel bølgeriflekryssjiktning (Johnson & Baldwin, 1996). I dette tilfellet er det ikke observert noen strukturer på grunn av svært forvitrede blotninger. Det innebærer derfor en viss usikkerhet i tolkningen av hva som har vært den avgjørende prosessen under avsetning. Basert på den finkornete litologien og forekomsten av mergel utfelt fra suspensjon, er F10 tilskrevet et relativt dypmarint, ytre rampemiljø (se kapittel 5). F10 er tolket til å ha blitt dannet i et miljø påvirket av sterke strømmer, og kan representere distale stormavsetninger. Forekomsten av de tynne, graderte lagene med en blanding av terrigent og karbonatmateriale er tolket til å ha blitt transportert av stormgenererte strømmer og sannsynligvis avsatt fra skyer av silt og karbonatmateriale som ble holdt i suspensjon under perioder med stormaktivitet. Mergelen mellom lagene reflekterer sannsynligvis den hemipelagiske bakgrunnsedimentasjonen mellom stormene. Lignende normal graderte stormlag vekslende med finkornete sedimenter har tidligere blitt beskrevet av blant andre Kelling & Mullin (1975), Brenchley m.fl. (1979), Calvet & Tucker (1988), og Duke m.fl. (1991).

3.12 Facies 11: Sandholdig kalkstein

Beskrivelse

F11 utgjør toppen på avsetningene som tilhører Azagadorleddet, og er innkapslet av mergel som tilhører F10 og overliggende Abadavsetninger. Enheten framstår som godt definerte benker med en vertikal tykkelse på 30 til 100 cm. Lateralt er laget utholdende (minimum 300

m) med en tabulær geometri, karakterisert ved en horisontal og skarp toppflate. Den sandige kalksteinen har størst vertikal tykkelse nord i feltområdet, og ser ut til å bli tynnere mot sør. F11 har en erosiv bunn, karakterisert ved trau-formede innskjæringer i den underliggende sandige mergelen (F10). Erosjonsfurene har en bredde på 20-25 cm og er 4-6 cm dype, og lateralt kan de følges opptil 5 m. Furene har en Ø-V orientering.

Litologisk består facieset av 70% kalkholdig materiale og 30 % silisiklastisk materiale, og kan derfor kalles en sandholdig kalkstein. Avsetningene består av mediumkornet godt sorterte, subrundete til subangulære fragmenter av foraminifera, bryozoa, rødalger og bivalver. Det silisiklastiske materialet er representert ved relativt godt organiserte og sorterte kvartskorn av grov kornstørrelse i tillegg til enkelte spredte kvartsklaster på maksimalt 1 cm. Den sandholdige kalksteinen har et homogent utseende uten betydelige kornstørrelsesvariasjoner, men svak parallell-laminering kan stedvis identifiseres (Fig. 3.12.1.).



Figur 3.12.1. Eksempel på F11 ved lokalitet 1: sandig kalkstein (markert med rød klamme). Strukturene er noe vanskelig å se på grunn av resente kalkutfellingene på blotningene (hammeren er 30 cm lang).

Laminaene er subhorisontale, maksimalt 1 cm tykke og karakterisert ved ansamling av de groveste skall- og grusfragmentene. Som regel er det vanskelig å observere interne strukturer i lagene på grunn av resente kalkutfellingene på blotningen.

Tolkning

Parallell-laminering kan forekomme ved en rekke strømhastigheter (Harms m.fl., 1982), men disse strukturene i den grove sandholdige kalksteinen er mest sannsynlig dannet ved avsetning fra traksjonsstrømmer i det øvre strømregimet. Generering av lamina foregår ved en prosess med segregering av kornstørrelser, og er forklart ved variasjoner i kornstørrelse og strømhastighet, ved variasjoner i sortering og pakking av sedimentene, eller ved strømmer langs bunnen som består av lag med korn i bevegelse som har forskjellige størrelser (Collinson & Thompson, 1982). Parallell-laminering kan dannes ved både ensrettede og oscillerende strømmer (Walker & Plint, 1992). I dette tilfellet er strukturene blitt tolket til å være dannet av oscillerende stormgenerert strømmer, der den erosive bunnen hos F11 reflekterer erosjon på den slamrike havbunnen under den stigende fasen av en storm (eksempel; Duke, 1990), og avsetning av sandholdig skallmateriale ved avtagende strømhastighet. Parallell-laminering i stormlag gjenspeiler minkende hastighet i bølgeorbitalen ved avtagende storm (Duke, 1990). De erosive furene i den underliggende mergelen tyder på subakvatisk erosjon før avsetning av F11, sannsynligvis av strømvirvler under stormbølgeaktivitet (eksempel: Leithold & Bourgeois, 1984).

Parallell-laminerte grovkornete lag omgitt av hemipelagisk slam er ofte tilskrevet turbidittstrømmer (Stow m.fl., 1996), men basert på at F11 består av ett enkelt lag med stor utbredelse med manglende gradering og skarp topp, i tillegg til assosiasjon med et høy-energi miljø, er den sandholdige kalksteinen tilskrevet avsetning fra stormgenererte strømmer.

KAPITTEL 4

FACIESASSOSIASJONER

4.1 Introduksjon

I kapittel tre ble de elleve ulike facies i Azagadorleddet analysert med hovedsakelig fokus på hvilke prosesser de har blitt avsatt under. I dette kapitlet settes avsetningsprosessene i sammenheng med miljøtolkning. Grupper av litofacies som forekommer sammen og som opphavs- og miljømessig kan relateres til hverandre er kalt faciesassosiasjoner (Boggs, 1995; Reading & Levell, 1996). Basert på feltobservasjoner kan Azagadorleddet deles inn i fire faciesassosiasjoner (Tabell 4.1). Benevnelsen for de ulike faciesassosiasjonene er primært basert på avsetningsmiljøet, og rekkefølgen reflekterer stratigrafisk fordeling, fra laveste til høyeste plassering.

Faciesassosiasjon		Facies innhold	Tolkning
Grovklastisk strandskråning delt i 3 subfaciesassosiasjoner: a) Erosjonsrestavsetninger b) Bølgedominerte strandskråningsavsetninger c) Massestrømvsetninger	FA1 SFA1a SFA1b SFA1c	1, 3, 4, 5 & 6	Relativt bratt strandskråning preget av bølgebearbeiding og massestrømmer
Stredavsetninger påvirket av grunnmarine strømmer delt i 2 subfaciesassosiasjoner: a) Aksiale dyner b) Stormdominerte, tidevannspåvirkede avsetninger	FA2 SFA2a SFA2b	2 & 7	Smalt stred karakterisert ved intensiverte storm- og tidevannsprosser
Kontinentale avsetninger	FA3	8 & 9	Subaerisk eksponering og kontinentalt miljø
Karbonatdominerte rampeavsetninger	FA4	10 & 11	Avsetninger fra hemipelagisk suspensjon og storm

Tabell 4.1. Oversikt over faciesassosiasjoner og deres faciesinnhold

4.2 Faciesassosiasjon 1: Grovklastisk strandskråning

FA1 forekommer langs den sørligste delen av feltområdet, og er karakterisert ved grovkornete, grusholdige kalkarenitter som tilhører facies 1, 3, 4, 5 og 6. Stratigrafisk ligger FA1 (som regel) på den angulære inkonformiteten i bunnen av Azagadorleddet, og er derfor avgrenset i bunn av mergel som tilhører Chozasformasjonen. Vertikale profiler av disse avsetningene tyder på at de varierer fra å være 6 til 35 m tykke.

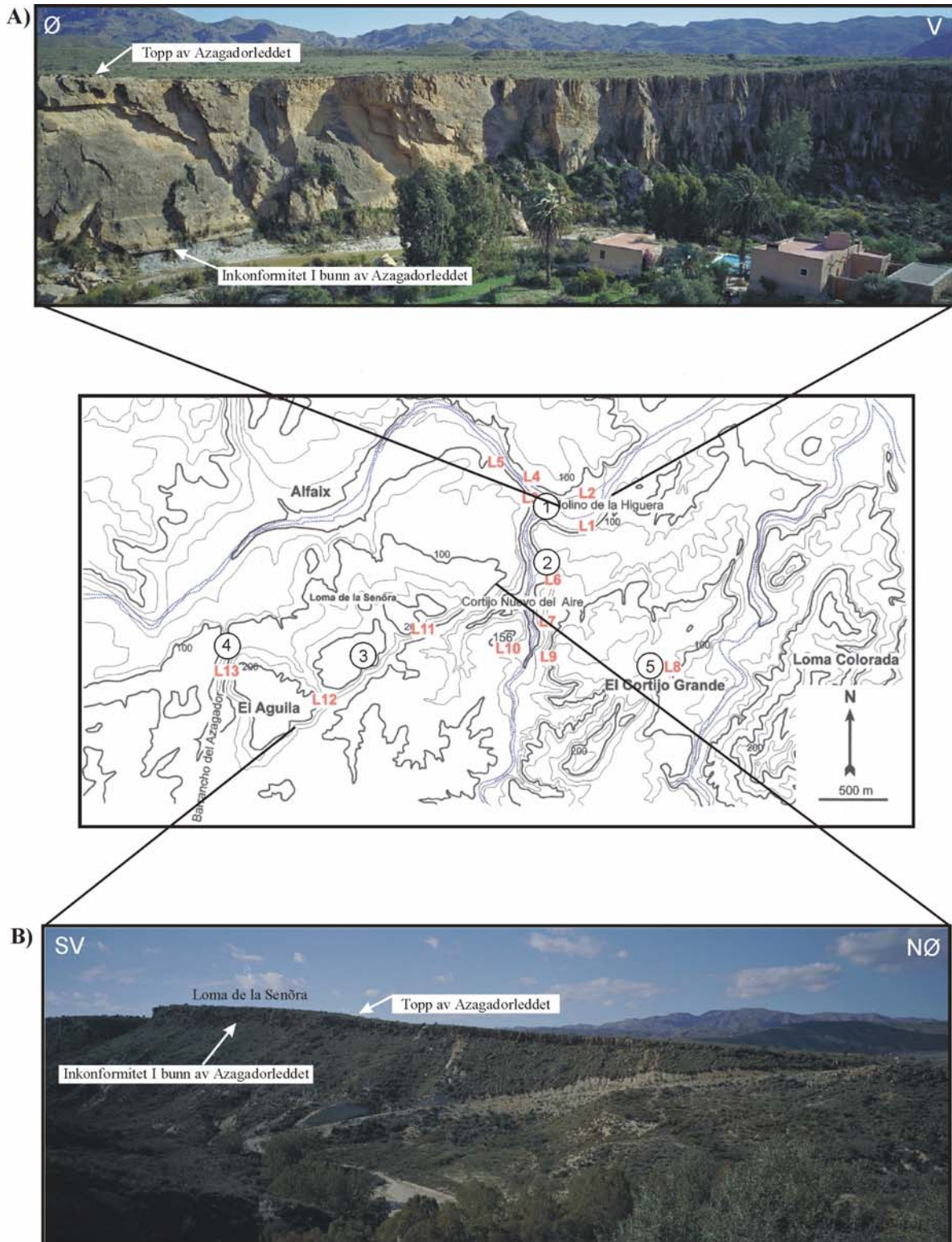
FA1 er overleiret av FA3 (kontinentale avsetninger) eller FA4 (karbonatdominerte rampeavsetninger). Lateralt viser enhetene i FA1 en tabulær til linseformet geometri, og de fleste facies viser en utkiling mot nord, det vil si ut i bassenget. Den totale laterale utbredelsen er noe vanskelig å fastslå på grunn av forkastningstektonikk i området, men en utstrekning på over 1,7 km er observert.

Basert på de sedimentære faciestolkningene kan FA1 deles inn i tre subfaciesassosiasjoner; de grovklastiske strandskråningsavsetningene er kategorisert i *erosjonsrestavsetninger (SFA1a)*, *bølgbearbeidete strandskråningsavsetninger (SFA1b)* og *massestrømvsetninger (SFA1c)*.

4.2.1. Subfaciesassosiasjon 1a: Erosjonsrestavsetninger

Den angulære inkonformiteten i bunnen av Azagadorleddet er assosiert med en kombinert effekt av eustatisk fall i havnivå og tektonisk oppløft (Martín & Braga, 1996), og fremstår i felt som en skarp grenseflate mellom mergel som tilhører Chozasformasjonen i bunn og grusholdig sandstein (F1) som utgjør den basale delen av Azagadorleddet. SFA1 har en tabulær geometri, og er stratigrafisk overlatt av FA2 (stredavsetninger påvirket av grunnmarine strømmer). Avsetningens laterale utbredelse er noe usikker, men den forekommer kun i de områdene der Azagador-lagrekken har størst vertikal utbredelse (lokalitet 1). F1 er tolket til å representere erosjonsrestavsetninger eller såkalte ”lag”-avsetninger på inkonformiteten.

Som nevnt i kapittel 2.3.1. representerte sannsynligvis overflaten på Chozasformasjonen et paleorelieff med topografiske forhøyninger og daler før avsetning av Azagadorleddet. Dette kan sees ut i fra flatens opptreden i felt og den varierende tykkelsen på Azagadoravsetningene (Fig. 4.2.1.1.). Inkonformiteten ble dannet i et kompressivt regime, og i Sorbasbassenget førte oppløft av havbunnen i sen torton tid til subaerisk eksponering og erosjon (Martín & Braga, 1996; Hodgson, 2002). Det er grunner til å tro at denne



Figur 4.2.1.1. Azagadoravsetningene viser en betydelig variasjon i mektighet trolig som følge av et relieff i Chozasformasjonen. A) Avsetningene har en tykkelse på opptil 30 m ved lokalitet 1, Rio Aguas. B) Ved lokalitet 3, Loma de la Senõra, har den samme lagrekken gjennomsnittlig 10 m tykkelse.

eksponeringen også påvirket området øst for Sorbasbassenget, nemlig overgangen til vestmarginen av Verabassenget. Det kan spekuleres i om relieffet på inkonformiteten i det studerte feltområdet kan ha blitt dannet som følge av innskjæring av fluviale systemer under den subaeriske eksponeringen. Basert på observasjoner i Turreområdet har innskjæringene en størrelsesorden på 0,5 – 0,7 km bredde og relieff opptil 30 m. Ingen rester er bevart fra de fluviale sedimentene, men i de dypeste delene av paleorelieffet i Chozas-mergelen (der Azagadoravsetningene har størst mektighet) er det avsatt en erosjonsrest eller ”lag” bestående av sand med fin grus, borede klaster og skallmateriale. Man kan ikke utelukke at klastematerialet i SFA1a er et resultat av bearbeidet, resedimentert materiale fra de fluviale avsetningene. Erosjonsrestene er etter all sannsynlighet avsatt under et stigende relativt havnivå, og kan også skyldes erosjon av kystlinjen som har ført til bearbeiding og redistribuering av grov materiale ut mot bassenget. Inkonformiteten i bunnen ble preget av submarin erosjon og bioerosjon etter havnivåstigningen, og representerte stedvis en ”firmground” samtidig som den initiale avsetningen av Azagadorleddet fant sted. Denne flaten vil i større grad bli diskutert i kapittel 5.

Erosjonsrest-avsetningen i SFA1a kan være et produkt av en rekke prosesser, men segregering av grovkornete sedimenter og kondensering av lagpakken indikerer lite sedimenttilførsel og bearbeiding av strøm og bølger. SFA1a er tolket til å representere erosjonsrestavsetninger på en strandskråning preget av paleotopografiske daler og forhøyninger.

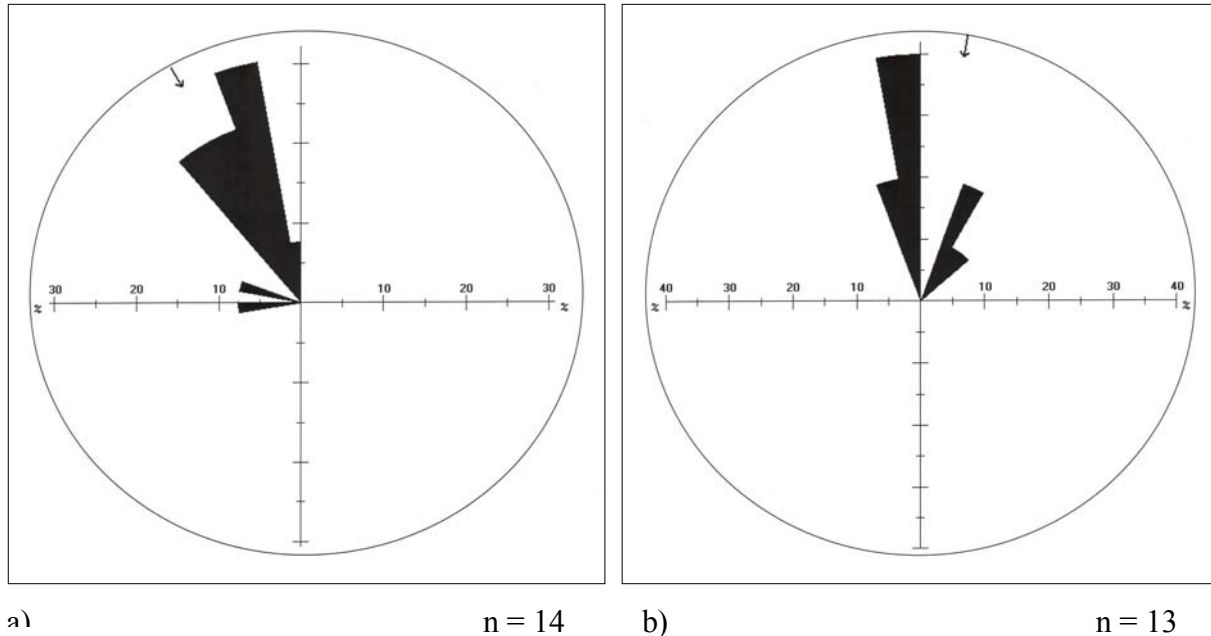
4.2.2. Subfaciesassosiasjon 1b: Bølgbearbeidet strandskråning

SFA1b består av facies 4 og 5, og er lokalisert ved Azagadorleddets typelokalitet Azagadordalen (lokalitet 4, Fig. 3.1.1.). Stratigrafisk ligger SFA1b over inkonformiteten i bunnen av Azagadorleddet, og er overlagt av massestrømvsetninger som tilhører SFA1c. Litologisk består avsetningene av grusholdig til mediumkornet kalkarenitt, og enheten har en vertikal tykkelse på opptil 15 m. Tykke, graderte lag er mest vanlig (F4), traukryssjiktning (F5) er av mindre volumetrisk betydning og forekommer som et enkelt lag. Linse- til kanalformede gruslag med erosiv bunn har en lateral utbredelse på 1,5 til 20 m. De normal graderte lagene med grusholdig til mediumkornet kalkarenitt har en tykkelse fra 30 til 200 cm og er amalgamerte. Avsetningene er massive til parallell-laminerte, samt undulerende lag i form av ”swaley” kryssjiktning forekommer stedvis i den mediumkornete kalkarenitten.

F4 er tolket til å representere stormavsetninger (tempestitter). Stormlag er som regel assosiert med episodiske ”offshore”-avsetninger av fin- til svært fin-kornet sand omgitt av hemipelagisk slam. I F4 er de graderte lagene relativt tykke, grovkornete og amalgamerte, uten mellomliggende finkornete sedimenter. I følge Allen (1982b) vil tykke, grovkornete stormlag forventes å finnes i et grunnmarint miljø fordi regimet for sandavsetning i en storm vil være i relativt lange perioder her, sammenlignet med mer distale settinger, der slam ligger mellom stormlagene. Tolkningen av avsetningene som resultat av proksimale tempestitter har derfor blitt favorisert. Relativt lite bioturbasjon kan tyde på høye sedimentasjonsrater og/eller dårlig oppbevaring av gravesporene på grunn av erosjon og amalgamering av stormavsatte lag (Leithold & Bourgeois, 1984), og bekrefter ideen om at stormavsetningene er proksimale. Grusmaterialet har sannsynligvis sin opprinnelse i et område nærmere strandlinjen, og innkorporering av skallmateriale har skjedd ved bølge- og strømbearbeiding. Det bioklastiske materialet er dominert av bentiske arter med tykke skall, og biodiversiteten er relativt lav med en klar dominans av østers og pectinider. En slik fauna er ofte assosiert med høy-energi, kystnære miljø, der artene har tilpasset seg et ustabil substrat (Leithold & Bourgeois, 1984).

Sedimentene i SFA1b ble trolig avsatt på en høy-energi, bølgedominert kyst i stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget. De erosive tempestittlagene ble avsatt under storminduserte kombinerte oscillerende og unidireksjonale strømmer. Lagene viser klasteimbrikering mot NNV i de grusholdige delene, og erosjonsfurer (”flutes”) indikerer en paleostrøm mot N (Fig. 4.2.2.1.). Dette tyder på at sedimenttransporten har hatt en fralandsrettet komponent, og at den grusholdige kalkarenitten trolig har blitt avsatt av strømmer fra en kystlinje i sør. Spørsmålet om opprinnelsen til fralandsrettede paleostrøm-strukturer, som ”flutes”, i bunnen av stormavsetninger har vært et omdiskutert tema i tidligere litteratur. Tolkningen av paleostrøm-data har resultert i to modeller for å forklare struktur-opprinnelsen: 1) turbidittmodellen, der strukturer som indikerer paleostrøm, er orientert vinkelrett til kystlinjen, og forklart ved storminduserte tetthetsstrømmer (Hamblin & Walker, 1979); 2) geostrofisk modell, basert på at geostrofiske strømmer ofte fører til en langsgående strøm, parallelt med kysten, men at strømindikatorer vinkelrett på kystlinjen reflekterer at kombinerte strømmer fører til sedimenttransport i retningen med maksimalt øyeblikkelig skjærspenning (”instantaneous shear stress”); det vil si fralandsrettet (Duke, 1990; Duke m.fl., 1991). Paleostrøm-målinger av furemerker i stormlag vil derfor i følge Duke (1990) ikke si noe om langvarige strømforhold og sedimenttransportforhold, men vil være et resultat av lokale, temporære strømmer. Omfattende undersøkelser av paleostrøm-målinger fra stormlag gjort av Leckie & Krystinik (1989), viser imidlertid at sedimenttransportindikatorer for stormavsetninger har en dominerende

fralandsrettet komponent med vinkler på 70 til 90° i forhold til kystlinjen. Paleostrømdata kan i følge disse undersøkelsene tyde på at sedimenttransportretningen hos stormlag kan gi en viss indikasjon på dominerende sedimenttransportretning.

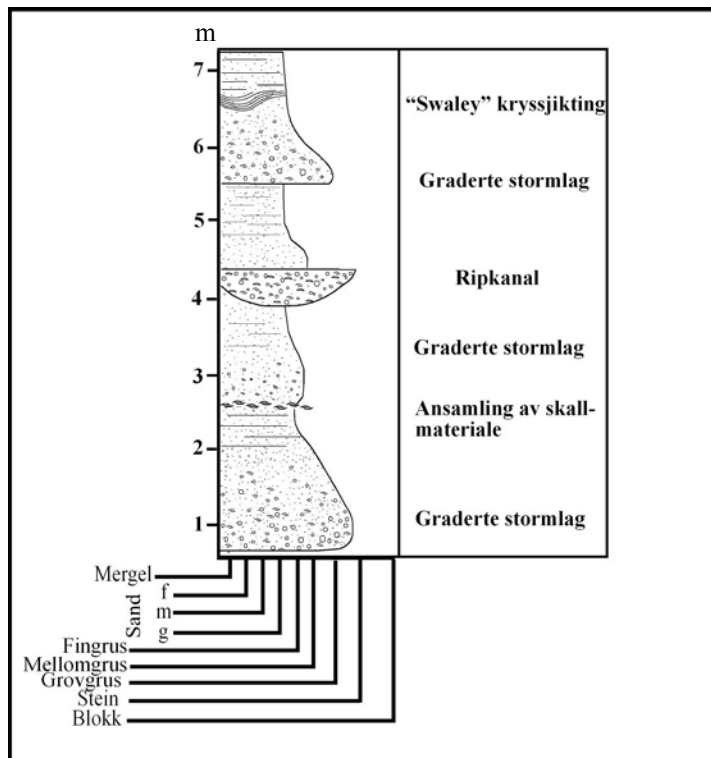


Figur 4.2.2.1. Rosediagram som illustrerer paleostrøm-målinger fra SFA1b.

- a) Målinger av imbrikerte klaster viser en NNV-rettet komponent
- b) Målinger av furemerker i bunnen av tempestittene viser dominerende retning mot N

Forekomsten av "swaley" kryssjiktning er karakteristisk for SFA1b (Fig. 4.2.2.2.), og er tolket til å representere bølgegenererte strukturer i assosiasjon med stormaktivitet. Disse strukturene er som regel assosiert med strandskråningsavsetninger (Walker & Plint, 1992; Johnson & Baldwin, 1996), og er ofte tilskrevet sedimentasjon over finværs-bølgebasis (Leckie & Walker, 1982). Ripkanaler representert ved grusholdige linsformede lag (Fig. 4.2.2.2.), har en NØ-SV orientering, og tyder på fralandsstrømmer med en skrå komponent i forhold til den antatte kystlinjen i sørvest. Avhengig av kystmorfologi og kystsirkulasjonen under stormbølgesykluser, kan ripstrømmer gå skrått eller vinkelrett ut fra kysten (Gruszczynski m.fl., 1993). Forekomsten av traukryssjiktning i grovkornet, grusholdig kalkarenitt (F5) representerer migrerende megarifler, sannsynligvis dannet ved bølgegenererte strømmer, kan også relateres til ripkanaler (eksempel: Hunter m.fl., 1979; Gruszczynski m.fl., 1993), eller avsetning i kystparallele trau (eksempel: Leithold & Bourgeois, 1984). Traukryssjiktning av denne typen er ofte assosiert med avsetning over finværs-bølgebasis, i

den øverste delen av strandskråningen, men ved storm kan de samme strukturene opptre i ripkanaler på den nedre delen av strandskråningen (Leithold & Bourgeois, 1984; Gruszczynski m.fl. 1993).



Figur 4.2.2.2. Utsnitt fra logg 13 (appendiks 1), som illustrerer sedimentære karaktertrekk ved SFA1b.

Subfaciesassosiasjon 1b er tolket til å være avsatt på den øverste delen av en høyenergi, bølgedominert strandskråning, hvor storminduserte strømmer har ført til tykke, grovklastiske tempesttillavsetninger. Relativ stor påvirkning av ripstrømmer er tilskrevet en bratt gradient på strandskråningen som sannsynligvis har intensivert strømmene.

4.2.3. Subfaciesassosiasjon 1c: Massestrømavsetninger

F3 og F6 representerer debitter og turbiditter, der overgangen mellom disse er gradvis. Avsetningene har linseformet til tabulær geometri, og ligger som regel på mergel tilhørende Chozasformasjonen (inkonformiteten) lengst sør i feltområdet. Denne subfaciesassosiasjonen er overleiret av FA3 (kontinentale) eller stedvis FA4 (karbonatdominert rampeavsetninger). Lateralt ser disse avsetningene ut til å interfingere med SFA2a (aksiale dyner), og de har en varierende vertikal mektighet fra 6 til 15 m.

Debrisstrømvsetninger som tilhører F3 er karakterisert ved relativt godt sortert og rundet materiale. Relativt høy mineralogisk og teksturell modenhet er tegn på at sedimentene trolig har blitt resedimentert fra strandsonen, der klastene (maksimalt 20 cm langs lengste akse) har blitt rundet og sortert, og deretter blandet med sand og skallmateriale. Den linseformede geometrien kan muligens representere kanaliserte debrisstrømmer utviklet som respons på kollaps av munningsbanker avsatt ved elveutløp ved kysten. Oppfiningstendens i enhetene er tolket til å være tegn på overgang til turbulens i strømmen.

Konglomerater som tilhører F6 er tilskrevet debrisstrømvsetninger med overgang til mediumkornete, tynne turbiditter. Konglomeratene er usorterte og har et høyt innhold av bioklastisk materiale. Blokker av dolomitt opptil 60 cm langs lengste akse forekommer. Fossilt materiale har som regel større mulighet til å bli bevart lenger ned på strandskråningen framfor høyenergetiske forhold i strandbeltet (Pomar m.fl., 2002). Dette i tillegg til spredte utraste blokker og borede klaster ("bored pebbles"), indikerer at debrisstrømmene har blitt generert på en steinete og bratt strandbelteskråning, sannsynligvis noe lenger ut fra kysten enn F3 som innehar mer rundet og modent materiale. Det angulære og umodne materialet hos debrittavsetningene i F6 kan tyde på et annet kildeområde enn debrittene i F3. Avsetningene kan muligens relateres til alluviale/kolluviale ("colluvial") vifter langs kysten.

Det kan identifiseres en overgang fra debritter til dominans av turbiditter oppover i lagrekken, som trolig kan tilskrives en oppdypning, fra proksimale til mer distale ytre standskråningsavsetninger.

Oppsummering av faciesassosiasjon 1

Før avsetning av Azagadorleddet, var havbunnen preget av et topografisk relieff trolig relatert til den subaeriske erosjonen i tidlig sen torton. FA1 representerer de første grunnmarine avsetningene etter oversvømmelsen av inkonformiteten. I de topografiske dalene på havbunnen ble det avsatt grovkornete erosjonsrester av strømbearbeidet materiale fra kysten (SFA1a). Konsentrasjon av borede klaster og blokker tyder på en bratt og steinete kystlinje, og resedimentasjon fra de fluviale eller alluviale avsetningene under det stigende relative havnivået.

SFA1b består av bølgepåvirkede avsetninger, med tempestitter, "swaley" kryssjiking, og en betydelig påvirkning av ripstrømmer (ripkanaler og migrerende megarifler) som sannsynligvis ble forsterket av stormbølgene og bratt gradient på strandskråningen.

Grunnmarin fauna, dominert av østers, pectinider, kråkeboller, rur og krabber, som bebodde strandskråningen ble fragmentert og innkorporert som en bioklastisk komponent i

den kystderiverte silisiklastiske sanden, noe som gjenspeiles i det blandete silisiklastiske-karbonat materialet som karakteriserer FA1. Store blokker og den hyppige forekomsten av bioturberte klaster tyder på resedimentasjon fra alluviale/kolluviale ("colluvial") vifter ved bassengmarginen. Strandskråningen har sannsynligvis hatt en betydelig gradient, der ustabile masser har blitt mobilisert og resedimentert i form av grunnmarine gravitasjonsstrømmer (SFA1c). Disse massestrømmene besto av debris- og turbidittstrømmer som aggraderte og glattet ut det preeksisterende topografiske relieffet langs bassengmarginen. Dominerende avsetningsmiljø for FA1 er tolket til å representere en bratt strandskråning lokalisert på den øvre delen av en blandet silisiklastisk-karbonatrampe.

4.3 Faciesassosiasjon 2: Stredavsetninger påvirket av grunnmarine strømmer

I den nordligste delen av studieområdet, ved lokalitet 1 (Rio de Aguas, Fig. 3.1.1.), er Azagadorleddets avsetninger karakterisert ved en relativt tykk sekvens og storskala strukturer. FA2 består av F2, kryssjiktet grusholdig kalkarenitt, og F7, heterolitisk kalkarenitt lokalisert i storskala, kanaliserte strukturer. Begge facies er påvirket av storm- og tidevannsprosesser, men basert på betydelig forskjellig opptreden har de blitt delt inn i to subfaciesassosiasjoner; *aksiale dyner (SFA2a)* og *stormdominerte, tidevannspåvirkede avsetninger (SFA2b)*.

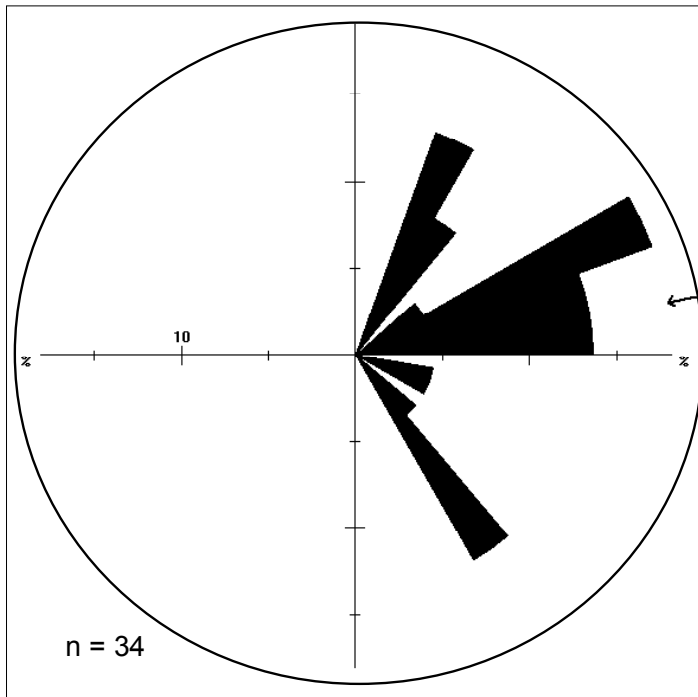
4.3.1. Subfaciesassosiasjon 2a: Aksiale dyner

SFA2a, kryssjiktet grusholdig kalkarenitt, utgjør om lag halvparten av hele Azagadorleddet i Turreområdet, og har en maksimal vertikal tykkelse på 30 m. Den totale laterale utbredelsen er omtrent 1 km, og hele lithosomen har en tabulær geometri. Lateralt interfingerer SFA2a med debritter som tilhører SFA1c mot sør, og enheten ser ut til å kile ut i basinale mergel og silt mot nord og øst. Stratigrafisk sett så ligger SFA2a over SFA1a (erosjonsrestavsetninger) med en skarp grense. En erosiv flate danner øvre avgrensning mot FA4 (karbonatdominerte rampeavsetninger).

Det litologiske materialet i SFA2a består av resedimentert grus og kalkmateriale fra strandskråningen, som sannsynligvis kan relateres til debrisstrømmene i FA1. I tillegg forekommer karbonatmateriale i form av forgreinede koralline rødalger, bryozoa-kolonier samt foraminifera som er avsatt *in situ*.

De store kryssjiktete strukturene i F2 er tolket til å representere store submarine dyner som har migrert som følge av sterk strøm. Forekomsten av marin ichnofabric samt fossiler viser tydelig at strukturene er dannet subakvatisk. Paleostrøm-data innen enheten tyder på en sterk og generelt østnordøstlig rettet strøm (Fig. 4.3.1.1.). Variasjoner innen paleostrøm-målingene kan muligens relateres til den tredimensjonale karakteren til mange av skrålagnene som er målt (eksempel; Berné m.fl., 1991, Anastas m.fl., 1997), eventuelt kan den vifteformede spredningen av paleostrøm-målinger være et resultat av en spredning av strømmen etter å ha passert den smaleste delen av en passasje, det vil si stredet disse avsetningene er antatt å ha blitt avsatt i (eksempel; Anastas m.fl., 1997). Migrering av megarifler på tvers eller skrå av den dominerende dynen er for øvrig vanlig i tidevannspåvirkede stred (eksempel; Harms m.fl., 1982; Malikides m.fl., 1988; Anastas m.fl., 1997). Den unimodale vektoren i paleostrøm-målingene samt fraværet av diagnostiske tidevannsindikatorer, som for eksempel bidireksjonal kryssjiktning, reaktiveringsflater og slamdraperinger tyder på at dersom tidevannsstrømmer har vært den dominerende prosessen som har ført til dynemigreringen, må de ha hatt en sterkt asymmetrisk trend. Basert på fraværet av tidevannsindikatorer, forekomsten av bioturberte soner samt svakt oppfinende kryssett har dyneutviklingen i SFA2a blitt tolket til å være et resultat av sterke storminduserte strømmer fra vest, forsterket gjennom stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget. De bioklastiske dynene er karakterisert ved soner med intens bioturbasjon av *Skolithos* ichnofacies, samt konsentrasjon av fossiler og fragmenter av bivalver og echinodermer. Disse flatene representerer episoder med roligere hydrodynamiske forhold og opphold i dynemigreringen. Slike opphold i dynemigrasjon med lange, rolige perioder med bioturbasjon forekommer i dyner som er dominert av episodiske stormgenererte strømmer (Harris, 1988; Anastas m.fl., 1997). Basert på den relativt dårlig bevarte kryssjiktningen er denne tolkningen favorisert i dette tilfellet, men rolige hydrodynamiske forhold kan også relateres til episodisk stigning i relativt havnivå, og denne faktoren bør ikke undervurderes i forhold til flatene.

Lignende dyneutvikling har blitt beskrevet av Dabrio (1986-1987) i Nijarbassenget, like sørvest for Verabassenget. Kryssjiktet kalkarenitt med sett-tykkelse på opptil 10 m er utviklet i dette mio-pliocene stredet som følge av stormintensiverte strømmer fra vest mot øst. Dyneutviklingen i SFA2a kan ikke sammenstilles direkte med Dabrio's kryssjiktning i Nijarbassenget på grunn av forskjellig alder på avsetningene, men forekomsten av stormdyner i Njjar-stredet er en indikasjon på at stormgenererte strømmer fra vest kan forekomme i området. Tidevannsstrømmer kan imidlertid ikke utelukkes fullstendig som påvirkende faktor



Figur 4.3.1.1. Resultat av paleostrømmålinger av kryssjiktning i SFA2a viser dominerende retning mot ØNØ.

i dyneutviklingen, men storminduserte strømmer har mest sannsynlig vært den dominerende prosessen.

Toppflaten på SFA2a er på samme måte som sonene karakterisert ved intens bioturbasjon samt fossiler av bentiske arter for eksempel echinodermer og krabber. I felt er flaten svært framtredd ved at den "kutter" toppen på blotningene og gir de et subhorizontalt utseende. Flaten ser ut til å ha en regional utbredelse, og den kan identifiseres på de fleste lokaliteter. Verabassenget var utsatt for betydelig tektonisk aktivitet i sen torton (Völk, 1967; Montenat m.fl., 1987; Martín & Braga, 1996), perioder med relativ stigning i havnivå på grunn av eustasi eller tektonisk innsynkning kan ha medført "oversvømmelses-episoder" med opphold i dynemigrasjon og bedre livsmiljø for de bunnlevende organismene. Toppflaten på SFA2a er overleiret av kondensert mergel (FA4) som er et tydelig tegn på et dypere avsetningsmiljø.

Den vertikale tykkelsen på SFA2a (opptil 30 m) tyder på at høy sedimenttilførsel og tilstrekkelig med avsetningsrom har resultert i at avsetningen av enheten har vært svært aggraderende. I et strømdominert, marint miljø vil avtagende sedimenttransport og høye aggraderingsrater vanligvis være et resultat av strømmingsekspanasjon eller deselerasjon (Allen, 1982b). Strømningsdeselerasjon kan forekomme når en strøm går inn i et bredere eller dypere område (Anastas m.fl., 1997), noe som kan relateres til at avsetningene i SFA2a er lokalisert aksialt, like ved utløpet av et stred. Dette, i sammenheng med at Azagadorleddet er

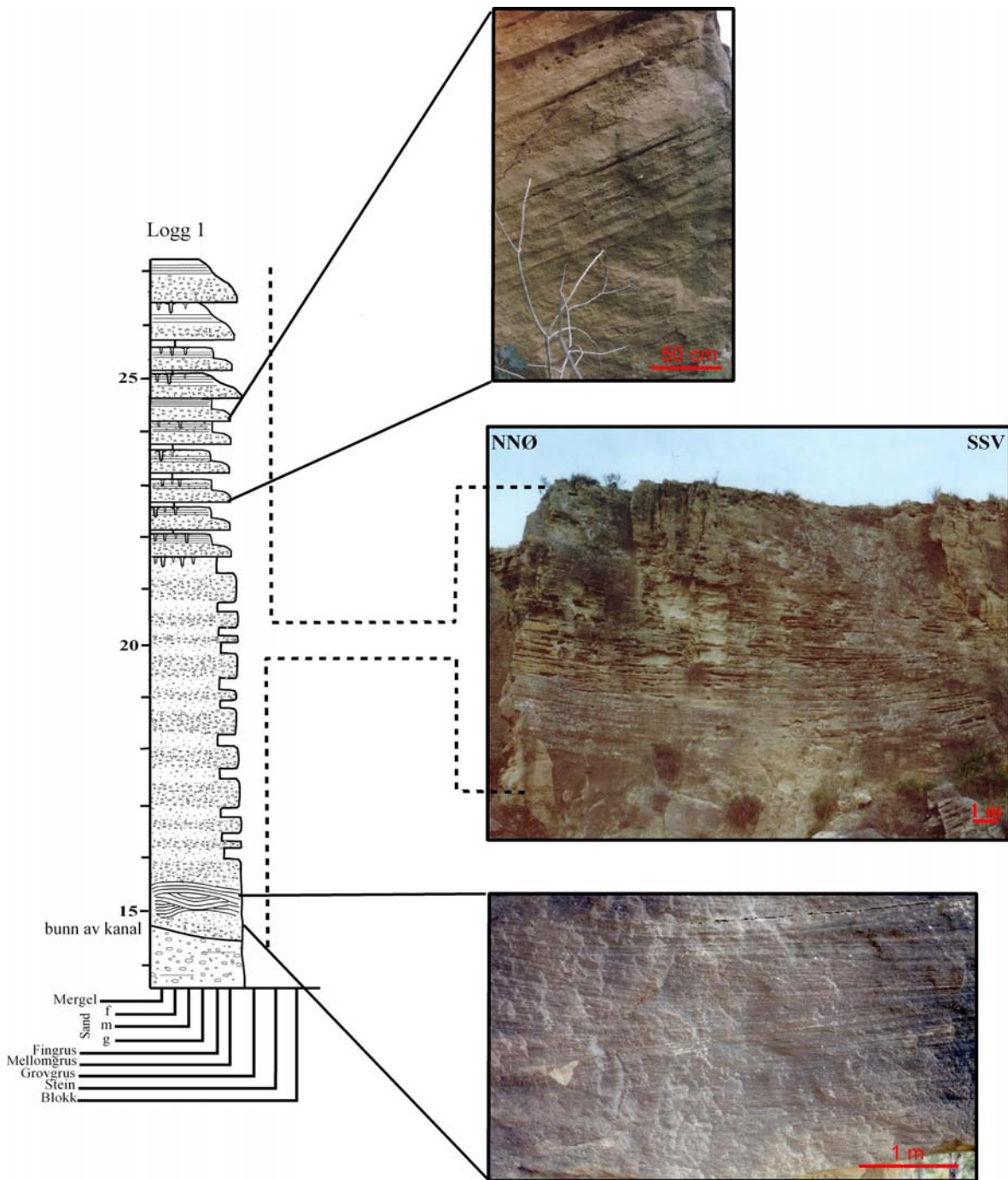
antatt å ha blitt avsatt under stigende relativt havnivå (Martín & Braga, 1994, 1996; Martín m.fl., 1996), har trolig medført en stor aggraderingsrate. Et annet aspekt når det gjelder aggradering er at sedimenter tilgjengelig for avsetning i et rent silisiklastisk system i stor grad vil være avhengig av strømhastighet (Middleton & Southard, 1984), mens i et karbonatholdig system vil *in situ* karbonatproduksjon ("carbonate factory") kontinuerlig tilføre nytt sediment. Tilgjengelig sediment i de bioklastiske dynene i SFA2a er med andre ord delvis uavhengig av strømhastighet. I et karbonatsystem vil derfor sedimentoverskuddet føre til større og raskere akkumulering av sediment over en lengre periode i forhold til i et rent silisiklastisk miljø. Dette forklarer også hvorfor submarine dynefelt er relativt sjeldne i silisiklastiske bergarter (Anastas m.fl., 1997).

Store dyner kan i følge Flemming (1988, 1992) dannes i dypt vann, 30 – 60 m, ved strømhastigheter på 130 cm/s, men de er også observert i bioklastiske sedimenter på grunt vann ved hastigheter på 50 cm/s eller mer (Harms m.fl., 1982). Basert på ichnofacies, forekomsten av *in situ* karbonatsedimentasjon (særlig rødalger, bryozoa-kolonier og foraminifera) samt størrelsen på de sedimentære strukturene, er vanddypet for dannelsen av SFA2a antatt å være mellom 20 og 60 m. Større innhold av karbonatmateriale mot toppen av lagrekken, og en kondensert flate øverst i enheten før overgang til dypere marine avsetninger (FA4), kan relateres til en stigning i relativt havnivå i bassenget.

4.3.2. Subfaciesassosiasjon 2b: Stormdominerte, tidevannspåvirkede avsetninger

SFA2b består av F7, heterolitisk kalkarenitt lokalisert i storskala kanaliserte strukturer, og ligger stratigrafisk over, eller er delvis samtidig med, SFA2a. Disse avsetningene har samme toppflate som SFA2a (beskrevet i 4.3.2.), og er overleiret av FA4 (karbonatdominerte rampeavsetninger). I SFA2b er det observert seks kanalstrukturer, med en lateral utbredelse på opptil 150 m og vertikal tykkelse på 25 m. Kanalene kutter hverandre og viser flere stadier med erosjon og innfylling. Kalkarenittene som fyller inn strukturene er graderte til ugraderte, massive lag eller inneholder strukturer som parallell-laminering, "hummocky" kryssjiktning og storskala tabulærkryssjiktning (Fig. 4.3.2.1.).

Dannelsen av kanalstrukturene er tolket til å være nært knyttet til de hydrodynamiske prosessene i stedet ved vestmarginen av Verabassenget, og avsetningene som fyller inn de kanaliserte strukturene er preget av kombinerte prosesser.



Figur 4.3.2.1. Utsnitt av logg 1 (appendiks 1) som viser eksempel på kanalinnfylling fra kanal ved lokalitet 1 (se Fig. 3.8.1.). Bunnen av kanalen er karakterisert ved "hummocky" kryssjiktning (nederste bilde), og graderte stormlag fyller inn resten av kanalen (øverste bilde).

Grusholdige og bioklastiske stormlag med alternerende mediumkornet kalkarenitt og mergel-intervall tyder på periodevis veksling mellom stor sedimenttilførsel og roligere energiforhold. Denne typen alternering kan relateres til sesongavhengige avsetninger, med stor sedimenttilførsel og ”storm-oppbygning” i vinterhalvåret og avsetning av det groveste materialet i stormlag, mens roligere energiforhold under sommerhalvåret har ført til avsetning fra den normale finværs-sedimentasjonen og suspensjon (Allen, 1982b; Pustelnikovas & Salucka, 1999, eksempel fra Klaipedastredet i Litauen). Sesongvariasjoner i den fluviale sedimenttilførselen i form av ephemerale (kortvarige) strømmer er også en mulig forklaring på syklisiteten, og denne typen sedimenttilførsel er ofte relatert til et semi-arid klima. Det kan også spekuleres i om disse vekslingene i kornstørrelse kan relateres til Milankovitchsykluser (presisjonssykluser). Dette er imidlertid usikkert, da det ikke er gjort grundige nok kronologiske undersøkelser i felt.

Gradvis eller brå overgang fra disse grusige stormlagene til parallell-laminert kalkarenitt av grov og medium kornstørrelse, representerer reetableringsfasen etter stormen og den normale finværs-sedimentasjonen som består av hemipelagisk sedimentasjon og tidevannsrelaterte avsetninger. Dyner med reaktiveringsflater samt kornstørrelsesvekslinger som viser tidvise endringer i strømstyrke er tolket til å ha blitt dannet av sterkt asymmetriske tidevannsstrømmer. Perioder med roligere strømforhold og ”slack water” har resultert i bioturberte mergel-intervall.

Tykkelsen på stormlag kan relateres til bølgeenergi; der tykkere sekvenser med stormavsetninger indikerer sterkere bølgeenergi (Allen, 1982b). De tykkeste lagene med grusig og svært grove stormavsetninger i SFA2b ser ut til å forekomme i den nederste delen av kanalinnfyllingene (opptil 10 m opp i kanalavsetningene), hvor de grove lagene alternerer med mediumkornete lag (Fig. 4.3.2.1.). Lenger opp i kanalinnfyllingen blir stormlagene tynnere, og ”normale” finværs-avsetninger som mergel-innslag og tidevannsdyner forekommer hyppigere. Toppen av kanalinnfyllingen er karakterisert av intens bioturbasjon før avsetning av mergel som tilhører FA4. Utviklingen med reduserte stormlag og økt innhold av mergel mot toppen av kanalene er tilskrevet en stigning i havnivå med roligere energiforhold, stillstand og muligheter for organismer til å kolonisere havbunnen, samt lengre tid mellom stormepisodene, eller stormer med kortere varighet.

Innfyllingen av kanalene viser amalgamerte stormlag og finværs-sedimentasjon preget av tidevannsprosesser og avsetning fra suspensjon. De samme prosessene; storm og tidevann, er også tolket til å representere hovedmekanismene i kanaldannelsen. Tidevannsstrømmer gjennom stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget ble trolig konsentrert og forsterket, og

sammen med stormrelatert ”set-up” forårsaket de sterke stormbølger (”storm surges”). En slik oppbygning av vannmasser ved kysten (gjerne flere meter høyere vann-nivå enn ”offshore”), resulterer gjerne i sterke fralandsrettede bunnstrømmer som for eksempel ripstrømmer som går vinkelrett eller på skrå i fra kystlinjen (Hunter m.fl., 1979; Allen, 1982b; Gruszczynski m.fl., 1993). Ripkanaler er assosiert med relativt grunne innskjæringer (maksimalt 5 m), men med den ekstreme høy-energi settingen i dette tilfellet kan ripstrømmene ha blitt intensiverte, og hatt nok erosiv kraft til å danne de storskala kanalene. Kanalene er innskåret skrått (NV-SØ) på de østover-migererende dynene i SFA2a, noe som også kan tolkes som respons på stormaktivitet (eksempel; Brenner & Davies, 1973). En annen mulighet er at innskjæringene i SFA2b representerer tidevannskanaler, som har blitt påvirket av stormprosesser. Stormbølgene kan ha blitt fokusert i kanalene på havbunnen, og dermed avsatt store mektigheter med tempestitter inne i strukturene (dette er diskutert i kapittel 6.4).

Oppsummering av faciesassosiasjon 2

Migrering av storskala dyner og forekomsten av enorme kanalstrukturer i FA2 er relatert til et høy-energi regime med sterke storm- og tidevannprosesser. Indikasjoner som: økt innhold av karbonatmateriale og økt bioturbasjon mot toppen av SFA2a, samt minkende tykkelse på kalkarenittlagene relativt til mergel-innholdet oppover i sekvensen hos SFA2b, tyder på en tilbaketrekning av kystlinjen og dermed mindre terrigen sedimenttilførsel. Denne utviklingen reflekterer en stigning i relativt havnivå under avsetningen av FA2.

FA2 er tolket til å representere midtre til nedre strandskråning/rampe-avsetninger, og storm-påvirkningen i sedimentene er tydelige. Typiske tegn til tidevannspåvirkning er relativt sjeldne, men de forekommer i finværs-avsetningene i kanalinnfyllingen i SFA2b, og tidevann har sannsynligvis vært en medvirkende faktor både i kanaldannelsen og dyneutviklingen.

Den grove blandingen av klastisk- og karbonatmateriale representerer i all hovedsak strandskråningsavsetninger som har blitt resedimenterte og bearbeidet i den smale passasjen mellom Vera- og Sorbasbassenget. Denne sjøveien var sannsynligvis påvirket av det regionale sirkulasjonsmønsteret mellom Atlanterhavet i vest og Middelhavet i øst under avsetning av Azagadorleddet (se ytterligere diskusjon i kapittel 6). Storm- og tidevannprosesser ble trolig intensiverte av den smale geometrien i stredet, og forårsaket de storskala strukturene i de aksiale stredavsetningene som karakteriserer FA2.

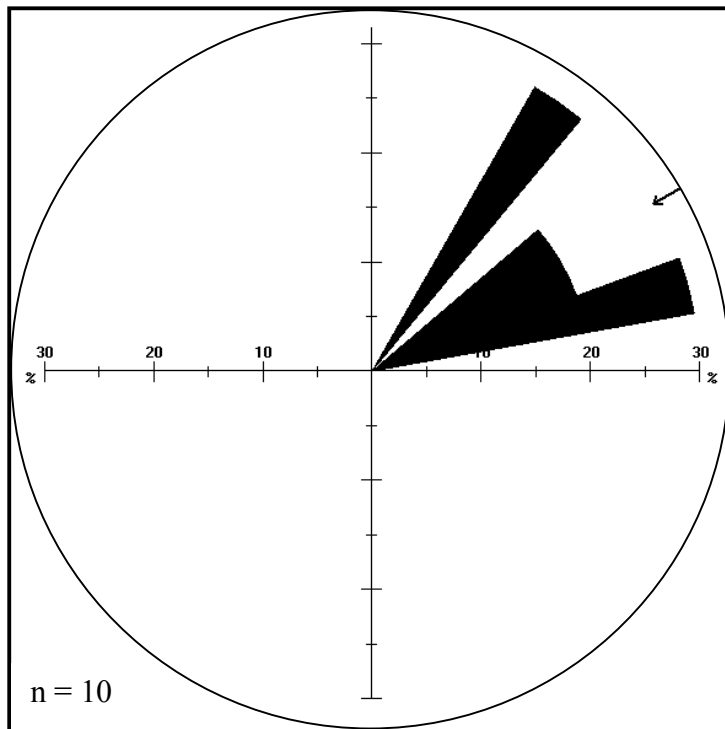
4.4 Faciesassosiasjon 3: Kontinentale avsetninger

FA3 består av F8 (laminert mikritt) og F9 (klastbåret til matriksbåret konglomerat), og ligger stratigrafisk over FA1 og FA2. Faciesassosiasjonen har relativt liten lateral utbredelse, og er bare observert lengst sør i feltområdet.

Tilstedeværelsen av laminert kalkskorpe som viser tegn til begynnende paleosoldannelse med graveganger relatert til insekter eller mark, samt spor etter planterøtter, indikerer avsetning i en kontinentalt miljø. Jordprofilet er et resultat av en subaerisk eksponering, og er kun bevart ved lokalitet 2 og 3 (Fig. 3.1.1.). Utbredelsen av konglomeratene i F9 er uklar på grunn av forkastninger i områder. Avsetningene er tolket til å representere fluviale kanalavsetninger, der en oppfinende trend og horisontal stratifisering tyder på veksling i strømstyrke og mulig bankeutvikling i kanalen. Disse avsetningene befinner seg på samme stratigrafiske nivå som den laminerte mikritten og de er tolket til å være laterale ekvivalenter.

FA3 er tolket til å være avsatt i en marginalmarin til kontinental setting, på grensen mellom et kontinentalt og et marint avsetningsmiljø (definisjon; Boggs, 1995). Dette miljøet er preget av periodevis eller konstant subaerisk eksponering, og utvikling av fluviale elvesystem (Boggs, 1995). FA3 er omgitt av faciesassosiasjoner som består av dypere marine avsetninger (FA1 og FA4). Det kontinentale avsetningsmiljøet i FA3 er derfor tolket til å representere et betydelig relativt fall i havnivå, der deler av strandskråningen langs den sørvestlige marginen av Verabassenget har blitt eksponert, erodert og kolonisert av vegetasjon. I tillegg har elvesystem med en nordvestlig sedimenttransport kuttet ned i de underliggende strandskråningsavsetningene (Fig. 4.4.1.)

Verabassenget var under et kompresjons-regime under hele messin tid, og var karakterisert ved lokale oppløft-faser (Montenat m.fl., 1987; Huibregtse m.fl., 1998). FA3 er ikke assosiert med noen prograderende oppgrunningssekvens, og det relative havnivåfallet må ha skjedd raskt. Dette kan forklares med lokal tektonikk og forkastningsaktivitet relatert til oppløfting av den sørlige bassengmarginen, Sierra Cabrera, som trolig har hatt en avgjørende betydning for den plutselige eksponeringen.



Figur 4.4.1. Paleostrøm-målinger av imbrikerte klaster i de fluviale avsetningene i FA3 viser en dominerende sedimenttransport mot NØ.

4.5 Faciesassosiasjon 4: Karbonatdominerte rampeavsetninger

FA4 består av sandig mergel (F10) og sandholdig kalkstein (F11), og utgjør de stratigrafisk øverste avsetningene av Azagadorleddet. Enheten er avgrenset i bunn av den erosive toppflaten beskrevet i kapittel 4.3.1, og er overlatt av gråblå megel som tilhører Abadleddet. Den vertikale faciesendringen er relativt skarp, og den godt organiserte sandholdige kalksteinen ligger med en erosiv bunn på den sandige mergelen. Lateralt har begge facies en tabulær geometri og relativt stor utbredelse (flere hundre meter til kilometer). Den sandige mergelen har for øvrig en mindre vertikal tykkelse mot sør i feltområdet.

F10 er karakterisert ved mikritt blandet med slam (mergel) avsatt fra suspensjon ved lav-energi forhold. I bunnen består avsetningene av kondensert mergel med skallfragment, noe som tyder på lite sedimenttilførsel. Soner med finkornet sand og karbonatmateriale forekommer særlig lenger opp i enheten, og er tilskrevet episodisk tilførsel av sedimenter som resultat av stormaktivitet. Disse avsetningene ser ut til å øke i vertikal tykkelse mot nord, det vil si mot bassenget, og er tolket til å være dannet under relativt dypmarine forhold på den blandete silisiklastisk-karbonat rampen. Kalksteinsenheten (F11) som ligger med erosiv bunn over mergelen, inneholder godt organiserte sandkorn og for øvrig karbonatmateriale av

foraminifera, bryozoa og rødalger, tolket til å representere bearbeidete sedimenter som ved fralandsrettede stormgenererte strømmer ble avsatt som et teppe-formet lag, eller dekke, over den ytre delen av rampen.

Basert på lite innhold av terrigent materiale og dominans av marint avsatt karbonat er FA4 tolket til å være avsatt ved relativt dypt vann i et ytre rampemiljø. Rolige hydrodynamiske forhold med avsetning fra suspensjon har representert ”bakgrunnsedimentasjonen”, som tidvis har blitt avbrutt av høyenergiske, stormdominerte episoder med avsetning av strømbearbeidete lag med hovedsakelig karbonatmateriale - men også med noe terrigen tilførsel. Denne faciesassosiasjonen representerer slutten av Azagadorleddet, og er konformt overliret av blågrå mergel som tilhører det overliggende Abadleddet.

4.6 Oppsummering av faciesassosiasjoner i Azagadorleddet

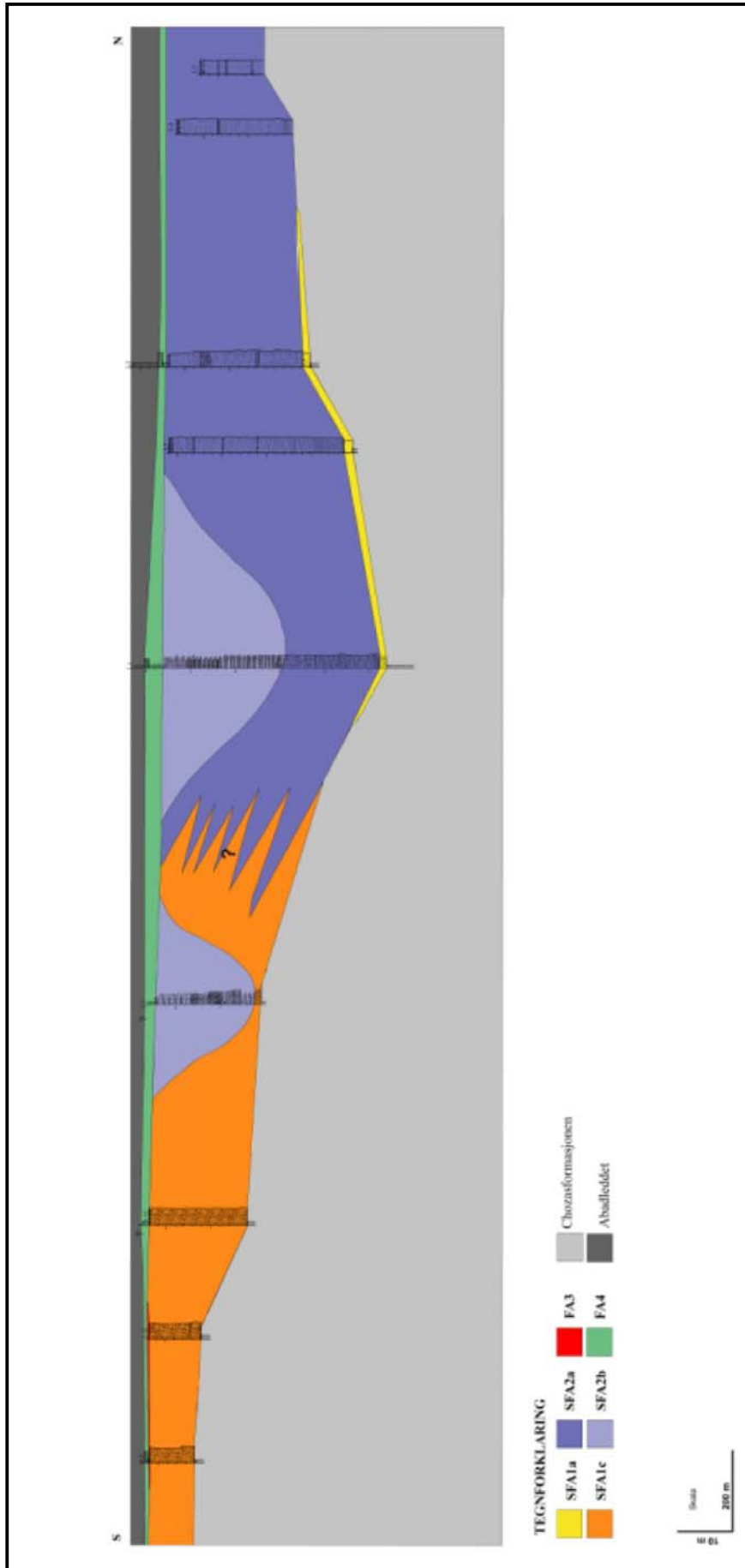
4.6.1. Litofacies korrelasjon

Basert på vertikale profiler tatt i studieområdet og storskala geometriske trender observert i felt, er det foreslått en korrelasjon mellom de ulike faciesassosiasjonene som forekommer i området (Fig. 4.6.1.1.). Den angulære inkonformiteten i bunnen av Azagadorleddet har blitt brukt som markørhorisont, samt overgangen til FA4, som er karakterisert ved en drapering av kondensert mergel, og dypere marine forhold. Skillet mellom Azagador og Abadleddet er satt ved overgangen fra sandholdig kalkstein (F11) til blågrå mergel.

4.6.2. Paleomiljø

Den studerte delen av Verabassenget var et smalt område, preget av høy sedimenttilførsel og sterk strømkraft under avsetning av Azagadorleddet. Paleostrøm-målinger av avsetninger som tilhører FA1, indikerer en sedimenttransport generelt mot nord. Basert på dette er det antatt at sedimentenes kildeområdet må ha vært i den sørlige delen av bassenget. Målinger fra mer aksiale deler av det smale stredet Azagadorsedimentene ble avsatt i (FA2), tyder på en østlig sedimenttransport. Dette er tolket til å være en indikasjon på sterke strømmer fra vest gjennom stredet.

Faciesassosiasjonene som er beskrevet representerer et dominerende grunnmarint avsetningsmiljø, med en bratt strandskråning preget av bølgebearbeiding og massestrømmer,



Figur 4.6.1.1. Korrelasjon av de fire ulike faciesassosiasjonene i Azagadorleddet. Profilet har et S-N orientert snitt (plassering i felt området kan sees i figur 3.1.1.)

og storm- og tidevannspåvirkede kalkarenitter lenger ut i stredet. Tektonisk aktivitet under avsetning av Azagadorleddet er indikert ved forekomsten av en episodisk eksponering av strandskråningen, identifisert ved forekomsten av begynnende jordprofildannelse, fossile planterøtter og fluviale avsetninger. Azagadorsedimentasjonen ble avsluttet ved en stigning i havnivå og avsetning av mergel og tempestitter, før overgangen til Abadledet. Faciesarkitekturen hos de grovkornete, bioklastiske enhetene i Azagadorleddet kan tilskrives en rampelignende setting.

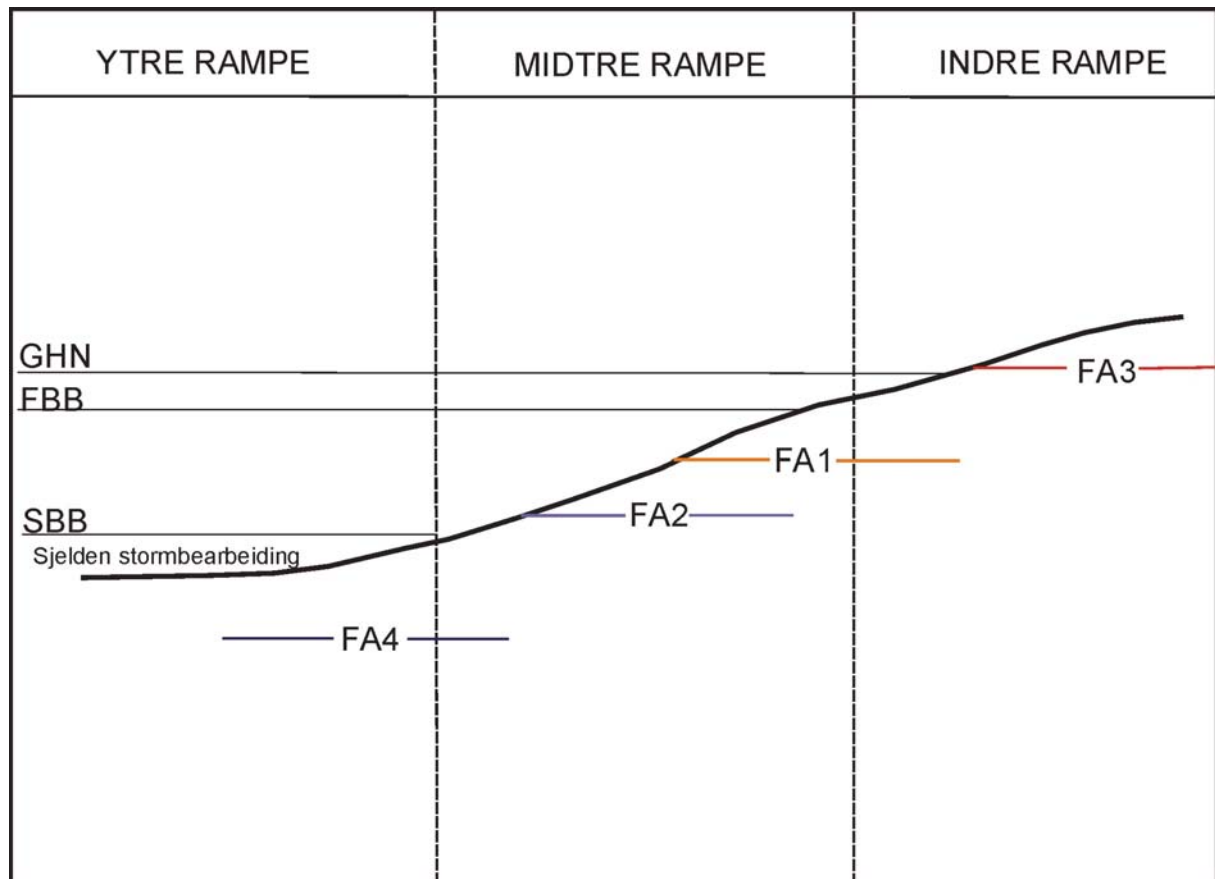
Rampe-paleomiljø

En karbonat-rampe er en svakt hellende avsetningsflate med en gradient på få meter per kilometer, hvor gruntvannsfacies går gradvis over i dypere facies og til slutt i basiale sedimenter (Ahr, 1973; Read, 1982). Karbonat-ramper kan forekomme i mange ulike tektoniske settinger, og forlandsbasseng er en av dem. Read (1982) har delt inn karbonat-ramper i to hovedkategorier basert på tilstedeværelsen eller fraværet av et tydelig helningsbrudd; homoklinale ramper som har en jevnt hellende flate uten noen distinkte brudd i skråningen, og distalt brattere ramper ("distally steepened ramps") som har en markert kant med helningsøkning. Homoklinale ramper er karakterisert ved manglende gravitasjonsavsetninger og slumping i de dypere delene, mens distalt brattere ramper har en brå overgang fra grunnmarine facies til slumping, breksjering og turbiditter (Read, 1982).

Den blandete silisiklastisk-karbonat-rampen i Verabassenget kan sannsynligvis ikke plasseres i en av standardmodellene for karbonat-ramper. Grovklastiske kalkarenitter ville i de fleste modeller blitt tilskrevet en grunn, indre rampesetting, men i dette tilfellet forekommer grusholdig materiale både i indre og ytre deler av rampen. Inndeling av ramper er som regel basert på diverse batymetriske kriterier, og standard subkategorier for rampemiljø er relatert til hydraulisk regime med vanddyp og energiforhold (Burchette & Wright, 1992). Finværs- og stormbølgebasis er som regel satt som grenser mellom indre, midtre og ytre rampe. Basert på denne inndelingen kan de fire faciesassosiasjonene i Azagadorleddet deles inn i tre energisoner, men det er vanskelig å sette skarpe grenser fordi assosiasjonene ligger på grensen til flere soner (Fig. 4.6.2.1).

FA3, kontinentale avsetninger, er den faciesassosiasjonen som er enklest å plassere i forhold til rampe-til-basseng profilet, og består av jordprofil og fluviale avsetninger dannet på land. De øvrige assosiasjonene har noe uklare grenser i forhold til rampesonene. FA1 og FA2 inneholder sedimentære strukturer som forekommer hovedsakelig over storm-bølgebasis, men som også kan dannes over finværs-bølgebasis. I denne rampe-modellen har

faciesassosiasjonene blitt tolket til å representere midtre rampeavsetninger. Mergel og distale tempestitter i FA4 er tilskrevet et ytre rampe-miljø som er preget av sjeldne stormepisoder.



Figur 4.6.2.1. Avsetningsmodell og fordeling av faciesassosiasjoner langs et rampe profil. De horisontale linjene under profilet representerer utbredelsen av avsetningsmiljø for hver assosiasjon. (GHN = gjennomsnittlig havnivå, FBB = finværs-bølgebasis, SBB = storm-bølgebasis).

KAPITTEL 5

SEKVENSTRATIGRAFI

5.1 Introduksjon

Sekvensstratigrafi har i de siste årene blitt en svært aktuell og nyttig metode for å løse stratigrafiske og sedimentologiske problemer. Det finnes mange definisjoner på begrepet, men generelt kan sekvensstratigrafi defineres som studiet av lagpakker innen et kronostratigrafisk rammeverk der lagene er begrenset av flater karakterisert av erosjon eller ikke-avsetning, eller deres korrelative konformitet (Van Wagoner m.fl., 1988; Posamentier & James, 1993). Fortrinnene med denne metoden er at den kan fremskaffe et høy-oppløselig, tidsstratigrafisk rammeverk som kan relatere lateralt varierende sedimentære avsetninger til hverandre, og derav rekonstruere tidsekvivalente avsetningsmiljø (Plint, 1993).

Sekvensstratigrafi er ofte knyttet til syklisk oppbygde lagpakker relatert til endringer i havnivå (Helland-Hansen m.fl., 1997). Denne syklisiteten ble diskutert allerede på 1800-tallet og tidlig på 1900-tallet, men det store gjennombruddet innen fagdisiplinen ble gjort i 1970- og 1980-årene, med introduksjonen av seismisk stratigrafi (Payton, 1977), og konseptet om forutsigbarheten av sykliske lagpakker (Vail m.fl., 1977, 1977a, 1977b). Sekvensstratigrafi ble utformet som en metode for å kunne forutsi hva en kunne forvente å finne av ulike litofacies i en ellers lite kjent lagrekke, og fikk derfor stor nytteverdi innen petroleumsgeologien. Systemrekke-konseptet ("system tracts") som beskrivelse av lateralt relaterte avsetningssystemer som opptrådte samtidig i tid, ble introdusert av Brown & Fisher (1977), og på samme tidspunkt ble den første sekvensstratigrafiske modellen fra Exxon utviklet for seismisk stratigrafi (Mitchum m.fl., 1977; Vail & Mitchum, 1977; Vail m.fl., 1977a, 1977b). Exxons metode har i ettertid blitt videreutviklet (Van Wagoner m.fl., 1988, 1990), og det metodiske grunnlag har blitt modifisert og utvidet av Galloway (1989), Embry (1995), Helland-Hansen og Gjelberg (1994), Helland-Hansen (1995), Helland-Hansen og Martinsen (1996), Cross (1988, 1993) og Cross og Lessenger (1998). Forskjeller innen disse modellene er primært relatert til valg av grenseflater mellom sekvensene og intern oppbygging. De viktigste egenskapene hos disse modellene er oppsummert i tabell 5.1.

Modell/Metode	Fundamental term	Grenseflater	Systemrekker
<i>Exxon modellen</i>	Avsetningssekvens	Den subaeriske inkonformiteten og den korrelative konformitet	Høystandssystemrekke (HSR), lavstandssystemrekke (LSR), transgressiv systemrekke (TSR)
<i>Galloway modellen</i>	Genetisk stratigrafisk sekvens	Maksimal oversvømmelsesflate	Høystandssystemrekke (HSR), lavstandssystemrekke (LSR), transgressiv systemrekke (TSR)
<i>Embry modellen</i>	Transgressiv-regressiv sekvens (T-R)	Maksimal regresjon; subaerisk inkonformitet og dens korrelative transgressive flate	Transgressiv systemrekke (TSR), regressiv systemrekke
<i>Helland-Hansen modellen</i>	Kystlinjebaner	Alle grenseflater er like viktige	Høystandssystemrekke (HSR), lavstandskilesystemrekke (LKSR), transgressiv systemrekke (TSR), tvungen regressiv systemrekke (TRSR)
<i>Cross metoden</i>	Erosjonsbasis sekvens	Fall i erosjonsbasis	Stigende erosjonsbasis systemrekke, fallende erosjonsbasis systemrekke

Tabell 5.1. Oversikt over de viktigste modellene innen sekvensstratigrafi.

5.2. Azagadorleddets sekvensstratigrafi

5.2.1. Introduksjon: Tidligere sekvensstratigrafiske tolkninger av Azagadorleddet

Det har blitt gjort relativt få studier av den sekvensstratigrafiske utviklingen av Turreformasjonen i Verabassenget. Kun en kortfattet introduksjon er foretatt av Braga m.fl. (2001), men det er antatt at den messinske sekvensstratigrafiske inndelingen i Verabassenget kan sammenstilles med sekvensanalyser av en tilsvarende lagrekke i Sorbasbassenget.

Den messinske stratigrafien i Sorbasbassenget består av to dominerende sedimentære sykluser som kan i følge Martín & Braga (1996) korreleres med Haq m.fl.'s TB3.3 og TB3.4 sykluser (Fig. 5.2.1.1.) (Haq m.fl. 1987). Inkonformiteten i bunnen av den nederste syklusen reflekterer en kombinert effekt av eustatisk havnivåfall ved slutten av den siste tortonske syklusen (Haq m.fl.'s TB3.2, 1987) og en puls av tektonisk oppløft (Martín & Braga, 1996)

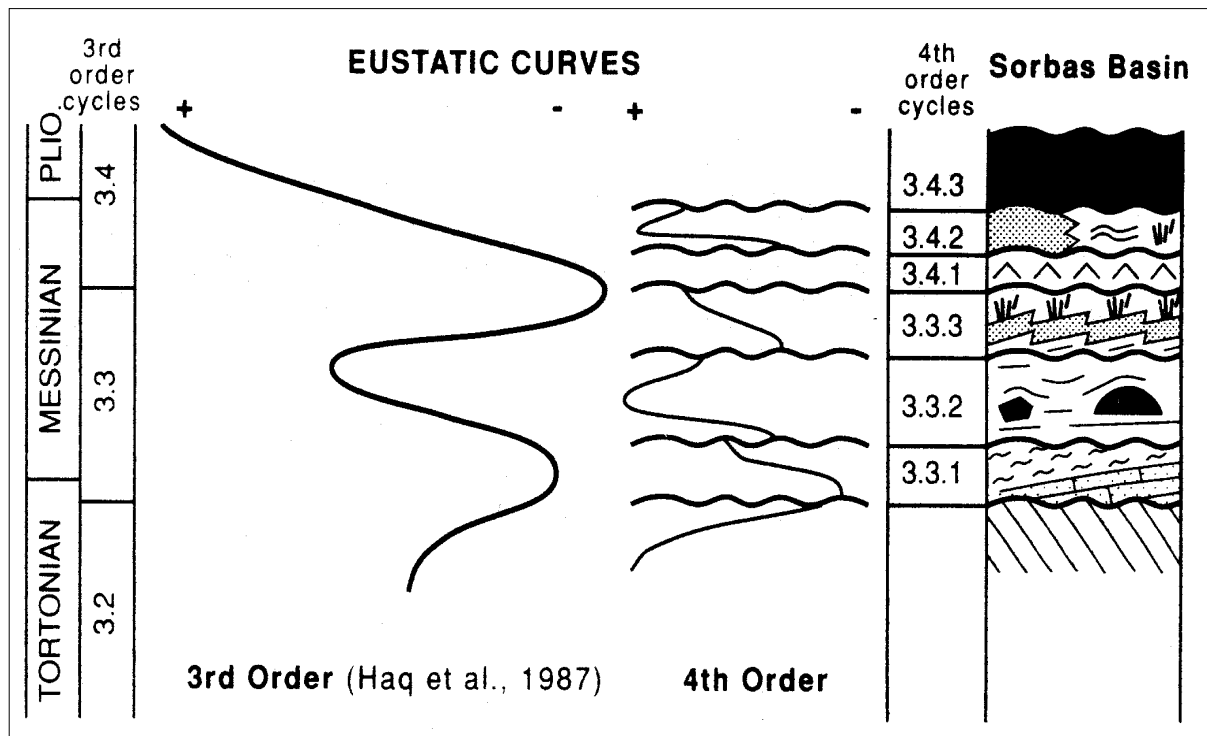
(Fig. 5.2.1.1.). Den nederste syklusen starter med grunnmarine kalkarenitter som tilhører Azagadorleddet som går over til mergel og turbiditter som tilhører Abadleddet. Dette vil si at Azagador og nedre del av Abad er tolket som lavstandssystemrekken av TB3.3 syklusen (Martín & Braga, 1996; Braga m.fl., 2001). Øverste del av Abadleddet og revavsetninger som tilhører Cantera-leddet (ikke særlig utbredt i Verabassenget) representerer henholdsvis transgressiv- og høystandssystemrekke.

Ved inndeling i høyere ordens syklus (fjerde orden) er Azagador tilskrevet en lavstandssystemrekke, og overliggende mergel som tilhører Abadleddet korresponderer til den transgressive systemrekken (Martín & Braga, 1996; Braga m.fl., 2001) (Fig. 5.2.1.2.). Braga m.fl. (2001) har nevnt muligheten for inndeling av Azagadorleddet i en femte ordens syklus, basert på feltstudier langs Verabassengets nordlige margin; 1) lavstand er indikert ved konglomerater på toppen av inkonformiteten over Chozasformasjonen, 2) ”plattform avsetninger” representerer en transgressiv systemrekke, og 3) en høystands-hendelse som består av et mergelintervall mot toppen av Azagador samt deler av Abadleddet.

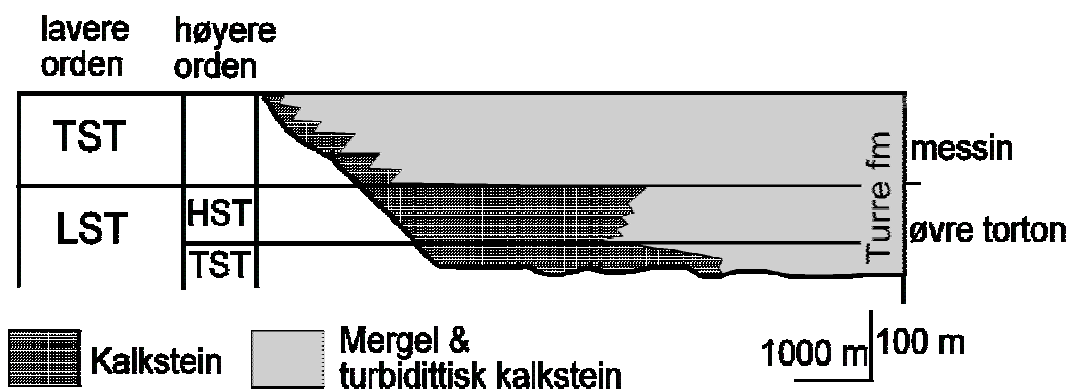
5.2.2 Et blandet silisiklastisk-karbonatsystem

Klastiske og karbonatavsetningssystem viser tydelig forskjellig respons på relative endringer i havnivå, noe som resulterer i forskjeller med hensyn til den sekvensstratigrafiske tolkningen av systemene (Emery, 1996; Wright & Burchette, 1996).

I begge systemene er sekvensgeometrien direkte relatert til avsetningssystemets morfologi. Samspillet mellom preeksisterende topografi, sedimenttype og raten av sedimentakkumulasjon er faktorer som kontrollerer avsetningssystemets morfologi, og som er avhengige av endringer i relativt havnivå. Forskjeller i sekvensmorfologier til de to systemene er relatert til måten sedimentet har blitt tilført, og hvor den maksimale raten av sedimentakkumulasjonen foregår innen avsetningssystemet (Wright & Burchette, 1996). Eksempelvis så vil sedimentene i silisiklastiske avsetningssystem ofte tilføres bassenget av elvesystemer, bli avsatt proksimal for deretter å transporteres videre ut i bassenget. I et karbonatsystem dannes mesteparten av sedimentene *in situ* i vannmassene og avsettes derfor direkte på havbunnen. I forhold til endringer i relativt havnivå, vil karbonatproduksjonen være størst ved stigende relativt havnivå, ved transgresjon og høystand, mens silisiklastisk tilførsel til bassenget vil i de fleste tilfeller dominere ved lavstand, når kystlinjen er under maksimal grad av progradasjon og tidligere høystandsavsetninger blir erodert og transportert ut i bassenget (Emery, 1996; Wright & Burchette, 1996).



Figur 5.2.1.1. Tredje- og fjerde ordens sedimentære sykluser representert i messin i Sorbasbassenget, og den relaterte eustatiske kurven. Azagadorleddet er representert ved enhet 3.3.1. Det er antatt at tilsvarende inndeling kan foretas i Verabassenget (etter Martín & Braga, 1996).



Figur 5.2.1.2. Braga m.fl.'s forslag på sekvensstratigrafisk inndeling av kalkarenitter (her kalt kalkstein) som tilhører Azagadorleddet og Abad-mergelen (modifisert etter Braga m.fl., 2001).

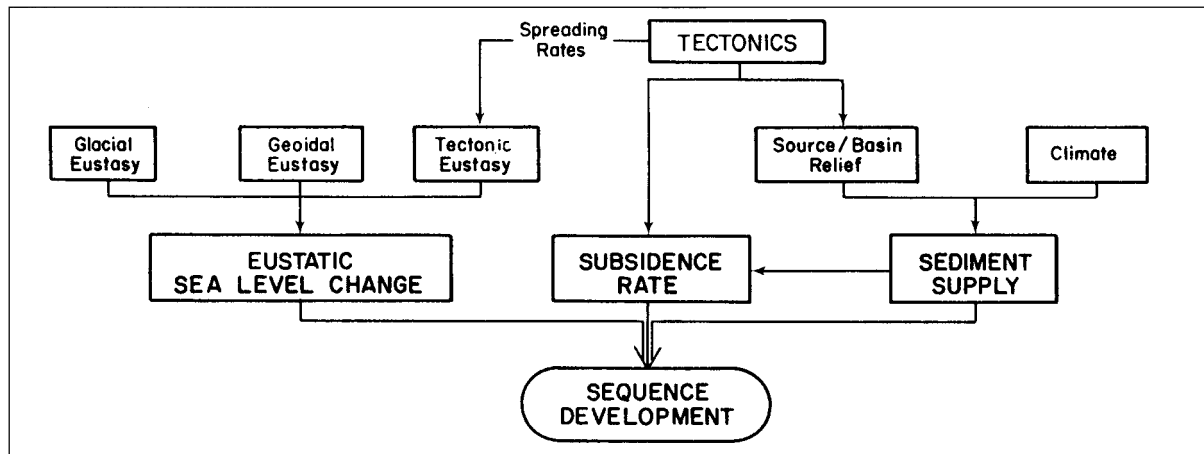
Azagadorleddet består av en blanding av silisiklastisk materiale og tempererte karbonater, og den sekvensstratigrafiske inndelingen av slike blandete silisiklastisk-karbonatsystem er relativt kompleks. Generelt tyder tidligere studier på at karbonatsedimentasjon dominerer under stigning og høystand i relativt havnivå, mens silisiklastisk sedimentasjon dominerer ved lavstand når karbonatsedimentasjonen er generelt lav (Wright & Burchette, 1996). Vanligvis er det et klart skille mellom sedimenttypene i et slikt avsetningssystem, men i Azagadorleddet er klastisk og karbonatmateriale blandet på grunn av resedimenteringsprosesser. *In situ* karbonatproduksjon har forekommet i tillegg til den klastiske tilførselen. Dette gjør avsetningsmiljøet ytterligere komplekst i forhold til en sekvensstratigrafisk tolkning.

Det tempererte karbonatmaterialet i Azagadoravsetningene har potensial til å danne avsetningssekvenser som ligner silisiklastiske. Sekvensstratigrafisk skiller disse karbonatene seg fra den klassiske, etablerte sekvensinndelingen av tropiske karbonater (Betzler m.fl., 1997). En direkte sammenligning av kontrollerende faktorer hos silisiklastiske- og tempererte karbonatavsetningssekvenser bør man imidlertid være forsiktig med, fordi systemene er betydelig forskjellig når det gjelder måten sedimentene blir tilført bassenget på (Betzler m.fl., 1997).

5.2.3. Fokus i dette studiet

Basert på karakteristiske trekk ved det blandete silisiklastiske-karbonatavsetningssystemet har det her blitt gjort en tolkning av dominerende sekvensstratigrafiske trekk ved Azagadorleddet i Verabassenget. Den sekvensstratigrafiske inndelingen er gjort med en femte ordens syklisitet (200 000 – 10 000 år; Vail m.fl., 1977b), som relateres til klimaendringer som følge av sykliske avvik i jordas tilt og bane (Milankovitch sykluser) (Plint m.fl., 1992).

Avsetningsmønster reflekterer et samspill mellom flere viktige faktorer (Fig. 5.2.3.1.) (Galloway, 1989), og sekvensarkitekturen i Azagadorleddet er i stor grad preget av den tektoniske aktiviteten som skjedde samtidig med avsetningen (Weijermars m.fl., 1985; Montenat m.fl., 1987). Tektonikken har trolig i stor grad overskygget effekten av de eustatiske endringene i havnivå. I tillegg indikerer den tykke, aggraderende sedimentpakken at stor sedimenttilførsel har spilt en avgjørende rolle i sekvensutviklingen og har trolig vært en indirekte respons på tektonikken. Dette området av Verabassenget var i sen torton – tidlig messin tid et smalt stred med bratt relieff, og bassengeometrien har etter all sannsynlighet også hatt en avgjørende betydning for sekvensarkitekturen.



Figur 5.2.3.1. Variabler som påvirker avsetningshistorien og sekvensstratigrafi ved prograderende bassengmarginer. Sekvensarkitekturen er et produkt av et samspill mellom eustatisk havnivå, innsynkningsrate og sedimenttilførsel (etter Galloway, 1989).

5.2.4. Sekvensstratigrafiske grenseflater

Systemrekker i sekvensstratigrafisk analyse blir i de fleste modeller definert av spesielle grenseflater (Tabell 5.1.). Når kystlinjen over tid forflytter seg i varierende retninger og danner forskjellige avsetnings- og erosjonsmønstre, dannes det markerte grenseflater som er viktige for å kunne plassere avsetningene i et sekvensstratigrafisk rammeverk (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Det vil her bli gitt en generell definisjon og beskrivelse av viktige karaktertrekk hos sekvensstratigrafiske flater som er identifisert og antatt å være viktige grenseflater i det stratigrafiske rammeverket hos Azgadorleddet. Beskrivelse av hvordan flatene fremstår i felt er foretatt i kapittel 5.2.5.

Subaerisk inkonformitet

Denne flaten er dannet ved at kystlinjen forflytter seg ut i bassenget med en kystlinjebane som er brattere enn den ikke-marine gradienten. (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Inkonformiteten er dannet kontinentalt, og er ofte assosiert med innskårne daler, modne jordprofil, manglende faciesbelter og brudd i biostratigrafien.

Ideelt sett skal den subaeriske inkonformiteten samsvare med en marin korrelativ konformitet (Van Wagoner m.fl., 1987). Den korrelative konformiteten er den laterale ekvivalenten til grenseflaten hvor denne ikke er representert, og er definert som den flaten som korresponderer med laveste relative havnivå (Hunt & Tucker, 1992; Helland-Hansen & Gjelberg, 1994).

Maksimum regressiv flate

Maksimum regressiv flate tilsvarer vendepunktet fra maksimal regresjon til påfølgende transgresjon. Hvis den ikke er fjernet av den påfølgende transgressive erosjonen, er flaten plassert ved første tegn på oppdypning fulgt av regresjon (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Denne flaten har også blitt referert til som initial transgressiv flate (Nummedal m.fl., 1993) eller transgressiv flate (Embry, 1995).

Maksimum transgressiv flate / maksimal oversvømmelsesflate

Maksimum transgressiv flate tilsvarer vendepunktet fra maksimal transgresjon til påfølgende regresjon (Helland-Hansen & Martinsen, 1996; Helland-Hansen m.fl., 1997). Flaten representerer tidspunktet med største vanddyp, og er analog med maksimal oversvømmelsesflate beskrevet av Galloway (1989) og Nummedal m.fl.'s (1993) ”avsluttende regressive flate” (”final regressive surface”). Grenseflaten er ofte karakterisert ved kondenserte avsetninger med konsentrasjon av fossiler og mineraler som tyder på lave sedimentasjonsrater og tidvis submarin erosjon. Flaten har stor lateral utbredelse, og er derfor lett korrelerbar (Helland-Hansen & Martinsen, 1996).

5.2.5. Systemrekker

En avsetningssyklus i en stratigrafisk lagrekke kan deles inn i to eller fire systemrekker i følge Helland-Hansen-metoden (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994; Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Den firedelte inndelingen er benyttet i dette studiet og består av avsetningssykluser med alternerende regressive og transgressive enheter; der resultatet er en inndeling i en lavstandskile, transgressiv systemrekke, høystandssystemrekke og tvungen regressiv systemrekke (sistnevnte er ikke identifisert i Azagadorleddet) (Helland-Hansen & Gjelberg, 1994; Helland-Hansen & Martinsen, 1996).

Hele Azagadorleddet i Turreområdet er tolket til å representere en del av en sekvens avgrenset av maksimale oversvømmelsesflater. Sekvensens nederste avgrensning er ikke observert i felt men kan tilsvare toppen av Loma Coloradaledet i Chozasformasjonen (se Fig. 2.3.1. for stratigrafisk plassering), som består av transgressive facies (Völk, 1969) overlagt av mergel som representerer høystandsavsetninger (Gatarleddet, Chozasformasjonen). En angulær inkonformitet på toppen av Gatarleddet, utgjør den nederste grensen til Azagadorleddet (Turreformasjonen). Azagadorleddet kan deles inn i tre systemrekker; lavstandskilesystemrekke, transgressiv systemrekke (bestående av to parasekvenser) og

høystandssystemrekke (Fig. 5.2.5.1.). Den maksimale oversvømmelsesflaten på toppen av Azagadorleddets transgressive systemrekke utgjør sekvensens øverste avgrensning.

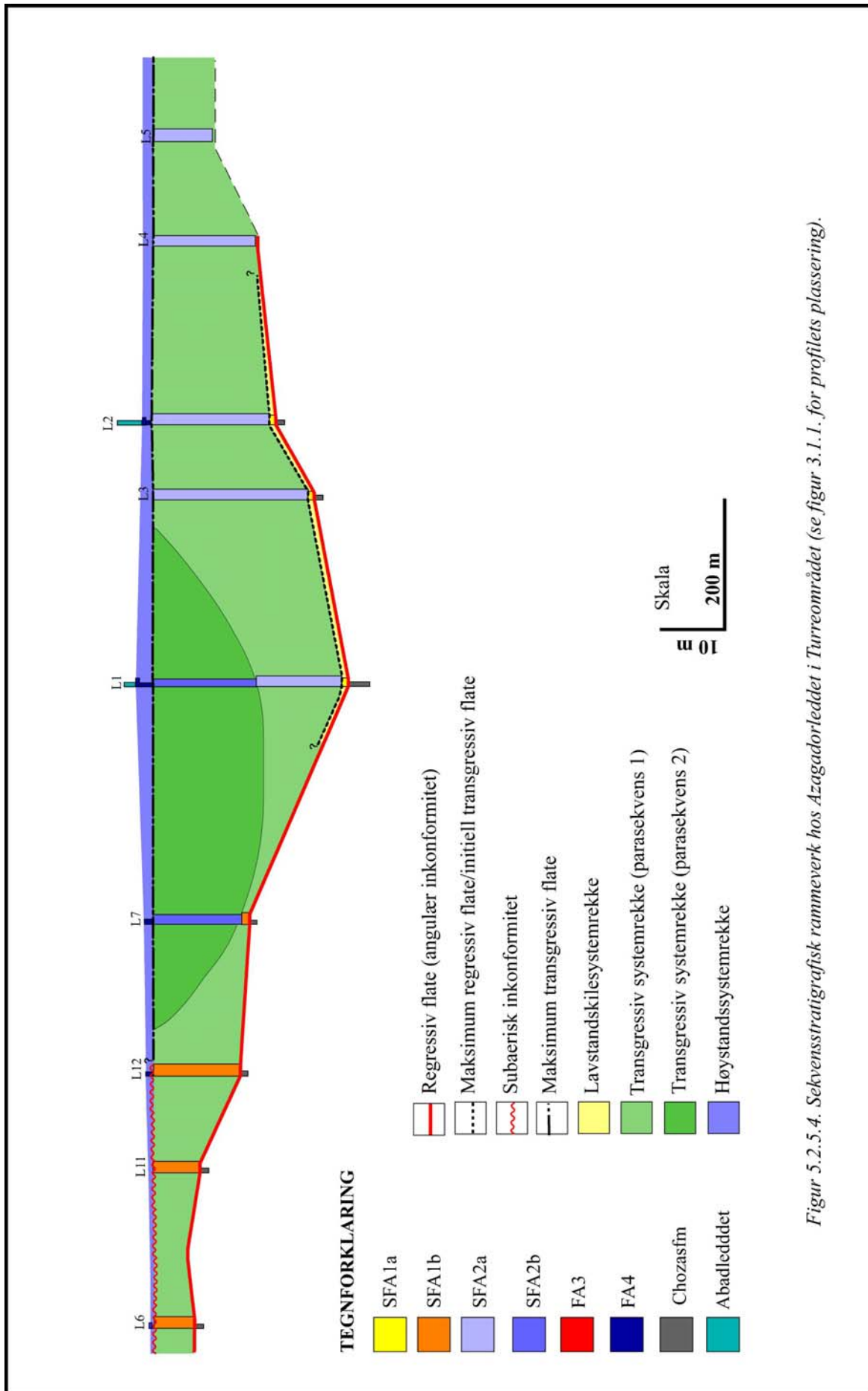
Genetisk enhet A: Lavstandskilesystemrekke

Den basale avsetningssyklusen hos Azagadorleddet består av F1 (SFA1a), grusholdig sandstein med borede klaster og spredt skallmateriale som ligger direkte på mergel som tilhører Gatarleddet, Chozasformasjonen. Disse underliggende mergelavsetningene ble utsatt for tektonisk deformasjon og heving i starten av sen torton. Denne tektonikken foregikk samtidig med et eustatisk fall i havnivå, og hendelsen resulterte i en angulær inkonformitet på grensen mellom Turre- og Chozasformasjonen (Rondeel, 1965; Völk, 1967). Episoden med inkonformitetsdannelse er tilskrevet det laveste relative havnivå i avsetningssystemet og samsvarer i følge Martín & Braga (1996) med Haq's havnivåkurve som viser et fall ved overgangen mellom TB3.2 og 3.3 (Fig. 5.2.1.1.) (Haq m.fl., 1987). I Sorbasbassenget er denne hendelsen representert ved en subaerisk eksponering (Hodgson, 2002), og det er antatt at inkonformiteten i stredet mellom Sorbas- og Verabassenget har hatt den samme opprinnelsen (kapittel 4.2.1.).

Som diskutert i kapittel 4.2.1. kan topografien i Chozasformasjonen muligens være et resultat av innskjæring av fluviale systemer og dermed utvikling av et innskåret relieff før avsetning av Azagadorleddet. Det er ikke observert noen tegn på subaeriske avsetninger, men disse kan ha blitt fjernet ved submarin erosjon ved en påfølgende relativ stigning i havnivå i sen torton tid. Erosjonsprofilen er imidlertid bevart i Chozas-mergelen som paleodaler.

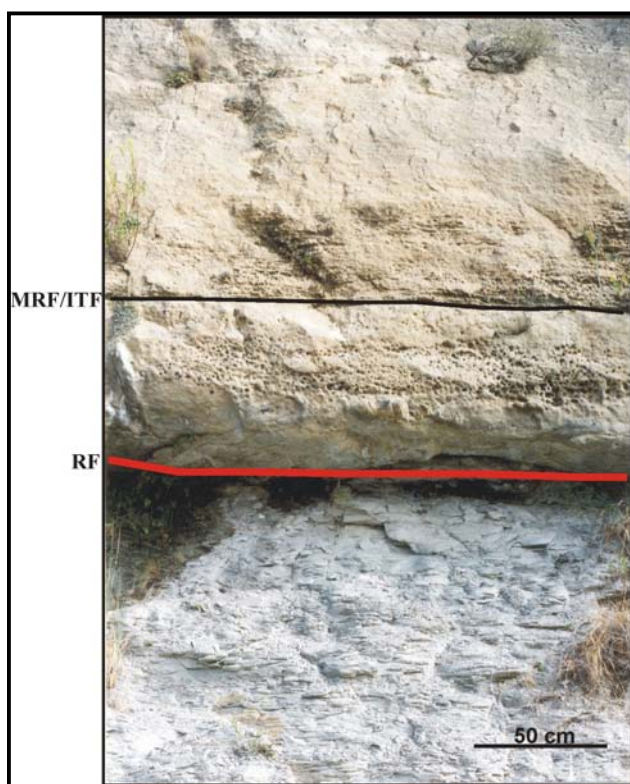
Inkonformiteten er overleiret av en opptil 1,5 m tykk erosjonsrestavsetning med bølge- og strømbearbeidet grusholdig sandstein med borede klaster, skallmateriale og bioturbasjon. Denne enheten forekommer bare der Chozas-innskjæringen er dypest, det vil si i de dypeste delene av den sen tortonske paleohavbunnen, og er relatert til den begynnende stigningen i relativt havnivå. Sannsynligvis representerer SFA1a erosjonsrester av fluviale- og strandsoneavsetninger som har blitt konsentrert i de innskårne fordypningene på havbunnen. Det er også gjort tilsvarende observasjoner i Sorbasbassenget (Talbot, 2002, pers.kom.), der grunnmarine kystlinjefacies som tilhører nedre del av Azagador, ligger med angulær inkonformitet på grunnfjell med et forvittringsprofil og foldete sedimenter av Chozasformasjonen.

Flaten i bunnen av Azagadorleddet (Fig. 5.2.5.2) er uten tvil viktig i en sekvensstratigrafisk sammenheng, og har en kompleks opprinnelse. Flaten er tolket til å kunne relateres til den subaeriske eksponeringen i sen torton, men på grunn av manglende konkrete



Figur 5.2.5.4. Sekvensstratigrafisk rammeverk hos Azagadorleddet i Turreområdet (se figur 3.1.1. for profilets plassering).

bevis på dette, er flaten valgt å bli kalt en subakvatisk regressiv erosjonsflate. Flaten har ikke samme opprinnelse som Helland-Hansen & Gjelberg's (1994) regressive kyster erosjonsflate, men er tolket til å representere en submarint modifisert subaerisk inkonformitet (lignende flate er beskrevet av Choi m.fl., 1999). En skarp erosiv grense, med lavt relieff utgjør toppen på SFA1a. Over denne kommer avsetninger tilhørende F2, kryssjiktet grusholdig kalkarenitt (Fig. 5.2.5.1.). Denne flaten indikerer stigning i relativt havnivå og representerer den initielle transgressive flaten/maksimal regressiv flate som tilsvarer vendepunktet fra maksimal regresjon til påfølgende transgresjon (definisjon: Embry, 1995; Helland-Hansen & Martinsen, 1996; Helland-Hansen m.fl., 1997).



Figur 5.2.5.2. Genetisk enhet A lokalisert mellom regressiv flate (inkonformitet) i bunn og MRF/ITF (maksimum regressiv flate/initiell transgressiv flate) på toppen (lokalitet 1, Rio de Aguas).

Den genetiske enheten A representerer avsetninger fra maksimal lavstand til begynnende stigning i relativt havnivå til påfølgende maksimale regresjon som er etterfulgt av en transgresjon. Basert på dette er enheten tolket til å representere en lavstandskilesystemrekke.

Det lokale fraværet av en tvungen regressiv systemrekke avsatt under fallende havnivå hos Azagadorleddet i Turreområdet, kan trolig relateres til den dramatiske tektoniske hendelsen som forårsaket et betydelig avsetningsbrudd og dannelsen av den angulære inkonformiteten i bunnen av Azagadorleddet. Avsetninger tilhørende den tvungne regresjonen ble sannsynligvis transportert ut mot de dypeste delene av Verabassenget (mot øst), og avsatt

som kiler her. I det studerte området er imidlertid rester av denne systemrekken fjernet, og lavstandskilesystemrekken ligger direkte på inkonformiteten som representerer maksimal lavstand.

Genetisk enhet B: Transgressiv systemrekke

Enhet B utgjør omtrent 70 % av hele Azagadorleddet og har stor vertikal mektighet. Opptil 20 m med samme facies (grusholdig kalkarenitt) tyder på at likevekt mellom generering av avsetningsrom og sedimenttilførsel. Avsetningssystemet består av massestrømmer fra strandskråningen (SFA1b og SFA1c) som har blitt bearbeidet av storm- og tidevannsprosesser til storskala kalkarenittiske dyner (SFA2a) og kanalavsetninger (SFA2b). De sedimentære avsetningene i denne sekvensen består hovedsakelig av resedimentert blandet karbonat og klastisk materiale fra strandskråningen. Massestrømmer i form av debrisstrømmer og turbiditter på den bratte bassengmarginen har ført til en blanding av strandderivert grus og bioklastisk materiale fra strandskråningen. FA2 inneholder imidlertid i tillegg ufragmenterte foraminifera, rødalger og bryozoa-kolonier som representerer *in situ* karbonatproduksjon.

Generelt kan man si at enhet B er avsatt under relativt stigende havnivå, og kan deles inn i to parasekvenser, der den stratigrafisk nederste tilsvarer de aggraderende grusholdige kalkarenittene, SFA1b, SFA1c og SFA2a, og en klar retrograderende trend kan identifiseres i de øverste avsetningene tilhørende kanalene i SFA2b. Parasekvens 1 (SFA1b, SFA1c og SFA2a) er avgrenset i bunnen av den initielle transgressive flaten som utgjør toppen på enhet A. Avsetningene i denne delen av enhet B, er karakterisert ved en aggraderende trend, og et økt innhold av tempererte karbonater mot toppen, og proporsjonalt minkende innhold av klastisk grusmateriale. I tillegg øker graden av bioturbasjon oppover i lagrekken, noe som er en ytterligere indikasjon på stigende relativt havnivå. Parasekvens 1 er kuttet av SFA2b, kanalavsetninger, som representerer den stratigrafisk øverste delen av enhet B. Disse avsetningene er karakterisert ved tempestitter som alternerer med mer finkornige ”finværs-avsetninger”, som har et klart oppfinende mønster med økt hyppighet av mergelintervall og mindre innhold av klastisk materiale mot toppen.

Den øvre avgrensningen av genetisk enhet B er karakterisert ved to sammenfallende, ganske forskjellige grenseflater, før avsetning av sandig mergel som tilhører FA4;

a) Kondensert flate.

Flaten kan identifiseres i felt ved at den ligger øverst på blotningene og gir disse en subhorisontal overflate. Ansamling av hele fossiler av særlig bentiske arter som

echinodermer, krabber og bivalver, samt intens bioturbasjon er karakteristisk, før overgangen til hemipelagiske avsetninger (FA4) som tyder på lite sedimenttilførsel og sakte avsetning. Flaten ser ut til å være svakt erosiv, men er først og fremst preget av ikke-avsetning og kondensering.

b) Eksponeringsflate.

På det samme stratigrafiske nivået lengst sør i studieområdet, mot bassengmarginen, har toppflaten på enhet B en ganske annen opptreden. Forekomsten av laminert kalkskorpe, med tegn på begynnende paleosoldannelse og spor etter røtter (rhizocretion) er tydelige tegn på subaerisk eksponering. I tillegg er fluviale konglomerater avsatt ved samme hendelse (FA3, kapittel 4.4.). Denne flaten er på samme måte som kondensasjonsflaten, overlatt av sandig mergel (FA4). Bevis på en samtidig eksponering eller lavstandshendelse er ikke identifisert i den nordlige delen av det studerte området.

Forholdet mellom denne eksponeringsflaten og den erosive, bioturberte flaten lenger ut mot bassenget er noe problematisk. Det er ikke identifisert noen oppgrunningssekvens før forekomsten av de subaeriske indikatorene, men avsetningene i enhet B er derimot karakterisert ved en oppfining med økt innhold av karbonatmateriale mot toppen av enheten, noe som trolig kan relateres til dypere forhold. Det relative fallet i havnivå som førte til eksponeringen må ha foregått raskt uten at det har rukket å ha blitt avsatt betydelige prograderingssekvenser, og er vanskelig å forklare ut i fra eustatiske havnivåendringer. Den neogene sedimentasjonen i Verabassenget var i stor grad kontrollert av den samtidige tektonikken (eksempel: Weijermars m.fl., 1985; Montenat m.fl., 1987). Bassenget var i et transpressivt regime under hele messin tid, der brudd i innsynkningsmønsteret er assosiert med lokale oppløft-faser (Huibregste m.fl., 1998). Lokal tektonikk og forkastningsaktivitet relatert til oppløfting av den sørlige bassengmarginen, Sierra Cabrera, kan forklare et relativt fall i havnivå og den lokale subaeriske eksponeringen. Ingen laterale ekvivalente avsetninger til eksponeringsepisoden er identifisert lengst nord i området.

Den kondenserte grenseflaten i nord er tilskrevet en marin oversvømmelsesflate karakterisert ved submarin erosjon og ikke-avsetning. Lignende flater har blitt beskrevet av Galloway (1989) og Van Wagoner m.fl. (1990). En mulig forklaring på grenseflatens opptreden i enhet B er basert på at den nordlige laterale ekvivalenten til den subaeriske eksponeringen (som foregikk i sør) er modifisert eller erodert bort av den påfølgende transgresjonen, og erstattet av den transgressive oversvømmelsesflaten. Den marine

oversvømmelsen har med andre ord skjedd relativt kort tid etter eksponeringshendelsen, og fjernet spor etter denne lengst nord i området. Eksponeringsintervallet kan også muligens relateres til en maksimal regressiv del av en parasekvens i den transgressive systemrekken, der lokalt og hurtig tektonisk oppløft har resultert i en rask progradering og eksponering langs sør-marginen, uten at dette har påvirket resten av bassenget i noen større grad.

En alternativ forklaring på de to grenseflatenes opptreden, kan relateres til at det tektoniske oppløftet i sør medførte en ”motsatt-tilting” effekt av bassenget. Det vil si at lokal heving og eksponering i sør var sammenfallende med en innsynkning og dermed oversvømmelse i nord. Det er imidlertid ikke foretatt grundige nok strukturgeologiske undersøkelser i området for å kunne bekrefte/avkrefte denne muligheten.

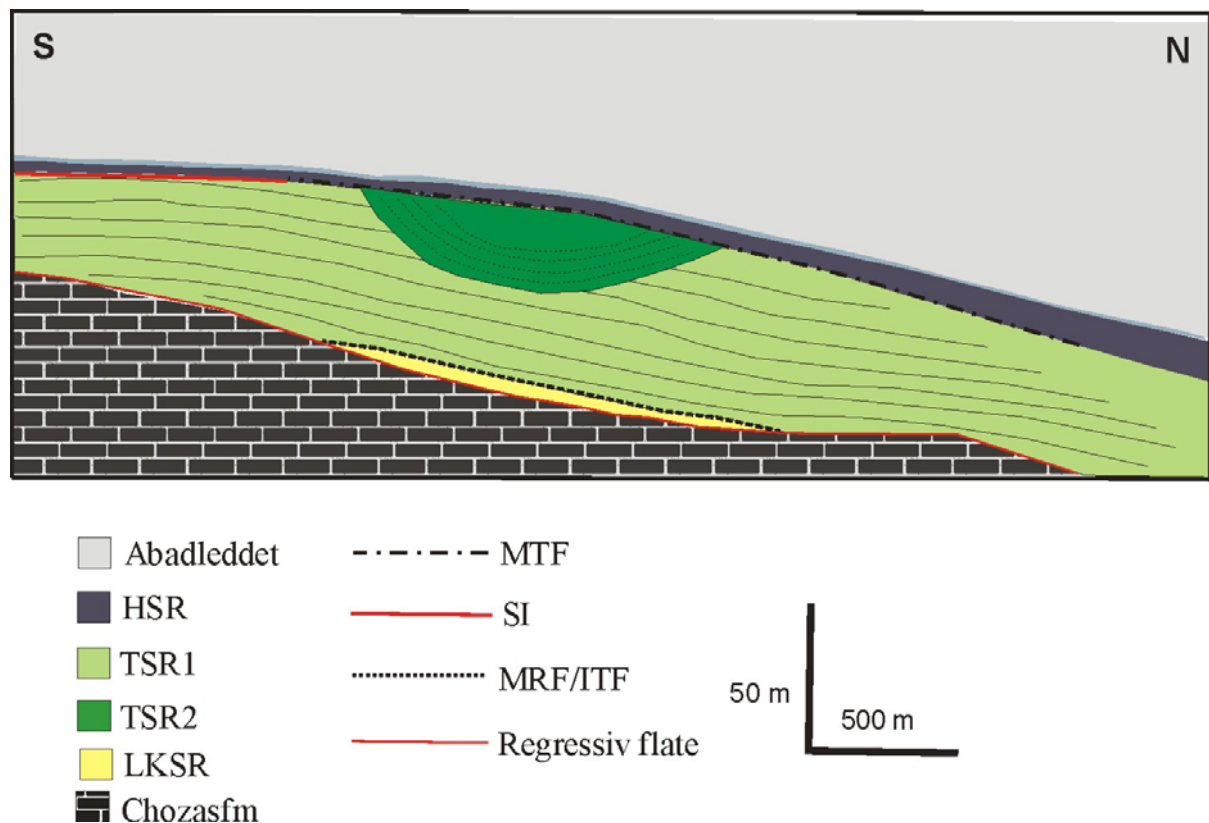
Genetisk enhet B består av et avsetningssystem som er dominert av tektonikk, høy sedimenttilførsel og et tilstrekkelig avsetningsrom til å få dannet den aggraderende lagrekken. Avsetningene ble ikke akkumulert i en typisk sokkel-type situasjon, men i et avlangt stred med smale ramper og bratte strandskråninger omgitt av landområder med et betydelig relieff. Den regionale sedimenttilførselen var sannsynligvis svært stor og var preget av grovklastisk tilførsel fra landområdene blandet med karbonatmateriale produsert på strandskråningen. Sedimentene ble fokusert inn mot stredet og store mengder blandet klastisk-karbonatmateriale akkumulerte. Økt karbonatproduksjon i tillegg til mindre forekomst av silisiklastiske sedimenter mot toppen av avsetningssekvensen indikerer en progressivt stigning i relativt havnivå. En oppdypende trend og et klart transgressivt mønster dominerer i enhet B, og kan dermed tolkes til å representere en transgressiv systemrekke.

Genetisk enhet C: Høystandssystemrekke

Under det stigende relative havnivået markert ved oversvømmelsesflaten på toppen av den transgressive systemrekken, greide ikke produksjonen av bentiske organismer og tilførselen av silisiklastisk materiale å holde tritt med det økende avsetningsrommet. Resultatet ble en faciesendring til hemipelagisk sedimentasjon. Soner med silisiklastisk- og kalksand i mergelen tyder på bidrag av terrigent og karbonatmateriale når stormgenererte strømmer har feiet over havbunnen. Forekomsten av tykkere tempestitter oppover i sekvensen kan tyde på en svak regressiv episode, når det var tilstrekkelig grunt vann til at mer proksimale stormgenererte sedimenter ble avsatt på den ytre rampen. Det stratigrafisk øverste stormlaget (F11) utgjør avslutningen av Azagadorsedimentasjonen og er overlatt av grålig mergel som er tilskrevet Abadledet avsatt under fortsatt stigende relativt havnivå

Oppsummering

Tre systemrekker er identifisert og korrelert i Azagadorleddet (Fig. 5.2.5.3.). Genetisk enhet A er tilskrevet en lavstandskilesystemrekke (LKSR), der grusholdig sandstein lapper på en angulær inkonformitet tolket til å være en subakvatisk regressiv flate, muligens relatert til den subaeriske eksponeringen i tidlig sen torton. Systemrekken er dårlig utviklet og dette skyldes antakelig en ytterligere stigning i relativt havnivå og avsetning av blandete silisiklastiske-karbonat sedimenter på toppen av enhet A. Grenseflaten mellom systemrekkene A og B er en maksimal regressiv flate (MRF), også kalt initiell transgressiv flate (ITF) (Embry, 1995), som markerer vendepunktet fra maksimal regresjon til påfølgende transgresjon (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Denne lavstandskilesystemrekken er kun identifisert i de dypeste delene av paleorelieffet, og representerer erosjonsrester av fluviale- eller grunnmarine avsetninger.



Figur 5.2.5.3. Sekvensmodell av Azagadorleddet i Verabassenget som viser utvikling fra lavstandskilesystemrekke (LKSR), til transgressiv systemrekke med to dominerende parasekvenser (TSR1 og TSR2), og høystandsystemrekke (HSR). (MTF = maksimal transgressiv flate, SI = subaerisk inkonformitet, MRF/ITF = maksimal regressiv flate/initiell transgressiv flate).

Systemrekken i enhet B utgjør mesteparten av Azagadorleddet og er dominert av stor sedimenttilførsel i form av massestrømmer som er bearbeidet av storm- og tidevannsprosesser. Avsetningene viser en aggraderende (parasekvens 1/TSR1) og deretter en klar oppdypende trend (parasekvens 2/TSR2), med gradvis økt innhold av karbonatmateriale, og den øverste avgrensningen er karakterisert av en maksimum transgressiv flate (MTF). Lenger mot bassengmarginen er enhet B overlatt av en subaerisk inkonformitet (SI) relatert til et episodisk fall i relativt havnivå. Sannsynligvis kan denne hendelsen knyttes til at Verabassenget var tektonisk aktivt under avsetningen av Azagadorleddet, og en lokal oppløft-fase relatert til hevingen av Sierra Cabrera-fjellene i sør, er en mulig forklaring på eksponeringen. Lokal forkastningsaktivitet har trolig medført at bare den mest kystnære delen av stredet har blitt påvirket, mens ”normale” forhold har fortsatt i resten av bassenget.

I en klassisk (silisiklastisk) sekvensstratigrafisk modell er transgressive systemrekker assosiert med retrograderende avsetningssystem hvor økningen i avsetningsrom er større enn raten for sedimentakkumulasjonen (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). Azagadorleddet ble avsatt i et smalt og avlangt stred, med bratt gradient på strandskråningen, omgitt av landområder med forholdsvis høye relieff. Stor silisiklastisk tilførsel fra landområdene i tillegg til stor karbonatproduksjon på den smale rampen, førte til en ekstremt høy sedimenttilførsel som fylte det kontinuerlig genererte avsetningsrommet. Avsetningsenhet B kan tilskrives en aggraderende transgresjon (”accretionary transgression”) (Helland-Hansen & Martinsen, 1996), der kystlinjen har beveget seg stratigrafisk opp og mot land. Lagrekken viser en oppdypende trend med komplett bevaring av facies. Man bør heller ikke glemme at sedimentene i denne sekvensen er karakterisert ved et økt innhold av karbonatmateriale. Karbonatproduksjonen har holdt tritt med havnivåstigningen, mens den eksterne tilførselen av terrigene sedimentene har blitt gradvis mindre etter hvert som kystlinjen har beveget seg mot land.

Enhet C, sandig mergel med økt innhold av grovere fragmenter og sandig kalkstein over den kondenserte transgressive flaten, tyder på en svak reduksjon den relative havnivåstigningen, eller sakte relativ stigning i havnivå, og er tolket til å representere Azagadorleddets høystandssystemrekke. Denne sekvensen er imidlertid dårlig utviklet, og er etterfulgt av tykke mergelavsetninger tilhørende Abadleddet, avsatt under fortsatt stigende relativt havnivå.

KAPITTEL 6

OPPSUMMERING OG DISKUSJON

6.1 Introduksjon

Basert på innsamlede felldata har Azagadorleddet i Verabassenget blitt delt inn i elleve facies, som er integrert i en avsetningsmodell bestående av fire faciesassosiasjoner. Avsetningene har også blitt satt i et sekvensstratigrafisk rammeverk. Det er i dette kapittelet gjort et forsøk på å sette Azagadoravsetningene i en større sammenheng, der sedimentasjon, avsetningsmiljø, paleogeografi og sekvensstratigrafi er oppsummert og diskutert. I tillegg er det inkludert en ytterligere diskusjon av opprinnelsen til de storskala kanaliserte strukturene som forekommer i Azagadorleddet.

6.2 Blanding av silisiklastiske og karbonatsedimenter

Azagadorleddet er dominert av avsetninger med en blandet sammensetning av silisiklastisk materiale og karbonater. Slike blandete sekvenser er ofte assosiert med vertikal faciesvariasjon knyttet til havnivåendringer og/eller variasjon i sedimenttilførsel (Budd & Harris, 1990). Avsetningene i Azagadorleddet viser imidlertid ingen klare faciesskiller med laterale overganger, men de to komponentene er blandet ned til millimeter-skala. Stor karbonatproduksjon forekommer i liten grad ved konstant tilførsel av terrigent, klastisk sediment, fordi dette hindrer den metaboliske aktiviteten hos organismene (Mount, 1984; James, 1997). Innblandingen av det terrigene materiale har sannsynligvis foregått ved såkalt ”punctuated mixing” (Mount, 1984), der ”katastrofal” tilførsel av silisiklastisk sediment i form av sterk bølge- og stormaktivitet har forårsaket blanding, bearbeiding og resedimentering. Reetablering og *in situ* karbonatproduksjon var trolig dominerende under finværs-forhold, når det var relativt lite silisiklastisk tilførsel. Et mindre innhold av silisiklastisk materiale relativt til karbonater oppover i lagrekken hos Azagadorleddet, kan relateres til en stigning i relativt havnivå, med tilbaketrekning av kystlinjen og økt karbonatproduksjon i vannmassene.

Den biotiske assosiasjonen i Azagadoravsetningene har en heterozoisk sammensetning (omfatter foramol, rhodagal, brynoderm, bryomol og molechfor facies (James, 1997; Enge, 2002)), og er typisk for en temperert klimatisk setting. Avsetninger av denne typen akkumulerer i vannmasser som generelt er kaldere enn 20° C, og/eller under forhold med økt næringsinnhold i vannet, noe som ofte er assosiert med transgressive faser (James, 1997). Azagadorleddets (og Abadleddets) tempererte karbonater er omgitt av avsetninger som inneholder karbonatmateriale av tropisk sammensetning (Chozasformasjonen i bunn, og rev-karbonater tilhørende Canteralet over), og denne utviklingen reflekterer betydelige variasjoner i klima, havnivå og oseansk sirkulasjonsmønster i Verabassenget i sen miocene tid (eksempel: Esteban m.fl., 1996; Martín m.fl., 1996).

Tempererte karbonater er i motsetning til tropiske karbonatavsetninger ikke karakterisert med tidlig diagenetisk sementutfelling, og består av organismer som i mindre grad bygger grunnmarine rev-strukturer (Betzler m.fl., 1997; James, 1997). De studerte kalkarenittene inneholder ingen overbevisende indikatorer på tidlig, grunnmarin sementering, noe som er i samsvar med det høy-energiske regimet som dominerte under avsetning av Azagadorleddet (Enge, 2002). På grunn av disse diagenetiske egenskapene, kan tempererte karbonater sammenlignes med silisiklastiske sedimenters ”oppførsel” med hensyn til transport og avsetning (Betzler m.fl., 1997; James, 1997). Et viktig aspekt derimot som må tas i betraktning når man sammenligner avsetningsegenskaper hos tempererte karbonater med silisiklastiske, er at skallmaterialet er produsert *i vannet*, og fordelingen er derfor uavhengig av terrestriske sedimentære transportprosesser. Disse forskjellene har naturligvis påvirket utviklingen av Azagadorleddet i Turreområdet.

6.3 Sedimentasjon av Azagadorleddet

En aktiv strukturell barriere i Gibraltarsonen i miocen tid, medførte en dramatisk endring i sirkulasjonsmønsteret mellom Middelhavet og Atlanterhavet, der den rifiske korridoren i Marokko og de betiske bassengene i sørøst Spania tok over som dominerende kommunikasjonsveier (Hsü m.fl., 1977; Sanz De Galdeano & Vera, 1992; Esteban m.fl., 1996). Verabassenget var etter all sannsynlighet en del av det sen tertiære systemet av smale intramontane basseng i sørøst Spania, som fungerte som forbindelsesveier mellom Middelhavet i øst og Atlanterhavet i vest. Azagadorleddet i Turreområdet, som det har vært

fokusert på i dette studiet, representerer den sen tortonske – tidlig messinske sedimentære utviklingen i et smalt stred preget av en relativ stigning i havnivå, og innstrømning fra Atlanterhavet i vest.

Ved overgangen til sen torton var de intra-betiske bassengene påvirket av et transpressivt regime med tektonisk oppløft, og et eustatisk fall i relativt havnivå (Martín & Braga, 1996; Montenat & Ott D'Estevou, 1996; Huibregtse m.fl., 1998). Dette førte til en regional endring av det strukturelle relieffet, som er reflektert i den angulære inkonformiteten i bunnen av Turreformasjonen. En uregelmessig topografi, med tydelige fordypninger, i inkonformiteten kan trolig relateres til innskjæring av fluviale systemer under eksponeringen og dannelsen av denne flaten.

Starten på sedimentasjonen av Azagadorleddet var relatert til en progressiv stigning i relativt havnivå som medførte oversvømmelse og erosjon av burdigalske til tidlig tortonske avsetninger. En bølgedominert kystlinje ble etablert langs bassengmarginene. Bølgeerosjon av marginene, i tillegg til seismisk ”shocking” relatert til tektonisk aktivitet i de tilgrensende bassengene, kan ha forårsaket destabilisering av de semikonsoliderte sedimentmassene i strandsonen, og generering av gravitasjonskollaps med påfølgende massestrømmer. Debris- og turbidittstrømmer kan også ha vært trigget av stormepisoder. Forekomsten av proksimale tempestitter (F4) og påvirkning av ripstrømmer (F5), tyder på at intensivert bølgeaktivitet under storm har påvirket den øverste delen av strandkråningen. Subakvatiske debrisstrømvæsetninger (F3 og F6) ble akkumulert på den bratte, steinete strandkråningen, og enkelte av debrisstrømmene utviklet turbulens mer distalt (SF6b) i forhold til kystlinjen. En økt opptreden av turbiditter relativt til debitter oppover i sekvensen hos F6, kan være en ytterligere indikasjon på en stigning i relativt havnivå.

Mer aksiale deler av stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget var under påvirkning av et høy-energi regime, med intensivert strømkraft på dette tidspunktet. Resedimenterte kalkarenitter (F2 og F7) ble utsatt for bearbeiding av storm- og tidevannsprosesser, noe som er reflektert i svært storskala kanal- og dynestrukturer (se kapittel 6.4 for diskusjon av kanalene).

Storskala subakvatiske dyner som migrerte østover i stredet, kan trolig relateres til det regionale sirkulasjonsmønsteret mellom Middelhavet og Atlanterhavet. I følge Esteban m.fl. (1996) fungerte Guadalquivirbassenget i sørvest Spania som dominerende innløp til Middelhavet i sen torton (kapittel 2.2., Fig. 2.2.1.). Undersøkelser i dette bassenget indikerer at det var preget av sterke strømmer mot sør og sørøst inn i Middelhavet i sen torton tid, mens en strømreversering fant sted i tidlig messin, med dominerende strømretning mot nord og

nordvest (Esteban m.fl., 1996). Det kan spekuleres i om dette kan sammenstilles med de generelt unidireksjonale paleostrøm-målingene mot øst i Verabassenget ved overgangen fra sen torton til tidlig messin tid. Øst til nordøstlige langsgående strømmer ("longitudal currents") i messin tid relatert til den generelle sirkulasjonen av havvann mellom Atlanterhavet og Middelhavet er beskrevet av Montenat & Ott D'Estevou (1996). Disse strømmene forekommer på en regional skala, fra Almeria i sørvest til Murciaområdet i nordøst (Montenat & Ott D'Estevou, 1996), og har etter all sannsynlighet også involvert Verabassenget og dets avsetningsmiljø som ligger i samme område.

Dominerende strømretning mot øst hos stredavsetningene i Azagadorleddet, støtter imidlertid ikke Benson m.fl.'s "siphon theory" (1991) (kapittel 2.2), hvor det hevdes at Middelhavet hadde separate inn- og utløp til Atlanterhavet på dette tidspunktet. De oseanske strømmene skal i følge denne teorien ha gått inn i Middelhavet ved den "rifiske korridor" i Marokko, og ut til Atlanterhavet gjennom de betiske stredene. Paleostrøm-målinger mot øst i Verabassenget viser derimot en dominerende strømning inn fra Atlanterhavet, og tilsier at Bensons "siphon theory" sannsynligvis ikke er gyldig for Verabassengets del.

Azagadorleddet i Verabassenget ble avsatt i et tektonisk aktiv regime, preget av oppløft av Sierra de los Filabres i nord, samt Sierra Alhamilla og Sierra Cabrera i sør (Huibregtse m.fl., 1998). Oppløftet førte til bratte bassengmarginer og rask akkumulasjon av resedimentert materiale i det smale stredet. Aggraderingen ble trolig forsterket av den kontinuerlige eustatiske stigningen i relativt havnivå, og på tross av sterke strømprosesser (storm og tidevann) ble avsetningene relativt godt bevart (eksempelvis F2).

Et kortvarig fall i relativt havnivå, er indikert ved en eksponeringsflate med tegn til jordprofildannelse og fluviale avsetninger. Denne episoden er ikke assosiert med noen form for oppgrunningssekvens, og er trolig et resultat av en lokal tektonisk heving av den sørlige bassengmarginen, relatert til den generelle oppløftingen av Sierra Cabrera.

Tilførselen av grovt materiale opphørte relativt brått, og ble erstattet av mer finkornete mergelavsetninger og intens bioturbasjon. Sannsynligvis skyldes denne utviklingen tektonisk rolige forhold og innsynkning, og/eller progressiv oversvømmelse av bassengmarginene ved stigning i relativt havnivå. Forekomsten av et relativt grovkornet stormlag, representerer slutten av Azagadoravsetningen, og trolig en siste regressive puls, før en jevn relativ stigning i havnivå med avsetning av mergel tilhørende Abadleddet.

6.4 Kanaldannelse

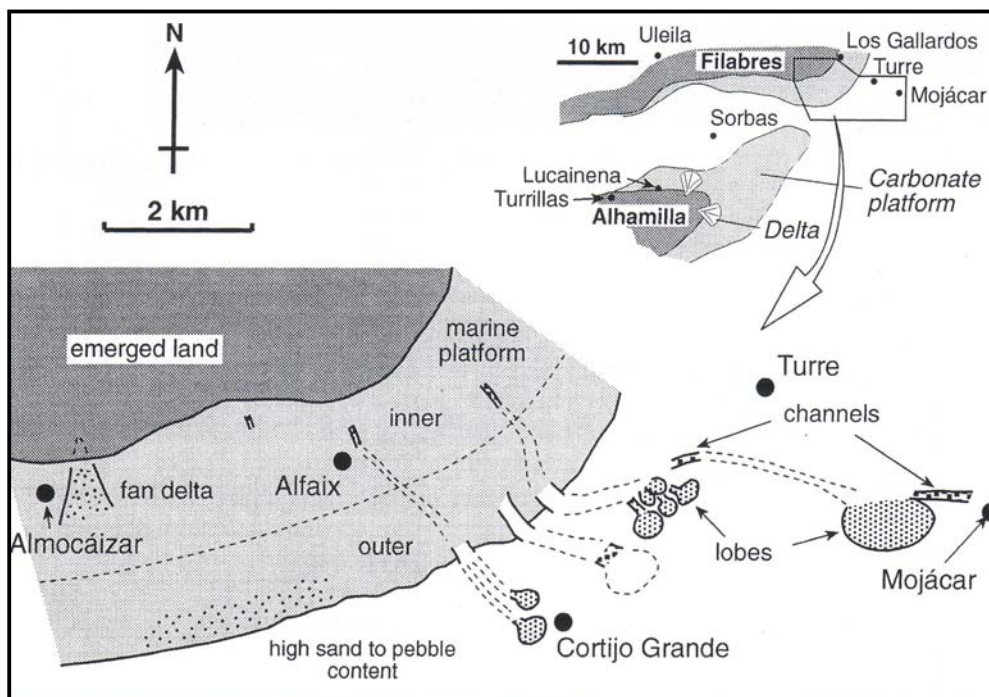
De storskala kanaliserte strukturene i Azagadorleddet som kutter ned i grusholdige rampeavsetninger, er dannet ved erosjon knyttet til sterk strømaktivitet. Opprinnelsen til disse strukturene kan framstå som ganske gåtefull, og fire prosesser er foreslått som mulige dannelsesmekanismer: 1) fluviale elvesystem; 2) tetthetsstrømmer; 3) tidevannsstrømmer; eller 4) stormgenererte strømmer.

Storskala kanaliserte strukturer er svært vanlig i fluviale sedimenter (Miall, 1992; Collinson, 1996), og er ofte assosiert med en senkning i relativt havnivå og subaerisk eksponering av underliggende grunnmarine avsetninger. Når det gjelder Azagadoravsetningene i Verabassenget er det faktisk identifisert en eksponeringsflate stratigrafisk over kanalene. Denne eksponeringen er trolig relatert til tektonisk oppløft langs den sørlige bassengmarginen, og kan ha ført til ekspanderende elvesystemer som har erodert ned i de underliggende sedimentene og dannet storskala innskjæringer. Problemet med en slik tolkning er fraværet av tegn til fluviale sedimenter i kanalinnfyllingen og ytterligere tegn til at de ble dannet i et kontinentalt miljø. Avsetningene inne i strukturene inneholder både resedimenterte og *in situ* marine fossiler, i tillegg er marine sporfossiler av typen *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* og *Skolithos* identifisert i de mergelholdige avsetningene. Muligheten for at kanalene er innfylt med marine sedimenter etter selve kanalinnskjæringen er heller ikke særlig sannsynlig, da det har vært flere stadier med innskjæring og innfylling, og kanaldannelsen og sedimentasjonen har trolig foregått samtidig.

Kanalene i Azagadorleddet har tidligere blitt diskutert av Braga m.fl. (1999, 2001). I disse publikasjonene har strukturene blitt definert som tilførselskanaler for submarine turbidittlober. Kanalene tolkes her til å ha blitt utviklet som en fortsettelse av debrisstrømmer og slumping i kanaler på den indre delen av en plattform, som utviklet seg til eroderende turbidittstrømmer på den ytre delen av plattformen. Basert på fraværet av konglomerat eller store blokker i sedimentene fungerte disse kanalene i følge Braga m.fl. (1999, 2001) som ”bypass” eller ”passeringsveier ” for massestrømmene, der kanalinnfylling og erosjon foregikk samtidig. Avsetningene inne i kanalene er i følge disse studiene de samme som omkringliggende ”plattformfacies”, beskrevet her som F2, kryssjiktet, grusholdig kalkarenitt.

I følge feltobservasjoner gjort under arbeidet med denne hovedfagsoppgaven, kan det stilles spørsmål ved de tidligere tolkningene gjort av Braga m.fl. (1999, 2001). Braga m.fl. har tolket disse kanalene til å være forlenget fra den nordlige bassengmarginen, og har fungert

som transportvei for materiale fra plattformen ut i de dypere delene av bassenget (mot SØ) (Fig. 6.4.1.). Turbidittlober innkapslet i mergel SØ i Verabassenget er tolket til å representere dette transporterte materialet. Problemet med denne tolkningen er at de omtalte turbidittlobene og omliggende mergel tilhører Abadledet, som ligger stratigrafisk over Azagador. Avsetningen av de to leddene var trolig delvis samtidig, men interfingering er ikke observert, og disse turbidittlobene befinner seg stratigrafisk over Azagadoravsetningene i felt, noe som tilsier at de må ha blitt avsatt ved et senere tidspunkt. De kanaliserte strukturene er i tillegg kuttet av en oversvømmelsesflate overlatt av kondensert mergel og sandig kalkstein som representerer slutten av Azagadorleddet, før en overgang til blågrå mergel tilhørende Abadledet. Kanalene er derfor mest sannsynlig dannet før avsetning av turbidittlobene, noe som tilsier at Braga m.fl.'s paleogeografitolkning (1999, 2001) kanskje bør revurderes (se kapittel 6.6).



Figur 6.4.1. Braga m.fl.'s (1999, 2001) paleogeografiske rekonstruksjon av nordmarginen av vestlige Verabassenget i sen tortonsk tid. Kanalene som er beskrevet i dette kapittelet, er tolket til å representere tilførselskanaler for submarine turbidittlober, som forekommer sørøst i området (de faste linjene representerer bevarte blotninger, stiplede linjer er tolkede orienteringer).

Kanaler erodert av submarine tetthetsstrømmer kan ha en størrelse fra kilometer- til meter- skala, og forekommer ofte i resente og gamle avsetningsmiljø (Stow m.fl., 1996). Braga m.fl. (2001) sammenligner kanalene i Azagadorleddet med submarine kanaler i sørlige New Zealand beskrevet av Carter & Lindqvist (1977). I dette eksempelet har kanalene på sokkelkanten blitt innskåret av erosive debrisstrømmer, og i ettertid innfylt med breksjekonglomerater og breksjesand avsatt fra treghetsstrømmer og slumping/ krypning ("slump-creep"). De fleste kanaler dannet av tetthetsstrømmer inneholder vanligvis de groveste sedimentene i systemet som inkluderer basale "lag"-avsetninger, tykke lag med sandstein, tynne turbidittlag ved kanalmarginene, og ellers kaotiske avsetninger (Stow m.fl., 1996).

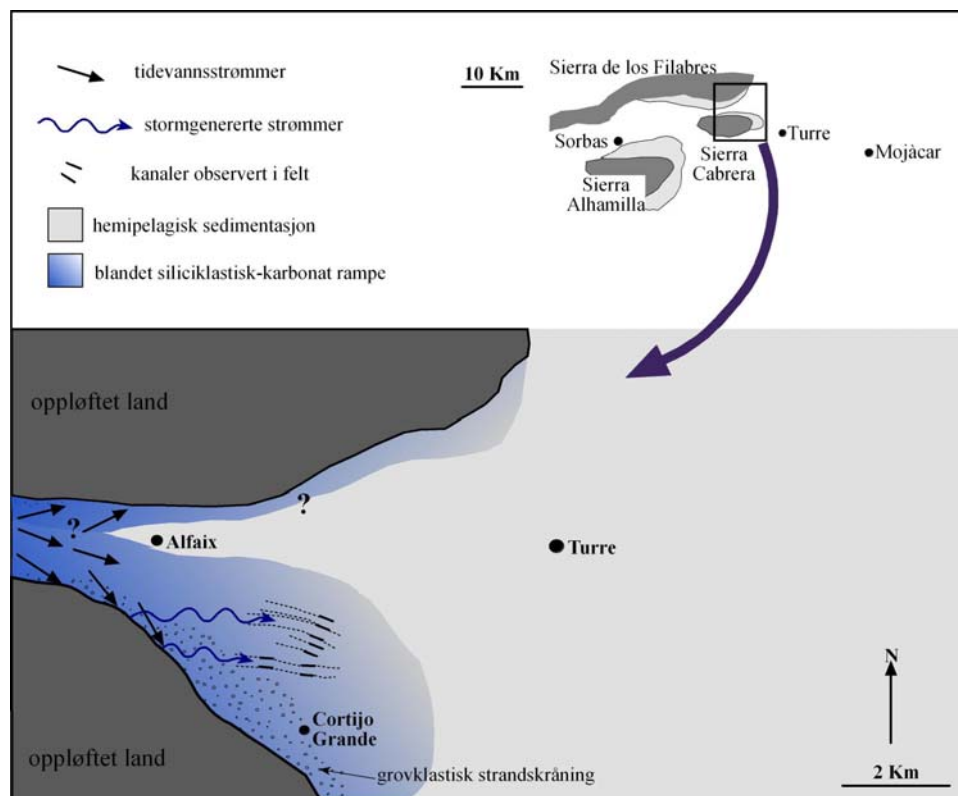
I de studerte kanalene er ingen konglomeratlag, eksotiske klaster eller deformert lagning på grunn av slumping observert i avsetningene. Avsetningene inne i kanalene består av "hummocky" kryssjiktning, graderte til ugraderte kalkarenittlag alternerende med mergel eller hyppige vekslinger mellom grov- og mediumkornet kalkarenitt, og storskala tabulærkryssjiktning.

Normalgraderte lag alternerende med mergel er ofte assosiert med avsetning fra tetthetsstrømmer under relativt dypmarine forhold. Basert på fossiler og sporfossiler er kanalene i Azagadorleddet antatt å ha blitt dannet ved 20 – 80 m dyp. Forekomsten av graderte lag og turbidittlignende sekvenser i et midtre rampemiljø trenger ikke nødvendigvis å bety en betydelig økning i relativt havnivå eller generering av tetthetsstrømmer (Nelson, 1982). Avsetningene i kanalene har blitt tolket til å representere produkt av stormassosierte bunnstrømmer samt tidevannspåvirkede "finværs-avsetninger". Forekomsten av "hummocky" kryssjiktning i bunnen av kanalene har også blitt tolket til å være dannet ved stormgenererte, oscillerende eller ensrettede strømmer, og bekrefter avsetning over stormbølgebasis.

Den oseanografiske settingen i den vestlige delen av Verabassenget var på tidspunktet for kanalgenereringen preget av en sterk østlig bunnstrøm fra Atlanterhavet gjennom stredet. Et smalt tverrsnitt mellom Sorbas- og Verabassenget fokuserte og forsterket trolig tidevannsstrømmene som passerte gjennom. Ekstreme tidevannsstrømmer kan ha vært kraftige nok til å danne innskjæringene, og flere generasjoner med kanaler som kutter hverandre kan relateres til lateralt migrerende tidevannskanaler. Avsetningene inne i strukturene tyder også på at tidevannsprosesser har vært tilstede, men generelt er sedimentene dominert av stormavsetninger.

Stormbølger blir gjerne forsterket av kraftige tidevannsstrømmer, spesielt ved springflo (Nelson, 1982; Reading & Collinson, 1996). En "oppsamling" av vannmasser ved

kystlinjen under storm, kan ha ført til sterke, fralandsrettede bunnstrømmer som har hatt nok kraft til å erodere ned i den løst konsoliderte havbunnen av grus og skallmateriale. En relaksasjonsstrøm, muligens i form av erosive ripstrømmer, kan ha gått på skrå eller vinkelrett ut fra kystlinjen og gravd ut kanaler med en NV-SØ til Ø-V orientert akse (Fig. 6.4.2.). Flere episoder med generering av disse ekstremt sterke bunnstrømmene er indikert ved at det er flere generasjoner med kanaler som kutter hverandre. Innfyllingen av kanalene er dominert av ”hummocky” kryssjiktning og graderte, ofte amalgamerte, stormlag, mens ”finværs-sedimentasjon” er representert ved tidevannspåvirkede avsetninger (kornstørrelsesvekslinger med mulige reaktiveringsflater og tidale dyner) og hemipelagisk utfelling fra suspensjon. En alternativ tolkning kan altså være at fralandsrettede, stormgenererte ripstrømmer, intensivert ved kraftige tidevannsstrømmer fra vest, og den bratte bassengmarginen, har ført til erosjon av havbunnen og dannelsen av de storskala kanaliserte strukturene.



Figur 6.4.2. Forslag til hvordan den sen tortonske paleogeografien kan ha sett ut i den sørvestlige delen av Verabassenget. Intensiverte strømmer fra vest, trolig relatert til innstrømning fra Atlanterhavet, har ført til forsterkede stormgenererte strømmer som har hatt en fralandsrettet orientering og tilstrekkelig erosiv kraft til å danne kanaler på havbunnen.

Kanalene i Azagadorleddet kan i utgangspunktet ha sin opprinnelse i alle de fire nevnte prosessene. Basert på felldata og avsetningsmodellen som er presentert i dette studiet, kan det imidlertid trekkes noen slutninger. Dersom tolkningen av kanalavsetningene er riktig, kan det stilles spørsmål ved Braga m.fl.'s (1999, 2001) tolkning av de kanaliserte strukturene som tilførselskanaler for turbidittlober. Basert på at storm og tidevann har påvirket avsetningene i kanalene, kan trolig også opprinnelsen til kanalene settes i sammenheng med disse prosessene. Det er imidlertid svært vanskelig å avgjøre om strukturene representerer tidevannskanaler påvirket av stormprosesser, eller om kanalene ble dannet av stormgenererte bunnstrømmer, for eksempel ripstrømmer, forsterket av tidevannsstrømmer. Kanalinnfyllingen tyder på kombinerte prosesser, men en klar dominans av stormavsetninger, som overskygger de tidevannspåvirkede avsetningene, kan tolkes som en indikasjon på at stormgenererte strømmer også var den dominerende prosessen ved kanaldannelsen.

6.5 Sekvensstratigrafisk inndeling av Azagadorleddet

Azagadorleddet i Verabassenget har i dette studiet blitt delt inn i lavstandskilesystemrekke, transgressiv systemrekke og en høystandssystemrekke. Inndelingen er gjort med en femte ordens syklisitet, og sekvensutviklingen ser ut til i stor grad å ha vært kontrollert av lokal tektonikk, sedimenttilførsel og bassengeometri, framfor eustatiske havnivåendringer.

Hele Azagadorleddet ble avsatt i løpet av 1 – 2 millioner år, og ved inndeling av avsetningene i en høy-ordens syklisitet, viser både den tolkede lavstandskilesystemrekken og høystandssystemrekken tegn til å være relativt dårlig utviklet. Azagadorleddet er dominert av en transgressiv systemrekke, og selv om sedimentære facies som forekommer (grovklastisk strandskråning og generelt en aggraderende lagrekke) er noe uvanlige for transgressive forhold, og er dette en ytterligere indikasjon på at tektonikk med oppløft av bassengmarginene, og resedimentasjon i et smalt basseng har spilt en viktig rolle for sekvensutviklingen.

I en lavere ordens syklus, for eksempel fjerde ordens, kan trolig hele Azagadorenheten tilsvare en lavstandskilesystemrekke etterfulgt av en transgressiv systemrekke representert ved Abadleddet (eksempel: Martín & Braga, 1996). Ved lavere ordens syklisitet vil havnivåendringer som reflekteres i sekvensene, trolig i større grad kunne knyttes til eustatiske hendelser. Transgresjon i sen torton – tidlig messin er også dokumentert i de andre intra-betiske bassengene (Martín & Braga, 1996; Braga m.fl., 1999), og er regionalt korrelerbar

over store deler av sørøst Spania. Dette kan tyde på eustatisk kontroll av avsetningssekvensene, og/eller regional tektonisk kontroll. I følge Martín & Braga (1994, 1996) stemmer inndelingen av Azagadorleddet som lavstandkilesystemrekke og transgressiv systemrekke representert ved Abadleddet med Haq's (1987) TB3.4 syklus. I hvor stor grad Haq's havnivå-kurver er globalt korrelerbare er et omdiskutert spørsmål som ikke vil bli tatt opp her.

6.6 Paleogeografi

Den sen tortonske – tidlig messinske paleogeografien i Verabassenget har tidligere blitt tolket av Braga m.fl. (1999, 2001) (Fig. 6.4.1.). Undersøkelsene som ligger til grunn for denne tolkningen er basert på feltstudier av Azagadoravsetninger langs den nordvestlige marginen av Verabassenget, og mergel- og turbidittavsetninger tilhørende Abadleddet, sør i bassenget.

I følge tidligere litteratur (Weijermars m.fl., 1985; Martín & Braga, 1996; Huibregtse m.fl., 1998; Braga m.fl., 2001) hadde ikke Verabassenget en klart definert sørlig margin i sen torton tid, men Sierra Cabrera-fjellene var representert kun ved en SV-NØ orientert submarin høyde. Betydelig oppløft av fjellkjeden skjedde i følge disse publikasjonene, ikke før sen messin – tidlig pliocen tid. Hovedargumentene for påstanden om den sene oppløftingen, er basert på at det ikke er identifisert messinske prograderende karbonatrev (tilhørende Canteralet) langs Sierra Cabrera, noe som kjennetegner de omliggende fjellkjedene i området. Revutvikling langs marginen hos Sierra Alhamilla og Sierra de los Filabrides markerer i følge Weijermars m.fl. (1985), marginen på de messinske sjøenes maksimale utbredelse. Azagadoravsetninger i Nijarbassenget som ligger direkte på sørlige Sierra Cabreras grunnfjell, underbygger i følge Huibregtse m.fl. (1998), ideen om manglende oppløft. Braga m.fl. (1999, 2001) har basert sin paleogeografiske tolkning på at den sørlige marginen ikke var oppløftet under avsetning av Azagadorleddet, og at alt klastisk sediment i bassenget derfor var derivert fra Sierra de los Filabrides i nord. Det silisiklastisk materialet i Azagadorsedimentene består i stor grad av krystalline grunnfjellsklaster tilhørende Nevado-Filabride komplekset (kapittel 2.1 og 3), samt klaster fra sedimentære miocene bergarter. Braga m.fl. (1999, 2001) argumenterer med at det store innholdet av Nevado-Filabride materiale er en tydelig indikasjon på at Sierra de los Filabres har vært kildeområdet, og underbygger sin paleogeografiske tolkning med at klastene derfor har sin opprinnelse i nord.

I dette studiet har det kommet fram bevis på at grunnmarine og tidvis kontinentale forhold eksisterte langs den sørvestlige marginen av Verabassenget i sen torton – tidlig messin tid. Paleostrøm-målinger av sedimentære strukturer i disse grunnmarine og marginalmarine avsetningene tyder på en dominerende sedimenttransport mot nord og nordøst (kapittel 4). Disse indikasjonene gjør at man ikke kan utelukke muligheten for at en sørvestlig opphevet margin i Verabassenget eksisterte under avsetning av Azagadorleddet.

Braga m.fl. (1999, 2001) har ikke vurdert muligheten for at grunnfjellsklaster av Nevado-Filabride materiale kan representere bearbejdede klaster fra tortonske eller serravillanske sedimenter som har blitt resedimentert i Azagadoravsetningene. Grunnfjellsbergarter som tilhører Nevado-Filabride komplekset forekommer imidlertid i like stor grad i Sierra Cabrera som i Sierra de Filabres (Fig. 2.3) (Nijhuis, 1964; Westra, 1969), dermed kan det silisiklastiske materiale like gjerne ha sin opprinnelse i den sørlige marginen av Verabassenget. Braga m.fl.'s publikasjoner (1999, 2001) inneholder for øvrig ingen paleostrøm-målinger, og deres paleografi er derfor i stor grad basert på klasteopprinnelse.

Basert på feltobservasjoner og tolkninger som er presentert i denne oppgaven, kan det stilles spørsmål ved Braga m.fl.'s tolkning av paleogeografien i Verabassenget ved overgangen fra torton til messin tid. Den sørvestlige marginen av Verabassenget, Sierra Cabrera, ble trolig oppløftet på et tidligere tidspunkt enn det som er antatt. Fraværet av karbonatrev langs denne marginen i messin tid, kan forklares ved at stor silisiklastisk tilførsel til bassenget som følge av aktivt tektonisk oppløft, sannsynligvis har forhindret karbonatutfellende organismer i å bygge revstrukturer (eksempel: Mount, 1984). Det faktum at Azagadorleddets avsetninger ligger pålagret ("lapper på") på marginen av Sierra Cabrera (eksempelvis i Nijar- og Sorbasbassenget; Huibregtse m.fl., 1998) er ikke nødvendigvis et negativt bevis på oppløft, men indikerer sannsynligvis heller at Azagadorleddet ble avsatt samtidig med opphevingen.

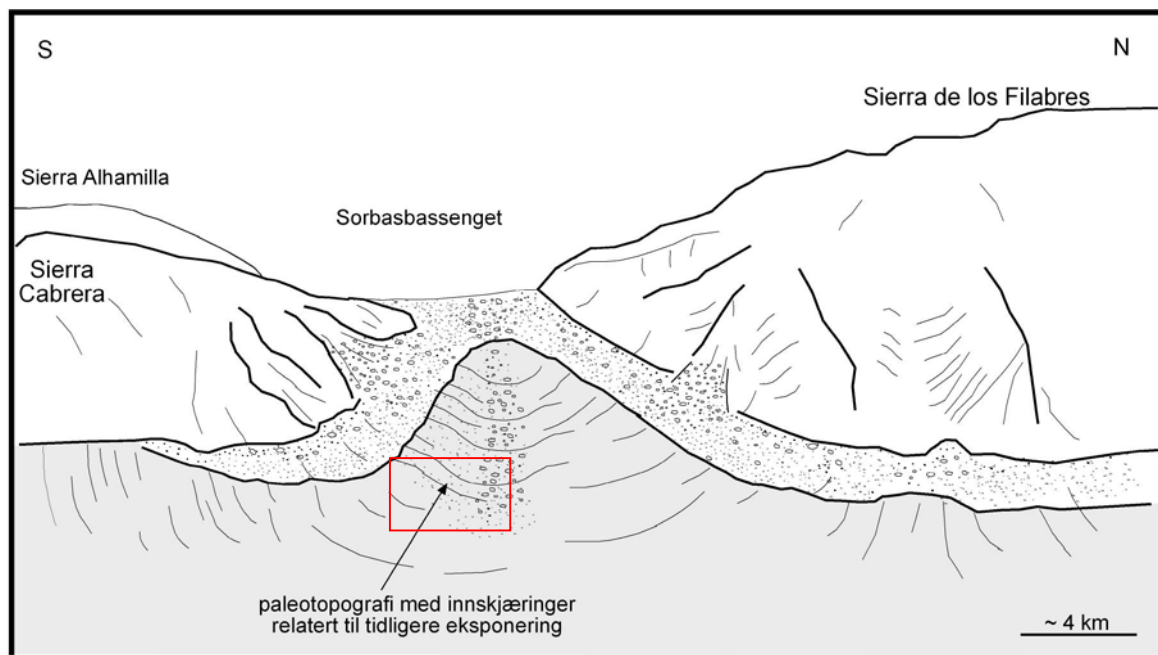
Oppsummering av paleogeografi

Et forslag på en oppsummering av den paleogeografiske utviklingen av vestlige Verabassenget i sen torton – tidlig messin tid er presentert her med fem skisser, som representerer fem ulike tidspunkt under avsetningen av Azagadorleddet til Abadleddet. Rekonstruksjonen er basert på tolkninger av faciesassosiasjoner og sekvenstratigrafi i det studerte området, og usikkerheten knyttet til disse må tas i betraktning, i tillegg til antakelsene som er gjort når det gjelder hvordan resten av bassenget så ut på tilsvarende tidspunkt.

Skissene illustrerer storskala utvikling i forhold til lokal tektonikk og havnivåendringer som har kontrollert bassengmorfologien og sedimentasjonsmønsteret.

Tidspunkt 1.

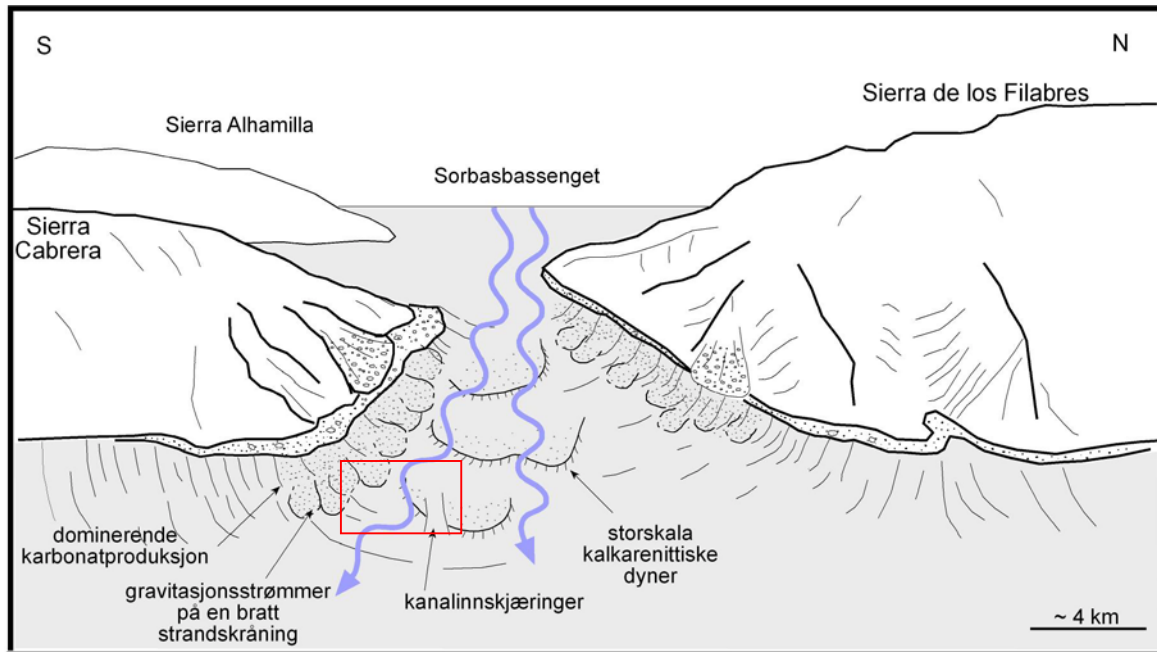
Tidspunktet ved den initiale avsetningen av Azagadorleddet var preget av en begynnende stigning i relativt havnivå. Paleotopografien i den underliggende Chozasformasjonen ble gradvis innfylt, og bearbeidet materiale ble avsatt som en "lag" i bunnen av de dypeste innskjæringene (Fig. 6.6.1.).



Figur 6.6.1. Paleogeografisk rekonstruksjon av tidspunkt 1. Rød ramme representerer studieområdet.

Tidspunkt 2.

Fortsatt stigning i relativt havnivå i sen torton tid, medførte resedimentasjon og innfylling av det smale og relativt grunne stredet mellom Vera- og Sorbasbassenget (Fig. 6.6.2.). Et høyenergi regime relatert til innstrømning fra Atlanterhavet i vest, førte til intensiverte storm- og tidevannsprosesser, indikert ved tempestitter på strandskråningen, kanalinnkjæringer og storskala, migrerende dyner. Massestrømmer fra SV glattet ut relieffet på havbunnen, og resulterte i en høy aggradering. Avsetningssekvensen utviklet på dette tidspunktet er tilskrevet en transgressiv systemrekke.



Figur 6.6.2. Resedimentert materiale avsatt i stredet ble utsatt for bearbeiding av storm- og tidevannsprosesser.

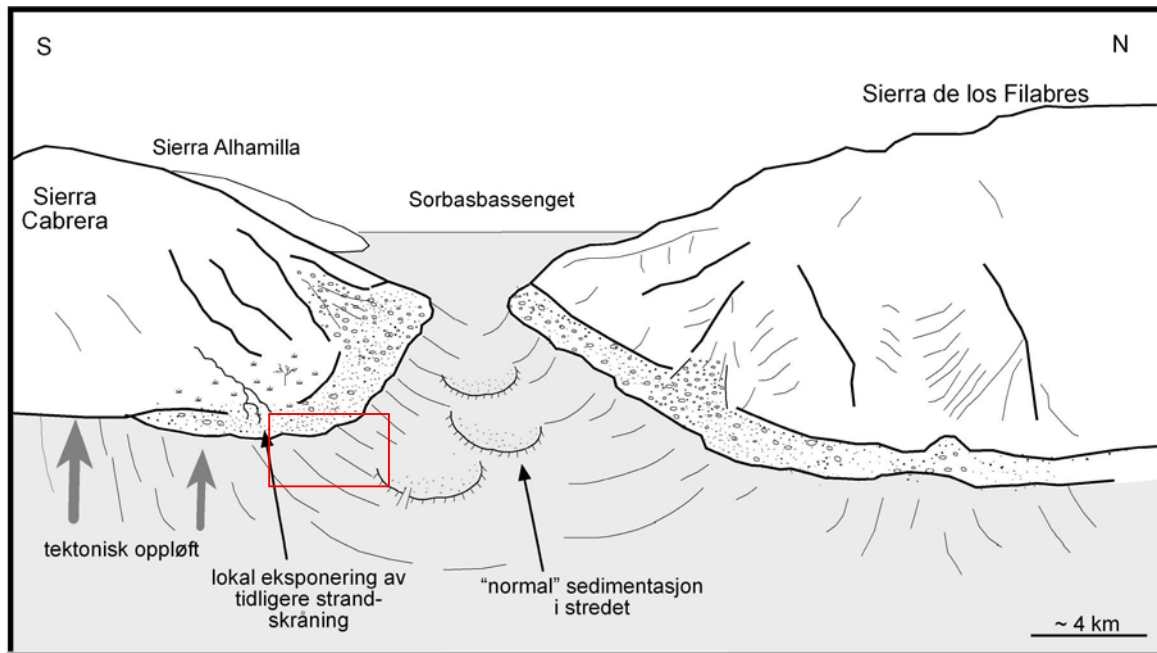
Tidspunkt 3.

En episode med tektonisk oppløft av Sierra Cabrera i sør, medførte lokal eksponering av strandskråningen. Ved det lokale fallet i relativt havnivå ble elvesystem skåret ned i de underliggende strandbelteavsetningene, og omliggende områder kolonisert av planter (Fig. 6.6.3.). Havnivåfallet er ikke identifisert i avsetningene lenger nord i området. Sannsynligvis er sporene etter denne episoden erodert vekk under den påfølgende stigningen i havnivå, eventuelt medførte de tektoniske bevegelsene en "tilting-effekt", der sørflanken av bassenget ble opphevet, og en motsatt effekt med innsynkning lenger nord i bassenget. Det er imidlertid ikke foretatt nok detaljerte undersøkelser av strukturgeologien i området til å kunne fastslå dette.

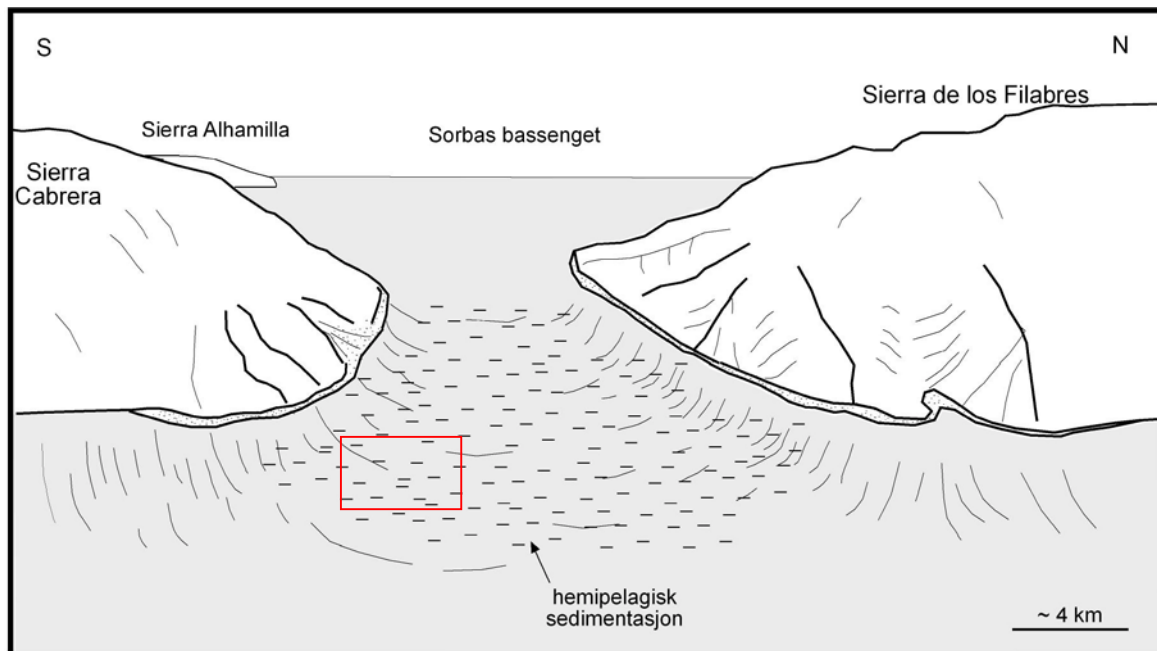
Tidspunkt 4 og 5.

Den episodiske eksponeringen av sørvest marginen av Verabassenget var etterfulgt av en oversvømmelse, med kondensert miljø og avsetning av hemipelagisk slam over store deler av bassenget (Fig. 6.6.4.). Kystlinjen var periodevis erodert av stormgenererte strømmer som transporterte grovt materiale ut i bassenget. Den siste stormavsetningen i Azagadorleddet var trolig et resultat av et mindre fall i relativt havnivå, og markerte slutten på Azagadorsedimentasjonen. Starten av Abadleddet var karakterisert med en fortsatt relativ

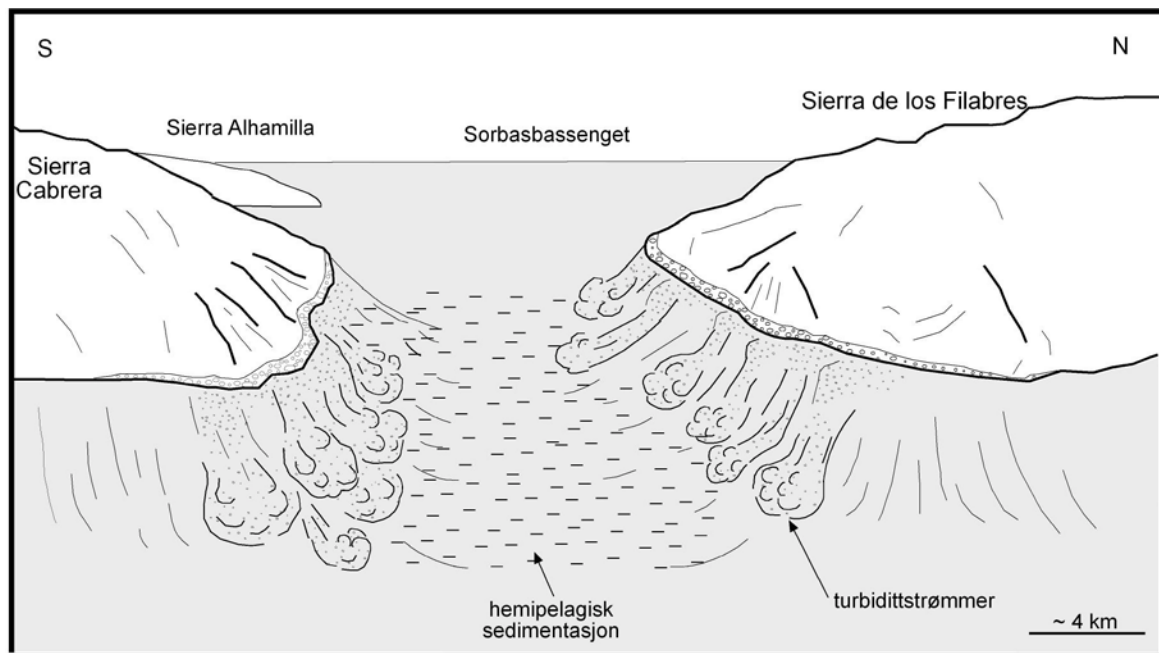
stigning i havnivå og hemipelagisk sedimentasjon, før generering av turbidittstrømmer og avsetning av turbidittlober ut i bassenget (Fig. 6.6.5.).



Figur 6.6.3. Tektonisk oppløft i sør medførte eksponering og marginalmarine til terrestriske avsetninger. Ingen bevis av den episoden er bevart mer aksialt i streket.



Figur 6.6.4. Tidspunkt 4 var dominert av avsetning av mergel over store deler av bassenget.



Figur 6.6.5. Avsetning av mergel og turbiditter tilhørende Abadledet i midtre messin tid.

KAPITTEL 7

KONKLUSJONER

- Det sen tortonske – tidlig messinske Azagadorleddet utgjør en 20 km² stor kalkarenittkropp, lokalisert ved den sørvestlige marginen av Verabassenget.
- De studerte avsetningene er dominert av en grovkornet blanding av klastisk materiale og tempererte karbonater, omgitt av finkornete mergel- og siltavsetninger tilhørende den underliggende Chozasformasjonen og det overliggende Abadleddet. Azagadorleddet har blitt inndelt i elleve litofacies, og fire faciesassosiasjoner som indikerer forskjellige paleomiljø fra indre til ytre rampe-setting.
- Starten av sedimentasjonen av Azagadorleddet var relatert til en progressiv stigning i relativt havnivå, som medførte oversvømmelse og erosjon av bassengmarginene. Gravitasjonsstrømmer trigget av bølgeerosjon under storm og tektonisk aktivitet langs bassengmarginen, resulterte i høy akkumulasjon av resedimenterte kalkarenitter i den smale og relativt grunne passasjen mellom Verabassenget og Sorbasbassenget.
- Verabasssenget var et av de intra-betiske bassengene som fungerte som kommunikasjonsveier mellom Atlanterhavet og Middelhavet på det tidspunktet Azagadorleddet ble avsatt, og var derfor trolig påvirket av det regionale, oseanske sirkulasjonsmønsteret. Et smalt øst-vest orientert stred mellom Verabassenget og Sorbasbassenget, medførte intensiverte hydrologiske prosesser i form av storm- og tidevannstrømmer. Dette gjenspeiles i de sedimentære avsetningene som forekommer i Azagadoravsetningene.
- De aksiale delene av stredet var karakterisert ved lavvinklede dyner med en migrasjonsretning mot øst som følge av intensiverte stormgenererte strømmer. På tross av fraværet av typiske tidevannsindikatorer kan det ikke utelukkes at dynemigreringen også var påvirket av sterke tidevannsstrømmer gjennom stredet.

- Svært storskala kanaliserte strukturer i Azagadorleddet er tidligere tolket av Braga m.fl. (1999, 2001) til å representere tilførselskanaler for turbidittlober tilhørende Abadleddet. I denne oppgaven har det blitt foreslått en alternativ tolkning av opprinnelsen til disse strukturene. Basert på at kanalene har blitt dannet i et stred preget av intensiverte strømmer, og at innfyllingen av disse er dominert av storm- og tidevannsavsetninger, har opprinnelsen til strukturene også blitt satt i sammenheng med de samme prosessene. Noe klart svar på dominerende dannelsesprosess er vanskelig å gi; kanalene kan representere stormpåvirkede tidevannskanaler, eller eventuelt stormgenererte ripkanaler forsterket av tidevannsstrømmer.
- Azagadorleddet ble avsatt i et tektonisk aktivt regime, preget av oppløft av de omliggende fjellkjedene. En episodisk og lokal tektonisk heving av den sørlige bassengmarginen resulterte i eksponering av strandskråningen, identifisert ved begynnende utvikling av jordprofil og fluviale kanaler nedskåret i de underliggende grunnmarine avsetningene.
- Slutten på Azagadorsedimentasjonen er indikert ved en brå slutt på tilførselen av grovkornet materiale, og en endring i avsetningsmiljø, med overgang til hemipelagisk sedimentasjon og distale stormlag i en ytre rampe-setting.
- Ved sekvensstratigrafisk inndeling av lagrekken i en femte-ordens syklus, har det blitt identifisert tre systemrekker; lavstandskilesystemrekke, transgressiv systemrekke og høystandssystemrekke. Denne sekvensstratigrafiske utviklingen har i stor grad vært kontrollert av lokal tektonikk, sedimenttilførsel og bassengeometri.
- I en fjerde-ordens syklus kan hele Azagadorleddet tilsvare en lavstandskilesystemrekke, etterfulgt av en transgressiv systemrekke tilhørende Abadleddet. I følge Martin & Braga (1994, 1996) korresponderer denne inndelingen med globale havnivåkurver (TB3.4., Haq m.fl., 1987). Lignende sekvensutvikling er dokumentert i de tidsmessig samtidige avsetningene i de fleste andre neogene bassengene i sørøst Spania. Dette kan tyde på eustatisk kontroll av avsetningssekvensene, eller eventuelt en regional tektonisk kontroll.

- Det har i tidligere litteratur blitt hevdet at Verabassenget ikke hadde en klart definert sørlig margin før sen messin – tidlig pliocen tid. I dette studiet har det kommet fram bevis på at grunnmarine og tidvise kontinentale forhold eksisterte langs sørvest marginen av Verabassenget i sen torton – tidlig messin tid. Paleostrøm-data viser også en klar indikasjon på en dominerende sedimenttransport fra sør og sørvest inn i bassenget. Dette er indikasjoner på at Sierra Cabrera sannsynligvis ble oppløftet på et tidligere tidspunkt enn det som antatt.
- Det er i denne oppgaven stilt spørsmål ved den tidligere paleogeografiske tolkningen av Verabassenget i Azagador-tid, som er foretatt av Braga m.fl.'s (1999, 2001). Denne tolkningen er i stor grad basert på at klastematerialet i Azagadorleddet har sin opprinnelse i Sierra de Los Filabres, og at kildeområdet derfor må være i nord. Tydelige indikasjoner på en sørlig avgrensning av bassenget er i samsvar med avsetningsmodellen som er foreslått i denne oppgaven; stor sedimentakkumulasjon i et smalt og relativt grunt stred på grensen mellom Vera- og Sorbasbassenget, omgitt av bassengmarginer preget av tektonisk oppløft.
- Azagadorleddet ble avsatt under en kombinert påvirkning av lokal tektonikk og eustatiske havnivåendringer. Denne dynamikken samt bassengmorfologi, regionalt klima og oseansk sirkulasjonsmønster kontrollerte sedimentasjonsmønsteret i det intramonane stredet i sen torton – tidlig messin tid.

Referanser

- Ahr, W.M.** (1973) The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol.*, **23**, 221-225.
- Aigner, T.** (1982) Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muehlnkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, G. S. Einsele, A. Berlin, 180-198.
- Allen, J.R.L.** (1982a) *Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Allen, J.R.L.** (1982b) *Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, 663 pp.
- Allen, P.A. & Underhill, J.R.** (1989). Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Benliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society of London*, **146** (2), 241-252.
- Anastas, A.S., Dalrymple, R.W., James, N.P. & Nelson, C.S.** (1997). Cross-stratified calcarenites from New Zealand: subaqueous dunes in a cool water, Oligo-Miocene seaway. *Sedimentology*, **44**, 869-891.
- Ashley, G.M.** (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60** (1), 160-172.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. & Bonaduce, G.** (1991) An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, **6**, 164-192.
- Berné, S., Auffret, J.P. & Walker, P.** (1988) Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, **35**, 5-20.
- Berné, S., Durand, J. & Weber, O.** (1991) Architecture of modern subtidal dunes (sand waves), Bay of Bourgneuf, France. In: *The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Ed by A.D. Miall and N. Tyler), 245-260. Soc. Econ. Paleont. Miner. Concepts and Models Series, **3**, Tulsa.
- Betzler, C., Brachert, T.C., Martín, J.M. & Braga, J.C.** (1997) Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): implications for carbonate sequence stratigraphy. *Sedimentary geology*, **113**, 27-53.
- Blanc, P. L.** (2000) Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis." *Deep-Sea Research*, **47**, 1429-1460.
- Boggs, S. J.** (1995) *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. United States, 774 pp

- Bouma, A.H.** (1962) *Sedimentology of some Flysh Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp
- Bourgeois, J. & Leithold, E.L.** (1984) Wave-worked conglomerates - depositional processes and criteria for recognition. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, (Ed by E.H. Koster & R.J. Steel), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir **10**, 331-343.
- Braga, J.C., Martín, J.M., & Wood J.L.** (1999) Redeposited temperate carbonates in the Vera basin. *Spain Field Meeting Guide Book*, 30-42.
- Braga, J.C., Martín, J.M., & Wood J.L.** (2001) Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliciclastic-carbonate platform deposits (Vera Basin, Almeria, southern Spain). *Sedimentology*, **48** (1), 99-116.
- Brenchley, P.J., Newall, G. & Stainstreet, I.G.** (1979) A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. *Sedimentary geology*, **22**, 185-217.
- Brenchley, P.J. & Newall, G.** (1982) Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** (4), 1257-1269.
- Brenner, R.D.D. & Davies, D.K.** (1973) Storm-generated coquinoid sandstone: Genesis og high-energy marine sediments from the upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 1685-1698.
- Brown, L.F.J. & Fisher, W.L.** (1977) Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems; examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration*.(Ed. by C. E. Payton), American Association of Petroleum Geologists Memoir, 213-248.
- Bryhni, I.** (1993-2000) Geoleksi - geologisk leksikon, Geologisk museum, Universitetet i Oslo. (<http://alun.uio.no/geomus/leksik/>)
- Budd, D. A. & Harris, P.M.** (1990) *Carbonate - Siliciclastic Mixtures*. Tulsa, Oklahoma, SEPM, Reprint series 14, 272 pp.
- Burchette, T.P. & Wright, V.P.** (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, **79**, 3-57.
- Calvet, F. & Tucker, M.E.** (1988) Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedimentary geology*, **57**, 185-198.
- Carter, R.M. & Lindquist, J.K.** (1977) Balleny Group, Chalky Island, southern New Zealand: an inferred Oligocene submarine canyon and fan complex. *Pacific Geol.*, **12**, 1-46.

- Cheel, R. J. & Leckie, D.A.** (1992) Coarse-grained storm beds of the upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), Southern Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62** (6), 933-945.
- Choi, Y.S., Simo, T. & Saylor, B.Z.** (1999) Sedimentologic and sequence stratigraphic interpretation of a mixed carbonate-siliciclastic ramp, midcontinent epicontinental sea, Middle to Upper Ordovician Decorah and Galena Formations, Wisconsin. In: *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models*, (Ed. by P.M. Harris, A.H. Saller and J.A. Simo), SEPM, Special Publication, **63**, 275-289.
- Collier, R.E.L. & Thompson, J.** (1991) Transverse and linear dunes in an Upper Pleistocene marine sequence, Corinth Basin, Greece. *Sedimentology*, **38**, 1021-1040.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B.** (1982) *Sedimentary structures*, George Allen & Unwin (Publishers), London, 187 pp
- Collinson, J.D.** (1996) Alluvial Sediments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy*. (Ed. by H.G. Reading), Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK, 37-81.
- Cross, T.A.** (1988) Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: *Sea-level changes; an integrated approach*. (Ed. by C. K. Wilgus, B.S. Hatting, C.A. Ross, H.W. Posamentier, J.C. Van Wagoner, and C.G. St.C Kendall), SEPM. Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. **42**, 371-380.
- Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnefeld, M.D., Valasek, D.W., Williams, M.R. & Witter, D.** (1993) Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. (Ed. by R. Eschard and B. Doligez), Technip, Paris, France, Collection Colloques et Seminars - Institut Français du Pétrole., **51**, 11-33.
- Cross, T.A. & Lessenger, M.A.** (1998) Correlation strategies for clastic wedges. *AAPG 1998, annual meeting*, AAPG and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, United States. Annual Meeting Abstracts - American Association of Petroleum Geologists. 1998.
- Dabrio, C. J.** (1986-1987) Las "sand waves" calcareníticas del Río Alías (Mioceno de la Cuenca de Níjar, Almería), *Acta Geológica Hispánica*, 21-22.
- Dalrymple, R. W.** (1992) Tidal depositional systems. In: *Facies models - response to sea level changes*. (Ed. by R.G. Walker and N.P. James) St. Johns, NF, Canada, Geological Association of Canada, 195-218.
- DeCelles, P.G. & Cavazza, W.** (1992) Constraints on the formation of Pliocene hummocky cross-stratification in Calabria (Southern Italy). From consideration of hydraulic and dispersive equivalence, grain-flow theory, and suspended-load fallout rate. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62** (4), 555-568.

- Doyle, L.J. & Roberts, H.H.** (1988) *Carbonate - Clastic Transitions*. Developments in Sedimentology, 42, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York – Tokyo, 304 pp
- Doyle, P., Bennett, M.R. & Cocks, F.M.** (1998) Borings in a Boulder Substrate from the Miocene of Southern Spain. *Ichnos*, **5**, 277-286.
- Duke, W.L.** (1990) Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 870-883.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. & Cheel, R.J.** (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, **19** (1), 625-628.
- Embry, A. F.** (1995) Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*. (Ed. by R.J. Steel, V.L. Felt, E.P. Johannessen and C. Mathieu), Elsevier Science B.V., Amsterdam. *Special publication/Norwegian Petroleum Society (NPF)*, No. 5, 608 pp
- Emery, D.** (1996) Carbonate systems. In: *Sequence stratigraphy*. (Ed. by D. Emery and K. Myers) Blackwell Science, BP Exploration, Stockley Park, Uxbridge, London, 211-237.
- Enge, H. H.** (2002) *The diagenesis and porosity of the mixed deposits of Azagador Member (U. Miocene) in the Turre area, Almeria, Spain*. (Masterthesis) Geological Institute (Department of Earth Science), University of Bergen, 95 pp
- Esteban, M., Braga, J.C., Martin J.M. & Santisteban, C.** (1996) Western Mediterranean reef complexes. *SEPM*, **5**, 55-72.
- Flemming, B.W.** (1988) Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment (Southeast African continental margin). In: *Tide-influenced sedimentary environment sand facies*. (Ed. by P.L. De Boer, A. Van Gelder and S. Nio), Reidel Publishing, Dordrecht, 167-188.
- Flemming, B.W.** (1992) Bed phases in bioclastic sands exposed to unsteady, non-equilibrated flows: an experimental flume study. *Senckenbergiana marit.*, **22**, 95-108.
- Franseen, E.K. & Goldstein, R.H.** (1996) Paleoslope, sea-level and climate controls on upper Miocene platform evolution, las Negras area, southeastern Spain. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Ed. by E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward and J.M. Rouchy), *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **5**, 159-176.
- Franseen, E.K., Goldstein, R.H. & Farr, M.R.** (1997) Substrate-slope and temperature controls on carbonate ramps: revelations from Upper Miocene outcrops, SE Spain. In: *Cool-Water Carbonates* (Ed. by N.P. James and J.A.D. Clarke), *SEPM*, **56**, 271-290.
- Galloway, W.E.** (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, **73** (2), 125-142.

- Goldhammer, R.K. & Elmore, R.D.** (1984) Paleosols capping regressive carbonate cycles in the Pennsylvanian Black Prince limestone, Arizona. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54** (4), 1124-1137.
- Goldstein, R.H., Franseen, E.K. & Mills, M.S.** (1990) Diagenesis associated with subaerial exposure of Miocene strata, southeastern Spain: Implications for sea-level change and preservation of low-temperature fluid inclusions in calcite cement. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 699-704.
- Gruszczynski, M., Rudowski, S., Semil, J., Slominski, J. & Zrobec, J.** (1993) Rip currents as a geological tool. *Sedimentology*, **40**, 217-236.
- Hamblin, A.P. & Walker, R.G.** (1979) Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1673-1690.
- Hamilton, D. & Smith, A.J.** (1972) The origin and sedimentary history of the Hurd deep, English channel, with additional notes on other deeps in the western English channel. *Memoires du B.R.G.M.*, **79**, 59-78.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P.R.** (1987) Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Harms, J.C., Southard, J.B. & Walker, R.G.** (1982) *Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes: Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course*, 9.
- Harris, P.T.** (1988) Sediments, bedforms and bedload transport pathways on the continental shelf adjacent to Torres Strait, Australia-Papua New Guinea. *Continental Shelf Research*, **8** (8), 979-1003.
- Hartley, A. & Jolley, E.** (1999) Unusual coarse, clastic, wave-dominated shoreface deposits, Pliocene to middle Pleistocene, northern Chile; implications for coastal facies analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **69** (1), 105-114.
- Helland-Hansen, W. & Gjelberg, J.G.** (1994) Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy; a different perspective. *Sedimentary geology*, **92** (1-2), 31-52.
- Helland-Hansen, W.** (1995) Sequence stratigraphy theory: remarks and recommendations. In: *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*. (Ed. by R. J. Steel, V.L. Felt, E.P. Johannessen, and C. Mathieu), Elsevier Science B.V., Amsterdam. *Special publication/Norwegian Petroleum Society (NPF)*, No 5, 608 pp
- Helland-Hansen, W. & Martinsen, O.J.** (1996) Shoreline trajectories and sequences ; description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research Section B: Stratigraphy and Global Studies*, **66** (4), 670-688.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Flood, S.B., Hadler-Jacobsen, F., Johannessen, E.P., Nystuen, J.P. & Olaussen, S.** (1997) Norsk nomenklatur for sekvensstratigrafi. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **77**, 3-14.

- Hodgson, D. M.** (2002) *Tectono - stratigraphic evolution of a Neogene oblique extensional orogenic basin, Southeastern Spain*. (Ph.D. Thesis) University College London, 477 pp
- Hsü, K. J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Meliere, F., Müller, C. & Wright, R.** (1977) History of the Mediterranean Salinity Crisis. *Nature*, **267**, 399-403.
- Huibregtse, P., van Alebeek, H., Zaal, M. & Biermann, C.** (1998) Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basins: constraints for the Neogene displacement history of major strike-slip faults in the Betic Cordilleras, SE Spain. *Tectonophysics*, **300**, 79-101.
- Hunt, D. & Tucker, M.E.** (1992) Standed parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary geology*, **81**, 1-9.
- Hunter, R.E., Clifton, H.E. & Phillips, R.L.** (1979) Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (3), 711-726.
- Hunter, R.E. & Clifton, H.E.** (1982) Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 387-394.
- James, N.P.** (1972) Holocene and Pleistocene calcaereous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42** (4), 817-836.
- James, N.P.** (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-Water Carbonates*. (Ed. by N.P. James and J.A.D. Clarke). Tulsa, Oklahoma, USA, *SEPM Special publications*, **56**, 1-21
- Johnson, H.D. & Baldwin, C.T.** (1996) Shallow clastic seas. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy*. (Ed. by H.G. Reading), Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK, 232-280.
- Kahle, C.F.** (1977) Origin of subaerial Holocene calcarenous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology*, **24**, 413-435.
- Kelling, G. & Mullin, P.R.** (1975) Graded limestones and limestone-quartzite couplets: Possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sedimentary geology*, **13**, 161-190.
- Klappa, C.F.** (1979) Lichen stromatolites: Criterion for subaerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche). *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (2), 387-400.
- Leckie, D.A. & Krystinik, L.F.** (1989) Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*, **59** (5), 862-870.

- Leckie, D.A. & Walker, R.G.** (1982) Storm- and Tide-Dominated Shorelines in Cretaceous Moosebar - Lower Gates Interval - Outcrop Equivalents of Deep Basin Gas Trap in Western Canada. *AAPG Bulletin*, **66** (2), 138-157.
- Leithold, E.L. & Bourgeois, J.** (1984) Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments - examples from the Miocene south-west Oregon. *Sedimentology*, **31**, 749-775.
- Lomando, A.J. & Harris, P.M.** (1991) *Mixed Carbonate - Siliciclastic Sequences. SEPM Core Workshop, Dallas, April 7, No 15*, 569 pp
- 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** (1), 279-297.
- Malikides, M., Harris, P.T., Jenkins, C.J. & Keene, J.B.** (1988) Carbonate sandwaves in Bass strait. *Australian journal of Earth Sciences*, **35**, 303-311.
- Martín, J.M., Braga, J.C. & Riding, R.** (1998) Messinian reefs and stromatolites of the Sorbas basin (Almeria, SE Spain). *Conference proceedings, IAS'98, Alicante*, 111-125.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C. & Brachert, T.** (1996) Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, **46**, 263-277.
- Martín, J.M. & Braga, J.C.** (1994) Messinian events in the Sorbas basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary geology*, **90**, 257-268.
- Martín, J.M. & Braga, J.C.** (1996) Tectonic signals in the Mesinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almeria, SE Spain). In: *Tertiary basins of Spain; the Stratigraphic record of crustal kinematics* (Ed. by P.F. Friend and C.J. Dabrio), 387-391, Cambridge University Press, Cambridge.
- Massari, F. & Alessandro, A.D.** (2000) Tsunami-related scour-and-drape undulations in Middle Pliocene restricted-bay carbonate deposits (Salento, south Italy). *Sedimentary geology*, **135**, 265-281.
- Miall, A.D.** (1992) Alluvial deposits. In: *Facies models - response to sea level changes*. (Ed. by R.G. Walker and N.P. James) St.Johns, NF, Canada, Geological Association of Canada, 119-142.
- Middleton, G.V. & Southard, J.B.** (1984) Mechanics of sediment movements. *Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course*, **3**, Tulsa.
- Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R. & Thompson, S., III** (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2, The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration, Vol 26*. (Ed.

- by C.E. Payton), 53-62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. & Masse, P.** (1987) Tectonic sedimentary character of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **11**, 1-22.
- Montenat, C. & Ott D'Estevou, P.** (1996) Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review. *World and Geol.*, **6**, 372-386.
- Montenat, C. & Ott D'Estevou, P.** (1999) The diversity of late Neogene sedimentary basins generated by wrench faulting in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Petroleum Geology*, **22** (1), 61-80.
- Mount, J.F.** (1984) Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. In: *Carbonate - Siliciclastic Mixtures*. (Ed. by D.A. Budd and P.M. Harris), Tulsa, Oklahoma, 1-5. *SEPM, Reprint series.*, **14**.
- Mount, J.F.** (1985) Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, **32**, 435-442.
- Myrow, P.M. & Southard, J.B.** (1996) Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, **66** (5), 875-887.
- Nelson, H.C.** (1982) Modern shallow-water graded sand layers from storm surge Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** (2), 537-545.
- Nemec, W. & Steel, R.J.** (1984) Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Ed. by E.H. Koster & R.J. Steel), 1-31. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **10**, Calgary.
- Nihoul, J.C.J.** (1982) Oceanography of semi-enclosed seas. In: *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*. (Ed. by J.C.J. Nihoul), Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Nijhuis, H.J.** (1964) *Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres South of Lubrin, SE Spain*. (Ph.D. Thesis), University of Amsterdam, the Netherlands.
- Nummedal, D., Riley, G.W. & Templet, P.L.** (1993) High-resolution sequence architecture: A chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: *Sequence stratigraphy and facie associations*. (Ed. by H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, and P. Allen), 55-68. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **18**.
- Nøttvedt, A. & Kreisa, R.D.** (1987) Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, **15** (1), 357-361.


















- Payton, C.E.** (1977) *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration*. AAPG, Tulsa, OK, United States, 516 pp.
- Penela, A.J.M. & Barrágan, G.** (1995) Silicification of carbonate clasts in a marine environment (Upper Miocene, Vera Basin, SE Spain). *Sedimentary geology*, **97**, 21-32.
- Pickering, K.T. & Hiscott, R.N.** (1985) Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, **32**, 373-394.
- Plint, G.A.** (1993) *Sequence Stratigraphy: Notes for a short course at the University of Bergen, Norway*. Department of Geology, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada, 1-99.
- Plint, G. A., Eyles, N., Eyles, C. & Walker, R.G.** (1992) Control of Sea Level Change. In: *Facies models - response to sea level changes*. (Ed. by R.G. Walker and N.P. James) St.Johns, NF, Canada, Geological Association of Canada, 15-21.
- Pomar, L., Obrador, A. & Westphal, H.** (2002) Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, **49**, 139-169.
- Pomar, L. & Tropeano, M.** (2001). The calcarenite di Gravina Formation in Matera (southern Italy): New insights for coarse-grained, large scale, cross-bedded bodies encased in offshore deposits. *AAPG Bulletin*, **85** (4), 661-689.
- Posamentier, H.W. & James, D.P.** (1993) An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. (Ed. by H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen), Oxford, Blackwell, 18, 3-18.
- Pozzobon, J.G. & Walker, R.G.** (1990) Viking Formation (Albian) at Eureka, Saskatchewan: a transgressed and degraded shelf sand ridge. *AAPG Bulletin*, **74**, 1212-1227.
- Pustelnikovas, O. & Salucka, S.** (1999) Migration of sedimentary matter in the Klaipeda strait in 1994-1998. *Geografijos Metrastis*, **32**, 111-128 (english abstract).
- Read, J. F.** (1982) Carbonate Platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 191-212.
- Reading, H.G. & Collinson, J.D.** (1996) Clastic coasts. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy*. (Ed. by H.G. Reading), 154-231. Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK.
- Reading, H.G. & Levell, B.K.** (1996) Controls on the sedimentary rock record. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy*. (Ed. by H.G. Reading), 5-36. Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK.

- Rondeel, H. E.** (1965) *Geological investigations in the western Sierra Cabrera*. (Ph.D. Thesis), University of Amsterdam, the Netherlands.
- Ruegg, G.J.H.** (1964) *Geologische onderzoeken in het beekken van Sorbas, S Spanje*. Amsterdam Geological Institute, University of Amsterdam, Holland.
- Rust, B. R.** (1972) Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, **18**, 221-245.
- Sanz De Galdeano, C.** (1990) Geological evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.
- Sanz De Galdeano, C. & Vera, J.A.** (1992) Stratigraphic record and paleogeographic context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res.*, **4**, 21-36.
- Skipper, K.** (1971) Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec. *Sedimentology*, **17**, 51-68.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. & Collinson, J.D.** (1996) Deep seas. In: *Sedimentary environments, Processes, Facies & Stratigraphy*. (Ed. by H.G. Reading), 395-453. Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK.
- Surlyk, F. & Noe-Nygaard, N.** (1991) Sand bank and dune facies architecture of a wide intracratonic seaway: late Jurassic - early Cretaceous Raukelv Formation, Jameson Land, East Greenland. In: *The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery* (Ed. by A.D. Miall and N. Tyler), 261-276. *SEPM Concepts and Models Series*, **3**, Tulsa.
- Tucker, M.E.** (1991) *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*, Geoscience texts, Blackwell Science, 260 pp.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S.** (1977a) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration. Vol 26*. (Ed. by C.E. Payton), 63-81. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United states. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S.** (1977b) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4, Global cycles of relative changes of sea level. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration. Vol 26*. (Ed. by C.E. Payton), 83-97. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United states. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*.
- Vail, P.R. & Mitchum, R.M.** (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 1, Overview. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration. Vol 26*. (Ed. by C.E. Payton), 51-52. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United states. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Posamentier, H.W. & Vail, P.R.** (1987) Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy; Part 2, Key definitions of

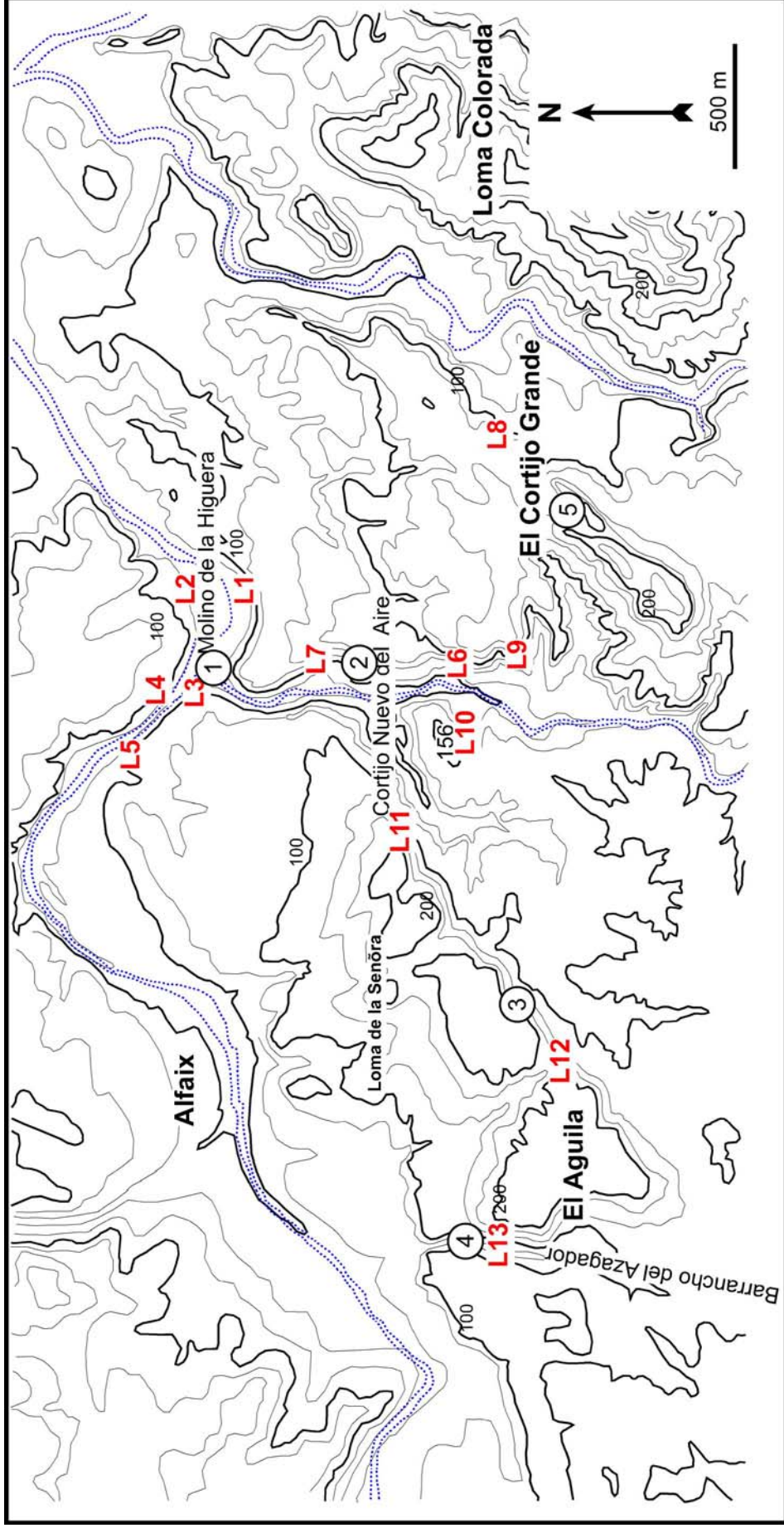
- sequence stratigraphy In: *Atlas of seismic stratigraphy*, (Ed. by A.W. Bally) 11-14, Tulsa, OK, United States. *American Association of Petroleum Geologists*, 27.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J.** (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-level Changes: An Integrated Approach. Vol 42* (Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hatings, C.A. Ross, H.W. Posamentier, J.C. Van Wagoner and C.G. St.C Kendall), 39-45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D.** (1990) *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops; concepts for high-resolution correlation of time and facies*. AAPG, 55pp.
- Vecsei, A. & Sanders, D.G.K.** (1999) Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Miella, Italy. *Sedimentary geology*, **123**, 103-127.
- Völk, H.R.** (1967) *Zur geologie und stratigraphie des Neogen-becken von Vera, Südost-Spanien*. (Ph.D. Thesis), University of Amsterdam, The Netherlands.
- Völk, H.R. & Rondeel, H.E.** (1964) Zur gliederung des jungtertiärs im becken von Vera, Südost-Spanien. *Geol. Mijnbouw*, **43**, 310-315.
- Walker, R.G.** (1975) Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 737-748.
- Walker, R.G. & Plint, G** (1992) Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In: *Facies models - response to sea level changes*. (Ed. by R.G. Walker and N.P. James) St.Johns, NF, Canada, Geological Association of Canada, 219-238.
- Weijermars, R.** (1991) Geology and Tectonics of the Betic Zone, SE Spain. *Earth-Science Reviews*, **31**, 153-236.
- Weijermars, R., Roep, Th.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G. & Kleverland, K.** (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, **64**, 397-411.
- Westra, G.** (1969) *Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the south-eastern Sierra Cabrera, SE Spain*. (Ph.D Thesis), University of Amsterdam, The Netherlands.
- Wright, V.P. & Burchette, T.P.** (1996) Shallow-water carbonate environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy* (Ed. by H.G. Reading), Blackwell Science, Department of Earth Science, University of Oxford, UK, 325-394.
- Yagishita, K.** (1994) Planar cross-bedding associated with rip currents of Upper Cretaceous formations, northeast Japan. *Sedimentary geology*, **93**, 155-163.

APPENDIKS

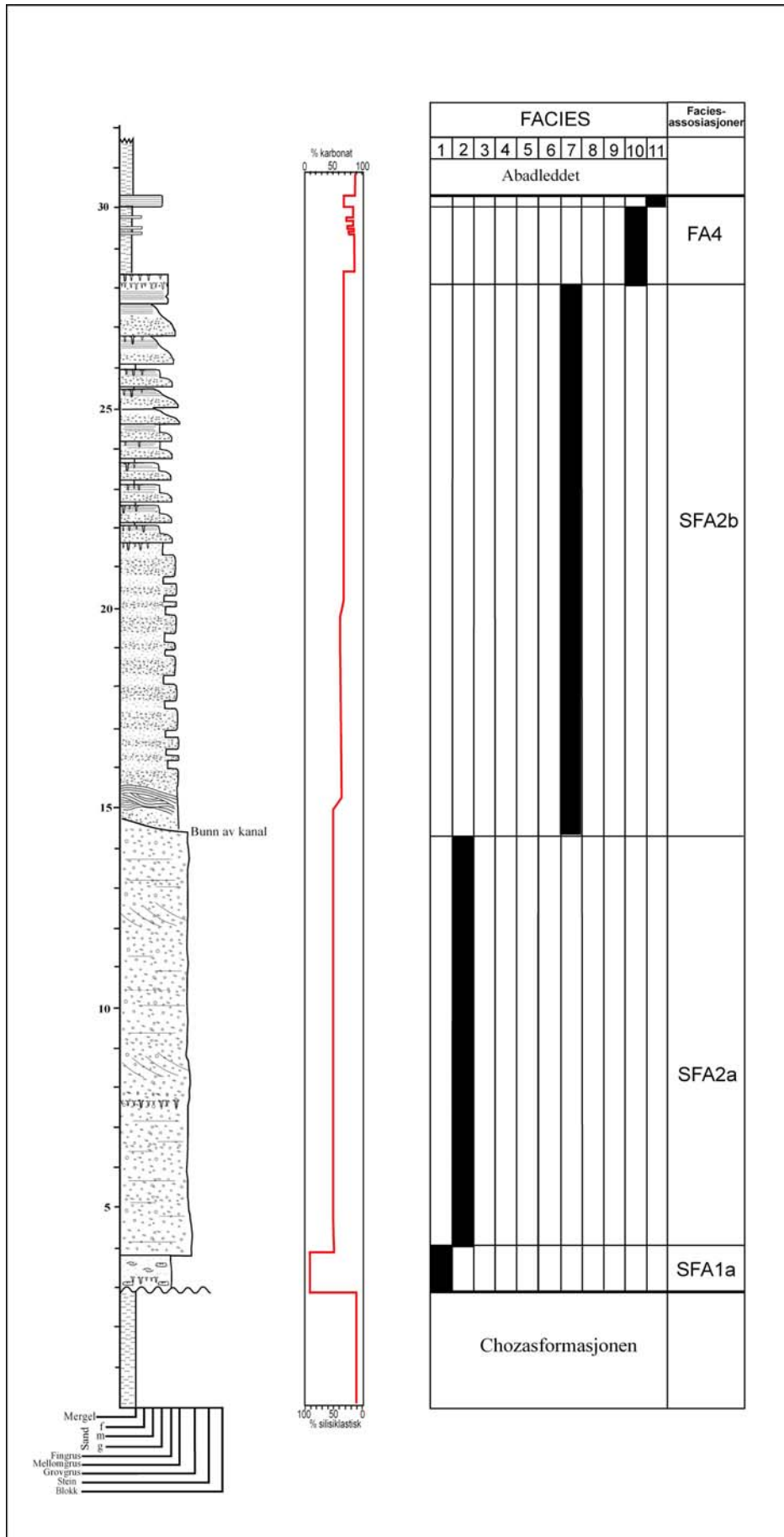
TEGNFORKLARING

Litologi	Strukturer																				
 Matriksbåret konglomerat  Klastbåret konglomerat  Grus  Sandstein/kalkarenitt  Mergel  Kalkskorpe	 Parallell-laminering  Tabulær kryssjiktning  Trau kryssjiktning  Swaley kryssjiktning  Hummocky kryssjiktning  Bioturbasjon  Rhizocretion  "Water-escape" strukturer  Bioklaster  Borede klaster  Inkonformitet																				
<p>Facies</p> <p>F1: Grusholdig sandstein F2: Kryssjiktet grusholdig kalkarenitt F3: Massiv grusholdig kalkarenitt F4: Grusholdig, massiv kalkarenitt til mediumkornet kalkarenitt F5: Traukryssjiktet kalkarenitt F6: Matriksbåret, bioklastisk konglomerat til massiv og parallell-laminert mediumkornet kalkarenitt F7: Heterolittisk kalkarenitt lokalisert i storskala kanaliserte strukturer F8: Laminert mikritt F9: Klastbåret til matriksbåret konglomerat F10: Sandig mergel F11: Sandig kalkstein</p>	<p>Faciesassosiasjoner</p> <p>FA1 Grovklastisk strandskråning SFA1a Erosjonsrestavsetninger SFA1b Bolgedominerte strandskråningsavsetninger SFA1c Massestrømsavsetninger FA2 Stredavsetninger påvirket av grunnmarine strømmer SFA2a Aksiale dyner SFA2b Stormdominerte, tidevannspåvirkede avsetninger FA3 Kontinentale avsetninger FA4 Karbonatdominerte rampeavsetninger</p> <p>Atterbergs skala</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">Kornstørrelse (mm)</th> <th style="text-align: left;">Navn</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0,06 - 0,002</td> <td>mergel (silt)</td> </tr> <tr> <td>0,06-0,2</td> <td>fin sand</td> </tr> <tr> <td>0,2-0,6</td> <td>medium sand</td> </tr> <tr> <td>0,6-2</td> <td>grov sand</td> </tr> <tr> <td>2-6</td> <td>fingrus</td> </tr> <tr> <td>6-20</td> <td>mellomgrus</td> </tr> <tr> <td>20-60</td> <td>grovgrus</td> </tr> <tr> <td>60-600</td> <td>stein</td> </tr> <tr> <td>>600</td> <td>blokk</td> </tr> </tbody> </table>	Kornstørrelse (mm)	Navn	0,06 - 0,002	mergel (silt)	0,06-0,2	fin sand	0,2-0,6	medium sand	0,6-2	grov sand	2-6	fingrus	6-20	mellomgrus	20-60	grovgrus	60-600	stein	>600	blokk
Kornstørrelse (mm)	Navn																				
0,06 - 0,002	mergel (silt)																				
0,06-0,2	fin sand																				
0,2-0,6	medium sand																				
0,6-2	grov sand																				
2-6	fingrus																				
6-20	mellomgrus																				
20-60	grovgrus																				
60-600	stein																				
>600	blokk																				

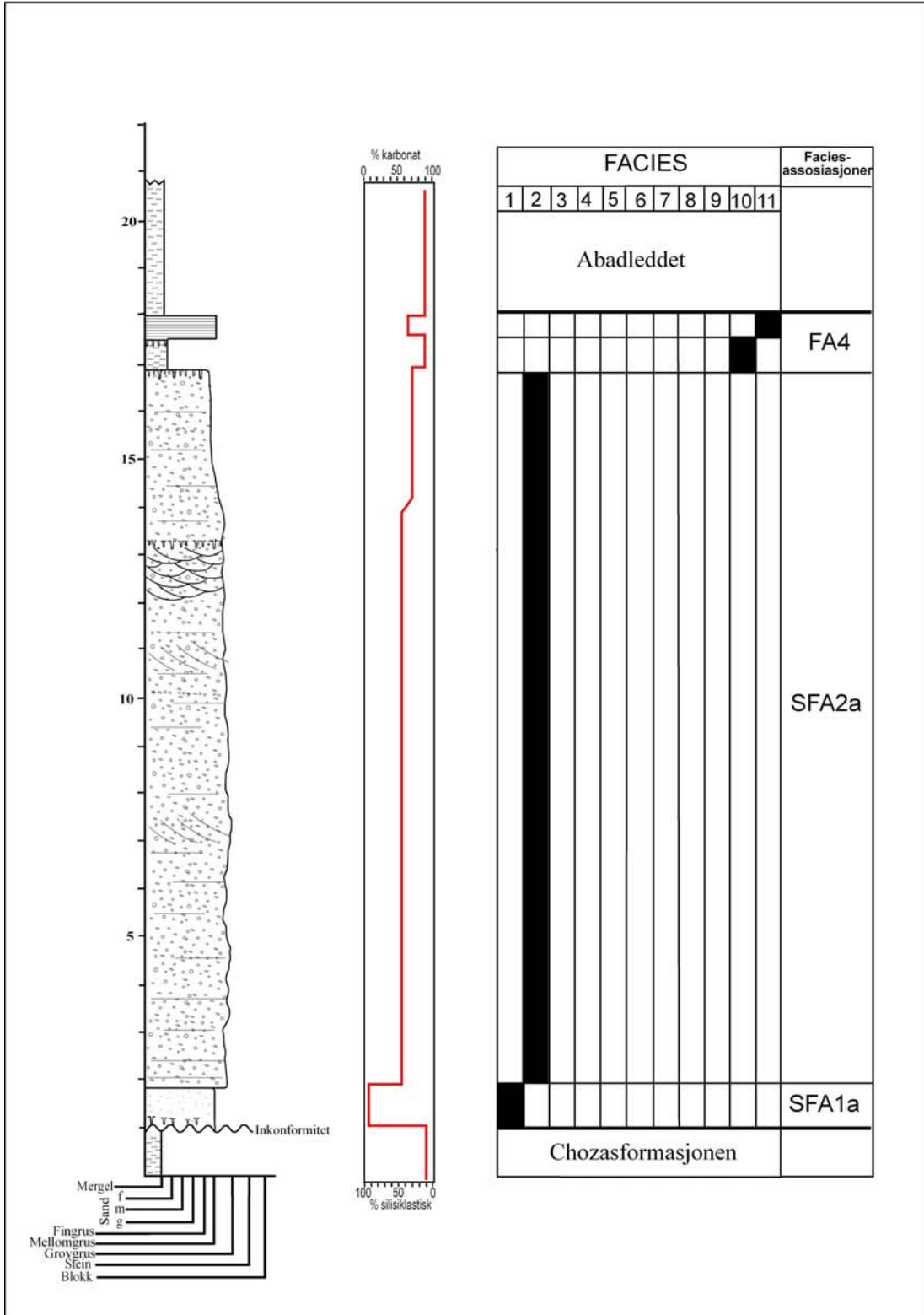
Logg-skala: 1 : 100



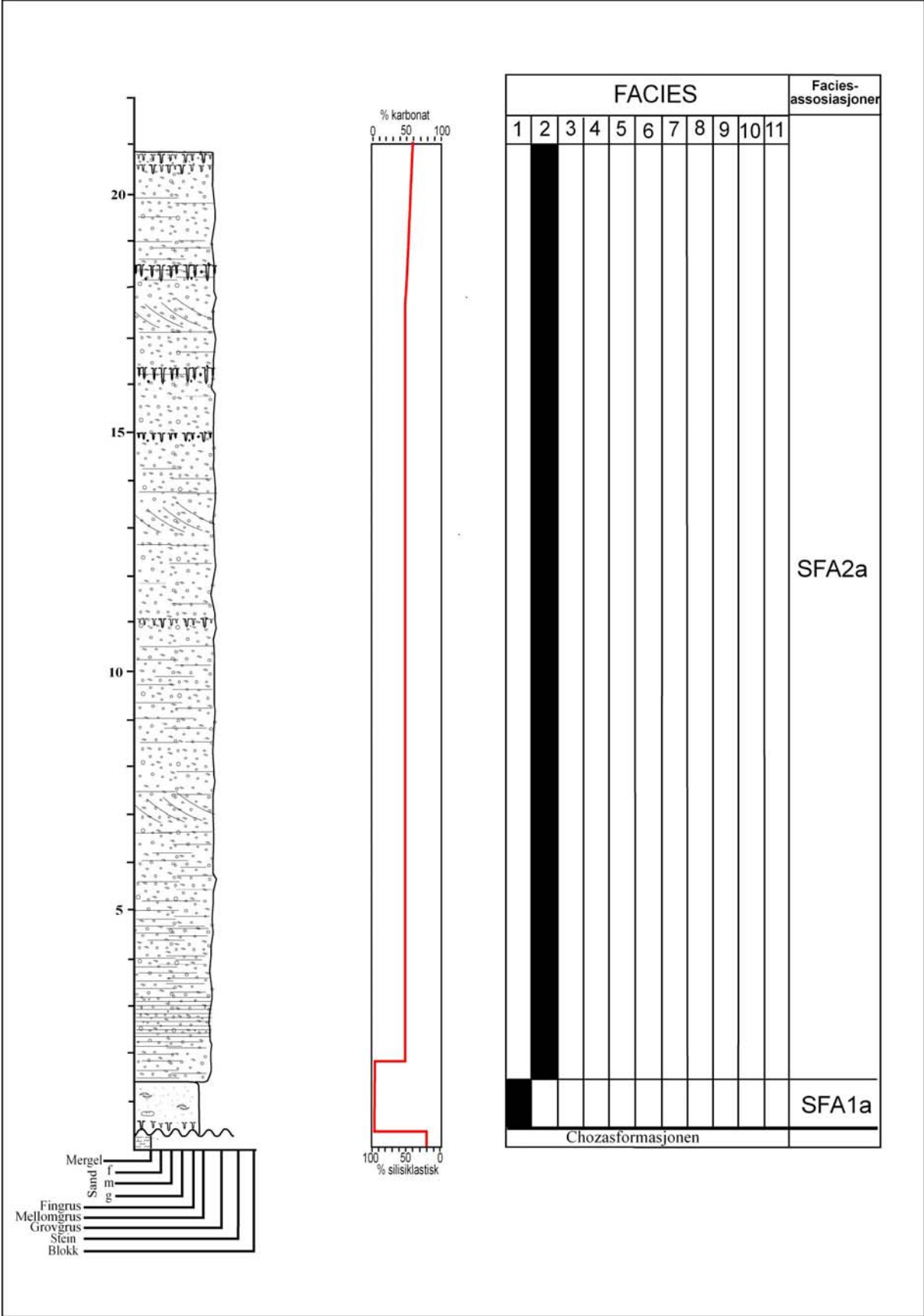
Plassering av lokaliteter (tall i sirkler) og logger (røde tall) i feltområdet



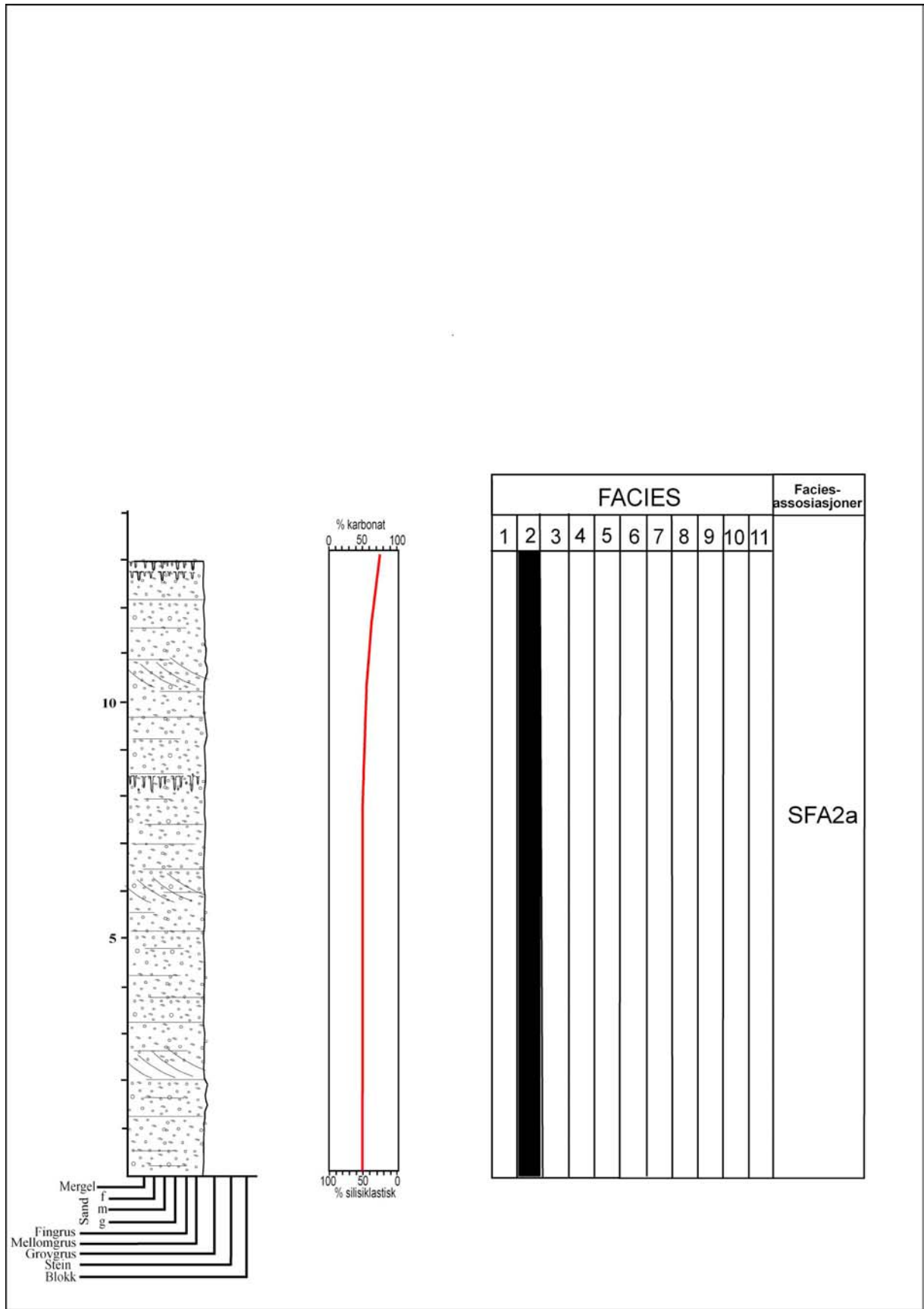
Logg 1



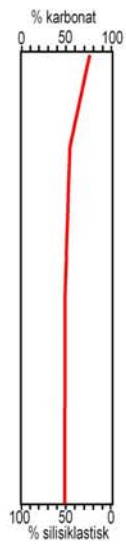
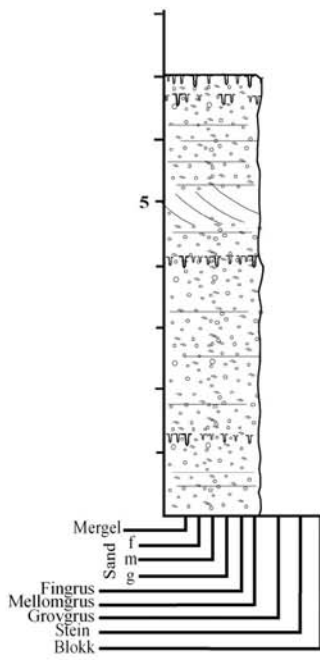
Logg 2



Logg 3

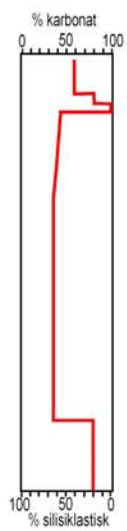
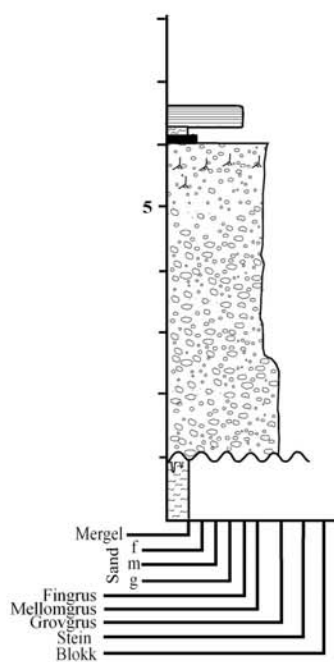


Logg 4



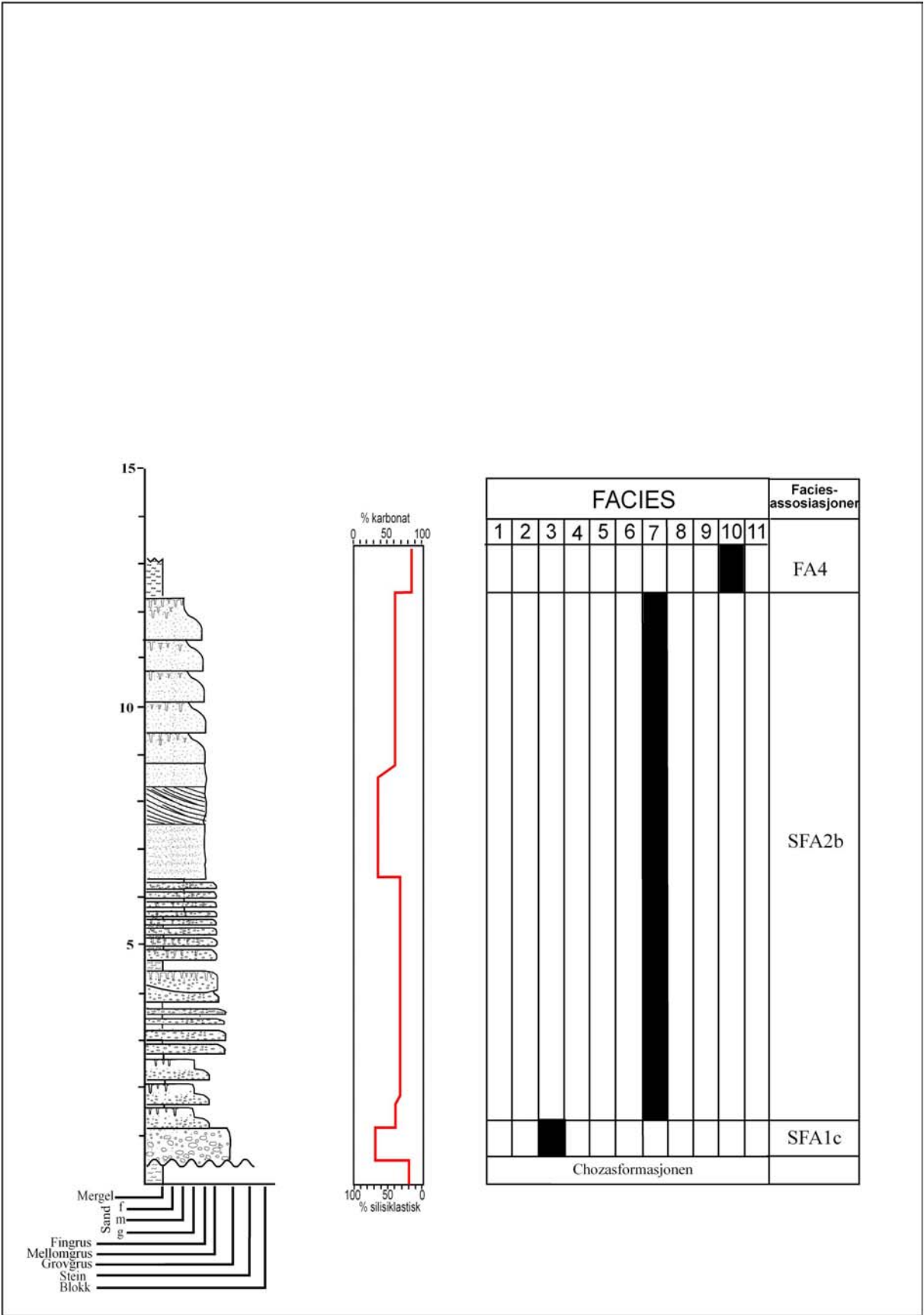
FACIES											Facies- assosiasjoner
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
											SFA2a

Logg 5

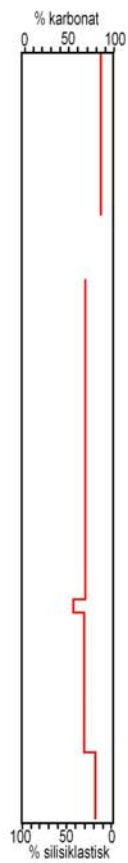
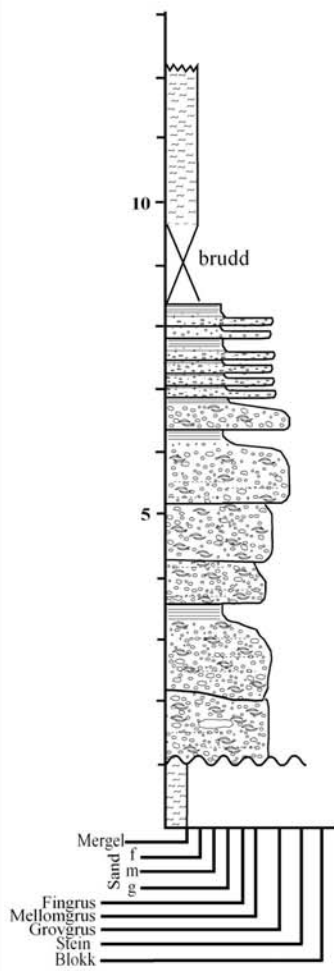


FACIES											Facies- assosiasjoner
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
											FA4
											FA3
											SFA1c
Chozasformasjonen											

Logg 6

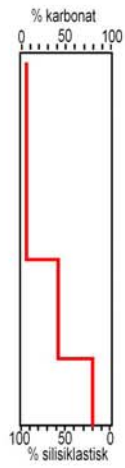
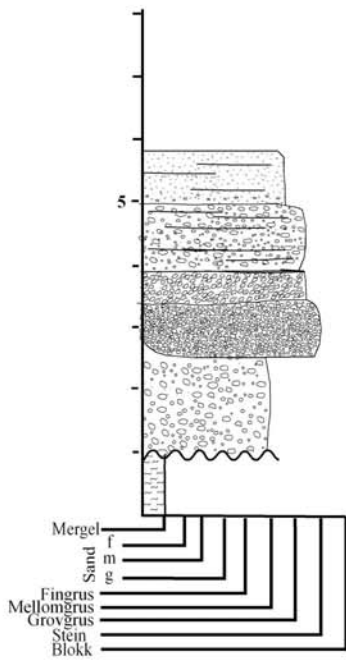


Logg 7



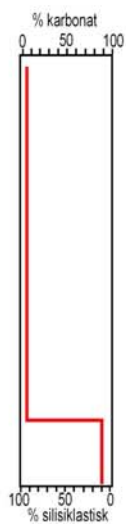
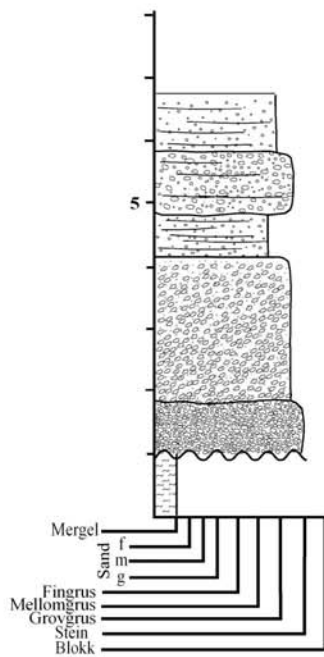
FACIES											Facies- assosiasjoner
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Abadledet											SFA1c
Chozasformasjonen											

Logg 8



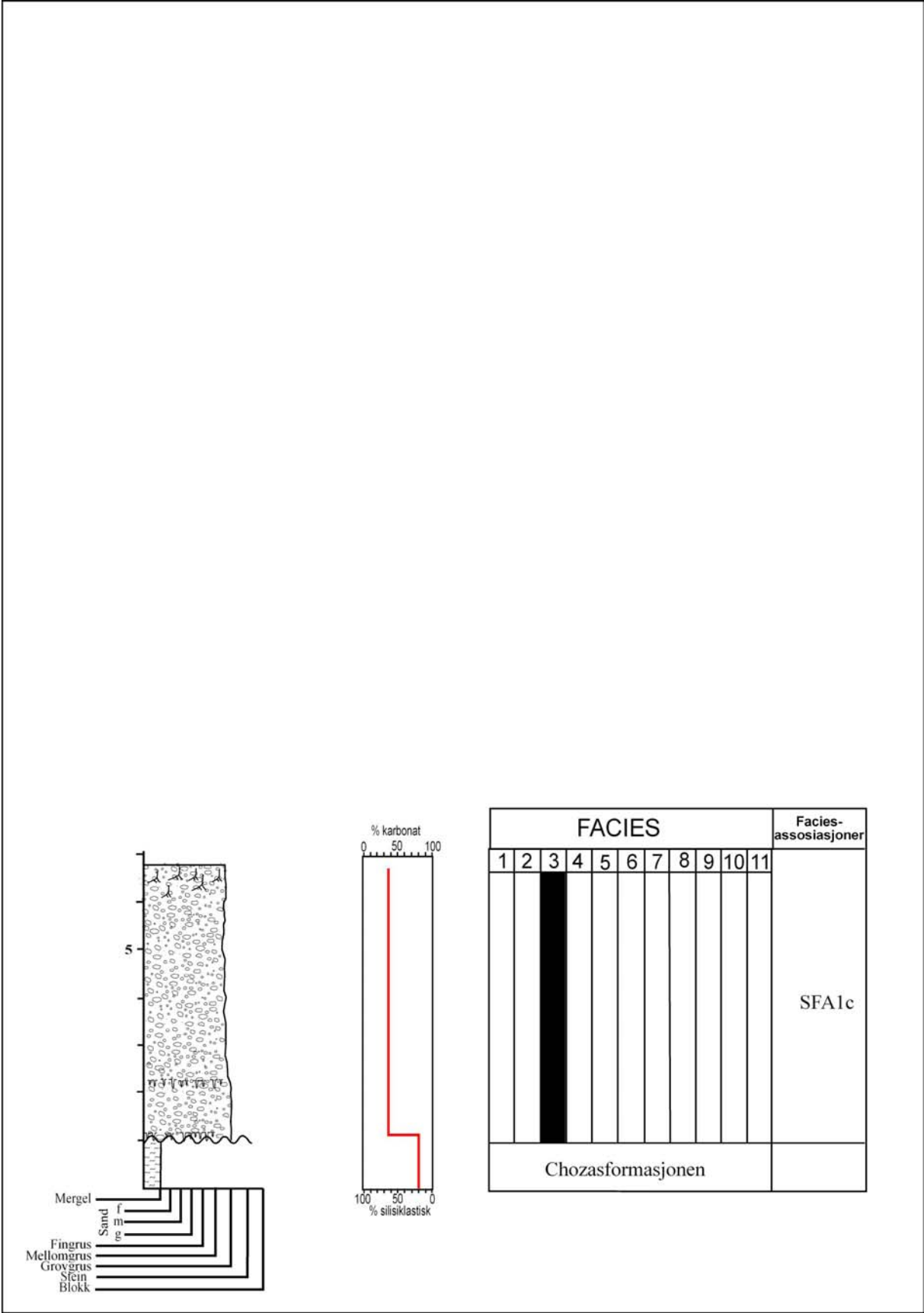
FACIES											Facies- assosiasjoner
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
											FA3
											SFA1c
Chozasformasjonen											

Logg 9

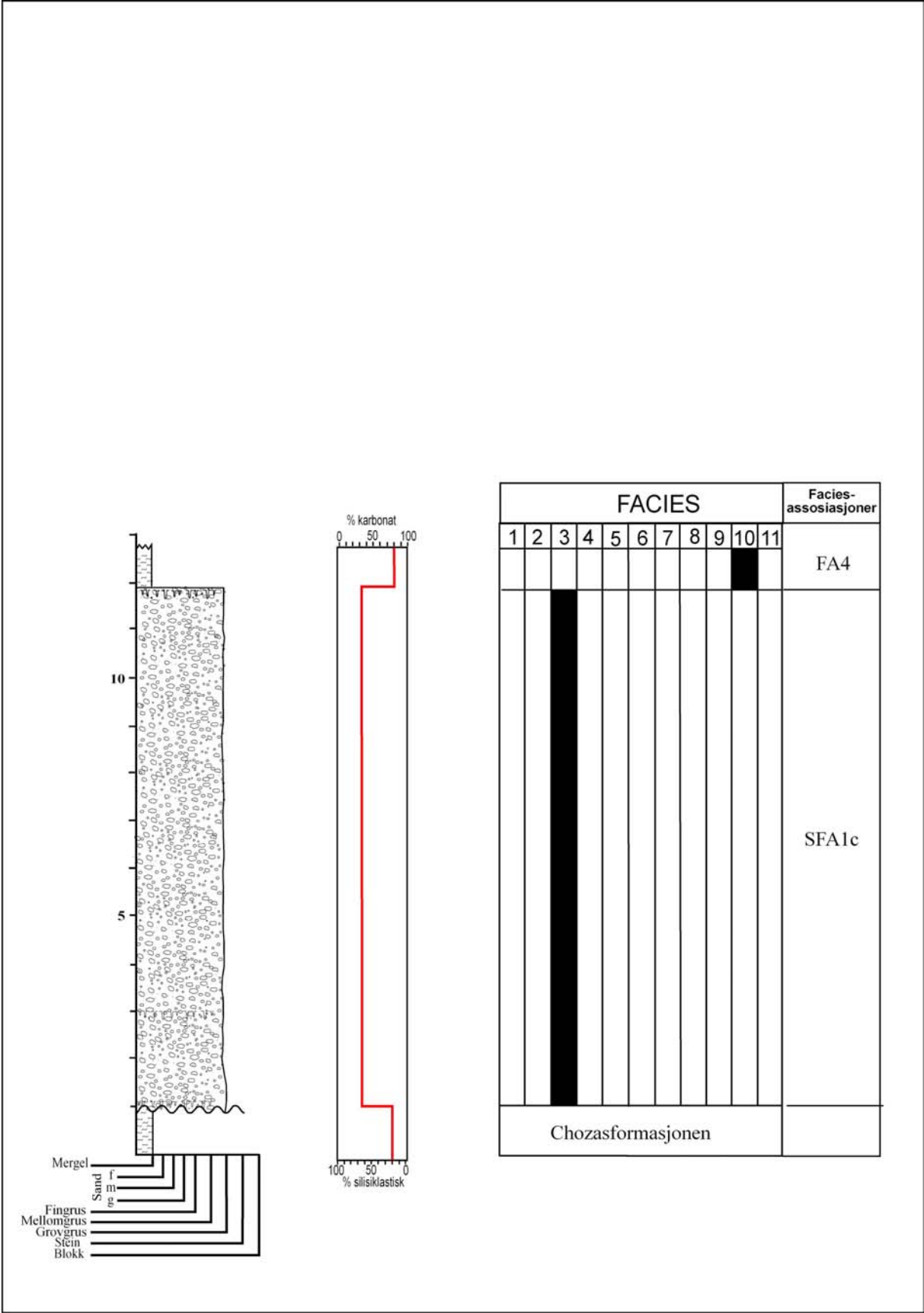


FACIES											Facies- assosiasjoner
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	FA3
Chozasformasjonen											

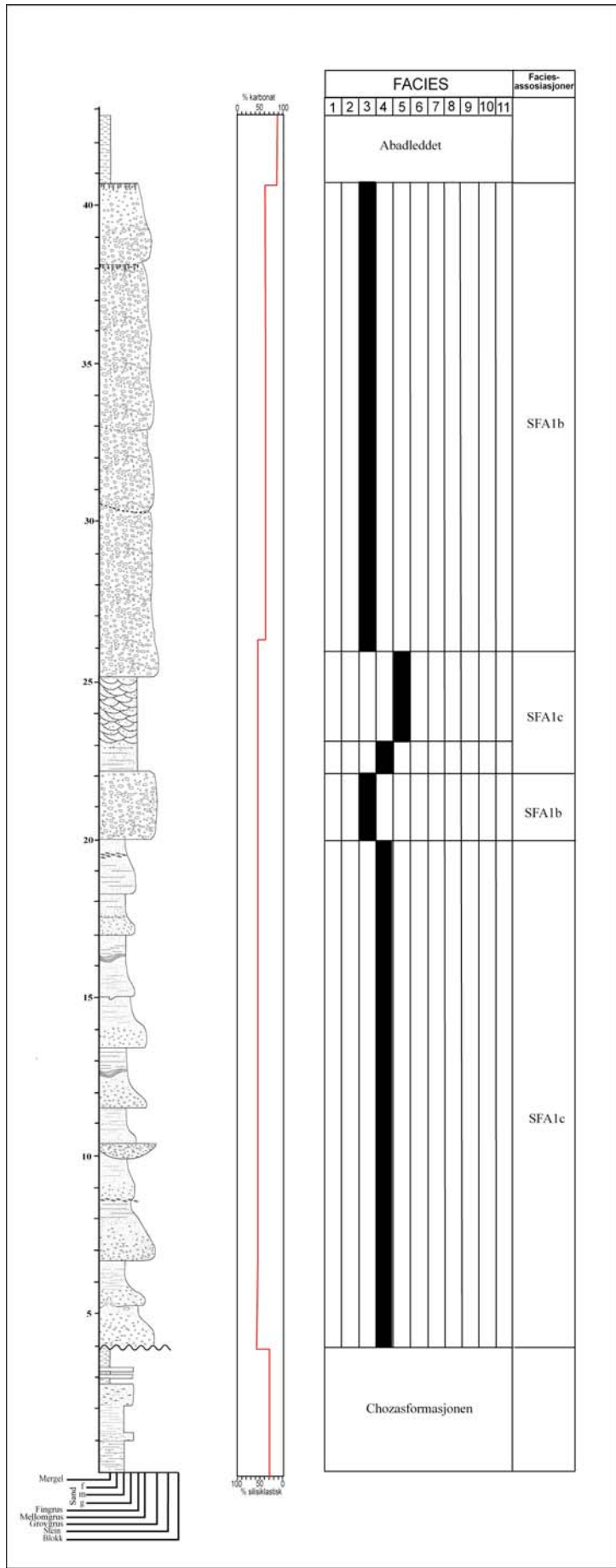
Logg 10



Logg 11



Logg 12



Logg 13