

**Sekvensstratigrafisk og paleogeografisk studie av
nedre tidlig tortonske avsetninger i Agua
Amargabassenget i Syd-Spania**

Av

Erlend Schiøtz Smørdal

Masteroppgave i Sedimentologi/Petroleumsgeofag



Institutt for geovitenskap

Universitet i Bergen

Juni 2014

Sammendrag

Den romlige og stratigrafiske fordeling av de eldste tidlig tortonske avsetningene i Agua Amargabassenget i Sydøst-Spania er kartlagt for å bestemme bassengets paleogeografiske og sekvensstratigrafiske utvikling. Disse avsetningene er tidligere kun beskrevet som et ledd i studier som omhandler den totale tidlig tortonske stratigrafien i bassenget. Mer avgrensede stratigrafiske studier av den nedre delen av disse avsetningene har gitt mer presise beskrivelser av avsetningene og kaster nytt lys over bassengets paleogeografiske utvikling. Tolkningene er basert på detaljerte tekstuelle og strukturelle studier av 13 blotninger, samt fotomosaikktolkninger og målinger av paleostrømretninger.

De eldste avsetningene i Agua Amargabassenget er tolket til å være avsatt i en subakvatisk debrisstrømdominert vifte. Agua Amargabassenget dannet et stred mellom det vannfylte Nijarbassenget i vest og Middelhavet i øst som var avskilt av de vulkanske Cabo de Gataøyene. Individuelle vulkanske konglomeratlag med ulik klaststørrelse og klasttethet og med innslag av bioklastisk materiale tolkes til å stamme fra debrisstrømmer med varierende kapasitet og kompetanse.

Etter som debrisstrømtilførselen til bassenget stopper, endres bassenget til et grunt tidevannsdominert stred med avsetninger av 7-75 cm tykke kryssjikt i medium til veldig grov sand. Reverserende tidevannsstrømmer gir sildebenkryssjikt. Tidevannsbestemte strømstyrkevariasjoner fører til rytmisk stabling av sand og mudlamina. Paleostrømretningene indikerer et øst-vest stred, der fjellområder nord for bassenget dannet et sydlig nes mot sentrum av bassenget.

En nøkkelflate avspeiler en vanddyp - og strømstyrkeøkning som fører til avsetning av tykkere kryssjikt og enheter med planparallell laminering. I perioder med lav sedimentasjonsrate preges avsetningene av sporfossilaktivitet. Paleostrømretningene indikerer ingen strømretningsendringer fra de nedre stedavsetningene. Stormer fra nordøst eller sydøst fører til avsetning av vulkanske gruslag i den østligste lokaliteten. Områder lenger vest blir liggende i le for stormene.

Forord

Jeg vil første og fremst takke min hovedveileder, William Helland-Hansen, for god hjelp under feltarbeidet, gode diskusjoner og uvurderlige tilbakemelding på skriftlige utkast. Takk også til medveileder Gunnar Sælen for gode innspill og faglig diskusjon.

Videre vil jeg takke Anders Friestad for godt samarbeid både under feltarbeid og gjennom skriveprosessen. Dine datakunnskaper har også vært uvurderlige. Jeg vil også takke resten av medstudentene på mellomrommet for gode diskusjoner og sosialt samvær de siste stressende månedene. Her må Steinar Sæverud fremheves for å ha tatt ansvar for den daglige kaffetraktingen.

Jeg vil også takke venner og familie for støtte og for å bidra til 5 fantastiske år ved Universitet i Bergen. Til slutt en ekstra stor takk til min samboer Hanne Halstenrud.

Erlend Schiøtz Smørdal

Innhold

1	Introduksjon	1
1.1	Mål.....	1
1.2	Studieområdet.....	1
1.3	Metode	4
2	Geologisk rammeverk.....	5
2.1	Regionalgeologi og tektonisk setting	5
2.2	Agua Amargabassenget.....	9
2.3	Beskrivelse av de forskjellige leddene i Agua Amargabassenget	10
3	Fasiesbeskrivelser og tolkninger	15
3.1	Introduksjon	15
3.2	Fasies 1 Debrisstrømvsetninger	17
3.2.1	Beskrivelse	17
3.2.2	Tolkning	19
3.3	Bakgrunnsteori	21
3.3.1	Avsetninger fra ensrettet strøm	21
3.3.2	Tidevann og tidevannsavsetninger.....	23
3.4	Fasies 2 Bioturberte avsetninger.....	25
3.4.1	Beskrivelse	25
3.4.2	Tolkning	27
3.5	Fasies 3 Lavvinklet til planparallel laminasjon.....	30
3.5.1	Beskrivelse	30
3.5.2	Tolkning:	32
3.6	Fasies 4 Store kryssjikt.....	34
3.6.1	Beskrivelse	34
3.6.2	Tolkning	34
3.7	Fasies 5 Mellomstore kryssjikt	36
3.7.1	Beskrivelse	36
3.7.2	Tolkning	37
3.8	Fasies 6 Små kryssjikt	39

3.8.1	Beskrivelse	39
3.8.2	Tolkning	40
3.9	Fasies 7 Storm/flomavsetninger.....	42
3.9.1	Beskrivelse	42
3.9.2	Tolkning	44
4	Sandkroppgeometri og avsetningsmiljøer	45
4.1	Introduksjon	45
4.2	Metode	45
4.3	Tolkninger	48
4.4	Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger	49
4.4.1	Beskrivelse	49
4.4.2	Tolkning	49
4.5	Nedre tidevannsavsetninger	50
4.5.1	Beskrivelse	50
4.5.2	Tolkning	51
4.6	Øvre tidevannsavsetninger	53
4.6.1	Beskrivelse	53
4.6.2	Tolkning	55
5	Paleostrømretninger og geostatistikk	58
5.1	Introduksjon	58
5.2	Metode	58
5.3	Teori.....	60
5.3.1	Kuipertesten	60
5.3.2	Watsontesten	61
5.3.3	Parametriske beregninger	62
5.3.4	T-test for sammenligning av to vektoriske populasjoner.....	62
5.4	Resultater	63
5.5	Diskusjon	64
5.6	Usikkerhet	68
6	Paleogeografi.....	69
6.1	Introduksjon	69

6.2	Tidlig tortonsk paleogeografi i det sydvestlige Spania.....	69
6.3	Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger	70
6.4	Nedre stredavsetninger.....	73
6.5	Øvre stedsavsetninger.....	76
7	Diskusjon	80
7.1	Fasiesinndeling og avsetningsmiljø	80
7.1.1	Vulkanoklastiske avsetninger	80
7.1.2	Bioklastisk enhet.....	81
7.2	Analoge avsetninger.....	84
7.2.1	Debrisstrømdominerte vifteavsetninger.....	84
7.2.2	Nedre tidevannsavsetninger	84
7.2.3	Øvre tidevannsavsetninger.....	85
7.3	Videre studier.....	86
8	Konklusjon.....	87
	Referanser	89
	Appendiks.....	95
A	Tegnforklaring	95
B	Digitaliserte logger	96
C	Bildekorrelering.....	110
D	Korrelasjonstransekt	121
E	Geostatistikk.....	122

1 Introduksjon

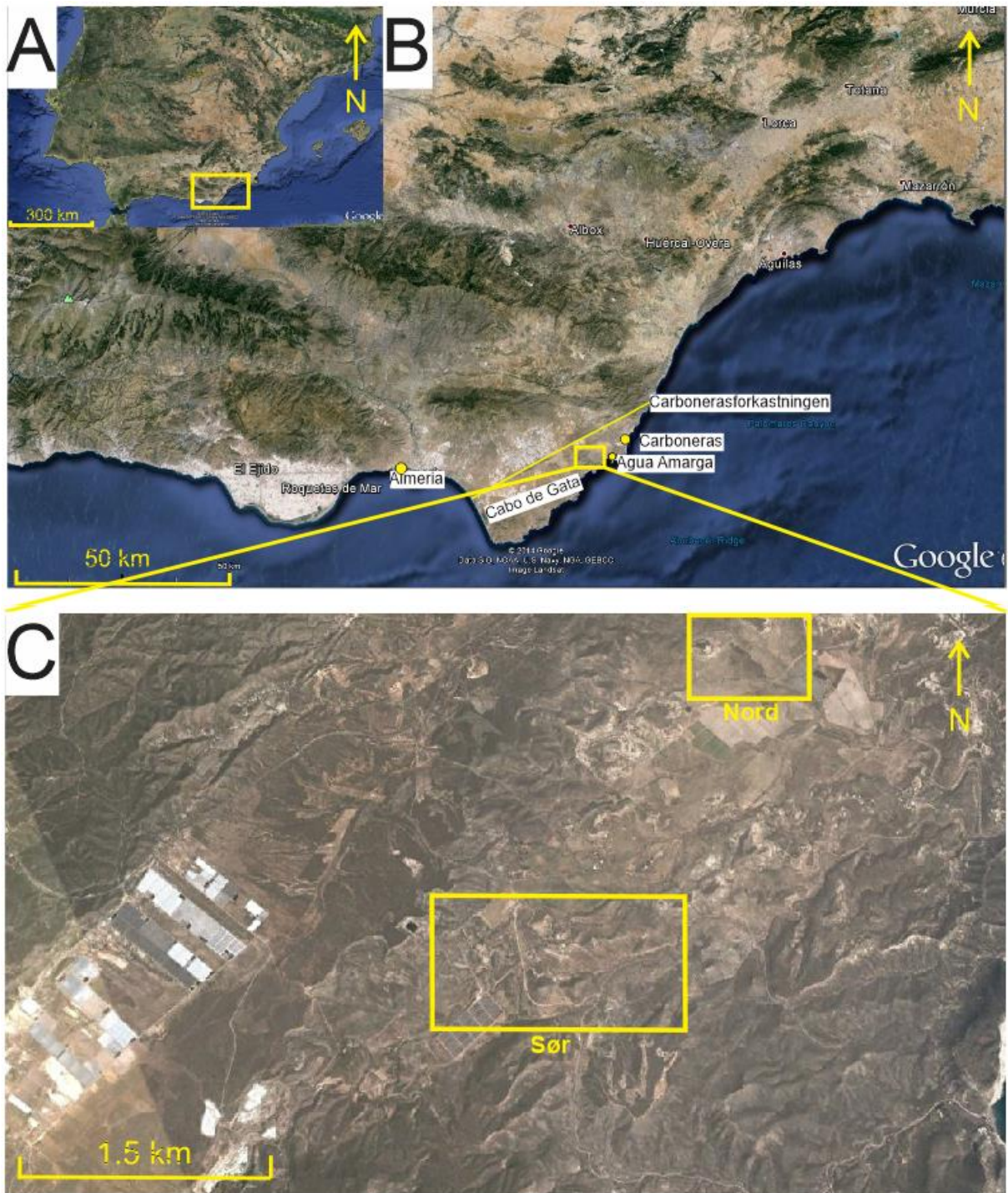
1.1 Mål

Oppgaven består i å kartlegge den romlige og stratigrafiske fordelingen av den eldste delen av de tidlig tortonske avsetninger i Agua Amargabassenget i sørøst-Spania. Avsetningene har blitt inndelt i sedimentære fasies og fasiesgeometrier, samt nøkkelflater er kartlagt, med formål å utlede en sekvensstratigrafisk og paleogeografisk modell.

Et parallelt mastergradstudie lokalisert i samme området, men med fokus på reservoarkvalitet, blir utført av Anders Friestad. Forskingen har foregått under veiledning av professor William Helland-Hansen (Institutt for geovitenskap, UiB).

1.2 Studieområdet

Agua Amargabassenget er et 10 kvadratkilometer stort avsetningsbasseng lokalisert i sørøst-Spania, se figur 1.1. Bassenget er lokalisert ved kysten, 70 kilometer nordøst for Almeria. Den mindre byen Carboneras er lokalisert 10 kilometer nordøst for bassenget. Mot øst strekker bassenget seg til Middelhavet, mens det nordover og sørover grenser mot fjellkjeden Cabo de Gata. Cabo de Gata er en del av fjellkjeden Betic Cordillera, som sammen med Marokkian Ark dominerer geografien i den sørlige delen av Spania og den nordlige delen av Marokko. Gjennom en smal åpning mot nordvest henger Agua Amargabassenget sammen med Nijarbassenget, og avsetningene i de to bassengene kan delvis korreleres. Topografien i studieområdet er preget av fjellområder med bratte klipper og tørrlagte elvedaler. Langs elvedalene har elvene erodert fram gode blotninger med eksponering av tidlig tortonske bergarter. Blotningene er av generell god kvalitet, men sekundære sprekker og mindre forkastninger preger noen av dem. Bioturbasjon bidrar i tillegg til å gjøre identifikasjon av strukturer vanskelig i noen områder.

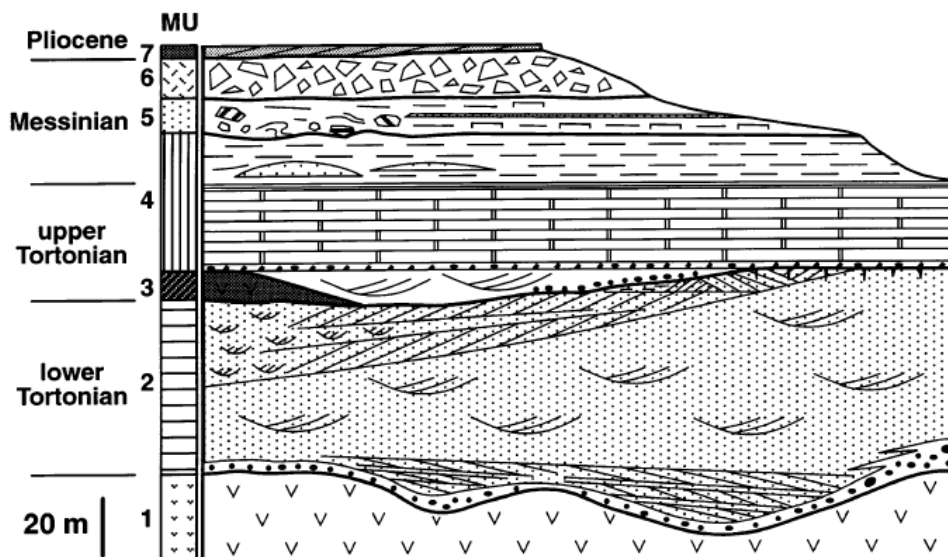


Figur 1.1- A, Satellittbilde over Spania, der markert området viser utsnitt for figur B, som er et mer detaljorientert satellittbilde over sørøst Spania. Figur C viser det markerte utsnittet fra figur B og viser et satellittbilde over Agua Amarga-bassenget. De to skisserte områdene fra figur C, viser områder med blottlagte avsetninger fra nedre del av tidlig torton.

Avsetningene i Agua Amargabassenget er vist i figur 1.2 og består av 7 individuelle enheter.

Fra bunn til topp:

1. Grunnfjell bestående av 9-10 millioner år gamle vulkanske bergarter.
2. Avsetninger fra tidlig torton. Et tynnere vulkanoklastisk lag nederst, med en tykkere bioklastisk enhet over.
3. Vulkanske bergarter avsatt mellom bioklastisk materiale fra tidlig og sen torton
4. Bioklastisk materiale avsatt i sen torton
5. Revavsetninger av miocen alder
6. Breksje av miocen alder
7. Bioklastisk sand og konglomerat av pliocen alder



Figur 1.2 - De syv geologiske enhetene man finner i Agua Amarga-bassenget. Modifisert etter Martin et al. (1996).

1.3 Metode

Gjennom tre uker med feltarbeid fordelt på en uke høsten 2012 samt 2 uker våren 2013, ble feltområdet studert. 13 detaljlogger ble utarbeidet med særlig vekt på sedimentære teksturer og strukturer, og på bakgrunn av dette er geologiske fasieser definert. En sedimentær fasies består av karakteristiske trekk som gjør det mulig å skille den fra de andre i lagpakken, samtidig som den er stratigrafisk avgrenset (Moore, 1949). Fasieser er ofte avgrenset både geografisk og stratigrafisk, og navngis vanligvis på bakgrunn av hvilke karakteristikk som beskriver dem i form av tekstur eller struktur. Fasieser kan opptre på mange plan innenfor sammen stratigrafiske enhet (Nemec, 1996).

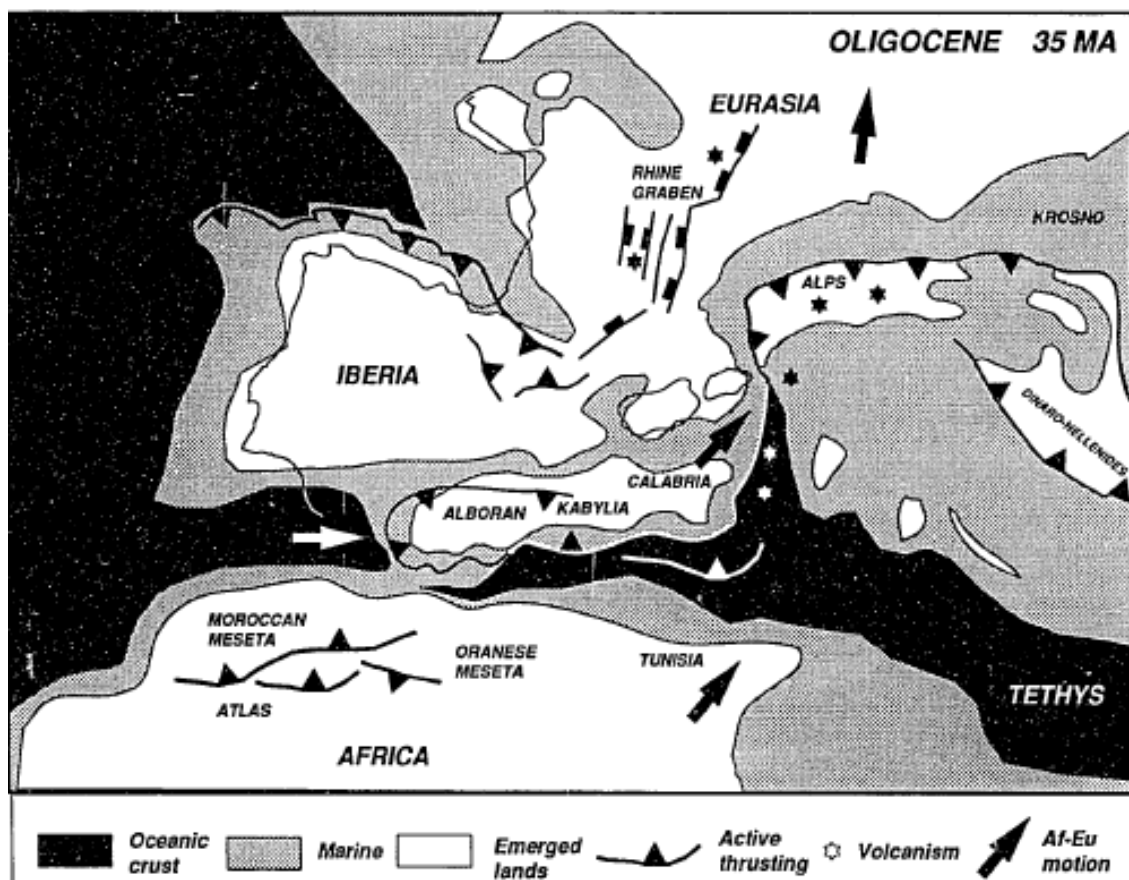
Bilder er tatt med kameraet Nikon D3200. En del av disse er viderebehandlet i Mikrosoft ICE for å konstruere fotomosaikkbilder. Fotomosaikkbildene er blitt studert og lagflater er blitt kartlagt med særlig vekt på å kunne korrelere logger. Loggene er digitalisert og korrelert i Corel Draw, og de kan sees i appendiks sammen med fotomosaikkbilder med tolkninger utarbeidet i Corel Draw.

Ved hjelp av kompass ble paleostrømretninger målt. Disse ble ført inn i rosedigram ved hjelp av Ri 386 3.0.0. Deretter ble geostatistiske metoder brukt for å analysere retningene. Resultatet kunne si noe om eventuelle strømretningstrender i Agua Amargabassenget, hvor sterk trenden var, samt usikkerheten.

2 Geologisk rammeverk

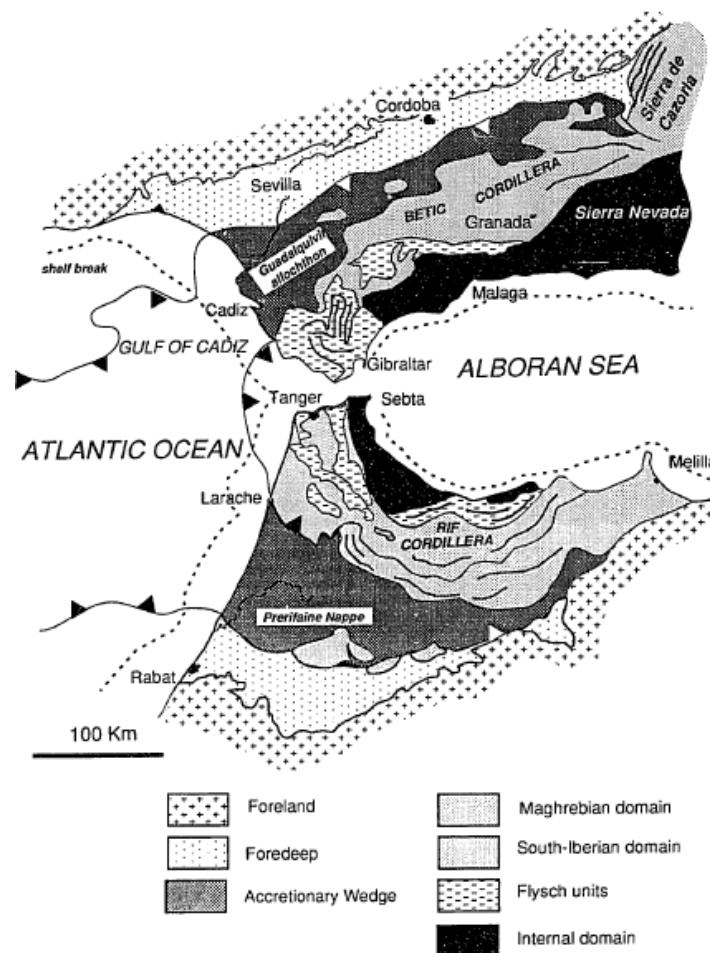
2.1 Regionalgeologi og tektonisk setting

Agua Amargabassenget befinner seg i fjellkjeden Betic Cordilleras. Bentic Cordilleras er en del av den vestmediterranske regionen i Sør-Europa, bestående av mikrokontinentene Iberia, Alboria, Corsica- Sardinia og Apulia (Doblas and Oyarzun, 1989, Flinch, 1993). Disse platene ble skilt fra Nord-Europa under splittelsen av Pangea og ble da en del av den afrikanske platen. Fra Afrika ble de igjen splittet til individuelle plater, og gjennom subduksjon av havbunnskorpe ble de ført nordover mot Eurasia (Laville and Pique, 1991), se figur 2.1. Den iberiske platen kolliderte med den eurasiske platen, som resulterte i dannelsen av den pyreneiske orogonesen for 40 millioner år siden (Ziegler, 1986). Den alboreanske platen kolliderte deretter med den iberiske platen sørfra, før den afrikanske platen igjen kolliderte med Alboria og Iberia (de La Chapelle, 1988, Fernandez Soler, 2001, Martin et al., 2003).



Figur 2.1 - Platetektonisk kart over det vestmediterranske regionen i Oligocene. Den iberiske platen har kollidert med Eurasia, mens den alboreanske og den afrikanske platen er på kollisjonskurs med den iberiske platen (Flinch, 1993).

Kollisjonen mellom den alboreanske platen, den iberiske og den afrikanske platen førte til dannelsen av fjellkjeden Marokkian Ark i tidlig miocen. Marokkian Ark består av de orogene beltene Betic Cordillera og Rif Cordillera. Betic Cordillera danner et ØNØ-VSV orogent belte i det sydlige Spania, mens Rif Cordillera er et NV-SØ orogent belte i Marokko. De to bindes sammen ved Gibraltar-stredet, se figur 2.2 (Flinch, 1993). Kollisjonen mellom den iberiske platen, den alboreanske platen og den afrikanske platen resulterte i at den alboreanske platen delvis ble presset opp på den iberiske platen, samtidig som sedimentære undervannskomplekser ble skjøvet opp mellom de to platene (Flinch, 1993).



Figur 2.2 – Skisse over Marokkian Ark, med Betic Cordillera i nord og Rif Cordillera i sør, bundet av Gibraltarstredet (Flinch, 1993).

Gjennom negoen var den østlige delen av Betic Cordilleras preget av NV-SØ og N-S-orienterte kompresjonsregimer. Resultatet var dannelsen av en rekke strøk-slipp forkastninger, som representerer den sinistrale Trans-Alboriske skjærsonen som krysser den vestlige delen av Middelhavet. Resultatet ser vi i dag som en rekke NØ-SV-orienterte forkastninger i den østlige delen av Betic Cordilleras (Montenat et al., 1987, Montenat, 1996). Disse utgjør det strukturelle rammeverket for mange av bassengene i området, som for eksempel Agua Amargabassenget som skilles fra Nijarbassenget ved den NV-SØ orienterte Carbonerasforkastningen.

Basert på litologi, tektonikk og paleogeografiske faktorer kan Betic Cordilleras inndeles i to deler; en ekstern sone i nordvest bestående av sedimenter opprinnelig tilhørende den iberiske platen, og en intern sone bestående av bergarter og sedimenter opprinnelig tilhørende den alboreanske platen (Montenat and Ott dEstevou, 1990, Braga et al., 2003). Den eksterne delen kan igjen inndeles i den prebetiske og den subbetiske sonen. Den prebetiske sonen består av bioklastisk materiale med opprinnelse fra karbonatplattformer, og den subbetiske sonen består av mer pelagiske sedimenter (Martín-Algarra and Vera, 1982, Flinch, 1993).

Den interne delen består hovedsakelig av grunnfjell og tilhørende sedimenter fra den alboreanske platen som i dag ligger som et skyvedekke over den iberiske platen. Disse skyvedekkene kan inndeles i tre ulike komplekser (Kampschuur and Rondeel, 1975, Huibregtse et al., 1998). Fra topp til bunn:

- 1) *Malaguidekomplekset*: Bestående av umetamorfe og lavmetamorfe karbonater, sandsteiner, konglomerater og skifre fra silurisk til oligocen alder.
- 2) *Alpujaridekomplekset*: Bestående av permo-triasiske lavgrads metamorfe fyllitter, kvartsitter og karbonater med triasisk alder.
- 3) *Nevado filabrekomplekset*. Bestående av paleozoiske metamorfe bergarter som gneis, kvartsitt, marmor, amfibolitt, og serpentinit.

Agua Amargabassenget befinner seg ikke direkte overliggende noen av de opprinnelige skyvedekke fra den alboreanske platen. Agua Amargabassenget befinner seg derimot i det vulkanske komplekset kalt Cabo de Gata. De vulkanske bergartene her er dannet som et resultat av rotasjon og ekstensjon som fant sted etter dannelsen av Betic Cordilleras og er lokalisert over alpujaride komplekset. Den NØ-SV orienterte Carbonerasforkastningen skiller Cabo de Gata fra resten av Betic Cordilleras (Platt and Vissers, 1989, Fernandez Soler, 2001). Nord i Cabo de Gata finner vi det 10 kvadratkilometer store Agua Amargabassenget (Esteban, 1980, Martin et al., 1996, Martin et al., 2003, Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996). Bassenget består av sedimentære avsetninger av tortonsk til eldre messinsk alder, samt revavsetninger av yngre messinsk alder (Braga et al., 1996, Esteban, 1980, Martin et al., 1996, Betzler et al., 1997).

Mot slutten av serravallian og inn i starten av torton er paleogeografien i regionen preget av at står kystlinjen står lenger mot nordvest og grenser mot fjellkjeden Sierra los Filabras, mens Cabo de Gata danner et vulkansk øyområdet mot vest (Martín et al., 2009, Martin et al., 2003). Øyområdet skiller Middelhavet i øst, fra det vannfylte Nijarbassenget dominert av turbidittavsetninger i vest (Fortuin and Krijgsman, 2003, Huibregtse et al., 1998). To hovedtraseer danner forbindelse mellom Atlanterhavet og Middelhavet. Den ene er Riffiankorridorene som går gjennom det nordlige Marokko og den andre er Guadalquivirbassenget i det sydvestlige Spania. Fra Guadalquivir bassenget går deler av vanntransporten videre gjennom North Betic Strait. En kanal som går gjennom det sentrale Syd Spania, mens den regjerende vanntransporten går sydover og oversvømmer deler av det sydlige Spania (Martín et al., 2009). Figur 2.3 viser paleogeografisk kart over det sydlige Spania i tidlig torton (Martín et al., 2009).



Figur 2.3 – Paleogeografisk kart over Syd-Spania i torton. Legg merke til hvordan kystlinjen lå lenger nord og vest. Dagens kystlinje er markert med stiplet linje. Cabo de Gata/Nijar regionen er markert i rødt. Figuren er modifisert fra Martín et al. (2009).

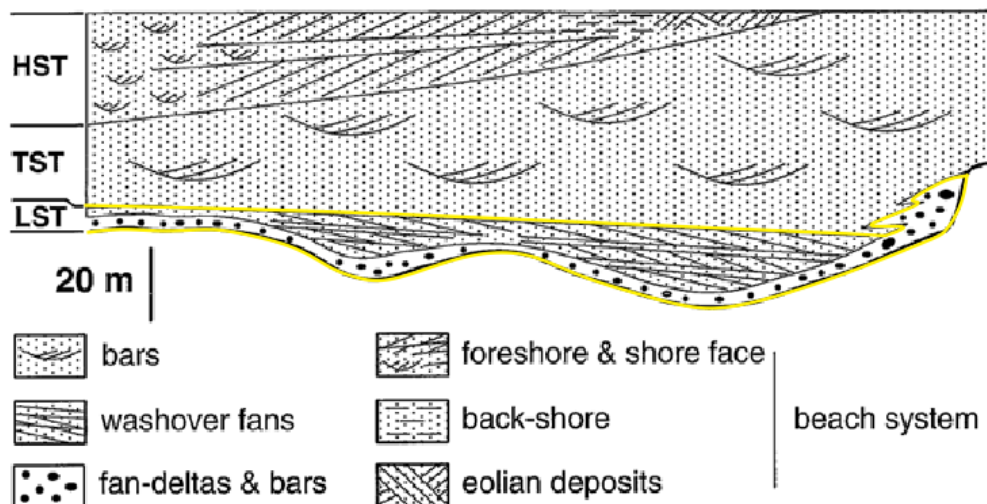
2.2 Agua Amargabassenget

De første studiene av Agua Amargabassenget ble utført av Esteban (1980). Her ble det gjort observasjoner av bryozoriske avsetninger over vulkansk grunnfjell som var antatt å være av yngre tortonsk alder. Avsetningene skilte seg fra yngre korallrike avsetninger som kan korreleres mot avsetninger avsatt i yngre messin. Van de Poel et al. (1984) mener Agua Amarga kan sees på som subbasseng til Nijarbassenget og at avsetningene i Agua Amargabassenget direkte kan korreleres med de allerede velkjente leddene i Nijarbassenget, definert av (Rondeel, 1965). En nedre kalkarentittisk enhet i Agua Amargabassenget blir her definert som en del av Azagadorleddet, avsatt i yngre torton. Denne enheten blir etterfulgt av en mergelrik enhet definert som en del av det messinske Abadleddet. Dette leddet blir igjen etterfulgt av revavsetninger, definert som en del av Canteralettedet. Braga et al. (1996), Martín et al. (1996), Betzler et al. (1997) og Martín et al. (2003) mener Agua Amargabassenget kun periodevis har vært tilkoblet Nijarbassenget og at kun deler av avsetningene kan korreleres mot de definerte leddene i Nijarbassenget. Andre deler av avsetningene mener de har utviklet seg uavhengig av hverandre, slik at den totale enheten av avsetninger i Agua Amargabassenget er unik og ulik den i Nijarbassenget.

Grunnfjellet under Agua Amargabassenget består av pyroklastisk breksje (Fernández Soler, 1992). Breksjen er dannet som et resultat av vulkansk aktivitet utløst av ekstensjon gjennom miocen (Martin et al., 2003). Radiogene isotopmålinger viser at disse bergartene er 9,6 millioner år gamle (Montenat, 1990).

2.3 Beskrivelse av de forskjellige leddene i Agua Amargabassenget

De eldste avsetningene i bassenget er avsatt tidlig i torton. Disse avsetningene er beskrevet av Betzler et al. (1997) og Braga et al. (1996). Betzler et al. (1997) foreslår at disse avsetningene kan inndeles i 4 ulike enheter, se figur 2.4.



Figur 2.4 - De 4 ulike enhetene av tidlig tortonisk alder. Den nedre delen av disse avsetningene som er blitt studert i denne oppgaven er markert mellom de gule linjene. Figuren er modifisert fra Betzler et al. (1997).

Vulkanoklastisk bergart

Betzler et al. (1997) beskriver den nederste av enhetene som mørk grå, grå-rød og rosa vulkanoklastisk konglomerat, sandstein og siltstein. Kontakten mellom det vulkanoklastiske konglomeratet og det underliggende vulkanske grunnfjellet blir videre beskrevet som lite eksponert og består av en undulerende flate. Enheten er målt til å ha en maksimal tykkelse på 13,5 meter, og består av Individuelle lag med en tykkelse opp mot 3 meter og med opptil 30 cm store klaster i en sandig matriks. I den vestlige delen av bassenget blir kanaler med

debrisstrømmer observert i enheten. Her består de fleste av de vulkanske klastene av isolerte amfibolkrystaller (Braga et al., 1996).

I noen områder kan oppfiningssekvenser observeres i bergarten. Andre steder blir lavvinklet traukryssjikt og riflestrukturer identifisert (Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996). Jo lenger vekk fra bassengmarginen man beveger seg, jo mindre blir størrelsen på klastene, mens innholdet av fossiler øker. Fossilene består hovedsakelig av serupulider, østers, bryozoa, koraller, barnacler og rhodolitter (Betzler et al., 1997). Avsetningene blir av Betzler et al. (1997) tolket til å være avsatt i et viftedelta, der bølgebevegelser har dannet traukryssjikt og riflerstrukturer. Fossilene indikerer at avsetningene er avsatt marint, og minkende størrelse på klaster vekk fra bassengmarginen indikerer en avsetningsgradient (Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996).

Kalkarenittisk bergart

Betzler et al. (1997) beskriver hvordan en skarp overgang til resten av de tidlig tortonske avsetningene observeres over den vulkanoklastiske bergarten. Her øker det bioklastiske innholdet betraktelig, og bergarten består hovedsakelig av fragmenter av bryozoa, bivalver, echinoider, store bentiske foraminiferer, koraller, brachiopoder, barnacler og rødalger. Innholdet av vulkanske fragmenter overstiger aldri 10 prosent (Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996). Den kalkarenittiske enheten av de tidlig tortonske bergartene blir av Betzler et al. (1997) inndelt i 3 subenheter. Her er det den eldste enheten som er blitt studert under feltarbeidet, men alle vil bli beskrevet for å få et mer helhetlig forståelse av avsetningene i Agua Amargabassenget.

Nederste subenhet

Den nederste subenheten blir av Betzler et al. (1997) observert i den vestlige delen av Agua Amargabassenget og består av dyner som danner medium til storskala tabulærkryssjikt med mindre traukryssjiktete lag i områdene der subenheten tynnes ut. Kryssjiktene blir videre observert til å ha en maksimal utbredelse på 15 meter og til å progradere i nordlige, nordøstlige og nordvestlige retninger. Bølgerifler observeres i noen av kryssjiktene øvre del. Subenhetens øvre grense observeres som planar og svært bioturbert av 5-8 cm store

echionoider. Subenheten består av fragmenterte bryozoner, østers, echinodermer og bentiske foraminiferer, samt noen vulkanske grusklaster (Betzler et al., 1997).

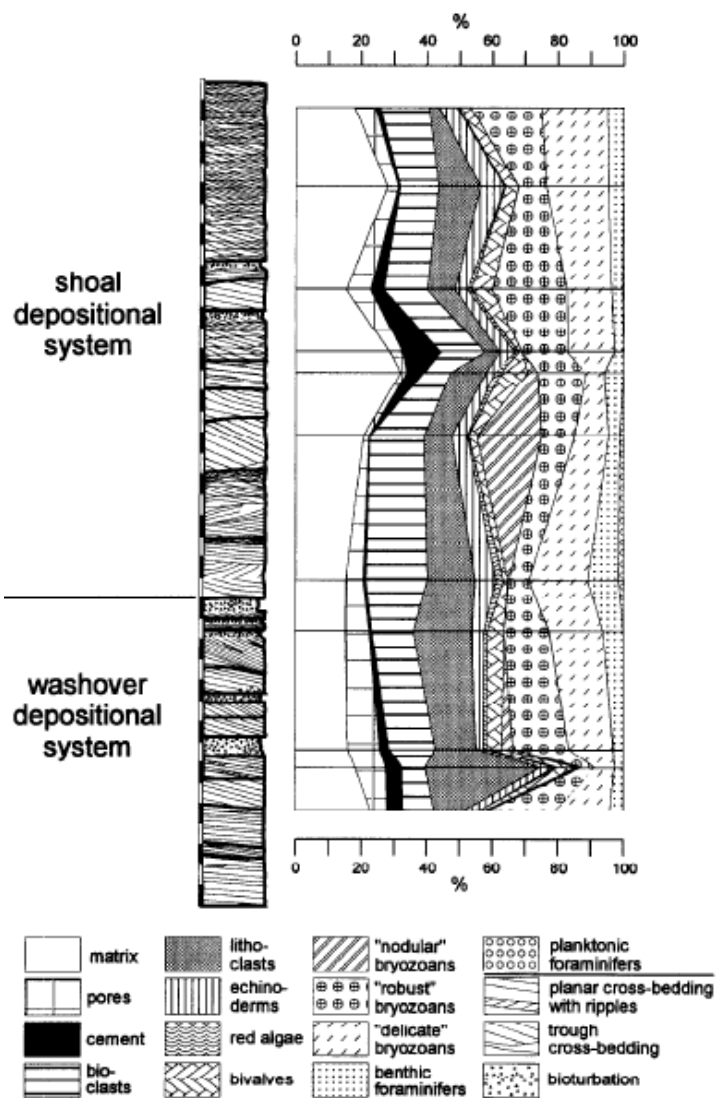
Kontaktsonen med den underliggende vulkanoklastiske enheten blir av Betzler et al. (1997) beskrevet som kompleks. Subenheten pålapper, men i noen områder er vulkansk materiale innarbeidet i kalkarenitten. Mot øst er overgangssonen eksponert annerledes. Her danner det bioklastiske materialet tabulærkryssjikt over en erosjonflate. Lengst øst i bassenget kiles subenheten ut. Subenheten er hovedsakelig bryozodominert, men noen tynnere lag er dominert av planktiske foraminiferer (Betzler et al., 1997). Subenheten har vært tolket til å være wash over vifteavsetninger, dannet bak en barriere lokalisert syd, sydøst eller sydvest i bassenget (Betzler et al., 1997). Subenheten blir videre tolket til å være avsatt i et grunt marint miljø over bølgebasis og pålapp mot underliggende vulkanoklastisk enhet menes å avspeile en relativ havnivåstigning under avsetning. Subenheten blir av Braga et al. (1996) tolket til å være avsatt som en lavstand systemrekke.

Midterste subenhet

Denne subenheten ble av Betzler et al. (1997) observert i hele Agua Amargabassenget. Lengst sør og øst i bassenget ble den observert direkte over grunnfjellet eller det vulkanoklastiske konglomeratet, mens det i resten av bassenget ble observert over wash over vifteavsetningene. Overgangssonen ble observert som skarp og klar i områdene der subenheten overligger vulkansk eller vulkanoklastisk materiale. I området der subenheten overligger wash over vifteavsetningene, var grensen mellom de to avsetningene vanskelig å identifisere. I noen områder vil derimot et 70 cm tykt, grønnbrunt lag av vulkanoklastisk siltstein med 20 cm dype, rødlige sprekker markere toppen av wash over vifteavsetningene. Dette ble blant annet observert sentralt i bassenget (Betzler et al., 1997).

Subenheten ble av Betzler et al. (1997) observert til å bestå av grålig til guldfarget bioklastisk sandstein som dannet lavvinklet trauskryssjikt med laterale utbredelse opp til 70 meter og med tykkelse 3-10 meter. Paleostrømmålinger viste at dynene migrerte i retninger mellom 70-90 grader og mellom 210-310 grader. Nord i bassenget ble subenheten observert direkte over det vulkanske grunnfjellet. Vulkanske klipper har her ført til at grensen mellom enhetene er vertikal og vulkanske klaster observeres i den bioklastiske subenheten.

Mikrofasiesinnhold i de to nederste subenhetene i den kalkarenittiske enheten kan sees av figur 2.5. Innholdet av planktonske foraminiferer og nodulare bryozoer blir sterkt redusert oppover, mens innholdet av delikante bryozoer, echinodermer og litoklaster øker sterkt i overgangen mellom de to subenhetene. Subenheten er tolket til å være dyner og barer avsatt i en transgressiv systemrekke, der paleostrømmålinger viser at avsetningene migrerer i retning land. Dynene er dannet maksimalt 25 meter under havnivå, mens det maksimale havnivå ikke kan ha vært høyere enn 40 meter (Betzler et al., 1997).



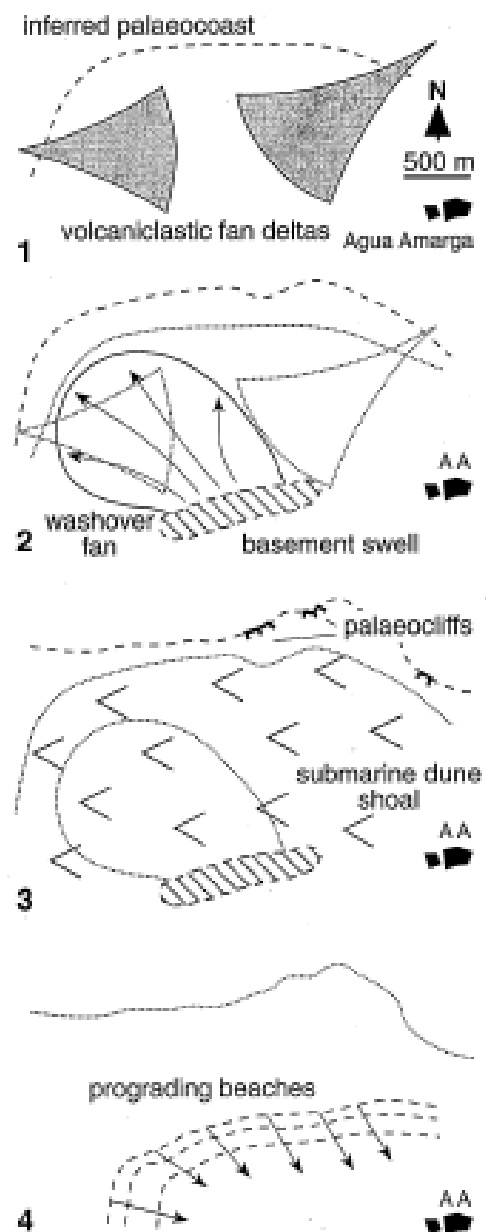
Figur 2,5 - Mikrofasiesinnhold i den to nederste subenhetene i den bioklastiske enheten av de tidlig tortonske avsetningene (Betzler et al., 1997).

Øverste subenhet

Denne subenheten ble av Betzler et al. (1997) observert i den østlige delen av Agua Amargabassenget, der den danner en vifte som brer seg mot sørøst. Subenheten ble inndelt i to deler, der den nederste ble beskrevet som en bioklastisk sandstein som på bakgrunn av mikrofasiesinnhold minner mye om den under. Den øvre ble observert til å ha en grå til grønnrød farge og til å bestå av løs silt og sand som danner høyvinklet planærkryssjikt. Betzler et al. (1997) beskriver hvordan den nedre pakken i vest danner lavvinklede planparallele enheter som mot øst avløses av medium til storskala traukryssjikt. Her bemerkes det at hver dyne er separert av bioturberte soner.

Avsetningene blir tolket til å være avsatt i en strandsone, der den nederste delen er tolket til å være avsatt på en strand. Den løse sanden og silten bl tolket til å være avsatt i et backshoresystem, der eoliske prosesser har spilt en særlig viktig rolle (Betzler et al., 1997). Hele subenheten blir tolket til å være avsatt i en høystand systemrekke som har bygget seg østover (Braga et al., 1996). Figur 2.6 viser en skisse over de tenkte avsetningsmiljøene for de tidlig tortonske avsetningene. Av disse er det kun avsetninger tilhørende de to første enhetene som skal studeres. De to neste subenhetene er kun beskrevet for å gi en bedre forståelse av hele bassenget, samt for å klare å skille avsetningene fra hverandre.

Over de tidlig tonske avsetningene finner man nord og sør i bassenget 8,65 millioner år gamle, samt samt 8,1 millioner år gamle vulkanske bergarter (Di Battistini et al., 1987, Bellon, 1983, Fernández Soler, 1992). Over disse bergartene finnes sentortonske bergarter som etter Braga et al. (1996) og Martin et al. (1996) kan inndeles i 4 enheter. Disse vil derimot ikke bli beskrevet nærmere, da de ikke er av vesentlig betydning for denne oppgaven. De to yngste avsetningene i Agua Amargabassenget er en messinsk reventhet som overleires av en breksjeenhet (Esteban, 1980).

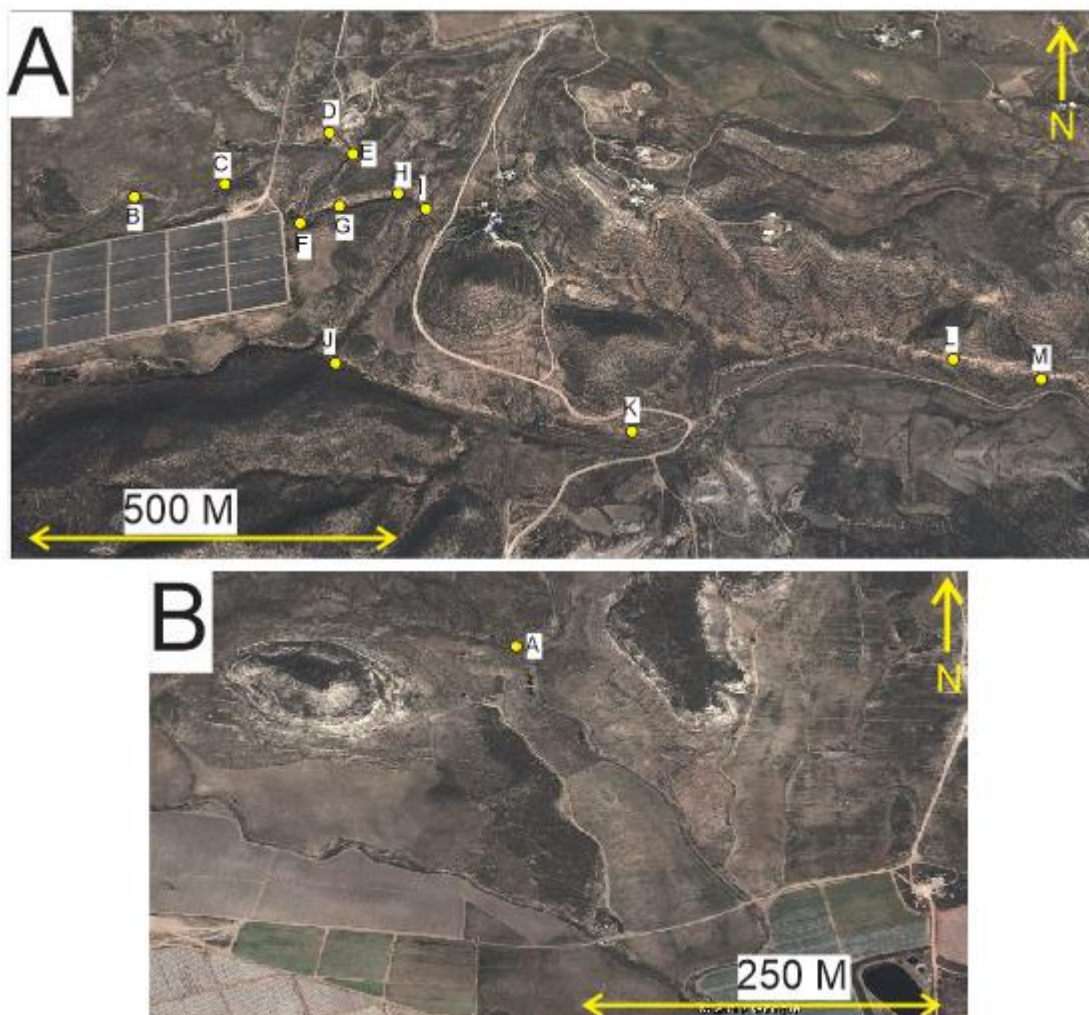


Figur 2.6 - Tenkte avsetningsmiljøer for de tidlig tortonske avsetningene i Agua Amarga-bassenget (Betzler et al., 1997)

3 Fasesbeskrivelser og tolkninger

3.1 Introduksjon

I dette kapitlet vil grundige beskrivelser og tolkninger av avsetningene i Agua Amargabassenget bli presentert, basert på 13 logger utarbeidet under feltarbeidet. Fasesene er definert på grunnlag av makroskopiske observasjoner av strukturer og teksturer, beskrevet i metodekapitlet. Totalt er det funnet grunnlag for å inndele avsetningene i 7 faseser. Disse er oppsummert i tabell 3.1 Fasesene har blitt tildelt navn på bakgrunn av den/de dominerende strukturen/ene i avsetningene. De 13 loggene vil bli referert til i kapitlet og kan sees i appendiks bakerst i oppgaven. Figur 3.1 viser nærbilder av de markerte områdene fra figur 1.1, der det ble gjort observasjoner av avsetninger fra nedre del av tidlig torton. De loggede blotningene er markert i kartet.

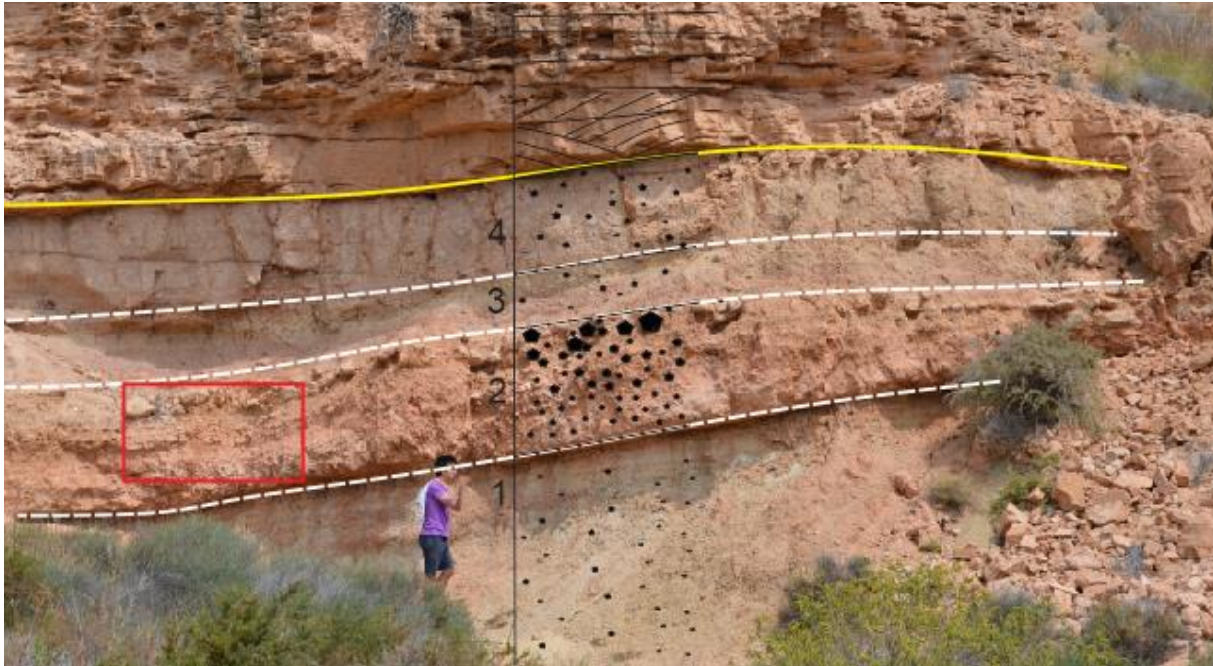


Figur 3.1 – De studerte områdene med eksponerte avsetninger fra nedre del av tidlig torton, markert som en sydlig og en nordlig del i figur 1.1, C. Figur A viser det sydlige området. Loggede blotningene er markert fra B-M. Figur B viser det nordlige området. Logget blotning er markert som A.

Tabell 3.1 – Tabellen oppsummerer de tolkede fasiesene i den nedre delen av de tidlige tortonske avsetningene i Agua Amargabassenget.

Fasies	Lok.	Litologi	Farve	Tykkelse (m)	Kornstørrelse	Grenser	Sedimentære strukturer	Biot. (0-6)	Tolkning
1	A, D, E, Log M	Vulkanoklastisk sandstein med klaster opptil 1 m	Lys gulhvit, grålig,	Nedre grense ikke observert	Fin-medium sand med klaster opptil 1 meter	Nedre: Ikke observert	Linse med planparallel stratifisering. Planærkryssjikt og traukryssjikt i laget øvre overgangssone	0	Debrisstrømavsetninger
			grønlig og rødlig	observert		Øvre: Gradvis			
2	H, I og J	Bioklastisk sandstein	Lys gullig-rødlig	1.5-1.9	Medium sand-fin grus	Nedre: Skarp Øvre: skarp/gradvis	Planærkryssjikt/laminasjon Traukryssjikt/laminasjon	5-6	Tidevannsavsetninger i miljø med lav sedimentasjonsrate og middels strømningshastighet
3	B, C, E, F, G, H, I, J, K, L og M	Bioklastisk sandstein	Lys gullig-rødlig,	0.55-9.0	Medium sand-medium grus.	Nedre: Gradvis/Skarp	Planparallel stratifisering med intern planærkryssjikt/laminasjon	0-3	Tidevannsavsetninger i et miljø med høy strømningshastighet
			brunlig		Dominert av veldig grov sand- fin grus	Øvre: Skarp	Traukryssjikt/laminasjon		
4	C, H, I, J, K og M	Bioklastisk sandstein	Lys gullig-rødlig	2.5-4.0	Grov sand-fin grus	Nedre: Skarp Øvre: Skarp	Planærkryssjikt	0-1	Tidevannsavsetninger i et dypt miljø med middels strømningshastighet.
5	A, B, E, F, G, J, L og M	Bioklastisk sandstein	Lys gullig-rødlig	1.0-3.6	Medium-veldig grov sand	Nedre: Skarp Øvre: Skarp	Planærkryssjikt og traukryssjikt	0-1	Tidevannsavsetninger i mellomdypt vann med middels strømhastighet
6	D, E, F og L	Bioklastisk sandstein	Lys gullig-rødlig	0.4-4.0	Fin-medium sand	Nedre: Gradvis Øvre: Skarp	Planærkryssjikt og traukryssjikt	0-1	Tidevannsavsetninger i grunt vann med middels strømhastighet
7	K	Vulkanske gurs og bioklastisk sand	Lys rød, lys gul, brunlig	0.2-1.1	Fin-medium sand, grusklaster	Nedre: Skarp Øvre: Skarp	Massiv med tegn til planærkryssjikt i soner med vulkanske klaster	0	Stormavsetninger

3.2 Fasies 1 Debrisstrømvsetninger



Figur 3.2 – Nedre del av lokalitet M. Her blir det observert fire individuelle konglomerat lag (Markert fra 1-4). Konglomeratlagene består av vulkanske grusklaster i en sandig matriks. Grensen mellom de 4 lagene er markert med hvite stiplede linjer. Den gule linjen markerer fasiesens øvre grense. Det observeres store variasjoner i klaststørrelser og klasttetthet mellom debrisstrømmene. I de to øverste debrisstrømmene observeres sprekker med mørkere innfyll. Området markert i rødt viser utsnitt av figur 3.4.

3.2.1 Beskrivelse

Fasies 1 ble observert ved lokalitetene A, D, E, L og M. Fasiesens nedre grense ble aldri observert, men på det tykkeste målte laget 11,9 meter. Fasiesens øvre grense består av en 20-30 cm tykk overgangssone, der dynestrukturer begynner å gjøre seg gjeldende, samtidig som innholdet av vulkanoklastisk materiale avtar og det bioklastiske materiale øker.

Fasiesen består av individuelle lag med tykkelse fra 0,5 til 2 meter. Hvert lag har stor lateral utbredelse, og grensene mellom de individuelle lagene er relativt rette og klare. Overgangen mellom lag med veldig like klaststørrelser og klasttetthet kan derimot være vanskelig å definere. Fire individuelle lag kan sees på figur 3.2.

Lagene er hovedsakelig matriksbåret. Matriksen består fortrinnsvis av fin til medium vulkanoklastisk sand. Forholdet mellom klaste og matriks, samt størrelsen på klastene varierer mye mellom lagene. Fra lag med få spredde klaste med maksimal størrelse på 1 cm, til lag med stor klasttetthet og maksimal klaststørrelse på over 1 meter. Stor klaststørrelse- og

klasttetthetsvariasjon observeres i de 4 lagene på figur 3.2. Klastene var gjennomgående angulære.

Innholdet i de ulike konglomeratlagene varierte også mye, noe som ga lagene ulike fargeskjær. De fleste hadde en lys, gulhvitt farge, mens andre var mer rødlige, grålige eller grønnlige. Isolerte amfibolkrystaller ble observert i de fleste lagene. Størrelsen og tettheten av disse varierte mye mellom lagene. Fra lag med spredde amfibolkrystaller med maksimal størrelse på et par millimeter, til lag med høy amfibolkrystalltetthet og med maksimal størrelse på 2-3 cm, se figur 3.3.

Flere strukturer ble observert i fasiesen. I ett av lagene ved lokalitet M ble det observert inversgradering, se figur 3.4. Den øvre delen av dette laget var også kornbåret. Ved lokalitet D ble det observert en 60 cm tykk linse, bestående av utelukkende bioklastisk materiale, se figur 3.5. I linsen ble det observert planparallele lagdeling og vekslinger mellom finere og grovere materiale. Linsens øvre og nedre grenser er skarpe og skiller seg mye fra overliggende og underliggende avsetninger. I flere av lagene ble det også observert sprekker med grovere innfyll. Slike sprekker kan sees i de to øverste lagene på figur 3.2.

I de fleste lagene ble det observert hele skjell eller skjellfragmenter, vanligvis kun som små knuste fragmenter, men i noen av lagene som store hele østers. Et slikt østersfragment kan sees på bilde 3.6. Innholdet av skjell og skjellfragmenter varierte mellom lokaliteter og var høyest ved lokalitet A.



Figur 3.3– Svarte isolerte amfibolkrystaller i fasies 1 ved lokalitet A

Figur 3.4 - Inversgradering i fasies 1 ved lokalitet M.



Figur 3.5 – Linse med planparallelle vekslinger mellom mud og sandlamina i fasies 1 ved lokalitet D. **Figur 3.6** - Østers observert ved lokalitet D.

3.2.2 Tolkning

Observasjoner av individuelle lag med mangel på interne strukturer og stor forskjell i kornstørrelse gjør at lagene tolkes til å stamme fra gravitasjonsstrømmer. Gravitasjonsstrømmer er en blanding av vann og sedimenter som beveger seg som et resultat av gravitasjonskrefter som virker på sedimentpartiklene og får fluidet til å bevege seg. Gravitasjonsstrømmer utløses ikke kontinuerlige, men øyeblikkelig og uten bestemte sykluser. De dannes som resultat av at ustabile sedimenter blir satt i bevegelse, trigget av for eksempel stormer, tidevannsbølger, jordskjelv eller kraftig regnfall (Postma, 2011). Klassifisering av gravitasjonsstrømmer har vært hyppig diskutert, og en rekke modeller og teorier er utarbeidet i forsøk på å definere variasjonene i strømmene. Dette vil være viktig geologisk, da de ulike strømmenes egenskaper ofte kan spores igjen i avsetningene. De studerte gravitasjonsstrømmene i Agua Amargabassenget vil klassifiseres etter Nemeč (1990), som baserer seg på følgende kriterier.

1. Tilstedeværelsen av yield strength
2. Hvilke type yield strength som dominerer
3. Shear-strain rate
4. Strømmens viskøse opptreden

Dersom en massestrøm mangler yield strength, vil den opptre som en fluidal strøm (under vann = turbiditetsstrøm, på land = hyperkonsenterert strøm) (Beverage and Culbertson, 1964). Avsetninger fra massestrømmer uten yield strength preges av normalgraderte lag og boumasekvenser (Mulder et al., 2001, Walker, 1984, Mutti and Ricci Lucchi, 1978, Nelson, 1982). Mangel på observasjon av slike strukturer gjør at avsetningene tolkes til å stamme fra

plastiske strømmer. Gravitasjonsstrømmene har altså hatt yield strength og må være debrisstrømavsetninger (Beverage and Culbertson, 1964).

Avhengig av hvilken type yield strength som dominerer kan debrisstrømmene klassifiseres.

Rheologisk modell:

$$\sigma_s = K + \mu * \varepsilon^n \quad \sigma_s = \text{Strength, } K = \text{yield strength, } \mu = \text{viskositet } \varepsilon^n = \text{Strain}$$
$$K = C + \sigma_n * \tan \varphi \quad C = \text{Cohesive yield strength, } \sigma_n * \tan \varphi = \text{Frictional yield strength}$$

Kohesive debrisstrømmer vil være dominert av kohesiv yield strength, mens ikke-kohesive debrisstrømmer er dominert av yield strength fra friksjon. Siden de fleste av de vulkanske konglomeratlagene var massive, og strukturer eller gradering ikke ble observert, var det vanskelig å bestemme om lagene stammet fra kohesive eller ikke-kohesive debrisstrømmer. Høy klasttetthet i det inversgraderte konglomeratlaget ved lokalitet M tyder på at det er avsatt fra ikke-kohesive debrisstrømmer, der kollisjoner mellom klastene har presset de groveste klastene til den øvre delen av strømmen (Nemec and Postma, 1993).

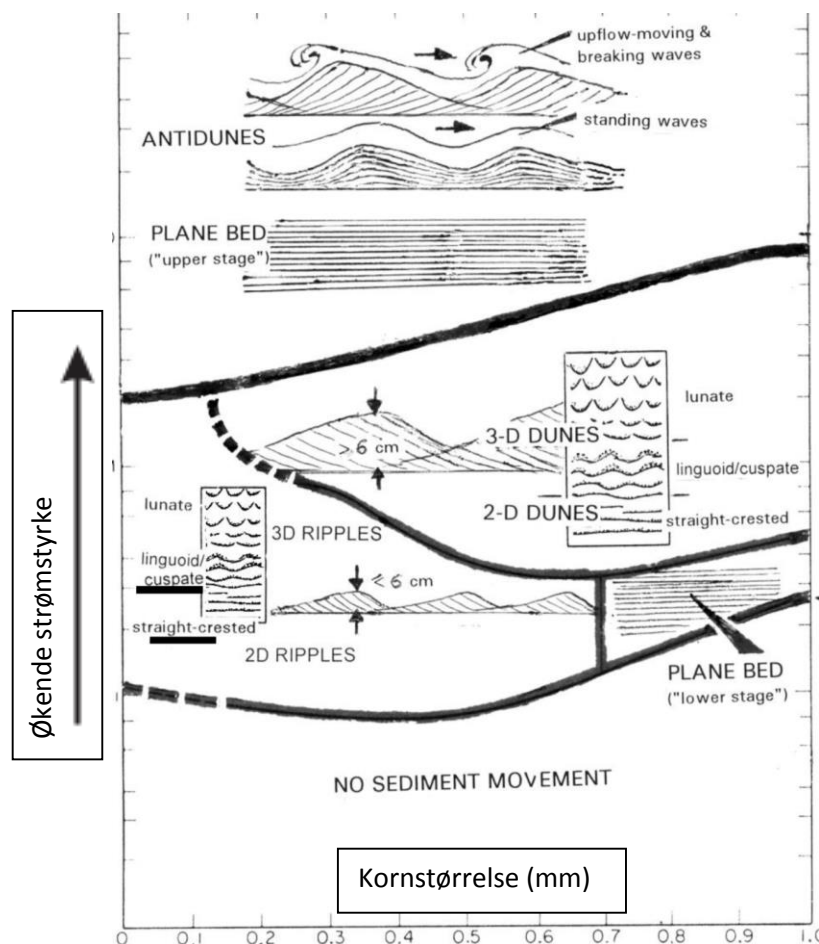
Funn av skjell og skjellfragmenter i de fleste av debrisstrømmene tyder på at de er avsatt marint, og at skjellene har blitt ført inn i strømmen da den passerte. De ulike konglomeratlagenes store klasttetthet- og klaststørrelsesvariasjoner avspeiler store forskjeller i debrisstrømmenes kapasitet og kompetanse. Ulike fargeskjær i debrisstrømmene indikerer varierende litologi, som kan tyde på at de stammer fra ulike kilder. Linsen med observasjoner av skiftninger mellom finere og grovere sedimenter som også ble observert nær lagets øvre grense, indikerer tidevannspåvirkede avsetninger. (Dalrymple et al., 1991).

3.3 Bakgrunnsteori

Fasies 2-6 har alle særegne teksturer og strukturer som gjør dem unike og representerer ulike avsetningsprosesser. Allikevel har disse avsetningene mange likheter. De er alle avsatt fra ensrettet strøm, og de er alle tidevannspåvirket. For å forkorte og begrense repetisjonen av de samme tolkningene i flere fasies, vil derfor den viktigste teorien bak en del av disse tolkningene bli presentert.

3.3.1 Avsetninger fra ensrettet strøm

De ulike sedimentære strukturene dannet fra ensrettet strøm vil være viktig for eventuelle fasiestolkninger, da disse strukturene gir en indikasjon på strømstyrke, strømstabilitet og strømretning som vil være essensielt avsetningsmiljøtolkninger. Figur 3.7 viser de ulike strukturene dannet ved ensrettet strøm, basert på forholdet mellom kornstørrelse og strømhastighet (Allen, 1982).



Figur 3.7 - De ulike avsetningsstrukturene dannet ved ensrettet strøm, basert på forholdet mellom kornstørrelse og strømhastighet, modifisert fra (Allen, 1982).

Rifler og dyner

Energien generert ved ensrettet strøm beveger seg som bølger. Ved lavere strømhastighet vil to separate bølger opptre. En indre bølge dominert av viskøst stress, og en ytre bølge dominert av turbulent stress. Avsetningene vil da domineres av det indre viskøse stresset. Ved høyere strømhastighet vil den ytre turbulente energien dominere over den indre viskøse, slik at avsetningene domineres av turbulent stress. Grensen mellom avsetninger dominert av indre viskøs energi og ytre turbulent energi er definert som grensen mellom dyne og riflestrukturer på 7 cm (Middleton and Southard, 1984). Riflene og dynenes ryggeometri vil også kunne gi en indikasjon på strømstyrken, som igjen vil avspeiles i avsetningene (Collinson et al., 1982). Ved lavere energi vil rette rygger føre til dannelsen av planærkryssjikt fra 2D dyner, mens høyere energi vil gi sinuøse-lunate rygger og føre til dannelsen av traukryssjikt fra 3D dyner (Collinson et al., 1982). Bridge and Tye (2000) peker på at ikke bare strømstyrken og kornstørrelsen avgjør hvilke strukturer som avsettes ved ensrettet strøm. Den maksimale størrelsen på en dyne eller en rifle er i tillegg kontrollert av vanddyp. I følge Rubin and McCulloch (1980) og Dalrymple and Rhodes (1995) er dynes maksimale høyde bestemt til $H = 0.17 D$ (der H er høyden på dyna og D er vanddypet). Derfor vil man til tross for høy strømhastighet og grove sedimenter kun få avsatt rifler dersom vanddypet er grunt. De peker også på at tid som en avgjørende faktor. Dannelsen av store dyner er avhengig av stabil strømrøtning over lenger tid. Derfor vil rifler kunne dannes dersom strøms stabiliteten er lav, til tross for høy strømhastighet, grove sedimenter og stort vanddyp.

Jopling (1965) peker på at geometrien til planærkryssjiktene henger sammen med den dominerende transportmekanismen bestemt av strømningshastigheten. Angulær strata indikerer bunntransport som dominerer ved lavere strømhastighet, mens mer tangentielle og konkave strata indikerer større grad av suspensjon som dominerer ved høyere strømhastighet.

Planparallell stratifisering

For ensrettet strøm er planparallell stratifisering en av de dominerende strukturene. Planparallell stratifisering vil kunne dannes i nedre strømningsregime, dersom strømningshastigheten er lav og kornstørrelsen er grov. Den vil også dannes ved laveste strømningshastighet i det øvre strømningsregimet. Gensen mellom øvre og nedre strømningsregime er definert som overgangen fra subkritisk til superkritisk strøm, altså ved $Fr=1$ (Allen, 1982). Dannelsen av planparallell stratifisering blir av Paola et al. (1989) beskrevet som et resultat av bunntreksjon som autofluktuater mellom grov, finere og fin strøm. Dette danner små oppfining- og oppgrovningssekvenser med tykkelse som korresponderer til autofluktuasjonen. De interne lagene vil ligge parallelt med lagets nedre grense som gjør at de skiller seg fra dyner. Det er viktig å være klar over at planparallell stratifisering kan være skråstilt, og dersom noen nedre grense ikke kan observeres, vil det ikke kunne bekreftes om man har med dyneavsetninger eller planparallell stratifisering.

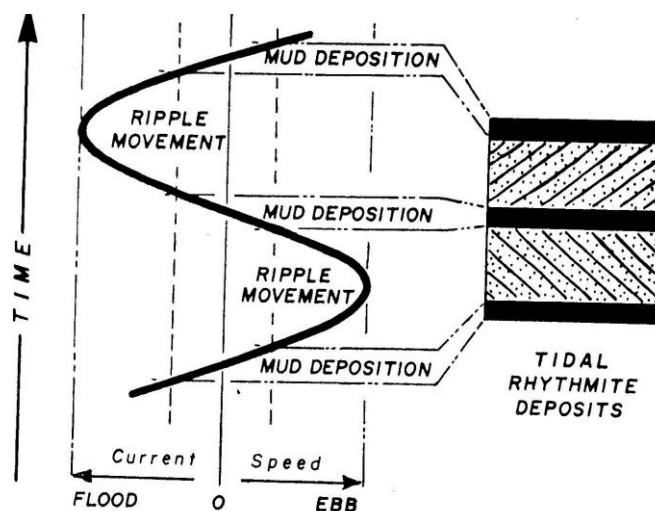
3.3.2 Tidevann og tidevannsavsetninger

Tidevann referer til alle periodiske fluktuasjoner i havnivået, kontrollert av astronomiske sykluser (Macmillan, 1966). De fleste av disse er langtidssykluser, der syklusvariasjonene ikke er mulige å observere i stratigrafien (Sepm et al., 1998). Korttidssykluser som daglige og månedlige astronomiske sykluser danner grunnlaget for distinkte systemer kalt tidevannsrytmer (Archer et al., 1995). Dette er avsetninger med rytmisk stabling av sand og mudlamina med systematiske tykkelsesvariasjoner (Reineck, 1975, Kvale et al., 1989, Kvale and Archer, 1990, Archer, 1991, Dalrymple et al., 1992a, Dalrymple et al., 1991). Betegnelsen tidevannsrytmer definerer stabling av sand og mudlamina som korresponderer til flo og fjærestrømmer (Roep, 1991, Williams, 1991, Chan et al., 1994, Mazumder and Arima, 2005, Greb and Archer, 1995).

Tidevann og medfølgende tidevannsstrømmer dannes som et resultat av varierende gravitasjonspåvirkning fra månen og sola på jorda. Månen som befinner seg nærmere jorda, vil tross lavere masse ha to ganger så sterk påvirkning som sola som et følge av at den befinner seg mye nærmere. Ved maksimal gravitasjonspåvirkning vil høyvann oppnås, mens gjennomsnittlig påvirkning vil gi lavvann (Kvale, 2006). Månens rotasjon med jorda gir 24 timer og 50 minutter mellom hver maksimale gravitasjonspåvirkning. Dette kalles et månedøgn. På

det diametralt motsatte punktet av der maksimal gravitasjonspåvirkning oppnås, vil også høyvann oppnås som et resultat av minimal gravitasjonspåvirkning. Dette resulterer i at høyvann og lavvann oppnås to ganger per månedøgn der en av disse kan være dominerende. Denne tidevannssyklusen kalles semi-diurnal (Kvale et al., 1995, Macmillan, 1966, Kvale, 2006).

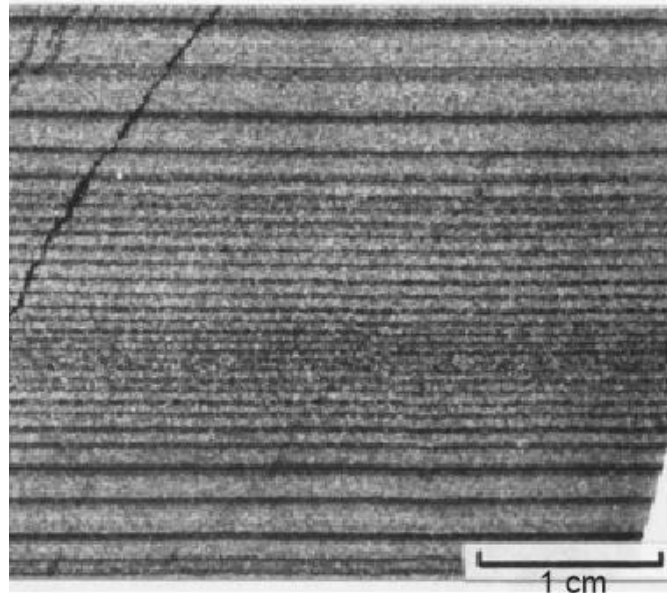
En slik semi-diurnal tidevannssyklus består av centimeterskala sykliske seksjoner av prograderende eller aggraderende sand og mudlamina (Visser, 1980). Sandlaminaene avsettes under maksimal strømstyrke fra flo og fjærestrømmene, mens mudlaminaene avsettes i perioder med minimal strømstyrke (Dalrymple et al., 1992b, Reineck and Singh, 1980). Figur 3.8 viser en semi-diurnal tidevannssyklus med tilhørende avsetninger. Legg merke til motsatt dippende strata fra de reverserende tidevannsstrømmene som danner grunnlaget for sildebenkryssjikt som er typiske for mange tidevannsavsetninger.



Figur 3.8 – En semi diurnal tidevannssyklus med tilhørende avsetninger. Modifisert fra Dalrymple et al. (1992b).

Månen bruker 29,3 dager på å rotere rundt jorda. I løpet av denne perioden oppnås fullmåne og ny måne en gang. På disse tidspunktene virker månens og solas gravitasjonskrefter sammen, noe som gir en maksimal forskjell mellom høyvann og lavvann. I perioder med halvmåne, vil månens og solas gravitasjon motvirke hverandre slik at tidevannsforskjellen mellom lavvann og høyvann blir minimal. Dette gir sykluser der styrken på tidevannsstrømmen går fra maksimal til minimal i løpet av 7,33 dager, før den er tilbake til maksimal igjen etter nye 7,33 dager. Styrken på tidevannet vil gjenspeiles i tykkelsen og grovheten til sandlaminene fra den semi-diurnale tidevannssyklusen. Dette gir avsetninger der

tykkelsen og grovheten til sandlaminaene vokser i 14 lag, før de syner i 14 lag (Williams, 2000, Kvale, 2006). Av figur 3.9 kan man se hvordan tykkelsen på landlaminaene varierer i en slik syklus.



Figur 3.9 - Tidevannssykluser der man ser at innholdet av finere og grovere materiale kan variere i forhold til styrken på tidevannsstrømmen, som er styrt av jorda og solas gravitasjonskrefter (Williams, 2000)

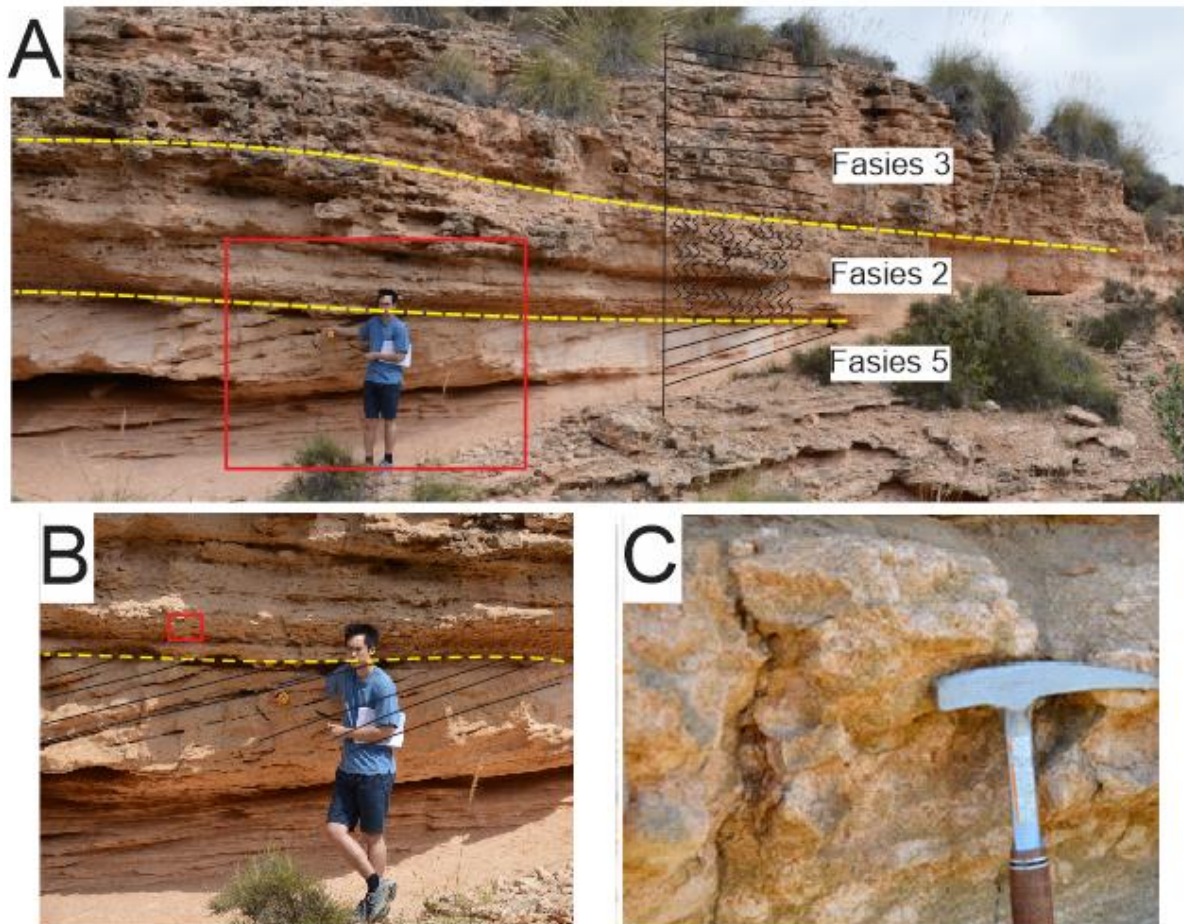
3.4 Fases 2 Bioturberte avsetninger

3.4.1 Beskrivelse

Bioturbasjon ble observert i de fleste av de studerte lagene i Agua Amargabassenget. Avsetningene kategorisert som fase 2 vil derimot kun inkludere dem med høy grad av bioturbasjon, og der dette er den dominerende strukturen. Lagene kategorisert som fase 2 har en grad av bioturbasjon 5 eller 6 på Reineck (1963) sin skala. I alle de andre lagene i Agua Amargabassenget der bioturbasjon er blitt observert, vil andre strukturer dominere, slik at de defineres som andre faser. Figur 3.10 A viser en bioturbert enhet mellom underliggende fase 5 og overliggende fase 3, mens figur 3.10 C viser nærbilde av bioturbasjon, fra samme lokalitet.

Fase 2 ble observert ved lokalitet H, I og J. Den består utelukkende av bioklastisk materiale, der kornstørrelsen varierer fra medium sand til fin grus. Grensen til overliggende og underliggende lag ble de fleste steder observert som klar, der man brått gikk fra et lag med lav bioturbasjon (0-1) og inn i et med høy bioturbasjon (5-6), se figur 3.10 B. I enkelte overganger til overliggende lag var grensen mindre klar, og en liten overgangssone der graden

av bioturbasjon avtok, ble observert. Tykkelsen på lagene varierte fra 150 cm til 190 cm. Lagene tilhørende fasies 2 lå horisontalt til veldig lavvinklet og hadde stor lateral utbredelse (3.10 A).



Figur 3.10 – Bioturbsjon i lokalitet H. Figur A viser oversikt over hele den bioturberte enhetens utbredelse samt overliggende om underliggende enheter. Figur B viser nærbildet av området markert i rødt fra figur A. Her observeres den skarpe overgangen til underliggende enhet. Det kommer også tydelig fram hvordan den bioturberte enheten er fullstendig bioturbert. Figur C viser nærbilde av området markert i rødt på figur B.

Enkelte bioturberte enheter var fullstendig bioturbert, og interne strukturer ble ikke observert. I de fleste lagene ble derimot rytmiske stablinger av sand og mudlamina observert på samme måte som i fasies 3, 4, 5 og 6. Disse ble observert som fargeskiftninger mellom lysere (grovere sedimenter) og mørkere(finere) sedimenter. Mindre soner med asymmetriske krysslamina ble også observert, se figur 3.11. Graden av bioturbasjon innad i lag varierer også, både vertikalt og horisontalt. Variasjonene vanskeliggjør bestemmelsen av lagets grad av bioturbasjon. De bioturberte lagene var relativt konsoliderte og opptre som massive. Bioturbasjonen som ble observert var tubeformede gravespor. Tykkelsen på disse varierte fra

3-4 cm til 7-8 cm, mens lengden varierte fra 5-20 cm og var alltid lenger en bredden. Gravesporene var mer konsoliderte enn sedimentene mellom sporene.



Figur 3.11 - Små riflestrukturer observeres i fasies 2 ved lokalitet J.

3.4.2 Tolkning

Avsetning av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at avsetningene har marint opphav. Grovt materiale tyder på at sedimentene er avsatt i et høyenergirik miljø (Visher, 1969). Lav tetthet og kantede korn reduserer derimot den minimale strømhastigheten som må ha vært til stede for å transportere sedimentet (Russell, 1955).

Bioturbasjon er alle typer forskyving og fortrenging av sediment forårsaket av aktiviteter fra planter og dyr (Richter, 1936). Sporene dyrene etterlater refereres til som sporfossiler. Bioturbasjon inkluderer fotavtrykk, graveganger og avtrykk i ukonsolidert sediment samt spor etter røtter. Bioturbasjon kan finne sted under sedimentasjon og frem til sedimentet er sementert, da boring vil ta over som den dominerende aktiviteten. Bioturbasjon kan gi oss mye verdifull informasjon, og litteraturen er full av eksempler der bioturbasjon er blitt benyttet til ulike formål. Det kan for eksempel benyttes for å bestemme sedimentasjonsrate og erosjon (Goldring, 1964, Howard, 1975), for å registrere oksygentilgangen ved havbunnen (Savrda et al., 1984, Ekdale, 1985, Ekdale and Mason, 1988), eller som en miljøstabilitetsindikator (Reineck, 1977).

Den vanligste måten å klassifisere sporfossiler er basert på ichnotaksonomi, der man deler sporfossilene inn hierarkisk i ichnogenus (slekt) og ichnospecies (art) (Bromley, 1996). De forskjellige artene og slektene vil deretter kunne deles inn i ulike ichnofacies, som er en samling sporfossiler som er samtidige i rom og tid, og som reflekterer et bestemt miljø, basert på for eksempel batymetri, salinitet, oksygenforhold, hydrodynamisk energi, næringstilgang, sedimentasjonsrate eller temperatur (Seilacher, 1967, Frey et al., 1984). Totalt er det funnet grunnlag for å dele sporfossiler inn i 8 ichnofacies. Fire av disse avspeiler batymetri (Seilacher, 1967). Et femte, glossifungites er karakterisert av "omission" flater. Et sjette, Scoyenia representerer ikke-marine "red beds". I ettertid ble to nye definert på bakgrunn av substratkonsistens. Trypanites for harde substrat (Frey and Seilacher, 1980), og Teredolites for substrat med trekonsistens (Bromley et al., 1984). Figur 3.12 viser en oversikt over de ulike ichnofacisene.

Woodground	Hardground	Firmground	Softground	
			Scoyenia	Freshwater
Teredolites	Trypanites	Glossifungites	Skolithos	High energy
			Cruziana	Medium energy
?	?	?	Zoophycos	Low energy
			Nereites	

} Marine

Figur 3.12– Sammenhengen mellom ichnofacies og substrat. Ichnofacies i softground er gruppert ut fra miljøfaktorer som energiforhold, mens wooground, hardgruound og firmground skilles på bakgrunn av substrattypen og konsistens (Bromley et al., 1984)

Tubeformede sporfossiler med tykkelse fra 4-7 cm gjør at sporfossilene tolkes til å være Scolicia (Smith and Crimes, 1983). Scolicia tilhører Cruziana ichnofacies og er typisk forbundet med tidevannsmiljøer (Gingras et al., 2006, Carmona et al., 2009). Scolicia er også et hyppig beskrevet sporfossil i avsetninger i det sydøstlig Spania (Braga et al., 2006, Mayoral and Muñiz, 2001). Sporfossilene tilhørende Cruziana ichnofacies er også ofte preget av medium til høy

strøm og bølgeenergi (Pemberton, 1992), og representerer i hovedsak tidevannssoner assosiert med godt sorterte sedimenter (Frey and Ring, 1992).

Den nedre grensen til bioturberte enheter er skarp. Siden overgangen sjelden markerer noen kornstørrelsesendring indikerer overgangen trolig heller ikke strømhastighetsendringer eller endret sedimentasjonsrate, som kunne forklart en plutselig overgang til et miljø der sporfossiler trives. Overgangen skyldes derfor trolig heller økt mattilgang og eller endret vannkjemi. Laget øvre grense er ofte markert av en overgangssone der kornstørrelsen øker, mens graden av bioturbasjon avtar. Overgangssonen indikerer trolig en gradvis strømhastighetsøkning som ikke gagnar sporfossilaktivitet.

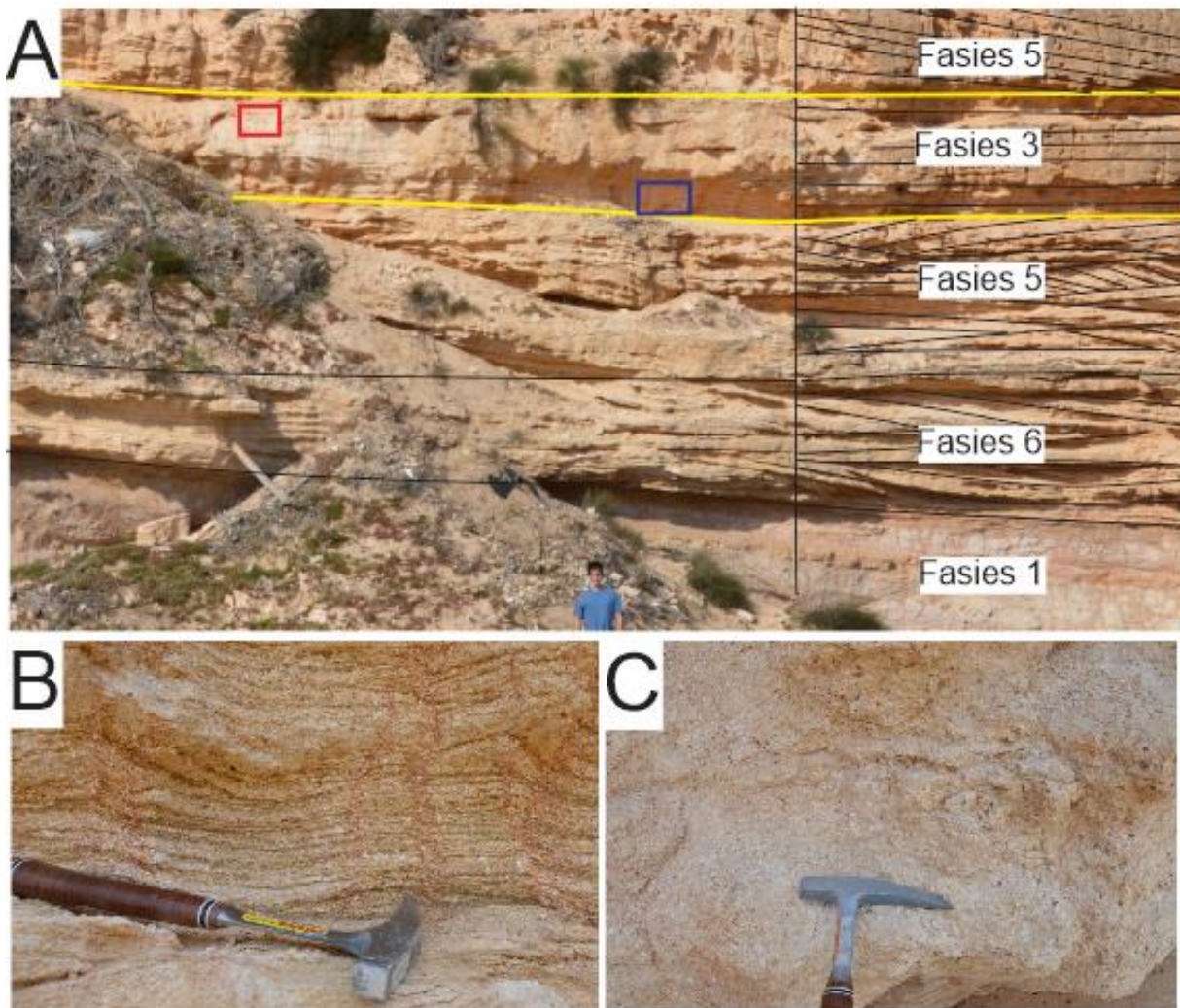
De rytmiske skiftene mellom sand og mudlamina indikerer at de bioturberte avsetningene er avsatt i et semi-diurnalt tidevannspåvirket miljø, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Kvale, 2006, Kvale et al., 1995, Macmillan, 1966, Reineck, 1975, Dalrymple et al., 1991, Dalrymple et al., 1992b).

Intern asymmetrisk krysslaminering er dannet fra strømrifler som indikerer påvirkning fra ensrettet strøm i nedre del av det nedre strømregimet (Allen, 1982). Observasjoner av både trauskrysslaminerte og planærkrysslaminerte avsetninger avspeiler ryggeometrivariasjoner hos riflene, som indikerer interne strømstyrkevariasjoner under avsetning (Allen, 1982, Collinson et al., 1982). Strømstyrkevariasjonene avspeiles også i fasiesens kornstørrelsesvariasjoner (Visher, 1969).

3.5 Fasies 3 Lavvinklet til planparallell laminasjon

3.5.1 Beskrivelse

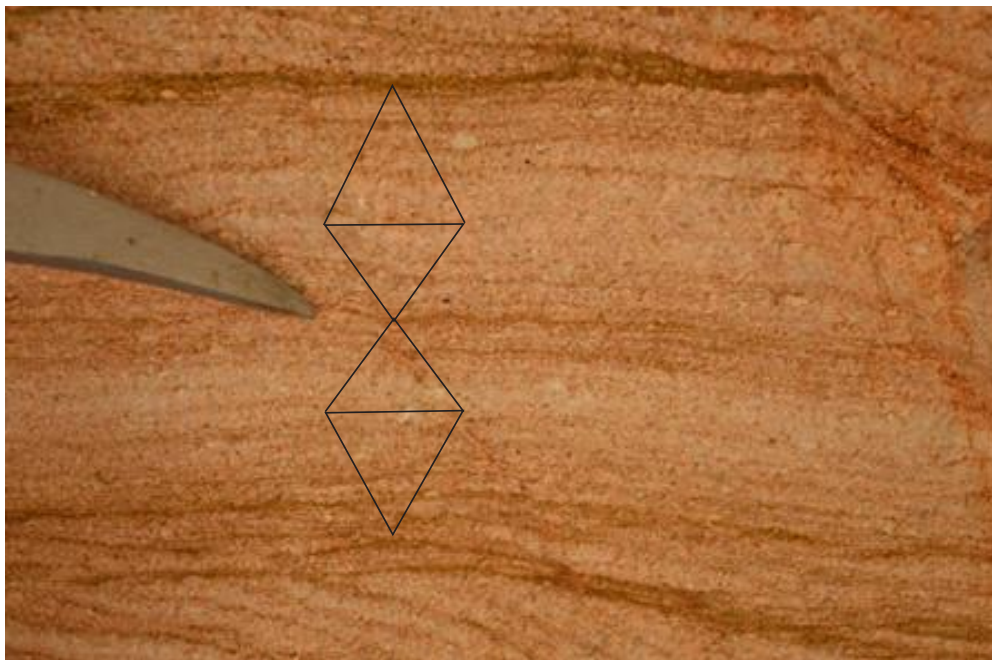
Fasies 3 består av enheter med undulerende til planparallell lamina eller tynne lag og som veksler mellom finere og grovere materiale. Lagene/laminaene ligger parallelt med enhetenes nedre grense. Fasies 3 ble observert i alle de loggede blotningene, bortsett fra ved lokalitet D og A, og er den dominerende avsetningstypen når det gjelder utbredelse. Fra figur 3.13 B kommer skiftningene mellom grovere og finere materiale tydelig fram.



Figur 3.13 – Fasies 3 ved lokalitet E. Figur A viser oversikt over den østre delen av lokaliteten, der man får en oversikt over fasiesens utbredelse (definert mellom de gule linjene). Man får også en oversikt over overganger og utbredelser til overliggende og underliggende enheter. Figur B viser et utsnitt av området markert i blått, der man tydelig observerer skifter mellom finere og grovere materiale. Figur C viser et utsnitt av området markert i rødt. Her mangler de finere lagene og bergarten opptrer som mer massiv.

Individuelle lagpakker med fasies 3 stablet over hverandre ble observert ved de fleste lokalitetene. Den maksimale tykkelse på disse lagpakkene ble målt til 9 meter, mens den tynneste ble målt til 55 cm. De individuelle lagene i lagpakkene er definert av erosjonsflater. Overgangen mellom andre fasieser og fasies 3 var nesten alltid skarp og kunne lett observeres og er forbundet med en kornstørrelsesøkning. Lag og lagpakker med fasies 3 hadde stor utbredelse og kunne følges over hele blotninger. Fasiesen består utelukkende av godt bevart bioklastisk materiale som varierer fra grov sand til medium grus. Den domineres av veldig grov sand og fin grus. Fargen varierer fra lys hvit, gullig og rødlig til relativ dyp rødbrun som spesielt ble observert ved lokalitet A og M, se figur 3.17.

Vekslinger mellom finere og grovere lamina og tynne lag er hovedsakelig organisert i sykluser. I hver syklus vil tykkelsen på de grovere laminaene/lagene øke oppover, samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar. Denne syklusen etterfølges av en ny syklus der tykkelsen på de grovere laminaene/lagene avtar, samtidig som tykkelsen på de finere øker. 4 slike sykluser kan sees av figur 3.14. I enkelte 1-1,5 meter tykke intervaller ved lokalitet E og H, mangler det finere materialet, noe som gjør at avsetningene observeres som mer massive (figur 3.13 C).



Figur 3.14 – 4 sykluser der tykkelsen på de grovere og finere lagene øker og avtar i lokalitet H.

I enkelte enheter var undulerende til planparallell laminasjon den eneste strukturen som ble observert (figur 3.13 B). I de fleste enhetene ble derimot andre interne strukturer observert. Det ble blant annet observert asymmetrisk trau og planærkrysslaminering, samt trau- og planærkryssjikt i størrelsesorden 7-40 cm. Frekvensen av disse strukturene varierte mye mellom og internt i enheter. Figur 3.16 viser traukryssjikt ved lokalitet G. Nederst i det nederste laget med fasies 3 ved lokalitet G ble symmetrisk krysslaminering observert (figur 3.15). Noen massive sirkulære strukturer med løsere sedimenter mellom ble observert i den øverste lagpakken med fasies 3 ved lokalitet A (figur 3.18). Graden av bioturbasjon varierte fra 0-3. Graden av bioturbasjon var ofte høyest i nedre del av de bioturberte enhetene og i områder der kornstørrelsen var finere.



Figur 3.15 – Symmetrisk krysslaminering ved lokalitet F. **Figur 3.16** – Traukryssjikt i fasies 3 ved lokalitet G.



Figur 3.17 - Fasies 3 i rødbrun medium grus fra lokalitet L.

Figur 3.18 – Veldig massive og konsoliderte sirkulære strukturer ved lokalitet L.

3.5.2 Tolkning:

Avsetning av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at avsetningene har marint opphav. Grovt materiale tyder på at sedimentene er avsatt i et høyenergis miljø (Visher, 1969). Lav tetthet og kantede sedimenter reduserer derimot den minimale strømhastigheten som må ha vært til stede for sedimenttransport (Russell, 1955).

Planparallell laminering dannes som et resultat av ensrettet strøm i nedre del av det øvre strømningsregimet og avsetningene i fasiesen avspeiler det meste høyenergetiske miljøet i Agua Amargabassenget (Allen, 1982). Oppgroving i kornstørrelsen i overgangen til fasiesen avspeiler energiøkningen. De mest bioturberte sonene er også de mest finkornete og avspeiler områder der strømningshastigheten har vært noe lavere som favoriserer sporfossilaktivitet.

Intern asymmetrisk krysslaminering og kryssjikt er et resultat av avsetninger fra strømrifler og dyner, avsatt ved ensrettet strøm (Allen, 1982). Deres varierende ryggeometri dannes som et resultat av interne strømningshastighetvariasjoner i Agua Amargabassenget og fører til avsetning av både planær- og traulaminerte avsetninger fra riflene, samt planær og traukryssjiktete avsetninger fra dynene (Collinson et al., 1982, Allen, 1982, Allen, 1984).

Den symmetriske krysslamineringen observert ved lokalitet F, er dannet som et resultat av oscillerende strømmer som avsatte bølgerifler (Allen, 1984, Allen, 1982). Dannelse av 2 D bølgerifler skjer i nedre del av det oscillerende strømningsregimet (Allen, 1984, Allen, 1982). Krysslamineringens symmetri og avrundede topper gjør at de tolkes til å være vortex rifler, som typisk dannes i 2 D stabilitetsfeltet for oscillerende strømmer (Nichols, 1999).

De rytmiske skiftene mellom sand og mudlamina avspeiler daglige tidevannssykluser i et semi-diurnalt tidevannspåvirket miljø, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Reineck, 1975, Kvale et al., 1989, Kvale and Archer, 1990, Archer, 1991, Dalrymple et al., 1991, Dalrymple et al., 1992b). (Dalrymple et al., 1992b, Reineck and Singh, 1980). Sykluser der tykkelsen på de sandlaminaene/lagene øker samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar, etterfulgt av sykluser der tykkelsen på finere laminaene/lagene øker, representerer månedlige tidevannssykluser, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Kvale, 2006, Williams, 2000).

De massive intervallene ved lokalitet E og H der kun grovere materiale observeres, er også avsatt i et tidevannsdominert miljø. Mangelen på mudlamina kan skyldes både erosjon fra etterfølgende sterke tidevannsstrømmer eller et generelt for høyenergetisk miljø, for avsetning av mud i suspensjon (Longhitano and Nemec, 2005).

3.6 Fasies 4 Store kryssjikt

3.6.1 Beskrivelse

Fasies 4 ble observert ved lokalitetene C, H, I, J og K. Den består av planær kryssjiktete lag, større enn 2,5 meter, og det største observerte kryssjiktet hadde en tykkelse på over 4 meter. Figur 3.19 viser store foresets fra lokalitet J. Det lyktes ikke å bestemme om skrålagene var angulære, tangentielle eller konkave. Kryssjiktene består utelukkende av godt bevart bioklastisk materiale i grov sand til fin grus. Kryssjiktene har en lys rødlig til brunlig og gullig farge. I denne fasiesen, som i mange av det andre, ble det observert sykluser med vekslinger mellom finere og grovere materiale. I hver syklus vil tykkelsen på de grovere laminaene/lagene øke oppover, samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar. Denne syklusen etterfølges av en ny syklus der tykkelsen på de grovere laminaene/lagene avtar, samtidig som tykkelsen på de finere øker.

Det ble observert kronstørrelsesvariasjoner innad i hvert kryssjikt. En tendens til at de grovere korna ble konsentrert i kryssjiktetes nedre del var tydelig ved lokalitet J. Ingen bioturbasjon ble observert i fasiesen. Fasiens øvre og nedre grenser er skarpe.



Figur 3.19 – Store kryssjikt ved lokalitet M. Til høyre er strukturer og grensen mellom de store kryssjiktene og overliggende fasies 2 markert.

3.6.2 Tolkning

Avsetning av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at avsetningene har marint opphav. Grovt materiale tyder på at sedimentene er avsatt i et høyenergisk miljø (Visher, 1969). Lav tetthet og kantete sedimenter reduserer derimot den minimale strømhastigheten som må ha

vært til stede for sedimenttransporten (Russell, 1955). Gravitasjon har ført de groveste sedimenter til den nedre delen av skrålagene.

De store kryssjiktete er dannet fra migrerende dyner. Dynenes rette rygggeometri har resultert i dannelse av planær kryssjikt. Rette rygger indikerer strømhastigheter som tilsvarer nedre del av dyneregimet (Allen, 1982). Uten å ha bestemt om skrålagene var angulære, tangentielle eller konkave gjør videre konkretisering av dynenes transportmekanismer og strømhastighet under avsetning umulig (Jopling, 1965).

Overgangen fra enheter med planparallell laminasjon til enheter med store kryssjikt markerer en reduksjon i strømningshastighet som ofte også avspeiles i kornstørrelsesreduksjon. Strømhastighetsreduksjonen gagnar sporfossilaktivitet. Mangel på kornstørrelsesendringer i overgangen til bioturberte enheter gjør at den plutselige sporfossilaktivitet ikke skyldes endret strømningsenergi eller sedimentasjonsrate, men heller er et resultat av endret vannkjemi og eller økt tilgang på mat for sporfossilene.

De rytmiske skiftene mellom sand og mudlamina avspeiler daglige tidevannssykluser i et semi-diurnalt tidevannspåvirket miljø, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Reineck, 1975, Kvale et al., 1989, Kvale and Archer, 1990, Archer, 1991, Dalrymple et al., 1991, Dalrymple et al., 1992b). (Dalrymple et al., 1992b, Reineck and Singh, 1980). Sykluser der tykkelsen på de sandlaminaene/lagene øker samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar, etterfulgt av sykluser der tykkelsen på finere laminaene/lagene øker, representerer månedlige tidevannssykluser, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Kvale, 2006, Williams, 2000).

En dynes maksimale tykkelse er bestemt av vanddyb og strømstabilitet (Rubin and McCulloch, 1980, Dalrymple and Rhodes, 1995). Strømstabiliteten er tidevannsbestemt og vil i et semi-diurnalt tidevannmiljø skifte slik at to reverserende tidevannsstrømmer oppnås daglig (Kvale, 2006, Kvale et al., 1995, Macmillan, 1966). Tykkelsesvariasjoner i tidevannsdominerte kryssjikt er derfor ofte tolket til å være vanddypskontrollert (Longhitano and Nemeč, 2005). I følge Dalrymple and Rhodes (1995) er dynes maksimale høyde bestemt til $H = 0.17 D$ (der H er høyden på dyna og D er vanddypet). Vanddypet har under avsetning av de store kryssjiktene da fluktuert mellom 14,7 og 23,5 meter.

3.7 Fasies 5 Mellomstore kryssjikt



Figur 3.20 - Mellomstore traukryssjikt i grov bioklastisk sand. Grensen til overliggende fasies 3 er markert med gul linje.

3.7.1 Beskrivelse

Fasies 5 består av kryssjikt med tykkelse mellom 75 og 250 cm, observert ved lokalitetene A, B, E, F, G, J, L og M. Kryssjiktene varierte fra planærkryssjikt med angulære og tangentielle forsets til traukryssjikt. Kryssjiktvariasjonene var store både innad og mellom enheter med Fasies 5. Tilsynelatende bimodalt kryssjiktfall dannet sideben kryssjikt, som ble observert i alle enhetene, se figur 3.21.

Enhetene med mellomstore kryssjikt består utelukkende av bioklastisk materiale med kornstørrelsesvariasjoner fra medium til veldig grov sand. Tykkelsen på enhetene varierer fra 75 cm- 3,60 cm. Figur 3.21 viser mellomstore traukryssjikt ved lokalitet L. Grensen til over og underliggende lag varierer mye. Overgangen fra fasies 6 til fasies 5 er kun definert ved en oppskallering i kryssjikttykkelsen og var lokalt vanskelig å fastsette. Overgangen fra fasies 1 til fasies 5 er definert av en liten overgangssone der innholdet av bioklastisk materiale øker, samtidig som innholdet av vulkanoklastisk materiale avtar og kryssjikt begynner å gjøre seg gjeldene. Overganger til fasies 3 er alltid lett og fastsette og er ofte forbundet med en

oppgraving i kornstørrelsen. Enheter med fasies 5 har stor lateral utbredelse og ligger horisontalt til lavvinklet i terrenget. Fasisen har en gullig til rødlig farge, men dypheten av rødfargen varierer mye. De mellomstore dynene er generelt lite bioturbert (0-1)

Sykliske vekslinger mellom finere og grovere materiale er gjennomgående i fasisen. I hver syklus vil tykkelsen på de grovere laminaene/lagene øke oppover, samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar. Denne syklusen etterfølges av en ny syklus der tykkelsen på de grovere laminaene/lagene avtar, samtidig som tykkelsen på de finere øker. I flere av de mellomstore kryssjiktene ble asymmetrisk krysslaminering observert, se figur 3.22.



Figur 3.21 - Sildebenkryssjikt i mellomstore dyner fra lokalitet L. Grensene til underliggende og overliggende fasies 3 er markert med gule linjer



Figur 3.22 - Asymmetrisk krysslaminering i mellomstor dyne ved lokalitet F.

3.7.2 Tolkning

Avsetning av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at avsetningene har marint opphav. Grovt materiale tyder på at sedimentene er avsatt i et høyenergetisk miljø (Visser, 1969). Lav tetthet og kantede korn reduserer derimot den minimale strømhastigheten som må ha vært til stede for å transportere sedimentene (Russell, 1955).

Kryssjiktene er avsatt fra migrerende dyner. Disse dannes i øvre del av det nedre strømningsregimet (Allen, 1982). Varierende strømstyrke har gitt dynene ulik ryggeometri som har resultert i planærkryssjikt i roligere perioder og trauekryssjikt i perioder med høyere strømningshastighet (Collinson et al., 1982). Kornstørrelsesvariasjoner er med å bekrefte tilstedeværelsen av strømhastighetsvariasjoner. Tangentielle planærkryssjikt er dannet under høyere strømhastighet enn de angulære (Jopling, 1965). Det vanskelig å bestemme trauekryssjiktens ryggeometri.

Som beskrevet i kapittel 3.6.2 reflekterer kryssjikttykkelsen vanndypet under avsetninger. Den generelle kryssjikttykkelsesøkningen observert i enheter med mellomstore dyner over små dyner avspeiler en gradvis vanndypsøkning. Den mer konstante kryssjikttykkelsen i enheter med mellomstore kryssjikt som grenser mot fasies 3 indikerer et mer stabilt vanndyp. Vanndypet har variert fra 4,1 til 14,7 meter under avsetning av de mellomstore kryssjiktene Dalrymple and Rhodes (1995).

Den brå kryssjikttykkelsesøkning fra fasies 6-5 avspeiler en rask vanndypsøkning. Den skarpe kornstørrelsesøkningen fra fasies 5-3 avspeiler en brå strømhastighetsøkning som også avspeiles av overgangen fra kryssjikt til planparallell stratifisering. Overgangssonen fra vulkanoklastiske debrisstrømavsetninger til mellomstore dyner avspeiler en drastisk miljøendring i Agua Amargabassenget.

Ingen eller veldig lav grad av bioturbasjon indikerer et miljø som ikke gagnar sporfossilaktivitet. Funn av sporfossiler i grovere avsetninger med strukturer som avspeiler et mer høyenergetisk miljø gjør at for sterke strømningshastigheter ikke forklarer mangelen på sporfossilaktivitet. Det kan heller skyldes for høy sedimentasjonsrate, mangel på mat eller ugunstig vannkjemi.

De rytmiske skiftene mellom sand og mudlamina avspeiler daglige tidevannssykluser i et semi-diurnalt tidevannspåvirket miljø, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Reineck, 1975, Kvale et al., 1989, Kvale and Archer, 1990, Archer, 1991, Dalrymple et al., 1991, Dalrymple et al., 1992b). (Dalrymple et al., 1992b, Reineck and Singh, 1980). Sykluser der tykkelsen på de sandlaminaene/lagene øker samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar, etterfulgt av sykluser der tykkelsen på finere laminaene/lagene øker, representerer månedlige tidevannssykluser, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Kvale, 2006, Williams, 2000). Sildebenkryssjikt dannes som et resultat av reverserende strømmetninger er med å forsterke antagelsen og at avsetningene er tidevannspåvirket (Dalrymple et al., 1992b).

3.8 Fasies 6 Små kryssjikt



Figur 3.23- Fasies 6 ved lokalitet E. Overgangen mellom fasies 1 og fasies 6 observeres tydelig og er markert med gul linje. Det observeres også at kryssjikttykkelsen øker stratigrafisk oppover.

3.8.1 Beskrivelse

Fasies 6 består av 40 cm til 4 meter tykke enheter bestående av små kryssjikt. I enhetenes nedre del har kryssjiktene en tykkelse på 6-7 cm, som gradvis øker til 60-70 cm i enhetenes øvre delen, se figur 3.23. De små kryssjiktene ble observert i ulike varianter. Fra planærkryssjikt med både angulære og tangentielle foreset til traukryssjikt. Kryssjiktvariasjonen er stor både innad og mellom enheter. Små traukryssjikt kan sees av figur 3.24. Tilsynelatende bimodalt kryssjiktfall danner sildebenkryssjikt, observert i alle enhetene. Sildebenkryssjikt kan sees på figur 3.25. Enhetene med fasies 6 ligger horisontalt til lavvinklet og var lite bioturbert (0-1).

Enheter med små kryssjikt ble observert ved lokalitet D, E, F og L. Fasiesen overligger alle steder fasies 1, bortsett fra ved lokalitet G, der noen nedre grense ikke ble observert. Overgangen mellom fasies 1 og fasies 6 kan observeres på figur 3.23. Denne er definert en av liten overgangssone der kryssjiktendenser observeres, samtidig som innholdet av bioklastisk

materiale øker, mens innholdet av vulkanoklastisk materiale avtar. Den øvre grensen er definert av et sprang i kryssjikttykkelsen og var i enkelte blotninger vanskeligere å fastsette.



Figur 3.24- Enhet med fasies 6 der traukryssjikt lag observeres ved lokalitet M.



Figur 3.25 - Sildebenkryssjikt i fasies 6 ved lokalitet G.

Bortsett fra en 20-30 cm tykk overgangssone mot underliggende debrisstrømvsetninger består fasiesen utelukkende av bioklastisk materiale. Den har en lys rødlig til gullig farge. Kornstørrelsen varierer fra fin til grov sand. Sykliske vekslinger mellom finere og grovere materiale er gjennomgående i fasiesen. I hver syklus vil tykkelsen på de grovere laminaene/lagene øke oppover, samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar. Denne syklusen etterfølges av en ny syklus der tykkelsen på de grovere laminaene/lagene avtar, samtidig som tykkelsen på de finere øker.

3.8.2 Tolkning

Avsetning av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at avsetningene har marint opphav (Visher, 1969). Grovt materiale tyder på at sedimentene er avsatt i et høyenergetisk miljø. Lav tetthet og kantede korn reduserer derimot den minimale strømhastigheten som må ha vært til stede for å transportere sedimentene (Russell, 1955).

Kryssjiktene er avsatt fra migrerende dyner. Disse produseres i øvre del av det nedre strømningsregimet (Allen, 1982). Varierende strømfyrke har gitt dynerne ulike ryggeometri, som har resultert i planærkryssjikt i roligere perioder og traukryssjikt i mer turbulente perioder (Collinson et al., 1982). Tangentielle planærkryssjikt er dannet under høyere strømhastighet enn de angulære (Jopling, 1965). Det er vanskelig å bestemme ryggeometrien traukryssjiktene er dannet fra. Som beskrevet i kapittel 3.6.2 reflekterer kryssjikttykkelsen vann dyppet. En gradvis oppskalering i kryssjikttykkelsen oppover i enheter med små kryssjikt avspeiler derfor

en gradvis vanddypsøkning. Vanddypet kan ha variert mellom 35 cm og 4,1 meter under avsetning av de små dynene (Dalrymple and Rhodes, 1995).

Fasiens nedre grense markerer en drastisk miljøendring der man går fra vulkanoklastiske debriststrømsavsetninger til bioklastiske tidevannsavsetninger. Den skarpe overgangen indikerer at endringen har skjedd rask. Spranget i kryssjikttykkelsen som markerer laget øvre grense indikerer en brå vanddypsøning i bassenget. Lav eller ingen grad av bioturbasjon avspeiler et avsetningsmiljø som ikke favoriserer sporfossilaktivitet. Siden høy grad av bioturbasjon blir observert i grovere sedimenter og strukturer som avspeiler høyere strømningshastighet er ikke miljøet for høyenergetisk for sporfossilaktivitet. Mangelen på sporfossiler kan istedenfor skyldes for høy sedimentasjonsrate, mangel på mat eller ugunstig vannkjemi.

De rytmiske skiftene mellom sand og mudlamina avspeiler daglige tidevannssykluser i et semi-diurnalt tidevannspåvirket miljø, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Reineck, 1975, Kvale et al., 1989, Kvale and Archer, 1990, Archer, 1991, Dalrymple et al., 1991, Dalrymple et al., 1992b). (Dalrymple et al., 1992b, Reineck and Singh, 1980). Sykluser der tykkelsen på de sandlaminaene/lagene øker samtidig som tykkelsen på de finere laminaene/lagene avtar, etterfulgt av sykluser der tykkelsen på finere laminaene/lagene øker, representerer månedlige tidevannssykluser, beskrevet i kapittel 3.3.2 (Kvale, 2006, Williams, 2000).

3.9 Fasies 7 Storm/flomavsetninger



Figur 3.26 - Det nederste laget med fasies 7 fra lokalitet K. Soner med mye vulkanoklastisk materiale observeres i lagets nedre del. Området markert skissert i rødt kan sees i figur 3.30

3.9.1 Beskrivelse

Fasiesen ble observert i tre individuelle lag i den øvre delen av lokalitet L. Lagene har stor lateral utbredelse, og klare grenser til underliggende og overliggende lag ble observert. Lagene er henholdsvis 110 cm, 90 cm og 20 cm tykke. Det tykkeste laget kan sees av figur 3.26. Fasiesen er massiv og godt konsolidert. Den har en gråbrun til hvit farge og består av fin til medium bioklastisk sand, samt vulkanske klaster på 0,5-1,0 cm. Enkelte skjellfragmenter på opp til 0,5 cm observeres også i alle lagene (figur 3.27).

2-5 cm tykke soner dominert av vulkanske klaster ble observert. En slik sone kommer tydelig fram i nedre del av figur 3.26. Sonene ble observert i den nedre delen i de to nederste lagene, i tillegg til en i den øvre delen av det øverste laget. Vulkanske klaster ble også observert tilfeldig spredd rundt i lagene. Disse er relativt spredd, og tettheten synes å variere lite både mellom lag og innad i lag. Klastene er rundet og med farge som varierer fra mørk brun til lys gullig og rødlig.



Figur 3.27 - Bildet viser utsnitt fra området markert i rødt på figur 3.26 og viser et skjellfragment. Det kan også observeres at noen av de vulkanoklastiske klastene er rundet.

Det bioklastiske materiale er massivt, og skiftninger mellom finere og grovere materiale ble ikke observert. Det bioklastiske materiale har hovedsakelig en gråbrun farge, men hvitere områder ble observert.

I det midtre laget ble det observert dynestrukturer i soner med mye vulkanoklastiske klaster, se figur 3.29. 10 cm store svært konsoliderte områder omsluttet av mindre konsoliderte grønnlige soner, ble observert i den øverste delen av det øverste laget med fasies 7, se figur 3.28.



3.28 - Massive konsoliderte områder med løsere grønne sedimenter mellom.



3.29 - Dynestrukturer i de vulkanske klastene fra det øverste av de vulkanske gruslagene.

3.9.2 Tolkning

Godt bevart bioklastisk materiale og store skjellfragmenter indikerer at disse sedimentene har hatt et marint opphav. Det bioklastiske materialet var trolig avsatt i et tidevannsdominert miljø som fasies 2, 3, 4, 5 og 6, men høyenergetiske prosesser som avsatte de vulkanske grusklastene har trolig reorganisert det bioklastiske materialet, slik at det opptrer som mer massivt og uniformt. De vulkanske klastene minner mye om de som er observert i debrisstrømmene og skiller seg mye fra det bioklastiske materialet. De grove vulkanske klastene i en finkorning massiv bioklastisk sandstein danner en bimodal teksturelt invertert bergart.

Teksturell inversjon er typisk for storm og flomavsetninger som begge kan føre til kortvarige endringer av avsetningsprosesser. Både flom og stormavsetninger kjennetegnes av lag/soner med grovere sedimenter og strukturer som representerer avsetninger i et høyenergetisk miljø, i ellers mer finkorninge avsetninger med strukturer som gjenspeiler et mer lavenergirikt miljø (Kreisa, 1981, Kumar and Sanders, 1976). Stormavsetninger kan finnes i mange varianter, men kjennetegnes av kombinerte strømmer påvirket av ensrettede og bølgepåvirkede strømmer og avsetninger (Allen, 1982, Cheel and Leckie, 1992, Dott and Bourgeois, 1983, Dott and Bourgeois, 1982).

4 Sandkroppgeometri og avsetningsmiljøer

4.1 Introduksjon

I kapittel 3 ble de ulike fasiesene bestemt og relatert til ulike avsetningsprosesser på grunnlag av strukturer og teksturer. Formålet med dette kapittelet er å sette fasiesene inn i en romlig og paleogeografisk kontekst for å få en bedre forståelse av de ulike fasiesenes geometri og utbredelse i bassenget. Videre vil stablingen av de ulike fasiesene lede til bestemmelse av ulike avsetningsmiljøer.

4.2 Metode

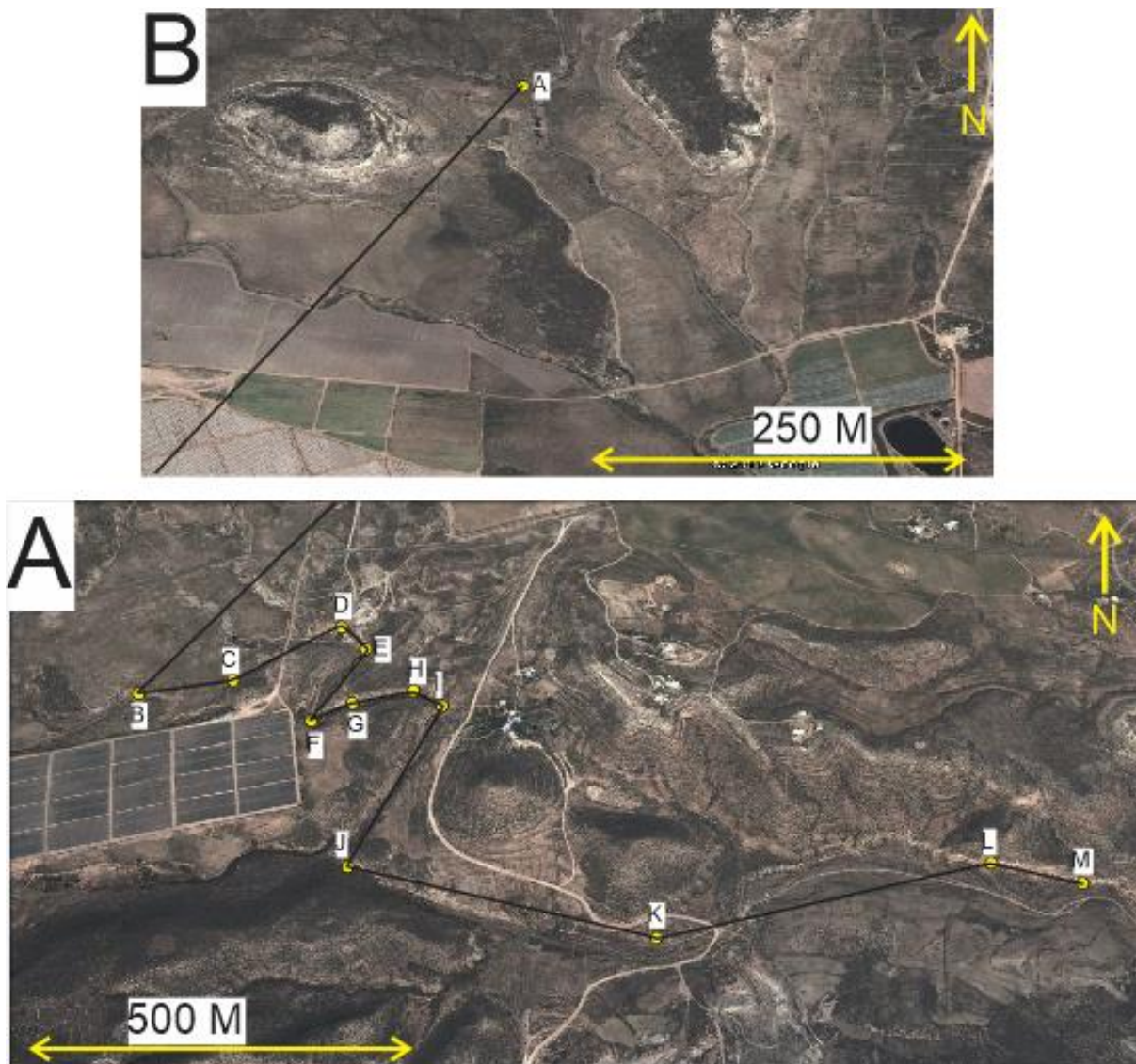
13 profiler ble logget under feltarbeidet. Disse ga detaljert informasjon om de ulike fasiesene. Bilder av de ulike blotningene ble satt sammen til fotomosaikker som sammen med loggene ble benyttet til å bestemme de ulike fasiesenes utbredelse innenfor de ulike blotningene. Dette ga bedre grunnlag for å forstå fasiesutbredelsen. Fotomosaikktolkninger av de ulike blotningene kan sees i appendiks. Observasjoner av mindre blotninger mellom de loggede blotningene ga en indikasjon om fasieskorrelasjonen mellom blotninger kunne stemme.

Variasjoner i den litologiske stablingen av fasiesene mellom blotninger økte korrelasjonsusikkerheten. Nøkkelflater som definerte bestemte geologiske hendelser som har funnet sted i hele bassenget, og som angir et bestemt datum, var derfor viktig å etablere for å redusere korrelasjonsusikkerheten. Totalt ble funnet grunnlag for å definere tre nøkkelflater i bassenget.

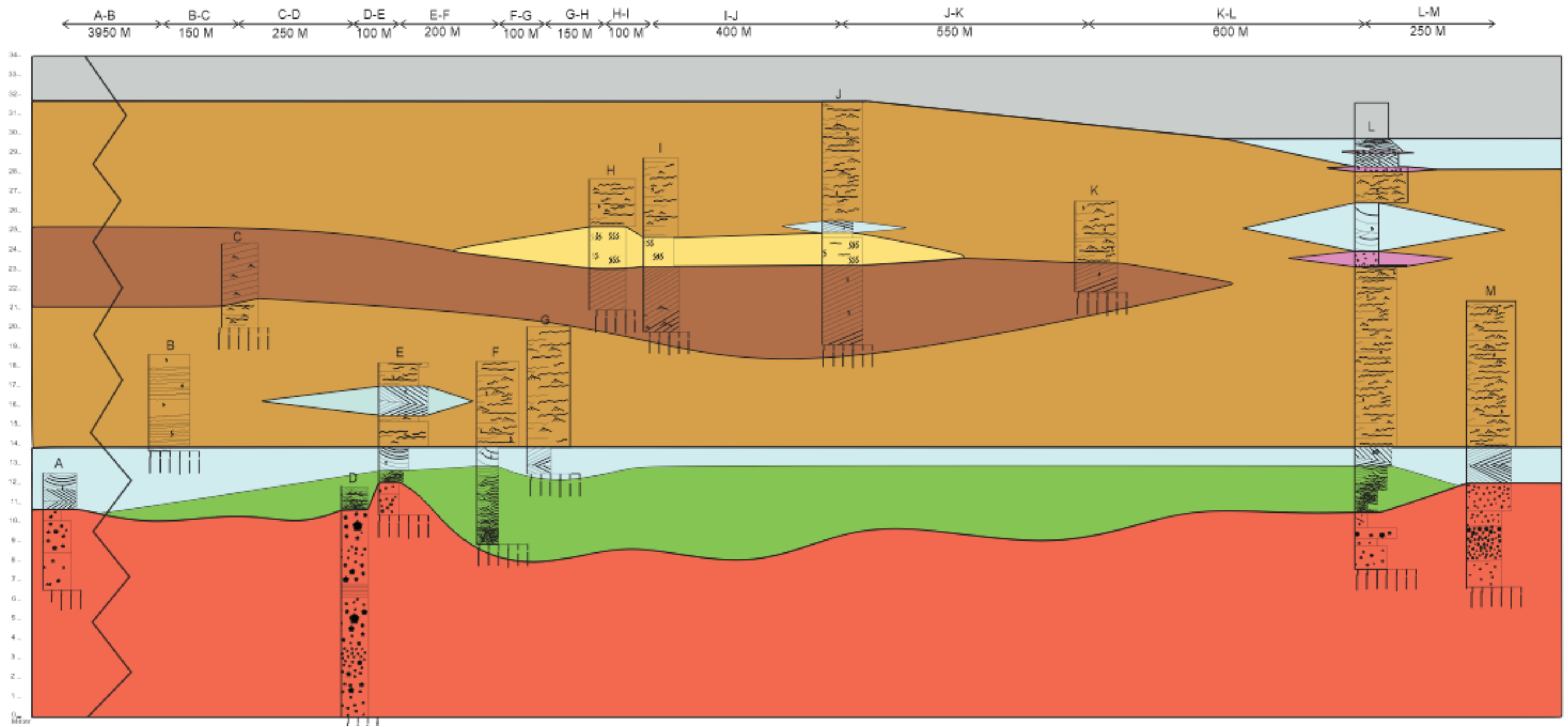
1. Overgangen mellom fasies 1 og 5/6 definerer overgangen mellom debrisstrømvsetninger og tidevannspåvirkede små/mellomstore dyner. Overgangen markerer også endringen fra vulkanoklastiske til bioklastiske avsetninger. Nøkkelflaten markerer en viktig geologisk endring i Agua Amargabassenget, som kan gjenspeiles i mange av de studerte profilene.
2. En oppgrovning i kornstørrelse observeres i overgangen mellom fasies 5 og 3 i den nedre delen av de tidevannsdominerte avsetningene. Oppgrovingen avspeiler en overgang til et mer høyenergetisk miljø i Agua Amargabassenget. Overgangen markerer også en generell oppskalering i strukturtykkelse som indikerer en vanddypsøkning. Nøkkelflaten er utbredt i bassenget og ble observert ved 6 av lokalitetene

3. Grensen fra fasies 3 eller 5 til strukturløse, massive og hvite avsetninger markerer overgangen fra tidevannsavsetninger fra nedre del av nedre torton til strandavsetninger fra øvre del av nedre torton. Nøkkelflaten markerer de studerte avsetningenes øvre grense som ble observert ved lokalitet J og L.

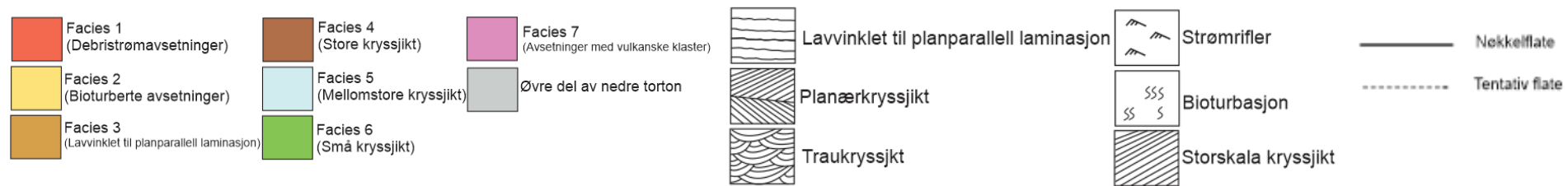
I mindre blotninger uten nøkkelflater, var strukturer og teksturer, samt blotningens geografiske plassering i forhold til nærmeste blotning med nøkkelflater særlig viktig under utarbeidelsen av korrelasjonstransekten (figur 4.2). Her var fotomosaikktolkningene fra de store blotningene også spesielt viktig, da disse ga en indikasjon på hvor i lagrekken sedimentene i de mindre blotningene burde befinne seg.



Figur 4.1 – De korrelerte blotningene markert i satellittbilde. Den svarte linjen marker i hvilke retningen blotningene i korrelasjonstransekten er logget etter.



Figur 4.2 – Korrelasjonstransect av alle de loggede blotningene i Agua Amargabassenget.



4.3 Tolkninger

Med utgangspunkt i logger og fotomosaikktolkningene fra de 13 blotningene, samt korrelasjonstransektet er de studerte avsetningene i Agua Amargabassenget tolket til å representere 3 ulike avsetningsmiljøer, oppsummert i tabell 4.1. Sandkroppgeometrien til de forskjellige fasiesene vil bli diskutert med utgangspunkt i de forskjellige avsetningsmiljøene. De tolkede avsetningsmiljøene er:

- Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger
- Nedre tidevannsavsetninger
- Øvre tidevannsavsetninger

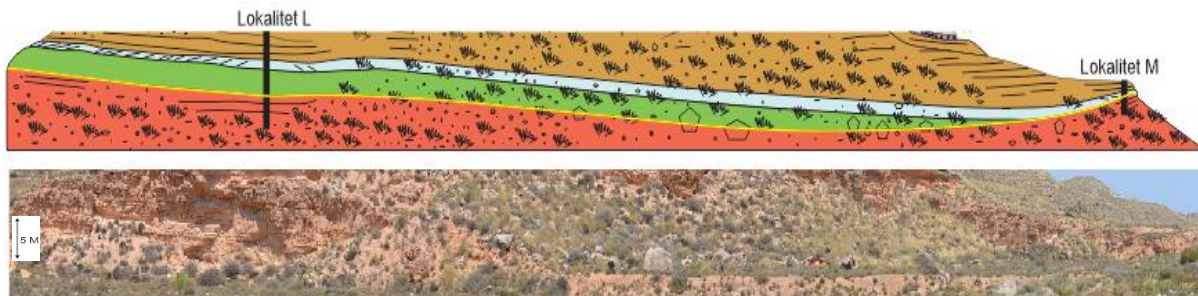
Tabell 4.1 – Tabellen oppsummerer de tolkede avsetningsmiljøene i Agua Amargabassenget

Avsetningsmiljø	Fasies	Litologi	Farge	Tykkelse (m)	Kornstørrelse og trender	Grenser	Sedimentære strukturer	Biot (0-6)
Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger	1	Vulkanoklastisk sandstein med klaster opptil 1 m	Lys gul-hvit, grå-grønnlig og rødlig	Nedre grense er ikke observert	Fin- medium sand med klaster opptil 1 meter	Nedre: Ikke observert Øvre: Gradvis	Linse med planparallell stratifisering. Planærkryssjikt og traukryssjikt i avsetningenes øvre overgangssone	0
Nedre tidevannsavsetninger	5 og 6	Bioklastisk sandstein	Lys gullig og rødlig	1.7-5.0	Medium- veldig grov sand	Nedre: Gradvis Øvre: skarp	Små og mellomstore Planærkryssjikt/laminasjon Traukryssjikt/laminasjon	0-1
Øvre tidevannsavsetninger	2,3,4,5 og 7	Bioklastisk sandstein med vulkanske gruslag	Lys gullig, rødlig og brunlig	16.9	Medium sand-medium grus. Dominert av veldig grov sand- fin grus	Nedre: Skarp Øvre: Skarp	Planparallell stratifisering, mellomstore/store planærkryssjikt/laminasjon Traukryssjikt/laminasjon	0-6

4.4 Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger

4.4.1 Beskrivelse

Debrisstrømvasetninger utgjør fasies 1 og ble observert i lokalitetene A, D, E, L og M. Lagets nedre grense ble ikke observert, mens den øvre er undulerende. Dette kommer tydelig fram fra fotomosaikktolkningen mellom lokalitet L og M, se figur 4.3. De individuelle debrisstrømmene har relativt konstant tykkelse innad i en blotning.



Figur 4.3 – Bildekorrelering mellom lokalitet L og M. Debrisstrømvasetningene er her markert i rødt og det kommer tydelig fram hvordan lagets øvre grense (markert i gult) undulerer.

4.4.2 Tolkning

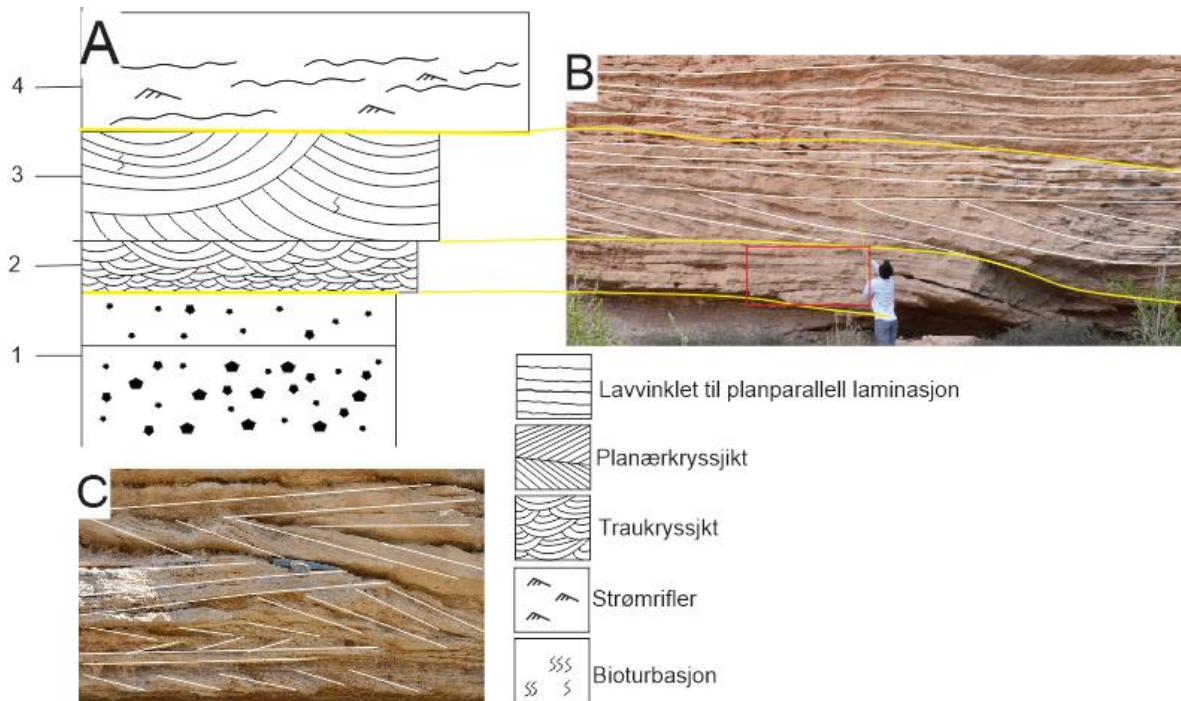
Blotningene der debrisstrømvasetninger ble observert representerer ytterkantene av de studerte blotningene i Agua Amargabassenget. Dette avspeiler debrisstrømvasetningens store utbredelse og de brer seg trolig utover hele Agua Amargabassenget. Mangel på observasjoner av debrisstrømvasetningenes nedre grense gjøre det vanskelig å bestemme debrisstrømvasetningenes minimumstykkelser samt eventuelle tykkelsesvariasjoner i bassenget. Dette gjør det også vanskelig å definere proksimalt og distalt, og om avsetningene stammer fra en eller flere kilder.

Debrisstrømmer drives av gravitasjon. Når morfologien debrisstrømmen beveger seg over flater ut, vil gravitasjonskreftene som driver sedimentene avta, og debrisstrømmen vil avsettes i en vifte (Iverson, 1997). De finnes en rekke forskjellige typer vifter og de klassifiseres på bakgrunn av den dominerende avsetningsprosessen (Stanistreet and McCarthy, 1993). Debrisstrømdominerte vifter er hyppig diskutert i litteraturen (Derbyshire and Owen, 1990, Stanistreet and McCarthy, 1991, Hayward, 1983, Rapp and Nyberg, 1981) og er ofte relativt små og med høy avsetningsgradient. Interne avsetningslober gir de debrisstrømdominerte viftene typisk en undulerende overflate.

4.5 Nedre tidevannsavsetninger

4.5.1 Beskrivelse

De nedre tidevannsavsetningene består av små og mellomstore kryssjikt. De nedre tidevannsavsetningene er definert mellom nøkkelflate 1 og 2 og har en tykkelse som varierer mellom 1,70 m og 5,0 meter. Tykkelsen på de små kryssjiktene varierer mellom 0 og 4,0 meter, mens tykkelsen på de mellomstore kryssjiktene varierer mellom 1,0 og 1,9 meter. De nedre tidevannsavsetningene består av medium til veldig grov bioklastisk sand. De nedre tidevannsavsetningene ble observert i hele bassenget, men fasies 6 observeres ikke i blotningene nær bassengets ytterkanter, da fasiesen kiler ut mellom lokalitet A og B og mellom lokalitet L og M. Strekningen mellom lokalitet A og B er 3,95 km lang og uten blottlagte avsetninger fra nedre del av tidlig torton. Det er derfor vanskelig å bestemme fasiesens nøyaktige utbredelse. Av figur 4.2 og 4.3 kan man se hvordan fasies 6 (markert i grønt) kiler ut mellom lokalitet A og B og mellom lokalitet L og M. Figur 4.4 viser profil av lokalitet E. De nedre tidevannsavsetningene observeres mellom de to nøkkelflatene markert i gult. Stratigrafisk oppover i de nedre tidevannsavsetningene observeres en generell strukturtykkelsesøkning.



Figur 4.4 – Nedre del av lokalitet E. Figur A viser logget profil av den nedre delen av lokaliteten. Denne korreleres mot figur B som viser tolket bildekorrelering av den nedre delen av lokalitet E. Nøkkelflatene (markert i gult) definerer de nedre tidevannsavsetningenes øvre og nedre grenser. Figur C viser et utsnitt av området markert i rødt på figur B.

4.5.2 Tolkning

Som diskutert i kapittel 3.6 er en dynes maksimale tykkelse er bestemt av vanddyp og strømstabilitet (Rubin and McCulloch, 1980, Dalrymple and Rhodes, 1995). Strømstabiliteten er tidevannsbestemt og vil i et semi-diurnalt tidevannmiljø skifte slik at to reverserende tidevannsstrømmer oppnås daglig (Kvale, 2006, Kvale et al., 1995, Macmillan, 1966). Tykkelsesvariasjoner i tidevannsdominerte kryssjikt er derfor ofte tolket til å være vanddypskontrollert (Longhitano and Nemeč, 2005). I henhold til formel utviklet av Dalrymple and Rhodes (1995) har vanddypet under avsetning av de nedre tidevannsavsetningene gradvis økt fra et minimum på 35 cm i den nedre delen til et maksimum på 14,7 meter i den øvre delen. At de små kryssjiktene observeres sentralt i bassenget mens de mellomstore kryssjiktene observeres nær bassengets ytterkanter i den nedre delen av de nedre tidevannsavsetningene, indikerer vanddypsvariasjoner innad i bassenget. I bassengets distale områder har vanddypet alltid vært dypt nok til å favorisere avsetning av de mellomstore kryssjiktene, mens grunnere områder mer sentralt i bassenget har favorisert avsetning av små kryssjikt. En gradvis vanddypsøkning har ført av avsetning av mellomstore kryssjikt i de nedre tidevannsavsetningenes øvre del.

Middelhavet har siden tidlig miocen tid befunnet seg i et mikrotidalt tidevannmiljø med svært liten forskjell mellom høyvann og lavvann (Longhitano, 2011, Wells et al., 2005). Davis Jr and Hayes (1984) beskriver hvordan tidevannmiljøet påvirker kystlinjen. Mikrotidale tidevannsavsetninger domineres hovedsakelig av fine laguneavsetninger og flo- og fjæredominerte deltaer som dannes ved lagunens innløp. Flo- og fjæredeltaene har gjerne lite oppbevaringspotensial og vaskes ofte vekk som et resultat av bølgeaktivitet. Avsetning av medium og grov tidevannsdominert sand assosieres kun med distinkte tidevannsfosterkende miljøer i mikrotidale tidevannmiljøer. Slike miljøer kan utvikle seg på ulike måter.

På den nordlige halvkule dreies tidevannet mot høyre som et resultat av jordas rotasjon, som gir den såkalte corioliseffekten. I et helt eller delvis lukket basseng vil derfor en prograderende tidevannsbølge dreies mot klokken rundt et amfidrofisk punkt. Jo lenger unna det amfidrofiske punktet jo større blir tidevannsforskjellen. Et eksempel på et slikt amfidrofisk system finnes i Nordsjøen (SztanÓ and De Boer, 1995). Gibraltarstredets smale åpning fører i dag til for liten tilstrømning av tidevannspåvirkede vannmasser fra Atlanterhavet til Middelhavet til at amfidrofiske punkter oppnås. Endringer i den Vest-Mediterranske

paleogeografien kan ha gitt noe større tidevannsutveksling mellom Atlanterhavet og Middelhavet i torton, til tross for at det fremdeles befant seg i et mikrotidalt tidevannssystem. Dette kan ha resultert i et amfidrofisk tidevannssystem vest i Middelhavet. Noe data for dette er derimot ikke å oppdrive.

Tidevannsstrømmer beveger seg som interne langperiodiske bølger. Disse bølger vil kunne danne resonans i en traktformet bukt dersom lengden på bukten er $l = (2n + 1) \times L/4$, som gir buktlengder på $l = \frac{L}{4}, 3 \times \frac{L}{4}, 5 \times \frac{L}{4}$, osv (SztanÓ and De Boer, 1995, Pugh, 1987). Moderne eksempler på dette er hyppig diskutert i litteraturen og kan for eksempel observeres i Adriaterhavet, der maksimal tidevannsforskjell i Venezia er målt til 2 meter, til tross for at det er knyttet til det mikrotidale tidevannssystemet i Middelhavet (Defant, 1961, Storms et al., 2008). Resonans av tidevannsbølgene kan tenkes å ha representert en essensiell tidevannsførsterkende effekt under avsetning av de nedre tidevannsavsetningene i Agua Amargabassenget.

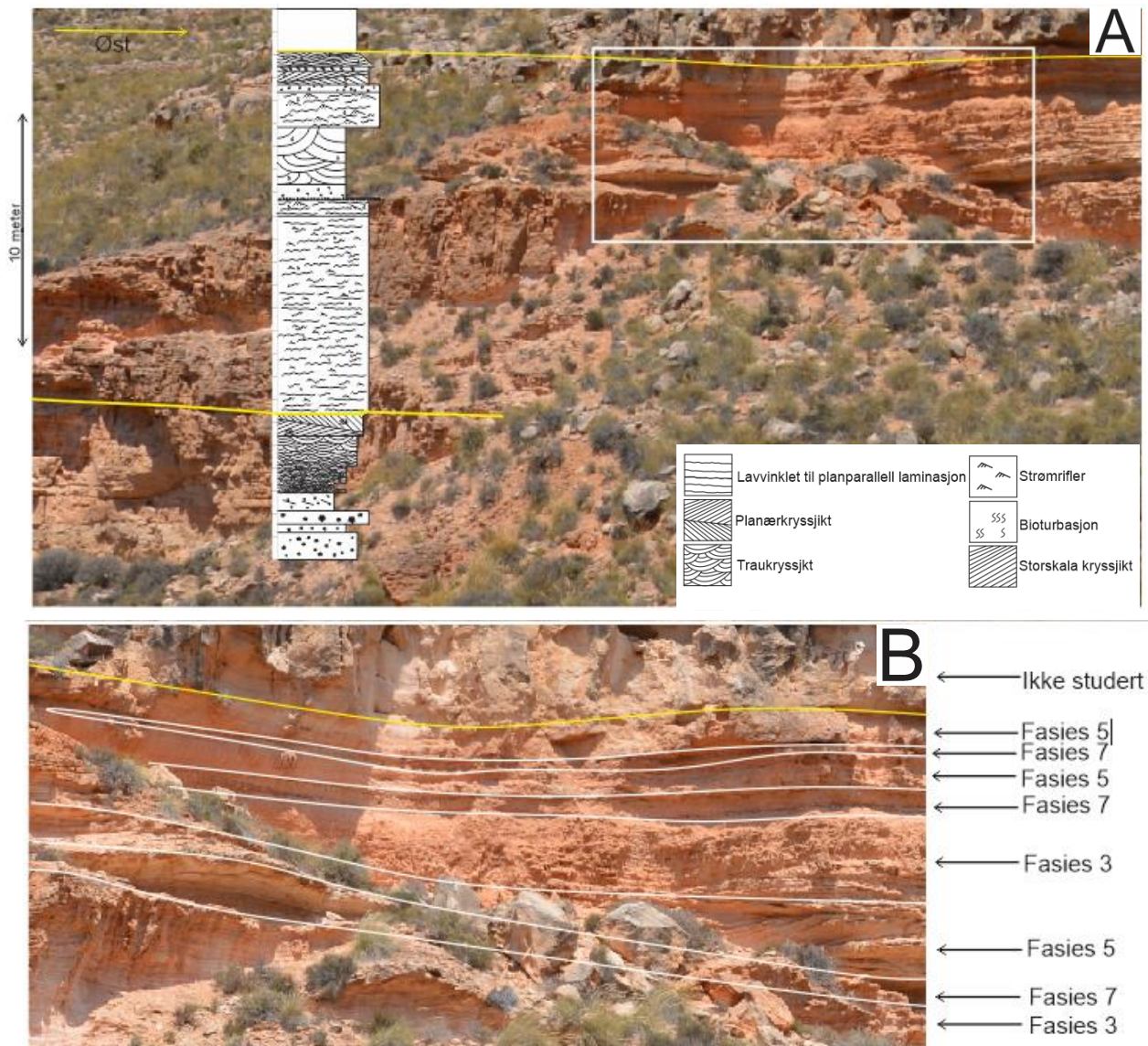
Tidevannsstrømmer kan også bli forsterket i stred som kobler to tidevannspåvirkede bassenger (Allen, 1980, Allen, 1982). Resultatet av at mye vann som må passere et smalt og eller grunt område gir en betydelig strømhastighetsøkning. Dette observeres flere steder i Middelhavet i dag, som for eksempel Messinastredet i det sydlige Italia, som står for tidevannskontrollert vanntransport mellom det Tyrreniske hav og det Ioniske hav. Her observeres avsetninger av grov sand, til tross for at området er tilknyttet det mikrotidale tidevannsmiljøet i Middelhavet (Bignami and Salusti, 1990, Santoro et al., 2002, Del Ricco, 1982). De nedre tidevannsavsetningene er tolket til å være avsatt i grunt vann, og det er derfor rimelig å tenke seg en strømhastighetsøkning som et resultat av en trakteffekt.

4.6 Øvre tidevannsavsetninger

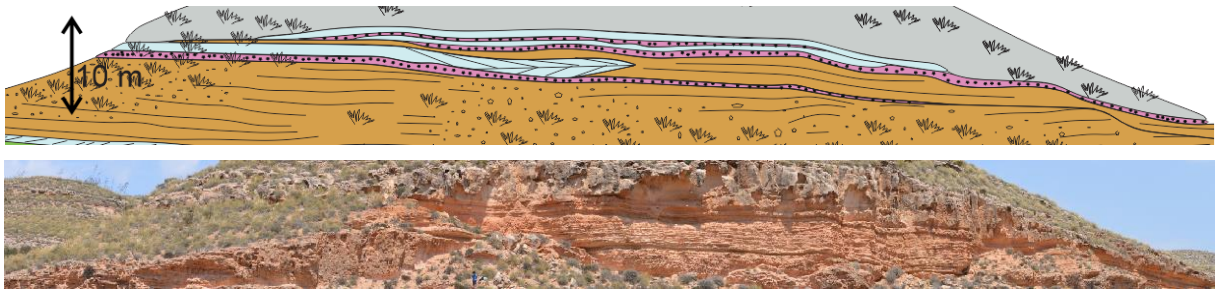
4.6.1 Beskrivelse

De øvre tidevannsavsetningene består av bioturberte enheter, enheter med planparallell laminasjon, enheter med store og mellomstore kryssjikt, samt storm/flomlag og kan observeres i hele Agua Amargabassenget. De øvre tidevannsavsetningene er definert mellom nøkkelflate 2 og 3 og består av bioklastisk materiale med kornstørrelsesvariasjoner fra grov sand til medium grus, samt vulkanske gruslag. Lokalitet L var den eneste lokaliteten der de øvre tidevannsavsetningenes øvre og nedre grense ble observert. Figur 4.5 viser et bilde av denne lokaliteten. Her ble de øvre tidevannsavsetningene målt til å ha en tykkelse på 16,9 meter. Siden avsetningenes øvre og nedre grense kun observeres ved en lokalitet, er det vanskelig å si noe om de øvre tidevannsavsetningenes tykkelsesvariasjoner innad i bassenget.

De øvre tidevannsavsetningene domineres av planparallell laminasjon, som kan observeres og korreleres mellom alle blotningene og fasiesen har tilsynelatende små tykkelsesvariasjoner. Bioturberte enheter observeres ved tre lokaliteter sentralt i bassenget, der de har små tykkelsesvariasjoner. De store kryssjiktene observeres sentralt og vest i bassenget, men kiler ut mot øst. De mellomstore kryssjiktene observeres kun som tynne enheter ved enkeltlokaliteter og kan ikke korreleres mellom noen av lokalitetene. Storm/flomlagene observeres kun som tre individuelle lag ved lokalitet L. Tykkelsen på lagene varierer mye innad i blotningen og av fotomosaikktolkningen på figur 4.6 kan gruslagene (markert i lilla) og deres utbredelse fra øst til vest observeres. Herfra kommer det tydelig fram hvordan lagene kiler ut i ulike retninger. Stormlagenes tykkelse ble kun målt ved lokalitet L der de hadde en tykkelse på 90 cm, 70 cm og 20 cm. Presise tykkelsesvariasjoner kan derfor ikke dokumenteres.



Figur 4.5 – Lokalitet L. Figur A viser foto av hele lokalitet L, der tolket stratigrafi er plassert over fotografiet. De gule linjene marker de øvre tidevannavsetningenes øvre og nedre grenser. Figur B viser et utsnitt av området markert i hvit på figur A. Her er tolkede grenser mellom fasies markert i figuren.



Figur 4.6 – Fotomosaikktolkning fra lokalitet L. Det kommer tydelig fram hvordan stormlagene (markert i lilla) kiler ut i ulike retninger.

4.6.2 Tolkning

Den dominerende fasies 3 i de øvre tidevannsavsetningene består av enheter med planparallell stratifisering. Planparallell stratifisering produseres i nedre del av det øvre strømregimet. De øvre tidevannsavsetningene domineres altså av avsetninger som representerer høyere strømningsenergi enn de nedre tidevannsavsetningene, som bestod av kryssjikt som representerer avsetninger fra øvre del av det nedre strømregimet (Allen, 1982). En oppgrovning i kornstørrelsen fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene relateres til strømhastighetsøkningen.

Interne strømningshastighetsvariasjoner i bassenget har ført til avsetninger av kryssjikt (fasies 4 og 5) i områder med periodevis redusert strømningshastighet. Fasies 2 er avsatt i perioder med lavere sedimentasjonsrate og lavere strømningshastighet, som favoriserer dyre og panteaktivitet (Droser and Bottjer, 1986). De øvre tidevannsavsetningene domineres av bioturbasjon fra sporfossilet *Scolicia*. Dette sporfossilet kan livnære ser i relativt høyenergetiske miljøer (Bromley, 1996).

Storm/flomlagene ble kun observeres ved lokalitet L, som sammen med lokalitet J var den eneste lokaliteten der de øvre tidevannsavsetningenes øvre grense ble observert. Siden lagene er lokalisert i den øvre delen av de nedre tidlig tortonske avsetningene er det umulig å bestemme om avsetningene ville kunne blitt observert høyere opp i enkelte av de andre blotningene. Dersom lagene hadde vært flomavsetninger ville de blitt forventet å kunne observeres ved lokalitet J, som befinner seg nær bassengmarinen. Lokalitet L er en av lokalitetene som befinner seg lengst unna bassengmarginen og også den lokaliteten som er mest stormutsatt for enkelte stormretninger. Gruslagene tolkes derfor til å være stormlag. I paleogeografi og diskusjonskapitlene vil ulike stormretningers påvirkning på de ulike

blotningene diskuteres for å komme frem til den mest sannsynlige retningen. Stormavsetninger representerer en plutselig endret dominerende avsetningsprosess i deler av Agua Amargabassenget og stormlag kjennetegnes av avsetninger som representerer høyere avsetningsenergi enn miljøets dominante avsetning (*Morton et al., 2007*).

Som beskrevet i kapittel 3.6.2 reflekterer kryssjikttykkelsen vanddypet i de fleste tidevannsavsetninger. Oppskaleringen i den generelle kryssjiktthøyden fra de nedre tidevannsavsetningene til de øvre tidevannsavsetningene, definert av nøkkelflate 2 avspeiler derfor en brå vanddypsøkning i Agua Amargabassenget. En overgang til et mer høyenergetisk miljø samtidig med en vanddypsøkning indikerer økt påvirkning fra tidevannsførsterkende faktorer under avsetning av de øvre tidevannsavsetningene, da Middelhavet fremdeles befant seg i et mikrotidalt tidevannsmiljø (*Longhitano, 2011, Wells et al., 2005*).

Større åpning gjennom Gibraltarstredet i tidlig torton kan ha resultert i at Agua Amargabassegnet var tilknyttet et amfidrofisk system. Noe informasjon om dette er derimot ikke funnet. Endringer av amfidrofiske systemer er kontrollert av paleogeografiske endringer. De studerte tidevannsavsetningene i Agua Amarga er avsatt i en kort avgrenset tidsperiode uten større paleogeografiske endringer i den vestlige delen av Middelhavet (*Martín et al., 2009*). Oppgrovningen i kornstørrelsen fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene kan derfor trolig ikke knyttes til endringer i et mulig amfidrofisk system vest i Middelhavet.

Avsetning av grove tidevannsavsetninger i Agua Amargabassenget kan skyldes forsterket tidevann som et resultat av resonans av tidevannsbølger i en traktformet bukt (*SztanÓ and De Boer, 1995*). Det kan derimot vanskelig bekreftes om eller hvordan resonanseffekten har utviklet seg fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene. En generell vanddypsøkning fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene kan ha resultert i dannelsen av en lengre bukt. Dette kan favorisere resonans av tidevannsbølger, da disse beveger seg som langtidsbølger (*SztanÓ and De Boer, 1995*).

Tidevannsstrømmer kan også ha blitt forsterket som et resultat av en trakteeffekt. Topografiske hindringer resulterer i redusert vanddyp og en innsmalning av kanalen som resulterer i sterkere tidevannsstrømmer (*SztanÓ and De Boer, 1995*). En generell vanddypsøkning fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene gir større areal vannet kan passere igjennom, noe som ikke favoriserer en strømhastighetsøkning. Lokale paleogeografiske endringer kan

derimot ha ført til at stredet kan ha fått en mer sentral rolle av vanntransport. Vanddypsøkningen fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningene kan ha endret en eventuell bukt, til en større kanal som stod for transport mellom Middelhavet og Atlanterhavet. Dette kan igjen ha ført til større vanntransport og dermed sterkere strømmer som favoriserer avsetning av grovere sedimenter. Slike kanaler fantes det flere av i det sydlige Spania i tidlig torton, som for eksempel North Betic Strait (Martín et al., 2009).

5 Paleostrømretninger og geostatistikk

5.1 Introduksjon

I de tidligere kapitlene er avsetningene i Agua Amargabassenget blitt inndelt i ulike fasies. Disse er så blitt korrelert og delt inn i ulike avsetningsmiljøer. I dette kapitlet vil målte paleostrømmålinger fra Agua Amargabassenget diskuteres for å få danne et presist og helhetlig bilde av strømningsmønstrene som har dominert i bassenget under avsetning. Strømningsmønstrene vil diskuteres oppimot sammenlignbare avsetninger for å opparbeide en mer helhetlig forståelse av avsetningene i Agua Amargabassenget.

5.2 Metode

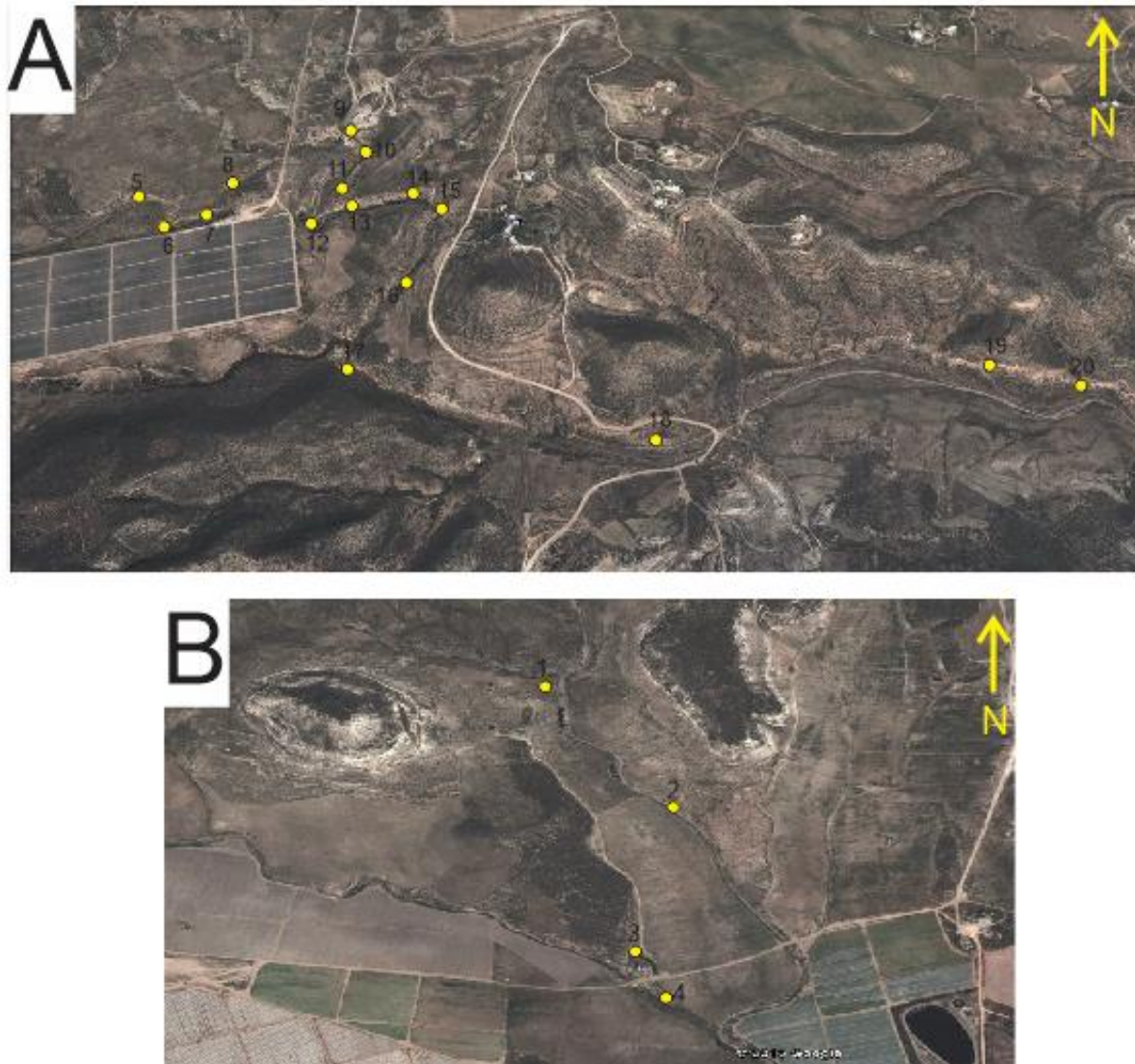
Under feltarbeidet ble paleostrømretning målt på kryssjikt i de eldste tidligtortoniske avsetningene i Agua Amargabassenget. I tillegg til å måle paleostrømretninger på de 13 loggede og korrelerte hovedblotningene, ble retninger i tillegg målt på 7 mindre blotninger. 16 av disse blotningene er i den sydlige delen av bassenget, mens 4 er i den nordre delen. Satellittbilde av de studerte områdene i nord og sør, med blotningene der paleostrømretning er blitt målt er vist i figur 5.1. Totalt ble det målt 180 paleostrømretninger i Agua Amargabassenget. 116 av disse er målt på de nedre tidevannsavsetningene, mens 64 er målt på de øvre tidevannsavsetningene.

Paleostrømretningene er først blitt plottet i rosedigram (Nemec, 1988). Rosediagram for alle de målte paleostrømretningene er vist i figur 5.2. Konstruksjon av rosedigrammene er utført i programmet R i386 3.0.0. Det er i tillegg konstruert rosedigram for alle de individuelle blotningene. Disse er vist i appendiks.

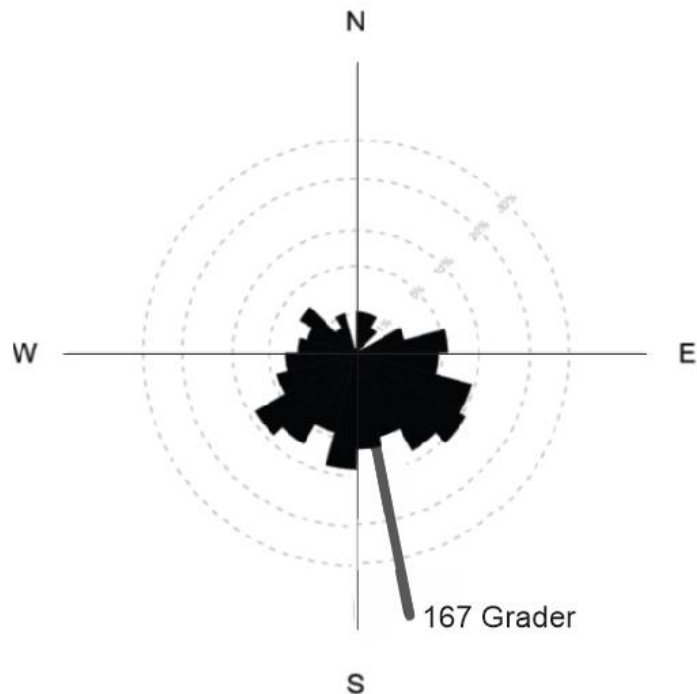
For å bekrefte og bestemme eventuelle trender i de målte paleostrømretningene er geostatistiske metoder benyttet. Kuipertesten og Watsonstesten er benyttet for å bestemme om paleostrømretningene er tilfeldige eller har en eller flere foretrukke retninger. Watsonstesten og Kuipertesten vil utføres samlet på alle paleostrømretningene og individuelt på de øvre og nedre tidevannsavsetningene.

Dersom testene viser at målingene har en eller flere foretrukke retninger, vil parametriske beregninger kunne brukes. Ved hjelp av disse vil gjennomsnittstrender kunne beregnes. Man vil kunne beregne hvor sterk denne trenden er, samt hvor stort standardavviket vil være. Disse testene vil også utføres samlet på alle paleostrømretningene, samt individuelt for de øvre og nedre tidevannsavsetningene. Til sammen vil testene kunne gi en god indikasjon på de

generelle strømningsmønstrene som har regjert under avsetning, i tillegg til å bestemme individuelle variasjoner mellom de øvre og nedre tidevannsavsetningene. De geostatistiske beregningene er basert på Baas (2000).



Figur 5.1 – De studerte områdene med eksponerte avsetninger markert i et sydlig og et nordlig område i figur 1.1. Figur A viser det sydlige området med blotninger der paleostrømretninger ble målt markert i gult. Figur B viser det nordlige området med blotninger der målteostrømretninger er blitt målt er markert i gult.



Figur 5.2 – Rosediagram fra alle de målte palestrømretningene i Agua Amargabassenget. Gjennomsnittsretningen og dennes lengde er markert i rosedigrammet.

5.3 Teori

5.3.1 Kuipertesten

Kuipertesten benyttes for å bestemme om retningsdata har tilfeldig spredning eller følger bestemte trender.

Mulige utfall:

H_0 : Målingene stammer fra en uniform populasjon, med tilfeldig retningsspredning.

H_1 : Målingene stammer fra en ikke uniform populasjon, med foretrukne retninger.

Beregner forholdstallet V_n , etter formelen:

$$V_n = \max\left(u_i - \frac{i}{n}\right) - \min\left(u_i - \frac{i}{n}\right) + \frac{1}{n}$$

Her er representert $\left(u_i - \frac{i}{n}\right)$ derivasjonen, der $u_i = \frac{\text{Retning}}{360}$, n er totalt antall data, mens $i =$ retningsdata 1-X, kategorisert fra lavest til høyest. Max referer til høyest kalkulert derivasjon, mens min referer til lavest kalkulert derivasjon.

Kalkulert forholdstall V_n -verdi sammenlignes med den kritiske verdien V_α

$$V_\alpha = V^* / \sqrt{n} + 0.155 + 0.24 / \sqrt{n}$$

Der V^* er bestemt til 1,75 ved 95 prosent sannsynlighet, som det er vanlig å benytte for geologisk dataer.

Dersom $V_n \geq V_\alpha$ vil H_0 bli avvist og retningsdataene har foretrukne retninger

Dersom $V_n \leq V_\alpha$ vil H_0 bli avvist og retningsdataene har foretrukne retninger

5.3.2 Watsonstesten

Watsonstesten benyttes på samme måte som Kuipertesten for å bestemme om retningsdata har en tilfeldig spredning eller om de følger bestemte foretrukne retninger.

Mulige utfall:

H_0 : Målingene stammer fra en uniform populasjon, med tilfeldig retningsspredning.

H_1 : Målingene stammer fra en ikke uniform populasjon, med foretrukne retninger.

På samme måte som for Kuipertesten må forholdstallet u^2 beregnes, som skal sammenlignes med den kritiske verdien. For å finne u^2 , må først u_*^2 beregnes fra formelen

$$u_*^2 = \sum u_i^2 - \frac{2}{n} \sum (i u_i) + \bar{u} + n \left[\bar{u} - (\bar{u})^2 + \frac{1}{12} \right]$$

Her er $u_i = \frac{\text{Retning}}{360}$, n er totalt antall data, $i =$ retningsdata 1-X, fra lavest til høyest, mens \bar{u}

er gjennomsnittet av de utregnede u -verdiene.

Deretter kan u^2 beregnes fra formelen

$$u^2 = \left[u_2^* + \left(\frac{1}{n^2} - \frac{1}{n} \right) / 10 \right] \left[1 + \frac{0,8}{n} \right]$$

Kritisk verdi u_α^2 for 95 prosent sannsynlighet er 0,0187.

Dersom $u^2 \geq u_\alpha^2$, vil H_0 bli avvist og retningsdataene har foretrukne retninger

Dersom $u^2 < u_\alpha^2$ vil H_0 bli akseptert og retningsdataene har tilfeldige retninger

5.3.3 Parametriske beregninger

Dersom Kuipertesten og Watsonstesten bekrefter at retningsdataene ikke er tilfeldige, men følger foretrukne retninger, kan parametriske kalkuleringer bestemme trendene.

Retningen til gjennomsnittsvektoren, altså azimuten = γ estimert som $\hat{\gamma}$

$$\hat{\gamma} = \arctan \frac{\sum_{i=1}^n \sin x_i}{\sum_{i=1}^n \cos x_i}$$

Lengden på den gjennomsnittlige retningen = R , estimert som \hat{R}

$$\hat{R} = \sqrt{\bar{C}^2 + \bar{S}^2}, \text{ der } \bar{C} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos x_i \text{ og } \bar{S} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin x_i$$

Konsentrasjonen til populasjonen, altså analogen til standardavviket = K , estimert som \hat{K}

$$\hat{K} = \hat{R} \left(\frac{12 + 6\hat{R}^2 + 5\hat{R}^4}{6} \right)$$

5.3.4 T-test for sammenligning av to vektoriske populasjoner

For å sammenligne om to populasjoner kan sees på som ulike eller om de må sees på som en populasjon, kan T-testen for vektoriske populasjoner benyttes.

H_0 : Målingene stammer fra en uniform populasjon, med tilfeldig retningsspredning.

H_1 : Målingene stammer fra en ikke uniform populasjon, med foretrukne retninger

$$t = \left(\frac{\left(\frac{1+3}{8\hat{K}} \right) (n-2) \left(n_1 \hat{R}_1 + n_2 \hat{R}_2 - n \hat{R} \right)}{n - n_1 \hat{R}_1 - n_2 \hat{R}_2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

\hat{R}_1, \hat{R}_2 = Lengden på de gjennomsnittlige vektorene

n_1, n_2 = Størrelsen på de to populasjonene

$n = n_1 + n_2$

\hat{R}, \hat{K} = Gjennomsnittslengde og konsentrasjon for de to populasjonene

t_α = Krtiske verdi. Ved 95 % sannsynlighet er denne 1,978

Dersom $t \geq t_\alpha$, vil retningsdatene være ulike og stamme fra to ulike populasjoner

Dersom $t_\alpha \geq t$ vil retningsdataene være like stamme fra en populasjon

5.4 Resultater

Tabell 1- Resultater fra geostatistiske beregninger.

	Alle paleostrømretningene	Nedre tidevannsavsetninger	Øvre tidevannsavsetninger
Kuipertesten* V_n	$V_n \geq V_\alpha$	$V_n \geq V_\alpha$	$V_n \geq V_\alpha$
Watson testen** u^2	$u^2 \geq u_\alpha^2$	$u^2 \geq u_\alpha^2$	$u^2 \geq u_\alpha^2$
Gjennomsnittretning $\hat{\gamma} [^\circ]$	167.1	169.1	165.3
Lengden til gjennomsnittretningen $\hat{R} [^\circ]$	47.3	51.6	44.7
Variansen $\hat{K} [\text{Rad}]$	1.13	1.18	1.11

* Dersom $V_n \geq V_\alpha$ vil H_0 være avvist og målingene stammer med 95 prosent sannsynlighet fra ikke kaotiske data med foretrukke retninger. Dersom $V_\alpha \geq V_n$ vil H_1 være avvist og målingene stammer med 95 prosent sannsynlighet fra kaotiske data uten foretrukke retninger.

** Dersom $u^2 \geq u_\alpha^2$ vil H_0 være avvist og målingene stammer med 95 prosent sannsynlighet fra ikke kaotiske data med foretrukke retninger. Dersom $u_\alpha^2 \geq u^2$ vil H_1 være avvist og målingene stammer med 95 prosent sannsynlighet fra kaotiske data uten foretrukke retninger.

T-test, for sammenligning av paleostrømretninger fra de øvre og nedre tidevannsavsetningene

- $t_\alpha \geq t$ og H_0 avises. Retningsdataene stammer med 95 prosent sannsynlighet fra en populasjon

5.5 Diskusjon

T-testen for to vektoriske populasjoner bekrefter at paleostrømretningene fra de nedre og øvre tidevannsavsetningene stammer fra en populasjon. Dette reflekter tilsvarende strømningsmønstre i bassenget under avsetning av de øvre og nedre tidevannsavsetningene. Videre diskusjon av resultatene vil derfor bli gjort samlet for alle paleostrømretningene.

Kuipertesten og Wastson-testen bekreftet at de målte paleostrømretningene i Agua Amargabassenget ikke har en tilfeldig retningsspredning, men følger spesifikke trender. Dette er i overenstemmelse med hva man ville forvente fra tidevannsdominerte avsetninger, der dominerende strømretninger ofte oppnås fra reverserende tidevannsstrømmer. De reverserende strømretningene fører ofte til avsetning av motsattdippende strata som danner sildebenkryssjikt. Sildebenkryssjikt avsettes i dag i en rekke moderne tidevannsmiljøer (Alam et al., 1985, Lambiase, 2003, Jingchang and Ping, 1984).

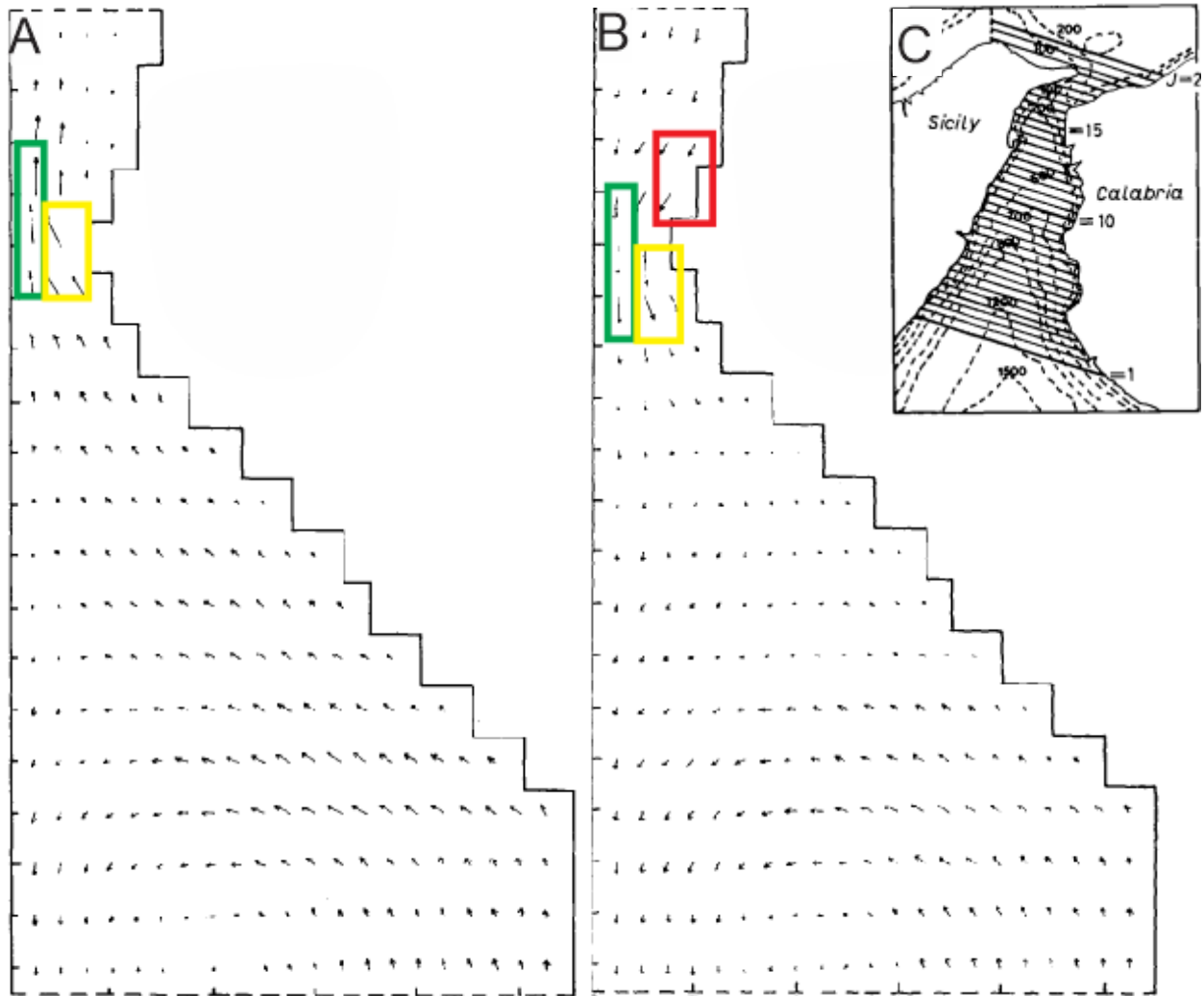


Figur 5.3 – Sildebenkryssjikt fra lokalitet 12.

Sammenligner man avsetningene i Agua Amargabassenget med dokumenterte miocen tidevannsavsetninger fra andre steder i Spania, er likhetene åpenbare. Martín et al. (2009) studerte blant annet tortonske stredavsetninger fra the north betic strait i Syd-Spania; en lang kanal som strakk seg gjennom det sydlige Spania fra Atlanterhavet til Middelhavet. Her ble det observert storskala sildebenkryssjikt i grov bioklastisk sandstein. Figur 5.3 viser sildebenkryssjikt fra lokalitet 12.

Ved hjelp av parametriske beregninger ble gjennomsnittsvektoren kalkulert til å ha en retning på 167,1 grader. For de målte paleostrømretningene i Agua Amargabassenget reflekterer

gjennomsnittsvektoren upresist de faktiske målte retningene da disse har en stor spredning. Av rosediagrammet for alle de målte paleostrømretningene på figur 5.2 kan vi se at de målte paleostrømretningene fordeler seg i østlige, sydlige og vestlige retninger. De følger altså ingen åpenbar bimodal retningsfordeling som forventes fra reverserende strømmer.

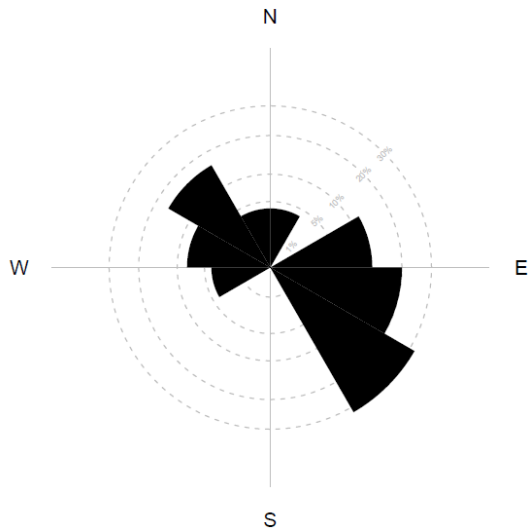


Figur 5.4 – Numerisk modellering av de reverserende tidevannsstrømmene gjennom Messinastredet. Figur C viser området som er modellert. Figur A og B viser de to dominerende strømningsmønstrene i stredet. Pilene er vektoriske slik at lengden på pilen avspeiler strømningshastigheten. Områdene markert i grønt viser områder med bimodale strømningsregimer som står 180 grader på hverandre. Områdene markert i gult viser områder med bimodale strømningsregimer, men der de to strømmene ikke står 180 grader på hverandre. Områdene markert i rødt marker områder der en strømmetning er kraftigere enn den andre. Modifisert etter (Del Ricco, 1982).

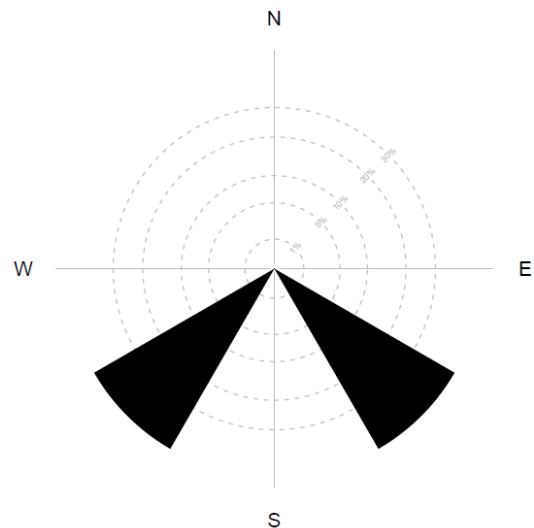
Fra kapittel 4 ble det tolket at tidevannsavsetningene måtte være avsatt i et miljø med tidevannsfosterkende faktorer som i en bukt eller i et stred. I slike miljøer vil retningen på tidevannsstrømmene styres av retningen på kystlinja. Dette vil kunne føre til lokale strømretningsvariasjoner innad i bukten eller stredet, slik at en bimodal paleostrømsretningsfordeling ikke nødvendigvis oppnås for målinger fra ulike lokaliteter. Slik strømretningspåvirkning fra kystlinja ved tidevannsinløp er blant annet beskrevet av Davis Jr and Hayes (1984). Figur 5.4 viser en numerisk modell av dagens strømningsmønster gjennom Messinastredet. Her kommer det tydelig fram hvordan strømretningen følger kystlinja.

Individuelle rosedigram for de ulike blotningene vil kunne eliminere generelle strømretningsvariasjonene i bassenget og gjenspeile potensielle lokale reverserende tidevannsstrømmer. Figur 5.5 viser rosedigram for målte paleostrømretninger fra lokalitet 20. Denne viser en åpenbar bimodal paleostrømretningsfordeling. Her har de reverserende tidevannsstrømmene stått 180 grader på hverandre og fått dynene til å migrere i nordvestlige og sydøstlige retninger.

Reverserende tidevannsstrømmer står ikke nødvendigvis 180 grader på hverandre. Ofte vil tidevannsstrømmen følge kysten inn i et stred eller en bukt, mens strømmen følger retninger mer vinkelrett fra kysten på vei ut. Slike strømningsmønstre kan forklare den bimodale retningsfordeling av paleostrømretningene fra lokalitet 12 (figur 5.6). Fra figur 5.4 observeres reverserende strømmer som danner vinkelforskjell på 180 grader i områdene markert i grønt, mens områdene markert i gult viser områder der tidevannsstrømmene danner vinkelforskjell på under 180 grader (Del Ricco, 1982).



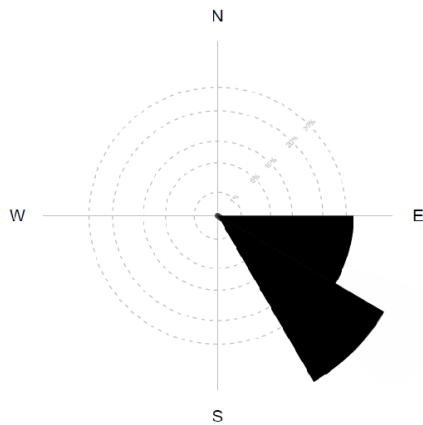
Figur 5.5 – Rosediagram som representerer målte paleostrømretningene fra lokalitet 20. Rosediagrammet viser bimodal paleostrømretningsfordeling i en nordvestlig og sydøstlig retning.



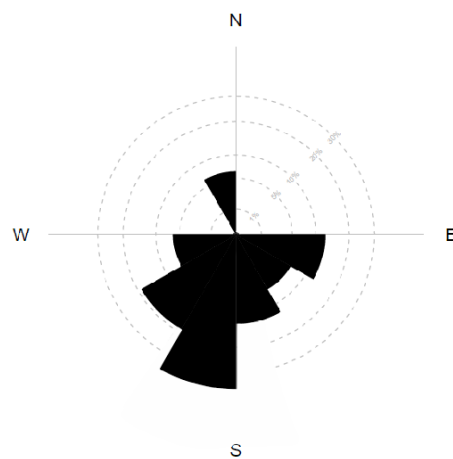
Figur 5.6 – Rosediagram med målte paleostrømretninger fra lokalitet 12. Disse målingene viser en bimodal paleostrømretningsfordeling med lav vinkel mellom de reverserende strømmene.

På en del av blotningene viser paleostrømretningsfordeling unimodale retninger som for eksempel på lokalitet 11, se figur 5.7. Dette kan forklares ved at det på noen blotninger ble foretatt få målinger, slik at blotningens fullstendige retningsvariasjon ikke gjespeiles i de målte retningene. Ulik strømstyrke på flo og fjærestråmmen kan også resulterer i favorisering av kryssjiktdannelse kun fra den ene strømmen. Eksempelvis vil den ene strømmen kunne avsette planparallell stratifisering, men den reverserende avsetter kryssjikt. Ulike styrke på flo- og fjærestråmmen er for eksempel observert i miocene tidevannsavsetninger i The North Betic Strait (Martín et al., 2009). Kystlinja kan i tillegg være med å forsterke en av tidevannsstrømmene, mens det samme området blir liggende i le for den reverserende tidevannsstrømmen. Et slikt område blir blant annet observert i Messinastredet. Dette området er markert i rødt i figur 5.4.

Ved noen lokaliteter vises en mer polymodal paleostrømretningsfordeling. Dette kommer tydelig fram av rosediagrammet fra figur 5.8 som viser paleostrømretningsfordeling fra lokalitet 16. En slik fordeling av paleostrømretningene kan oppnås ved morfologiske endringer av for eksempel havbunnstopografien, slik at en foretrukket strømsretning endres over tid.



Figur 5.7 – Rosediagram som representerer de målte paleostrømretningene fra lokalitet 11. Rosediagrammet viser unimodal paleostrømretningsfordeling.



Figur 5.8 – Rosediagram som representerer de målte paleostrømretningene fra lokalitet 16. Disse viser en mer polymodal paleostrømretningsfordeling.

5.6 Usikkerhet

- De eksponerte flatene der paleostrømretninger ble målt falt ofte lavvinklet, samtidig som de ofte var forvitret. Dette førte til usikkerhet knyttet til målingenes retningspresisjon.
- Ved mange av lokalitetene var kun en eller få av kryssjiktlag blotlagt på en slik måte at paleostrømretninger kunne måles. Dette førte til at målingene ofte representerte en eller få paleostrømretninger godt, men hele blotningen upresist.
- Ved mange av lokalitetene ble få paleostrømretninger målt. Dette fører til usikkerhet i hvor godt målingene faktisk representerer blotningens retningsspredning.

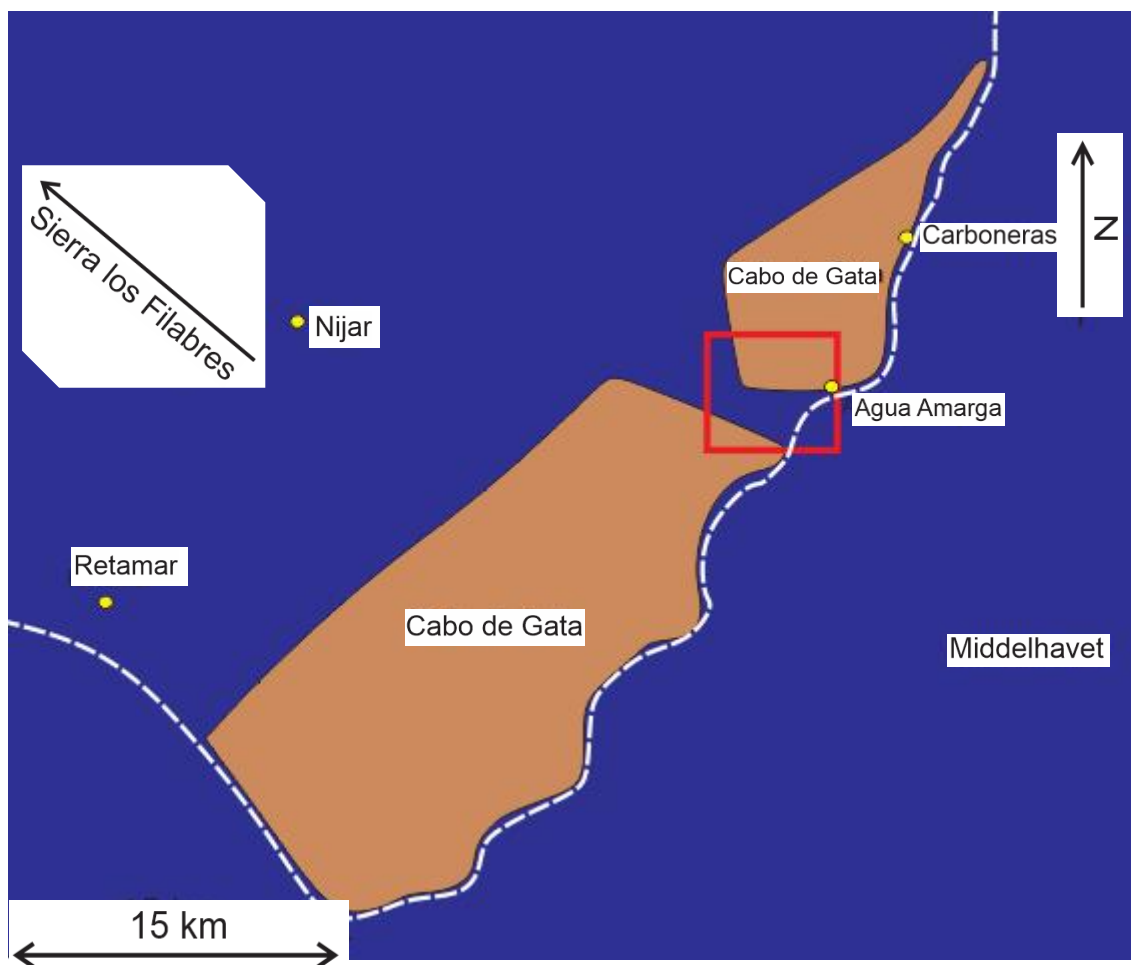
6 Paleogeografi

6.1 Introduksjon

I de foregående kapitlene har de tidlige tortonske avsetningene i Agua Amargabassenget blitt inndelt i fasieser. Geometriforståelse av de ulike fasiesene ble dannet ved fasieskorrelering. Fasies og fasieskorrelering ga grunnlaget for å inndele avsetningene i ulike avsetningsmiljøer. Paleostrømretninger ga deretter informasjon om de dominerende strømningsmønstrene som har vært til stede under avsetning. I dette kapitlet skal de tidligere kapitlenes tolkninger sees i sammenheng, og publiserte arbeider om samtidige avsetninger fra regionen skal brukes for å få en totalforståelse av den paleogeografiske utviklingen i tidlig torton. Dette danner grunnlaget for de paleogeografiske kartene som oppsummerer tolkede sedimentasjonsmiljøer.

6.2 Tidlig tortonsk paleogeografi i det sydvestlige Spania.

Figur 6.1 viser paleogeografisk kart over Cabo de Gataregionen. Kystlinjen står lenger mot nordvest og grenser mot fjellkjeden Sierra los Filabras, mens Cabo de Gata består av en nordlig og en sørlig øy avskilt av Agua Amargabassenget (Martín et al., 2009, Martin et al., 2003). Cabo de Gata øyene skiller Middelhavet i øst, fra det vannfylte Nijarbassenget dominert av turbidittavsetninger i vest (Fortuin and Krijgsman, 2003, Huibregtse et al., 1998). Agua Amargabassenget danner en vannfylt depresjon som grenser mot de vulkanske fjellområdene Cabo de Gata i sør og nord som står opp som øyer (Martin et al., 1996, Martin et al., 2003, Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996). Mot vest strekker bassenget seg til det vannfylte Nijarbassenget mens det mot øst strekker seg til Middelhavet. Gjennom første del av tidlig torton endres denne regionale paleogeografien seg lite, og figur 6.1 representerer et paleogeografiske rammeverk for alle de fire tolkede tidligtortonske avsetningsmiljøene i Agua Amargabassenget. Det innfelte området markerer det studerte området i Agua Amargabassenget. Paleogeografiske kart for de respektive tolkede avsetningsmiljøene er vist for det samme området.



Figur 6.1 – Tidlig tortonsk paleogeografisk kart over Cabo de Gata og Nijarbassenget. Dagen kystlinje er markert med stiptet linje. Det røde innfelte området markerer det studerte området i Agua Amargabassenget, som danner grunnlaget for de paleogeografiske kartene over de tolkede tidligtortonske avsetningene.

6.3 Subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetninger

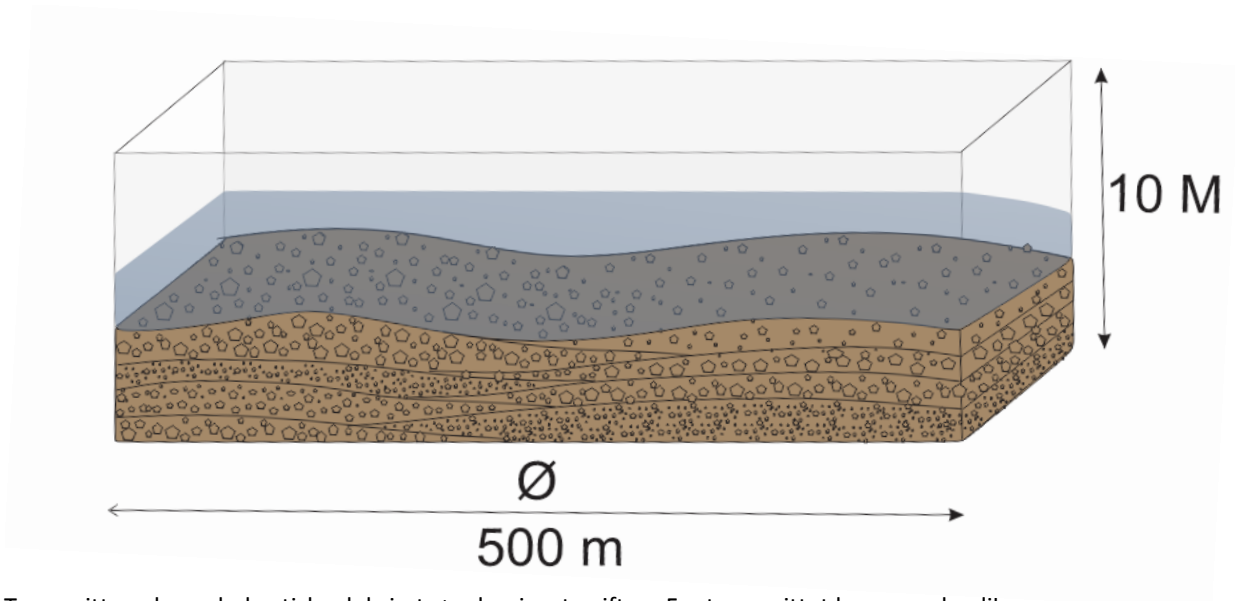
Erosjon av fjellene i Cabo de Gata regionen ga sedimenttilførsel til debrisstrømmene, mens et landskap preget av høye topper og bratte fjellsider ga gravitasjonspotensiale for debrisstrømmene. Jordskjelv og vulkanutbrudd er viktige utløsningsmekanismer for debrisstrømmene. Debrisstrømmene observeres i Agua Amagra bassenget som individuelle konglomeratlag med tykkelse fra 0,5-2,0 meter og med stor lateral utbredelse. Lagene består av medium til grov vulkansk sand med klaster opp til 1 meter samt godt bevart bioklastisk sand. Klastenes tetthet og maksimale størrelse varierer mye. Debrisstrømmene ble avsatt som

debrisstrømdominerte subakvatiske vifteavsetninger i Agua Amargabassenget. De er avsatt i interne loper som gir viften en undulerende overflate. Funn av godt bevart bioklastisk materiale indikerer at viften er avsatt marint.

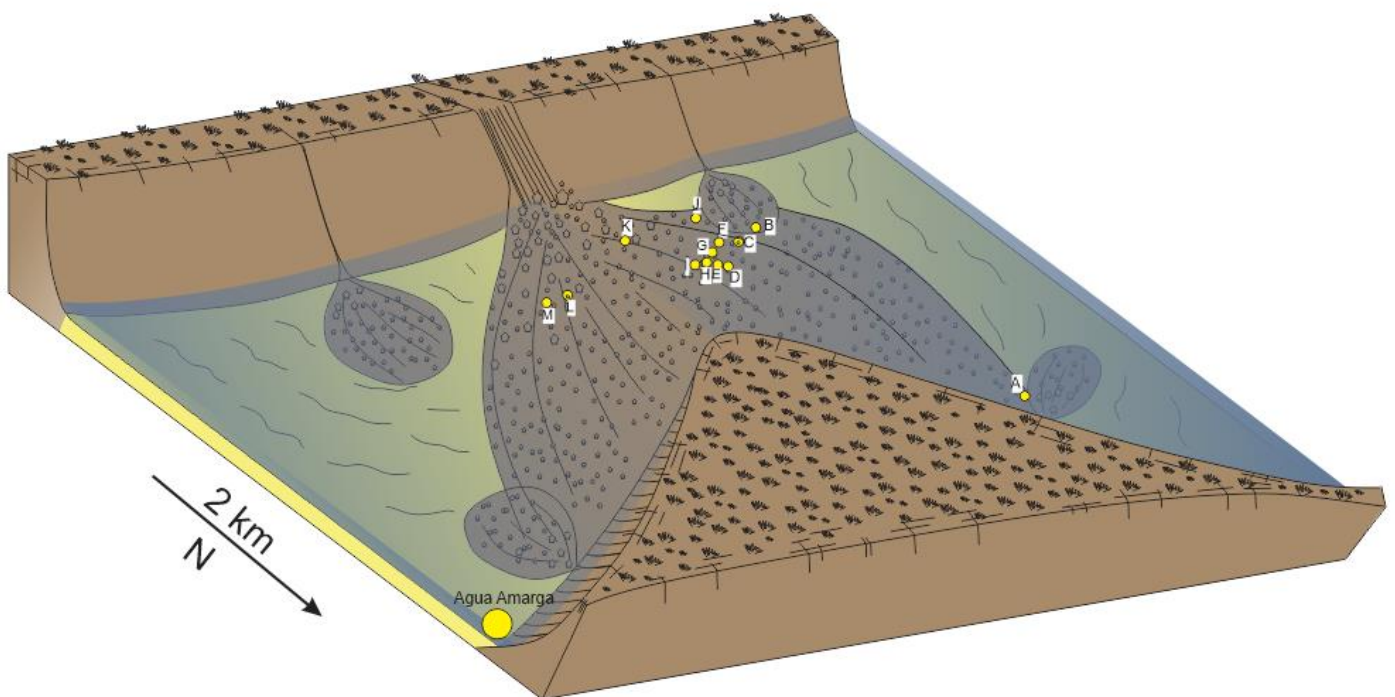
Avsetningene antas å stamme fra én dominerende vifte. En brå vertikal overgang til tidevannsavsetninger indikerer en plutselig endring i avsetningsregimet. Dette skyldes trolig endret retningsfavorisering av debrisstrømmene bort fra Agua Amargabassenget eller stopp i debrisstrømtilførelsen til Agua Amargabassenget. En plutselig retningsendring eller tilførelsestopp av debrisstrømmer til flere viftesystemer samtidig er lite trolig, og debrisstrømavsetningene tolkes derfor å tilhøre ett viftesystem. Retningsendringen eller tilførelsestoppen danner grunnlaget for en overgang til et tidevannsdominert miljø.

Ved lokalitet D ble det observert en 60 cm tykk linse bestående av bioklastisk sandstein. Vekslinger mellom mud og sandlamina i linsen indikerer at debrisstrømmene er blitt avsatt i et tidevannspåvirket miljø beslektet med de nedre tidevannsavsetningene. Debrisstrømmers evne til å erodere grunnen den beveger seg over har ført til en reorganisering av storparten av det tidevannspåvirkede bioklastisk materiale inn i debrisstrømmene. Erosjon og medfølgende reorganisering av sedimenter inn i debrisstrømmer er ikke uvanlig (Pierson, 1980). En lengre periode uten tilførelse av nye debrisstrømmer til viften tolkes til å være årsaken til at den tidevannsdominerte linsen er blitt bevart.

Innholdet av bioklastisk materiale ble i tyunnslipstudier av Ander Friestad 2014 ble observert til å være langt høyere ved lokalitet A (den nordligste lokaliteten) enn ved de andre lokalitetene. Det vil være slik at det meste av de bioklastiske tidevannspåvirkede avsetningene blir reorganisert inn i strømmens fremste del og avsatt i den distale delen av viften. Dette tyder på at debrisstrømavsetningene stammer fra et viftesystem som har bygget seg fra fjellområdene nær den sydlige bassengmarginen. Debrisstrømavsetningene observert ved de sydlige lokalitetene er derfor trolig avsatt i den proksimale delen av viften, mens debrisstrømavsetningene i nord er avsatt i den distale delen av viften. Figur 6.2 viser et tverrsnitt av den debrisstrømdominerte viften, mens figur 6.3 viser paleogeografisk kart av Agua Amargabassenget under avsetning av debrisstrømmene.



6.2 – Tverrsnitt av den subakvatiske debrisstrømdominerte viften. Fra tverrsnittet kommer de ulike strømmenes klastestørrelse og klasttetthet frem. Det kommer også frem hvordan viftens overflate undulerer som et resultat av ulike avsetningslober.



Figur 6,3 – Paleogeografisk kart over Agua Amargabassenget under avsetning av de subakvatiske debrisstrømdominerte vifteavsetningene. Agua Amargabassenget ligger som en vannfylt depresjon mellom vulkanske øyer i nord og sør. Mot øst grenser bassenget mot Middelhavet, mens det mot vest grenser mot det vannfylte Nijarbassenget. Debristrømmer avsettes fra en hovedvifte i sør som sprer seg utover store deler av bassenget. Vanddypet over viften øker i nordlig retning. Avsetningslober danner en undulerende overflate på viften. Tidevannsavsetninger dominerer mellom debrisstrømmer, men disse blir i hovedsak reorganisert inn i debrisstrømmene. Det studerte lokalitetene er markert i gult og organisert fra A-M.

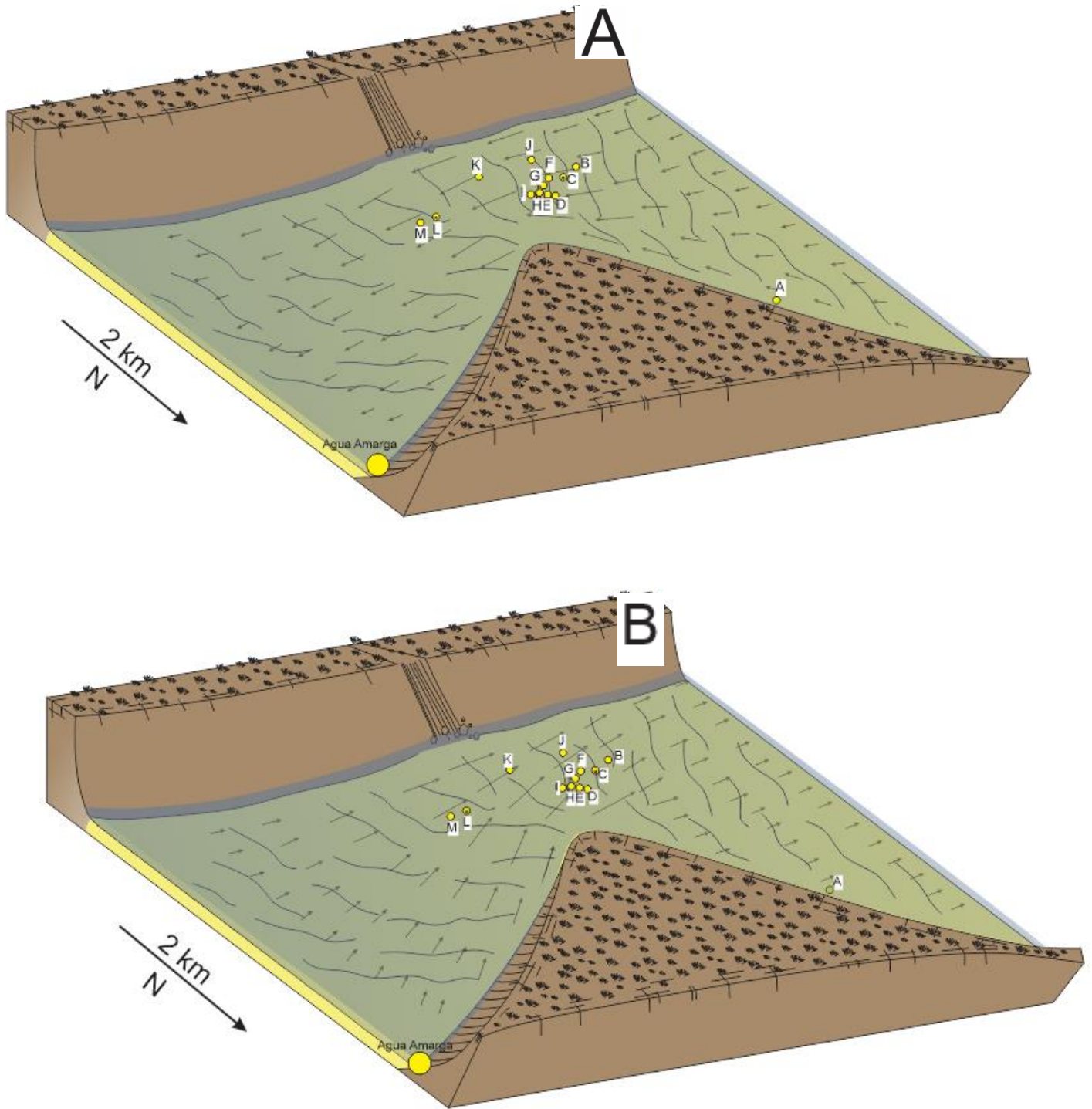
6.4 Nedre stredavsetninger

Det paleogeografiske kartet i figur 6.1 gjengir den regionale paleogeografien for de nedre tidevannsavsetningene. Agua Amargabassenget ligger fremdeles som en depresjon mellom vulkanske øyer tilhørende Cabo de Gata-provinsen i nord og sør (Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996, Martin et al., 2003, Martin et al., 1996). Kystlinja står lenger nordvest og grenser mot fjellkjeden Sierra los Filabres, og Nijarbassenget er fremdeles vannfylt og dominert av turbidittavsetninger (Martín et al., 2009, Fortuin and Krijgsman, 2003, Huibregtse et al., 1998). Tilførselen av nye debrisstrømmer til viftesystemet i Agua Amargabassenget opphører som et resultat av tilførselstopp eller endret retningsfavorisering av debrisstrømmene. Resultatet er at miljøet i Agua Amargabassenget skifter fra et miljø dominert av et debrisstrømdominert viftesystem til et tidevannsdominert miljø.

Som beskrevet i tidligere kapitler er Agua Amargabassenget tilknyttet det mikrotidale tidevannsmiljøet i Middelhavet (Wells et al., 2005, Longhitano and Nemec, 2005, Longhitano, 2011). Tidevannsavsetninger i mikrotidale miljøer består normalt av finere sedimenter og strukturer som avspeiler lav strømningshastighet (Davis Jr and Hayes, 1984). De grove sedimentene og strukturer som avspeiler høy strømningshastighet gjorde at de tidevannsdominerte avsetningene i kapittel 4 ble tolket til å være avsatt i et tidevannsfosterkende miljø (SztanÓ and De Boer, 1995). Litteraturens paleogeografiske beskrivelser av området med Cabo de Gata fjellene som står opp som øyer, det vannfylte Nijarbassenget i vest og Middelhavet i øst gjør at Agua Amargabassenget tolkes til å danne et stred. Stredet står for tidevannskontrollert vanntransport mellom Nijarbassenget og Middelhavet.

Som tidligere beskrevet avspeiler kryssjiktens tykkelsesvariasjoner i slike miljøer vanddypsvariasjoner. Den nedre delen av de nedre tidevannsavsetningene preges som forventet av tynnere kryssjikt i lokaliteter over den proksimale delen av den debrisstrømdominerte viften og tykkere kryssjikt i lokalitetene over den mer distale delen. En generell vanddypsøkning i bassenget fører til en gradvis oppskalering av tykkelsen på kryssjiktene mot den øvre delen av de nedre tidevannsavsetningene. Høy avsetningsrate ved lokaliteten A resulterer i at den generelle vanddypsøkningen utlignes, og kryssjiktens tykkelse er tilnærmet lik i øvre og nedre del.

De målte paleostrømretningene vil være viktige for å bestemme stredets geometri. De geostatistiske kalkuleringene indikerer at paleostrømretningene ikke er tilfeldig fordelt, men følger foretrukke retninger mot øst, syd og vest. De østlige og vestlige retningene avspeiler de reverserende tidevannskontrollerte strømretningene forbundet med vanntransport mellom Middelhavet i øst og Nijarbassenget i vest. De sydlige retningene kan forklares ved at fjellområdene nord for bassenget danner et nes mot syd. Tidevannsstrømmene vil da følge kystlinja til neset inn i stredet og føre til strømretninger i en sydlig retning. De ulike strømretningene forbundet med de to reverserende tidevannsstrømmene er markert i de paleogeografiske kartene på figur 6.4.



Figur 6.4 – Paleogeografiske kart over Agua Amargabassenget under avsetning av de nedre stredavsetningene. Figur A og B viser de to reverserende tidevannskontrollerte strømningsretningene som dominerer i Agua Amargabassenget. Pilene viser strømmetning. Disse er fremstilt som vektorer slik at lengden på pilen angir den relative strømningshastigheten. Agua Amarga bassenget danner et stred mellom Middelhavet og Nijarbassenget og preget av tidevannsstrømmer som danner små og mellomstore dyner.

6.5 Øvre stedsavsetninger

Det paleogeografiske kartet på figur 6.1 gjengir fremdeles den regionale paleogeografien under avsetning av de øvre tidevannsavsetningene i Agua Amargabassenget. Agua Amargabassenget ligger som en depresjon mellom vulkanske øyer tilhørende Cabo de Gata provinsen i nord og sør (Betzler et al., 1997, Braga et al., 1996, Martin et al., 2003, Martin et al., 1996). Kystlinja står lenger nordvest og grenset mot fjellkjeden Sierra los Filabres, og Nijarbassenget er fremdeles vannfylt og dominert av turbidittavsetninger (Martín et al., 2009, Fortuin and Krijgsman, 2003, Huibregtse et al., 1998).

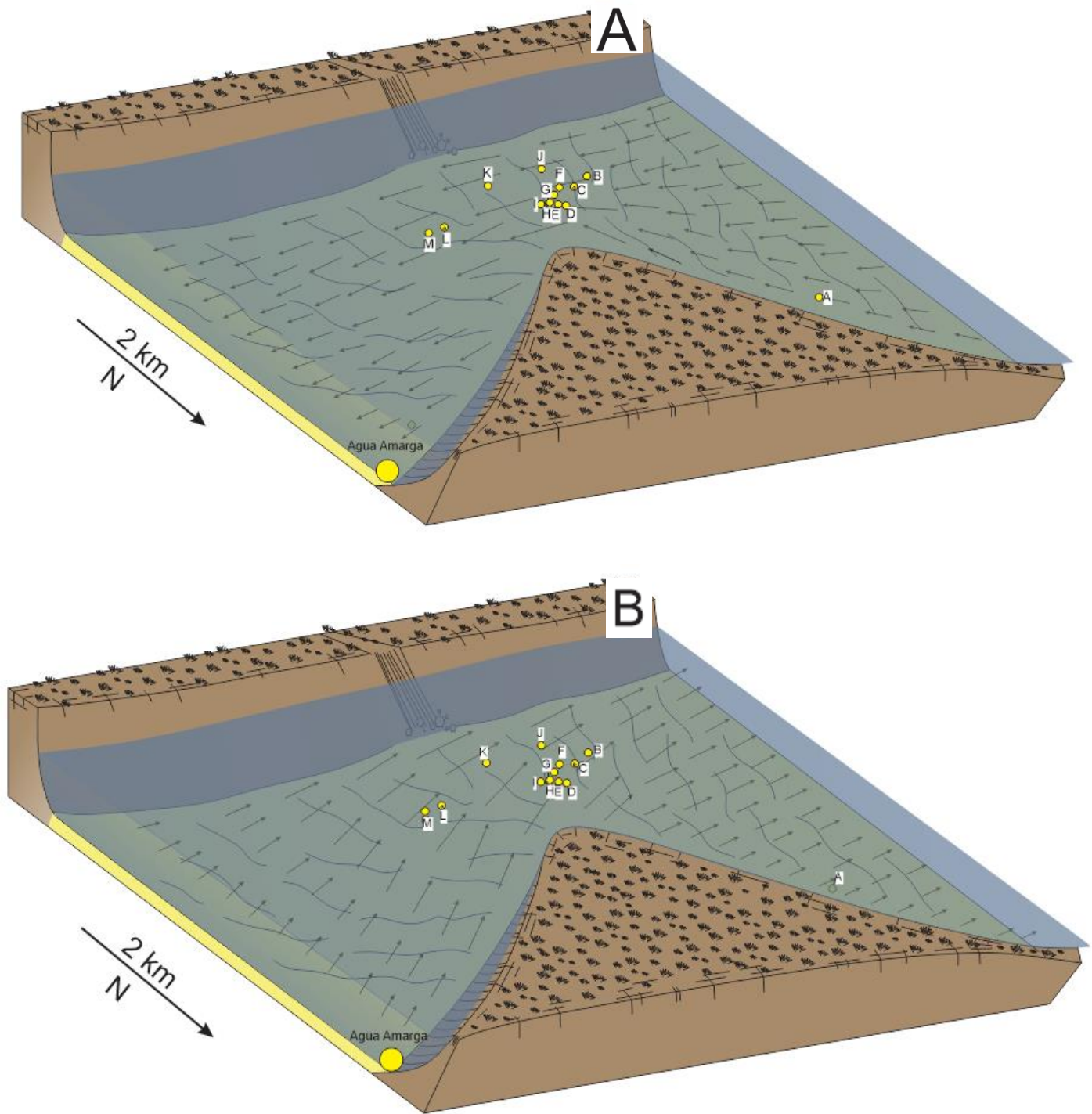
En oppskalering av tykkelsen på kryssjiktene fra de nedre til de øvre tidevannsavsetningenes, der de går fra å være dominert av fasies 5 og 6 til å bli dominert av fasies 4 og 5 avspeiler en generell vanddypsøkning i Agua Amargabassenget (Rubin and McCulloch, 1980, Dalrymple and Rhodes, 1995). Tykkelsesvariasjoner i kryssjiktene avspeiler interne vanddypsvariasjoner i bassenget. Tykkelsesvariasjonene observeres i hele bassenget, og trender som ville gjenspeilet generelt grunnere eller dypere områder observeres ikke.

Grovere sedimenter og planparallell laminasjon i de øvre tidevannsavsetningene indikerer en generell strømhastighetsøkning sammenlignet med de nedre tidevannsavsetningene (Allen, 1982, Allen, 1984). Agua Amargabassenget er fremdeles tilknyttet det mikrotidale tidevannsmiljøet i Middelhavet, som favoriserer finkornede avsetninger og strukturer som avspeiler lav strømningshastighet (Wells et al., 2005, Longhitano, 2011). Forsterkende tidevannseffekter er derfor til stede (SztanÓ and De Boer, 1995). Agua Amargabassenget tolkes derfor fremdeles til å være et stred som står for transport av tidevann mellom det vannfylte Nijarbassenget i vest og Middelhavet mot øst. Strømningshastighetsøkningen og vanddypsøkningen indikerer økt vanntransport gjennom bassenget, og bassenget får en mer sentral rolle for vanntransporten mellom Nijarbassenget og Middelhavet.

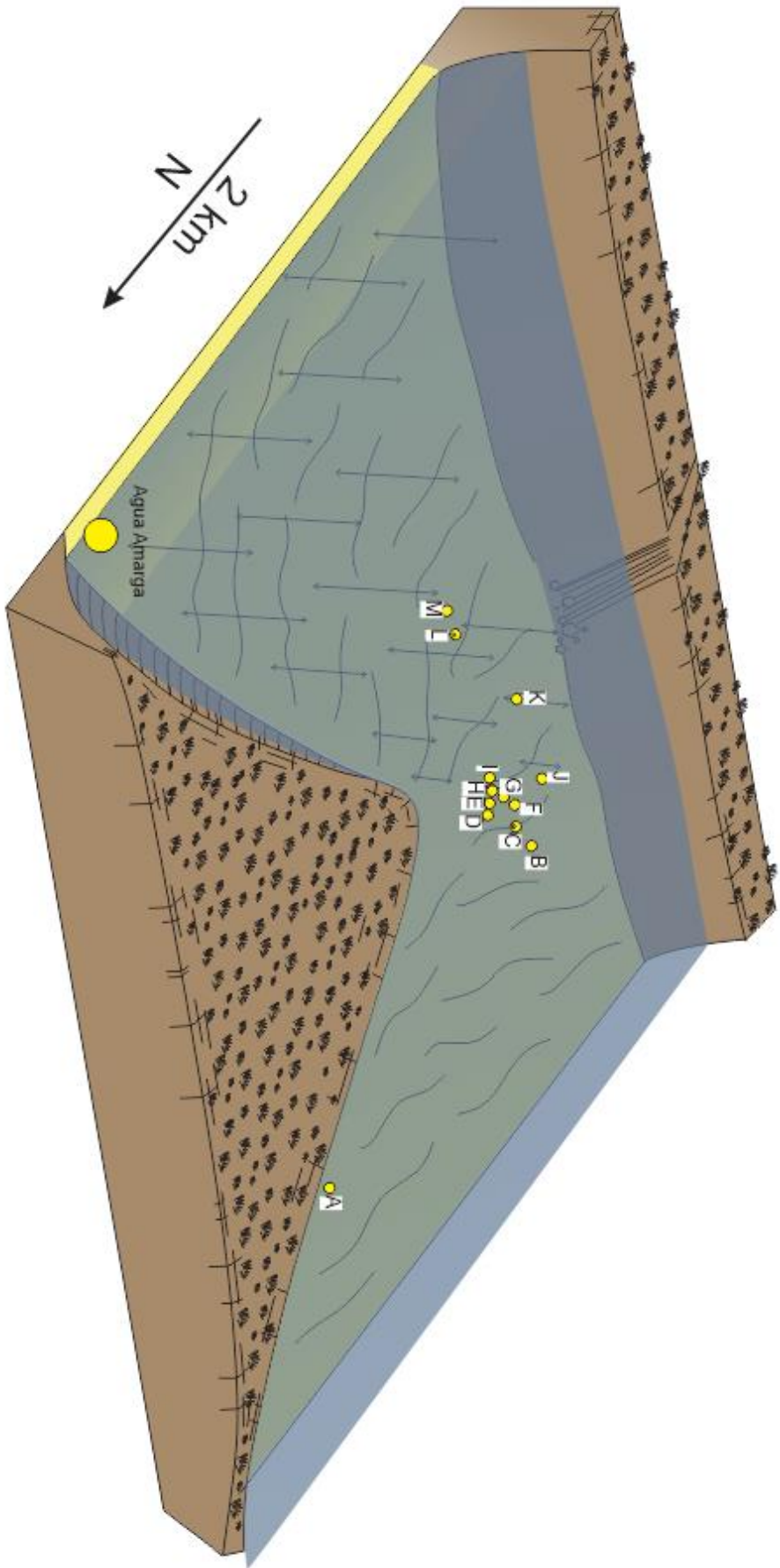
Paleostrømretningene for de øvre tidevannsavsetningene er ikke tilfeldige, men følger de samme trendene som de nedre tidevannsavsetningene i østlige, sydlige og vestlige retninger. De østlige og vestlige retningene dannes som et resultat av at stredet er en korridor for tidevannstransport mellom Middelhavet i øst og Nijarbassenget i vest. De sydlige retningene indikerer at fjellområdene nord for bassenget danner et nes mot syd. Tidevannsstrømmene følger kystlinja i en sydlig retning inn i stredet og står for vanntransport i en sydlig retning. 3

D dynenes sinuøse rygger er også med å øke retningsvariasjonen. Vannets favoriserende strømningsretning vil også påvirkes av dyner som migrerer i motsatt retning slik at de reverserende strømretningene ikke nødvendigvis står 180 grad på hverandre. Figur 6.5 viser paleogeografiske kart med de favoriserende tidevannstrømretningene i bassenget markert med piler. Lengden på pilene er vektorer som avspeiler strømningshastigheten i dette området.

Havnivåøkningen representert ved overgangen til de øvre tidevannsavsetningene samt erosjon av av Cabo de Gata øyene fører til at Agua Amargabassenget etter hvert blir mer stormeksponert. Funn av stormavsetninger kun ved den østligste lokaliteten indikerer stormretning fra en syvøstlig eller nordøstlig retning, der de vestlige lokalitetene blir liggende i le. De vulkanske grusklasterne blir transportert fra fjellområdene nordøst eller sydøst for bassenget og er avsatt fra høy oscillerende energi. Denne energien fører til reorganisering av det bioklastiske tidevannspåvirkete materialet sammen med de vulkanske grusklasterne. De tre lagene representerer 3 forskjellige stormer. Tykkelsen på lagene samt grovheten til klasterne gjengir stormstyrken. Den første stormen har derfor vært den sterkeste, mens den siste stormlaget indikerer den svakeste stormen. Figur 6.6 det samme paleogeografiske kartene som figur 6.5, men der stormenes strømretninger er markert i kartet.



Figur 6.5 – Paleogeografiske kart over Agua Amargabassenget under avsetning av de øvre stredavsetningene. Figur A og B viser de to reverserende tidevannskontrollerte strømningsretningene som dominerer i Agua Amargabassenget. Pilene viser strømrering. Disse er fremstilt som vektorer slik at lengden på pilen angir den relative strømningshastigheten. Vanddyppet og strømningshastigheten er høyere enn for de nedre tidevannsavsetningene, noe som favoriserer avsetning av planparallell laminasjon.



6.6 – Paleogeografisk kart under avsetning av stormlagene. Havnivåstigningen samt erosjon av Cabo de Gata øyene resulterer i at Agua Amargabassenget blir mer stormpåvirket fra Middelhavet. 3 stormer med nordøstlig eller sørøstlig retninger fører til avsetning av vulkansk grus i den østlige delen av Agua Amargabassenget, mens mer sentrale og vestlige deler av bassenget ligger i le for stormene.

7 Diskusjon

7.1 Fasesinndeling og avsetningsmiljø

7.1.1 Vulkanoklastiske avsetninger

Det vulkanske konglomeratet ble av Betzler et al. (1997) tolket til å være debrisstrømvsetninger. Funn av skjellfragmenter gjorde at avsetningene ble tolket til å være avsatt i marine viftedeltaer. Disse tolkningene er i overensstemmelse med mine tolkninger. Betzler et al. (1997) mener videre å ha observert minkende klaststørrelse mot øst og argumenterer for at avsetningene er derivert fra et nordlig og sydlig marint viftedelta med østlige avsetningsgradienter. Fra vårt feltarbeid ble det ikke observert noen klaststørrelsestrender mellom lokaliteter, kun mellom lag. Det ble derimot observert høyere innhold av bioklastiske fragmenter lengst nord ved lokalitet A. Her var det bioklastiske materialet i tillegg dominert av planktoniske foraminiferer, mens lokalitetene lenger syd var dominert av bentiske foraminiferer. Dette er sterke indikasjoner på at de vulkanoklastiske avsetningene er derivert fra viftesystemer i syd. Det virker også lite trolig at tilførselen av nye debrisstrømmer til en nordlig og en sydlig vifte ville stoppet samtidig og avsetningene stammer størst sannsynlig fra en vifte.

Fra Betzler et al. (1997) sin avsetningsmodellen kommer det også fram at de mener Agua Amargabassenget var kontinentalt eksponert i den vestlige delen og ikke dannet en marin forbindelse mellom Middelhavet og Nijarbassenget. Den bioklastiske tidevannsdomminerte linsen observert ved lokalitet D minner mye om de nedre tidevannsavsetningene, og er en sterk indikasjon på at Agua Amargabassenget dannet et stred mellom Nijarbassenget og Middelhavet. Hyppig debrisstrømtilføsel har derimot ført til at hoveddelen av de tidevannsdominerte avsetningene er blitt reorganisert inn i det debrisstrømdominerte viftedeltaet.

Debrisstrømvsetningene er definert som en fasies. Videre inndeling av debrisstrømmene på bakgrunn av klasttetthet og klaststørrelse ville vært mulig. Overgangene mellom de ulike fasiene ville derimot blitt vanskelige å definere. Klaststørrelse- og klasttetthetsvariasjonene er også store mellom de enkelte strømmene, noe som avspeiler kapasitetkompetansevariasjonene mellom de ulike strømmene. Det tilføyer derimot lite informasjon

om miljøet de er avsatt i, slik at en videre inndeling ikke ville bidratt til en klarere forståelse av de ulike avsetningsmiljøene og den paleogeografiske utviklingen av bassenget.

7.1.2 Bioklastisk enhet

Betzler et al. (1997) beskriver de resterende eldste tidlig tortonske avsetninger som en bioklastisk enhet dominert av planær- og traukryssjikt. De observerer også biturbasjon og planparallell stratifisering i enhetens øvre del og tolker avsetningene til å være wash over vifteavsetninger, som ble dannet bak en barriere lokalisert sydvest for bassenget. Den vestre delen av bassenget mener de fremdeles er kontinentalt blottlagt. Mine observasjoner stemmer bare delvis med Betzler et al. (1997). Planparallell stratifisering ble i dette studiet observert til å være den dominerende strukturen. Kryssjiktene ble observert til å danne sildebenkryssjikt. Det ble i tillegg observert rytmiske skiftninger mellom finere og grovere materiale som gjorde at avsetningene ble tolket til å være tidevannsavsetninger. Grove tidevannsavsetninger i et mikrotidalt tidevannsmiljø gjør at avsetningene må være avsatt i et tidevannsfosterket miljø og de ble tolket til å ha blitt dannet i et stred mellom Nijarbassenget og Middelhavet.

Den bioklastiske enheten ble i tillegg inndelt i to avsetningsmiljøer, avskilt av en nøkkelflate som markerte en oppgrovning i kornstørrelse og oppskalering av kryssjikttykkelsen. Oppgrovingen indikerer strømstyrkeøkning mens oppskaleringen indikerer en vanddypsøkning. Sikkerheten rundt fasieskorreleringen er relativt høy i de større blotningene der en eller flere nøkkelflater observeres. I mindre blotninger er korrelasjonsusikkerheten større, da flere lag av samme fasies ofte ble observert mellom hver nøkkelflate.

De bioklastiske avsetningene er blitt inndelt i 5 forskjellige fasies, organisert fra 2-6. I fasies 2 som ble definert som den bioturberte fasiesen, ble det i tillegg til bioturbasjon ofte observert kryssjikt, rifler og planparallell stratifisering i soner som ikke var fullstendig bioturbert. Dette ville gjort det mulig å klassifisere de bioturberte avsetninger inn under de andre fasiesene. Samtidig er bioturbasjon en viktig miljøindikator som gjør at jeg mener denne er en viktig fasies i seg selv. Fasies 3 med planparallell stratifisering avspeiler et høyere strømenergiregime i Agua Amargabassenget enn de andre fasiesene, noe som gjør denne fasiesen til en viktig miljøindikator. Fasies 4-6 avspeiler ikke ulike energiregimer, men skilles kun fra strukturtykkelse som er kontrollert av strømstabilitet og vanddyp. Strømstabiliteten i et

tidevannsmiljø vil være kontrollert av tidsbestemte reverserende tidevannsstrømmer som ikke endres. Kryssjikttykkelsen avspeiler derfor vanddyp som er en svært viktig avsetningsmiljøindikator. Allikevel kan det diskuteres om kryssjiktene burde vært definert som en fasies, men klassifisert i underfasies ut i fra tykkelsesvariasjoner. Dette ville ført til mindre gjentakelser i fasiestolkningene.

Når det gjelder klassifisering av det bioklastiske materialet er dette gjort ut i fra fragmentstørrelsen, som avspeiler strømningsenergien som må til for å flytte fragmentene. Denne klassifiseringen er mest vanlig å benytte på silisiklatisk materiale, mens karbonater ofte klassifiseres etter Dunhams klassifisering (Dunham, 1962). Dette systemet bygger på karbonatbergartens tekstuelle oppbygging og forholdet mellom matriks og korn. Siden fokuset i dette studiet har vært på fragmentstørrelse som avspeiler strømningsenergien som må til for å frakte fragmentet, er det derfor lite naturlig å benytte Dunhams klassifisering.

Betzler et al. (1997) tolker paleostrømretningene i Agua Amargabassenget til å følge nordlige, nordøstlige og nordvestlige trender. Dette stemmer svært dårlig med mine målinger som viser at paleostrømretningene følger østlig, sydlig og vestlige retninger. Betzler et al. (1997) viser ikke til antall paleostrømretningsmålinger eller hvor i bassenget de er målt. De har heller ingen tabell eller et rosedigram som oppsummerer de eksakte retningene og deres spredning. Det er derfor umulig å etterprøve deres arbeid og dermed også om usikkerheten forbundet med deres tolkninger. Mine 180 paleostrømretningsmålinger representerer et signifikant antall målinger for å gjengi den generelle strømningsmønsteret under avsetning av tidevannsavsetningene. Målingene er også spredd mellom mange lokaliteter for å danne et totalt bilde av strømretningsmønsterne som har regjert i hele bassenget. Da målingene ble utført var ikke tidevannsavsetningene klassifisert i øvre og nedre tidevannsavsetninger. Dette resulterte i langt flere målinger i de nedre tidevannsavsetningene enn i de øvre. For de geostatistiske beregningene var dette uheldig og resulterte i større statistisk usikkerhet for de øvre tidevannsavsetningene. De nedre og øvre tidevannsavsetningene viser allikevel veldig like trender, og beregninger viser at de kan sees på som en populasjon. Dette gjør at det lave antallet målinger i de øvre tidevannsavsetningene ikke får større konsekvenser. Det er derimot knyttet en viss retningsusikkerhet til noen av paleostrømningene, da en del av kryssjiktene hadde svært lavt fall, i tillegg til at bergartsoverflatene ofte var eroderte.

Det ble av Betzler et al. (1997) ikke observert vulkanoklastiske gruslag i de bioklastiske avsetningene. De vulkanoklastiske gruslagene skiller seg mye fra de bioklastiske tidevannsavsetningene og tolkes derfor ikke til å være tidevannsavsetninger. De grove gruslagene og den gode kornsorteringen gjør at lagene er tolket til å være stormavsetninger. Stredets morfologi gjør at stormene må ha hatt nordøstlig eller sydøstlig retning, slik at den østligste lokaliteten blir stormpåvirket, mens de mer vestlige lokalitetene blir liggende i le.

Avsetningene kunne også blitt tolket som flomavsetninger. Da ville det derimot forventes å observere gruslag ved flere lokaliteter og særlig ved lokaliteter nær bassengmarginen. Siden gruslagene kun observeres ved den østligste lokaliteten, som også er den lokaliteten som befinner seg lengst unna bassengmarginen er avsetningene lite trolig flomavsetninger. Paleostrømretningsmålinger av kryssjiktet observert i det nederste gruslaget ville kunne bestemt hvilken retning avsetningene var avsatt fra, slik at man med større sikkerhet kunne bekreftet om gruslagene er flomavsetninger eller stormavsetninger. Dersom paleostrømretningsmålingene ikke viser at avsetningene er avsatt fra bassengmarginen er lagene med stor sikkerhet ikke flomlag.

Gruslagene kan også være tsunamiavsetninger. Uten sikre stormanaloger og tsunamianaloger i området som gruslagene kan sammenlignes, kan lagenes avsetningsmekaniske ikke bestemmes med 100 prosent sikkerhet. Høy platetektonisk aktivitet i områder danner derimot et grunnlag for tsunamiavsetninger, men stormavsetninger vil fremdeles være lang mer vanlige. Forsøk på å bestemme om avsetninger er stormavsetninger eller tsunamiavsetninger er for eksempel utført av Barbano et al. (2010).

7.2 Analoge avsetninger

7.2.1 Debrisstrømdominerte vifteavsetninger

Submarine debrisstrømdominerte vifteavsetninger er diskutert hyppig i litteraturen og det finnes en rekke analoge avsetninger som kan sammenlignes med dem observert i Agua Amargabassenget. Larsen and Steel (1978), Stanistreet and McCarthy (1993), Laberg and Vorren (1995), Sohn et al. (1999) og Blair (1999) beskriver alle avsetninger av individuelle konglomeratlag som er tolket til å være submarine debrisstrømdominerte vifteavsetninger. Klaststørrelse- og klasttetthetsvariasjoner tolkes til avspeile de ulike debrisstrømmenes kapasitet- og kompetansevariasjoner. Blair (1999) observerer loper på viftens overflate som tolkes til å være dannet fra individuelle debrisstrømmer noe som gir viften en undulerende overflate, som minner mye om det observert i Agua Amargabassenget.

7.2.2 Nedre tidevannsavsentinger

Middelhavet har siden tidlige miocen befunnet seg i et mikotidalt tidevannssystem (Wells et al., 2005, Longhitano and Nemec, 2005, Longhitano, 2011). Det vil derfor være interessant å sammenligne tidevannsavsentningene i Agua Amargabassenget med andre stredavssetninger tilknyttet Middelhavet. I det sydlige Italia førte kombinasjonen av tektonisk kompresjon og ekstensjon i ulike retninger til dannelsen av en rekke stred og bukter i pliocen (Critelli, 1999, Grasso, 2001). Herfra er det dokumentert tidevannsavssetninger dannet fra sterke tidevannsstrømmer som minner mye om dem i Agua Amargabassenget (Colella and d'Alessandro, 1988, Longhitano and Nemec, 2005, Nemec et al., 2007, Chiarella and Longhitano, 2008, Di Stefano and Longhitano, 2009, Longhitano, 2011). I Calabria området dannet 2-3 km brede og 5-10 km lange stred vantransportveier mellom det Tyrrenske og Ioniske havet gjennom det sydlige Italia.

Disse stredavssetningene er dominert av en kombinasjon av grov bioklastisk og silisiklastisk sand som danner planærkyssjikt og traukryssjikt med tykkelse som varierer mellom 10 cm og 1 meter. Kyssiktene faller i bimodale retninger og danner sildebenskyssjikt. Det er i tillegg observert skiftninger mellom finere og grovere materiale (Di Stefano and Longhitano, 2009, Longhitano and Nemec, 2005, Longhitano, 2011). Kryssjiktene tykkelsesvariasjonene blir tolket til å avspeile vanddypsvariasjoner (Longhitano and Nemec, 2005). Stredavssetningene i det sydlige Italia har generelt mange likheter med de nedre stedvannsavssetningene i Agua Amargabassenget og er en god analog til disse.

7.2.3 Øvre tidevannsavsetninger

Stredavsetninger fra et større vanddyb og sterkere tidevannsstrømmer er blitt beskrevet i avsetninger fra langhan-serravalian i Bonifacio bassenget på Korsika (Reynaud et al., 2013, Reynaud and Dalrymple, 2012). Dette er et stort basseng som inkluderer dagens stred mellom Korsika og Sardinia. Her er det blitt observert grovt bioklastisk materiale som danner storskala planær og traukryssjikt som danner sidebenkryssjikt, samt planparallell stratifisering. Korsika og Sardinia befant seg da lenger sydvest, nær sørøstkysten av den Iberiske planten. Andre ekvivalente stredavsetninger er beskrevet av Martín et al. (2009) i North betic strait i det sentrale Syd Spania. Her blir det observert avsetninger tidsekvivalente med stredavsetningene i Agua Amargabassenget og som dannet storskala sildebenkryssjikt i grovt bioklastisk materiale.

Grus og sandlag i finere tidevannsavsetninger er blitt observert og tolket til å være stormavsetninger en rekke steder (Leckie and Walker, 1982, Anderton, 1976, Ginsburg and Hardie, 1975, Greb and Archer, 1995). Det er heller ikke uvanlig at stormlagenes kilder skiller seg fra de sedimentene som normalt avsettes i området. Mount (1984) beskriver hvordan stormavsetninger kan transportere med seg og avsette sedimenter om for eksempel silisiklastisk materiale til et område normalt preget av bioklastisk materiale. Dette kan forklare avsetningene av vulkanske gruslag i den bioklastiske sandsteinen.

7.3 Videre studier

- De eldste tidligtortonske avsetningene er hovedsakelig funnet i blotninger innenfor en liten del av Agua Amagrabassenget. Videre feltarbeid vil muligens kunne avdekke nye blotninger i en større del av bassenget. Dette vil kunne gi en bedre forståelse av de ulike fasiesenes utbredelse og variasjoner innad i bassenget. Det vil også kunne gi mindre usikkerhet knyttet til avsetningsmiljø som per dags dato er definert ut i fra blotninger i konsentrerte områder. Det ville også vært veldig nyttig å lokalisere debrisstrømmenes nedre grense, og danne seg et bilde av eventuelle tykkelsesvariasjoner i denne enheten.
- Stor variasjon i antall paleostrømretningsmålinger fra de øvre og nedre tidevannsavsetningene danner usikkerhet til de statistiske beregningene. Flere og mer nøyaktige målinger ville minsket denne usikkerheten. Flere lokaliteter fra andre deler av bassenget ville også minsket strømningsvariasjonsusikkerheten.
- Det ville være interessant å fortsette studiet oppover i stratigrafien, til å omhandle den øvre delen av de tidlig tortonske avsetningene. Dette ville kunne gitt et bilde av bassengets utvikling over en lengre tidsperiode.

8 Konklusjon

Med utgangspunkt i feltarbeid var hensikten med oppgaven å kartlegge den romlige og stratigrafiske fordelingen av den eldste delen av de tidligtortoniske avsetningene i Agua Amargabassenget i sørøst-Spania med formål å bestemme avsetningsmiljøer og konstruere paleogeografiske modeller.

På bakgrunn av observasjoner av 13 blotninger fra feltarbeidet ble det definert 7 deskriptive fasies. Fasesene utbredelse innenfor blotningene ble studert ved bildekorrelering. Med utgangspunkt i de 13 loggende blotningene ble det dannet ett korrelasjonstransekt. På bakgrunn av bildekorrelasjonen og korrelasjonstransekter ble tre nøkkelflater definert. Nøkkelflatene avspeiler tydelige paleogeografiske endringer i bassenget og sammen med bildekorrelering og korrelasjonstransekter ble avsetningene tolket til å representere 4 ulike avsetningsmiljøer stablet lateralt over hverandre. De fire avsetningsmiljøene er debrisstrømdominerte vifteavsetninger, nedre stredavsetninger, øvre stredavsetninger og stormavsetninger.

Måling av paleostrømretninger på stredavsetningene ga informasjon om de dominerende strømretningene som eksisterte under avsetning. Disse bekreftet at tidevannsavsetningene fulgte bestemte strømretninger i østlige, sydlige og vestlige retninger. Dette ga informasjon om stredets geometri, slik at paleogeografiske modeller kunne utarbeides for de ulike avsetningsmiljøene.

- Debrisstrømdominerte vifteavsetninger

Agua Amargabassenget dannet en vannfylt depresjon mellom de to vulkanske Cabo de Gataøyene. Cabo de Gata øyene skilte Middelhavet i øst fra det vannfylte Nijarbassenget i vest, mens Agua Amargabassenget dannet en vannvei mellom Middelhavet og Nijarbassenget. En stor debrisstrømdominert vifte fra den sydlige av de to Cabo de Gataøyene dominerte de eldste avsetningene i bassenget. Stor debrisstrømtilførsel til viften førte til reorganisering av bioklastisk tidevannsdominert materiale inn i viften.

- Nedre stredavsetninger

Debrisstrømtilførsel til viften opphører og Agua Amargamassenget endres til et tidevannsdominert miljø med avsetning av medium- veldig grov bioklastisk sand som dannet planær og traukryssjikt med betydelige tykkelsevariasjoner. Kryssjiktene dannet mange steder sildebenskryssjikt, som et resultat av reverserende strømmer i et tidevannsdominert miljø. Rytmiske skiftninger mellom finere og grovere materiale avspeiler strømhastighetsvariasjonene i et seimidiurnalt tidevannsmiljø.

- Øvre stredavsetninger

Strømningshastigheten og vanddyppet økte. Dette resulterer i avsetning av grovere materiale, hovedsakelig veldig grov sand-fin grus. Strømhastighetsøkningen resulterte i avsetning av planparallell laminering. Strømhastighetsvariasjoner førte til avsetning av kryssjikt i områder med lavere strømenergi. Disse dannet ofte sildeben kryssjikt, som et resultat av reverserende tidevannsstrømmer. Det økte vanddyppet førte til avsetning av tykkere kryssjikt sammenlignet med de nedre stredavsetningene. Det blir også observert rytmske skiftninger mellom finere og grovere materiale som avspeiler strømenergivariasjonene i et seimidiurnalt tidevannsmiljø.

Vulkanske gruslag ved den østligste lokaliteten er avsatt fra nordøstlige eller sydøstlig stormer. Stormretningen har resultert i at stormavsetningene kun observeres ved den østligste lokaliteten. Vanddypsøkningen til de øvre stredavsetningene samt erosjon av Cabo de Gata øyene har ført til at Agua Amargabassenget har blitt mer stormeksponert.

Referanser

- ALAM, M. M., CROOK, K. A. & TAYLOR, G. 1985. Fluvial herring-bone cross-stratification in a modern tributary mouth bar, Coonamble, New South Wales, Australia. *Sedimentology*, 32, 235-244.
- ALLEN, J. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26, 281-328.
- ALLEN, J. 1984. RL, 1984, Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in sedimentology*, 30.
- ALLEN, J. R. L. 1982. *Sedimentary Structures*, Amsterdam, Elsevier.
- ANDERTON, R. 1976. Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23, 429-458.
- ARCHER, A. W. 1991. Modeling of tidal rhythmites using modern tidal periodicities and implications for short-term sedimentation rates. *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition: Kansas Geological Survey, Bulletin*, 233, 185-194.
- ARCHER, A. W., KUECHER, G. J. & KVALE, E. P. 1995. The role of tidal-velocity asymmetries in the deposition of silty tidal rhythmites (Carboniferous, Eastern Interior Coal Basin, USA). *Journal of Sedimentary Research*, 65.
- BAAS, J. H. 2000. EZ-ROSE: a computer program for equal-area circular histograms and statistical analysis of two-dimensional vectorial data. *Computers & Geosciences*, 26, 153-166.
- BARBANO, M., PIRROTTA, C. & GERARDI, F. 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275, 140-154.
- BELLON, H., BORDET, P. & MONTENAT, C. 1983. Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 205-217.
- BETZLER, C., BRACHERT, T. C., BRAGA, J. C. & MARTIN, J. M. 1997. Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain): implications for carbonate sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 113, 27-53.
- BEVERAGE, J. P. & CULBERTSON, J. K. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 1964. 117-126.
- BIGNAMI, F. & SALUSTI, E. 1990. Tidal currents and transient phenomena in the Strait of Messina: A review. *The physical oceanography of sea straits*. Springer.
- BLAIR, T. C. 1999. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46, 941-965.
- BRAGA, J., MARTÍN, J. & BETZLER, C. 1996. Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga basin (Almería, SE Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 3-4.
- BRAGA, J. C., MARTÍN, J. M., BETZLER, C. & AGUIRRE, J. 2006. Models of temperate carbonate deposition in Neogene basins in SE Spain: a synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 255, 121-135.
- BRAGA, J. C., MARTÍN, J. M. & QUESADA, C. 2003. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.
- BRIDGE, J. S. & TYE, R. S. 2000. Interpreting the dimensions of ancient fluvial channel bars, channels, and channel belts from wireline-logs and cores. *AAPG bulletin*, 84, 1205-1228.
- BROMLEY, R. G. 1996. *Trace fossils: biology, taphonomy, and applications*, Psychology Press.
- BROMLEY, R. G., PEMBERTON, S. G. & RAHMANI, R. A. 1984. A CRETACEOUS WOODGROUND - THE TEREDOLITES ICHNOFACIES. *Journal of Paleontology*, 58, 488-498.
- CARMONA, N. B., BUATOIS, L. A., PONCE, J. J. & MÁNGANO, M. G. 2009. Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 75-86.

- CHAN, M. A., KVALE, E. P., ARCHER, A. W. & SONETT, C. P. 1994. Oldest direct evidence of lunar-solar tidal forcing encoded in sedimentary rhythmites, Proterozoic Big Cottonwood Formation, central Utah. *Geology*, 22, 791-794.
- 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 Research*, 62.
- CHIARELLA, D. & LONGHITANO, S. Sedimentary features of middle–upper Pliocene mixed bioclastic–siliciclastic succession near Acerenza (Lucanian Apennines, southern Italy). Plio-Pleistocene Stratigraphic and Tectonic Evolution of the Southern Italy Foredeep: Key Examples from South Apennines Front and Bradanic Trough (Basilicata Region): GeoSed pre-Congress Field Trip Guide: Bari, 2008. 69-75.
- COLELLA, A. & D'ALESSANDRO, A. 1988. Sand waves, Echinocardium traces and their bathyal depositional setting (Monte Torre Palaeostrait, Plio-Pleistocene, southern Italy). *Sedimentology*, 35, 219-237.
- COLLINSON, J. D., THOMPSON, D. B. & MOUNTNEY, N. 1982. *Sedimentary structures*, Allen & Unwin London.
- CRITELLI, S. 1999. The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy. *Rendiconti Lincei*, 10, 257-326.
- DALRYMPLE, R. W., MAKINO, Y. & ZAITLIN, B. A. 1991. Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada.
- DALRYMPLE, R. W. & RHODES, R. N. 1995. Estuarine dunes and bars. *Developments in sedimentology*, 53, 359-422.
- DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A. & BOYD, R. 1992a. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 62.
- DALRYMPLE, R. W., ZAITLIN, B. A. & BOYD, R. 1992b. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 1130-1146.
- DAVIS JR, R. A. & HAYES, M. O. 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.
- DE LA CHAPPELLE, G. 1988. *Le bassin Neogene de Nijar-Carboneras (Sud-Est de l'Espagne): les relations entre la sédimentologie et les étapes de la structuration*.
- DEFANT, A. 1961. Physical oceanography vol. 1.
- DEL RICCO, R. 1982. A numerical model of the vertical circulation of tidal strait and its application to the Messina Strait. *Il Nuovo Cimento C*, 5, 21-45.
- DERBYSHIRE, E. & OWEN, L. A. 1990. Quaternary alluvial fans in the Karakoram Mountains. *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 27-53.
- DI BATTISTINI, G., TOSCANI, L., IACCARINO, S. & VILLA, I. 1987. K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 8, 369-383.
- DI STEFANO, A. & LONGHITANO, S. G. 2009. Tectonics and sedimentation of the Lower and Middle Pleistocene mixed siliciclastic/bioclastic sedimentary successions of the Ionian Peloritani Mts (NE Sicily, Southern Italy): the onset of opening of the Messina Strait. *Central European Journal of Geosciences*, 1, 33-62.
- DOBLAS, M. & OYARZUN, R. 1989. Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.
- DOTT, R. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663-680.
- DOTT, R. & BOURGEOIS, J. 1983. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1249-1251.
- DROSER, M. L. & BOTTJER, D. J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Research*, 56, 558-559.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.

- EKDALE, A. 1985. Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50, 63-81.
- EKDALE, A. & MASON, T. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, 16, 720-723.
- ESTEBAN, M. 1980. Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almeria, S.E. Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 15, 97-104.
- FERNANDEZ SOLER, J. M. 2001. *Volcanics of the Almería Province*
- A Field Guide to the Neogene Sedimentary Basins of the Almería Province, Southeast Spain.*
- FERNÁNDEZ SOLER, J. M. 1992. El volcanismo calco-alcalino de cabo de Gata (Almería): estudio volcanológico y petrológico.
- FLINCH, J. F. 1993. *Tectonic evolution of the Gibraltar Arc*. PhD thesis, Rice University, Houston, Texas, États-Unis, 1993 (212 p.).
- FORTUIN, A. & KRIJGSMAN, W. 2003. The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sedimentary Geology*, 160, 213-242.
- FREY, R. & RING, R. G. 1992. Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis. *Geological Magazine*, 129, 325-335.
- FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. & FAGERSTROM, J. 1984. Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*, 511-528.
- FREY, R. W. & SEILACHER, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, 183-207.
- GINGRAS, M. K., RASANAN, M. E. & BARBERI, M. 2006. Tidal-channel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañón Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology*, 53, 971-1013.
- GINSBURG, R. N. & HARDIE, L. A. 1975. *Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas*, Springer.
- GOLDRING, R. 1964. *Trace-fossils and the sedimentary surface in shallow-water marine sediments*, Developments in Sedimentology.
- GRASSO, M. 2001. The Apenninic—Maghrebien orogen in southern Italy, Sicily and adjacent areas. *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Springer.
- GREB, S. F. & ARCHER, A. W. 1995. Rhythmic sedimentation in a mixed tide and wave deposit, Hazel Patch Sandstone (Pennsylvanian), eastern Kentucky coal field. *Journal of Sedimentary Research*, 65.
- HAYWARD, A. 1983. Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of SW Turkey. *Modern and ancient fluvial systems*, 323-336.
- HOWARD, J. D. 1975. The sedimentological significance of trace fossils. *The study of trace fossils*. Springer.
- HUIBREGTSE, P., VAN ALEBEEK, H., ZAAL, M. & BIERMANN, C. 1998. Palaeostress 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.
- IVERSON, R. M. 1997. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35, 245-296.
- JINGCHANG, Z. G. W. Y. Z. & PING, D. R. W. 1984. MODERN TIDAL FLAT SEDIMENTATION IN JIANGGANG, NORTH JIANGSU [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2, 005.
- JOPLING, A. V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sedimentary Research*, 35, 777-791.
- KAMPSCHUUR, W. & RONDEEL, H. E. 1975. The origin of the Betic orogen, southern Spain. *Tectonophysics*, 27, 39-56.
- KREISA, R. D. 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Research*, 51.

- KUMAR, N. & SANDERS, J. E. 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. *Journal of Sedimentary Research*, 46.
- KVALE, E. P. 2006. The origin of neap–spring tidal cycles. *Marine geology*, 235, 5-18.
- KVALE, E. P. & ARCHER, A. W. 1990. Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil Fm.(Lower Pennsylvanian), Indiana. *Journal of Sedimentary Research*, 60.
- KVALE, E. P., ARCHER, A. W. & JOHNSON, H. R. 1989. Daily, monthly, and yearly tidal cycles within laminated siltstones of the Mansfield Formation (Pennsylvanian) of Indiana. *Geology*, 17, 365-368.
- KVALE, E. P., CUTRIGHT, J., BILODEAU, D., ARCHER, A., JOHNSON, H. R. & PICKETT, B. 1995. Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites. *Continental Shelf Research*, 15, 1921-1943.
- LABERG, J. & VORREN, T. 1995. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough mouth fan. *Marine Geology*, 127, 45-72.
- LAMBIASE, J. J. 2003. A depositional model and the stratigraphic development of modern and ancient tide-dominated deltas in NW Borneo.
- LARSEN, V. & STEEL, R. 1978. The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan—a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, 37-59.
- LAVILLE, E. & PIQUE, A. 1991. La Distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au debut du Mesozoique; le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162, 1161-1171.
- 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, 138-157.
- LONGHITANO, S. G. 2011. The record of tidal cycles in mixed silici–bioclastic deposits: examples from small Plio–Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 58, 691-719.
- LONGHITANO, S. G. & NEMEC, W. 2005. Statistical analysis of bed-thickness variation in a Tortonian succession of biocalcarenitic tidal dunes, Amantea Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentary Geology*, 179, 195-224.
- MACMILLAN, D. H. 1966. Tides.
- MARTÍN-ALGARRA, A. & VERA, J. 1982. El Cretácico del Penibético, de las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. *El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid*, 603, 630.
- MARTÍN, J. M., BRAGA, J. C., AGUIRRE, J. & PUGA-BERNABÉU, Á. 2009. History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): a narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, 216, 80-90.
- MARTIN, J. M., BRAGA, J. C. & BETZLER, C. 2003. Late Neogene-Recent uplift of the Cabo de Gata volcanic province, Almeria, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 27-42.
- MARTIN, 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*, 43, 263-277.
- MAYORAL, E. & MUÑIZ, F. 2001. New ichnospecies of Cardioichnus from the Miocene of the Guadalquivir Basin, Huelva, Spain.
- MAZUMDER, R. & ARIMA, M. 2005. Tidal rhythmites and their implications. *Earth-Science Reviews*, 69, 79-95.
- MIDDLETON, G. V. & SOUTHARD, J. B. 1984. *Mechanics of sediment movement*, SEPM.
- MONTENAT, C. 1990. *Les Bassins Néogènes du domaine bétique oriental, Espagne: tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement*, Institut géologique Albert-de-Lapparent.
- MONTENAT, C. 1996. *Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review*.
- MONTENAT, C., D'ESTEVOU, P. O. & MASSE, P. 1987. Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11, 1-22.

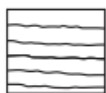
- MONTENAT, C. & OTT DESTÉVOU, P. 1990. Eastern Betic Neogene basins—a review. *Doc. Trav. IGAL*, 13, 9-15.
- MOORE, R. C. 1949. Meaning of facies. *Geol. Soc. America Mem*, 39, 1-34.
- MOUNT, J. F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435.
- MULDER, T., MIGEON, S., SAVOYE, B. & FAUGERES, J.-C. 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21, 86-93.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. 1978. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20, 125-166.
- NELSON, C. H. 1982. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *Journal of Sedimentary Research*, 52.
- NEMEC, W. 1988. The shape of the rose. *Sedimentary Geology*, 59, 149-152.
- NEMEC, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *Coarse-grained deltas*, 29-73.
- NEMEC, W. 1996. Principles of lithostratigraphic logging and facies analysis. *Short Course Lecture Notes, University of Bergen*.
- NEMEC, W., LONGHITANO, S. & MESSINA, C. Statistical properties of tidal dune complexes. BSRG Conference and AGM, University of Birmingham, England, 2007.
- NEMEC, W. & POSTMA, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Alluvial sedimentation*, 235-276.
- NICHOLS, G. 1999. Experimental sedimentology. *Fossil Plants and Spores: Modern Techniques*, 189-193.
- PAOLA, C., WIELE, S. M. & REINHART, M. A. 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, 36, 47-59.
- PEMBERTON, S. G. 1992. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites.
- PIERSON, T. C. 1980. Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5, 227-247.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540-543.
- POSTMA, G. 2011. Sediment Gravity Flow.
- PUGH, D. 1987. Tides, Surges and Mean Sea-Level: A Handbook for Engineers and Scientists, 472 pp. John Wiley, Hoboken, NJ.
- RAPP, A. & NYBERG, R. 1981. Alpine Debris Flows in Northern Scandinavia. Morphology and Dating by Lichenometry. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63, 183-196.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. 1980. Tidal flats. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer.
- REINECK, H. 1975. SINGH, I. B., 1975, *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York.
- REINECK, H. 1977. *Natural indicators of energy levels in Recent sediments: the application of ichnology to a coastal engineering problem*.
- REYNAUD, J.-Y. & DALRYMPLE, R. W. 2012. Shallow-marine tidal deposits. *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer.
- REYNAUD, J. Y., FERRANDINI, M., FERRANDINI, J., SANTIAGO, M., THINON, I., ANDRÉ, J. P., BARTHET, Y., GUENOC, P. & TESSIER, B. 2013. From non-tidal shelf to tide-dominated strait: The Miocene Bonifacio Basin, Southern Corsica. *Sedimentology*, 60, 599-623.
- RICHTER, R. 1936. Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grundleben. *Senckenbergiana*, 18, 215-44.
- ROEP, T. B. 1991. Neap-spring cycles in a subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, NW Netherlands. *Sedimentary Geology*, 71, 213-230.
- RONDEEL, H. E. 1965. *Geological investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain*. Grafisch Centrum Deltro.

- RUBIN, D. & MCCULLOCH, D. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26, 207-231.
- RUSSELL, R. D. 1955. Effects of transportation on sedimentary particles.
- SANTORO, V. C., AMORE, E., CAVALLARO, L., COZZO, G. & FOTI, E. 2002. Sand waves in the messina strait, Italy. *J. Coastal Res*, 36, 640-653.
- SAVRDA, C. E., BOTTJER, D. J. & GORSLINE, D. S. 1984. Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model; evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara basins, California continental borderland. *AAPG bulletin*, 68, 1179-1192.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, 5, 413-428.
- SEPM, ALEXANDER, C. R., TIDALITES, HENRY, V. J. & DAVIS, R. A., JR. 1998. *Tidalites : processes & products*, Tulsa, Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- SMITH, A. B. & CRIMES, T. P. 1983. Trace fossils formed by heart urchins - a study of *Scolicia* and related traces. *Lethaia*, 16, 79-92.
- SOHN, Y. K., RHEE, C. W. & KIM, B. C. 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Korea. *The Journal of Geology*, 107, 111-132.
- STANISTREET, I. & MCCARTHY, T. 1991. Changing tectono-sedimentary scenarios relevant to the development of the Late Archaean Witwatersrand Basin. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 13, 65-81.
- STANISTREET, I. & MCCARTHY, T. 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85, 115-133.
- STORMS, J. E., WELTJE, G. J., TERRA, G. J., CATTANEO, A. & TRINCARDI, F. 2008. Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy). *Quaternary Science Reviews*, 27, 1107-1123.
- SZTANÓ, O. & DE BOER, P. L. 1995. Basin dimensions and morphology as controls on amplification of tidal motions (the Early Miocene North Hungarian Bay). *Sedimentology*, 42, 665-682.
- VAN DE POEL, H., ROEP, T. B. & PEPPING, N. 1984. *A remarkable limestone breccia and other features of the Mio-Pliocene transition in the Agua Amarga Basin (SE Spain)*.
- VISHER, G. S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Research*, 39.
- VISSER, M. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- WALKER, R. G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Facies models*, 1, 171-188.
- WELLS, M. R., ALLISON, P. A., HAMPSON, G. J., PIGGOTT, M. D. & PAIN, C. C. 2005. Modelling ancient tides: the Upper Carboniferous epi-continental seaway of Northwest Europe. *Sedimentology*, 52, 715-735.
- WILLIAMS, G. E. 1991. Upper Proterozoic tidal rhythmites, South Australia: sedimentary features, deposition, and implications for the earth's paleorotation.
- WILLIAMS, G. E. 2000. Geological constraints on the Precambrian history of Earth's rotation and the Moon's orbit. *Reviews of Geophysics*, 38, 37-59.
- ZIEGLER, P. 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126, 303-328.

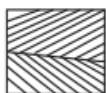
Appendiks

A Tegnforklaring

Strukturer



Lavvinklet til planparallel laminasjon



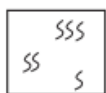
Planærkryssjikt



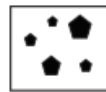
Traukryssjikt



Strømrifler



Bioturbasjon



Vulkanske klaster

Facies



Facies 1
(Debristromavsetninger)



Facies 2
(Bioturberte avsetninger)



Facies 3
(Lavvinklet til planparallel laminasjon)



Facies 4
(Store kryssjikt)



Facies 5
(Mellomstore kryssjikt)



Facies 6
(Små kryssjikt)

Korreleringsflater



Nøkkelflate



Tentativ flate

B Digitaliserte logger

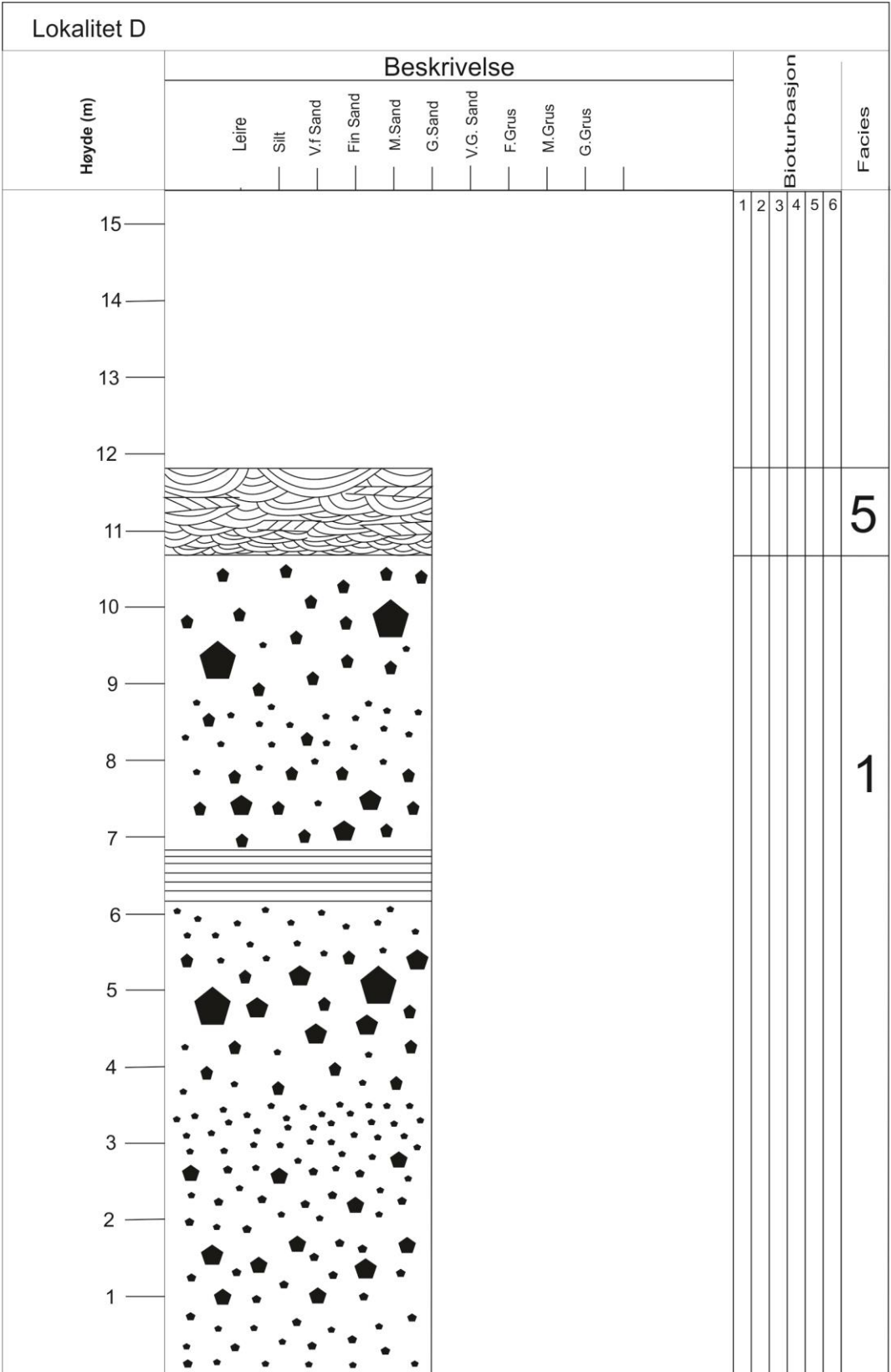
Lokalitet A

Lokalitet A																	
Høyde (m)	Beskrivelse										Bioturbasjon						Facies
	Leire	Silt	Vf Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand	V.G. Sand	F.Grus	M.Grus	G.Grus	1	2	3	4	5	6	
15																	
14																	
13																	
12																	
11																	
10																	
9																	
8																	
7																	
6																	
5																	6
4																	
3																	
2																	
1																	1

Lokalitet C

Lokalitet:C																		
Høyde (m)	Beskrivelse						Bioturbasjon	Facies										
	Leire	Silt	V.f Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand			V.G. Sand	F.Grus	M.Grus	G.Grus						
15							1	2	3	4	5	6						
14																		
13																		
12																		
11																		
10																		
9																		
8																		
7																		
6																		
5																		
4													4					
3																		
2																		
1													3					

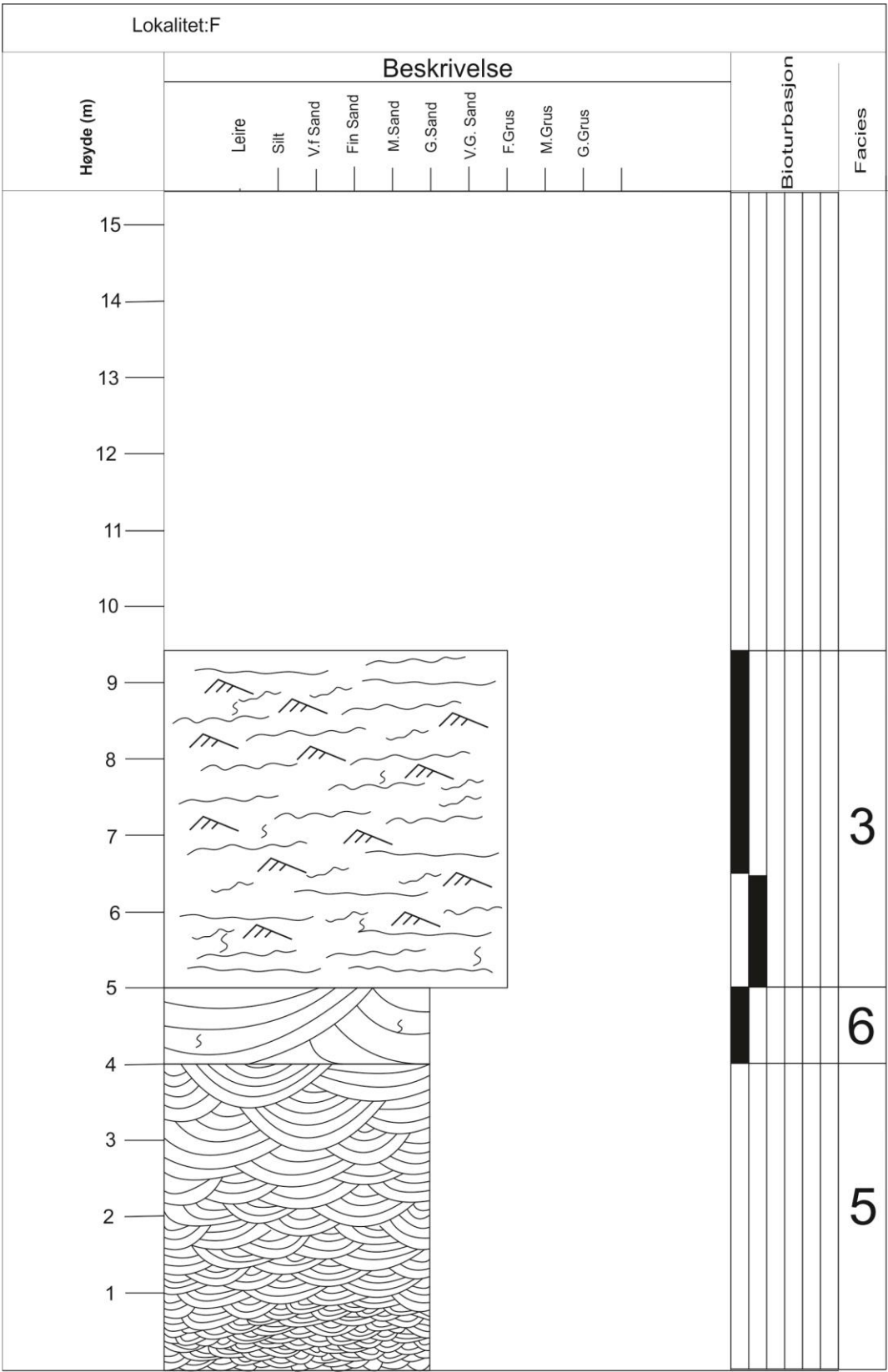
Lokalitet D



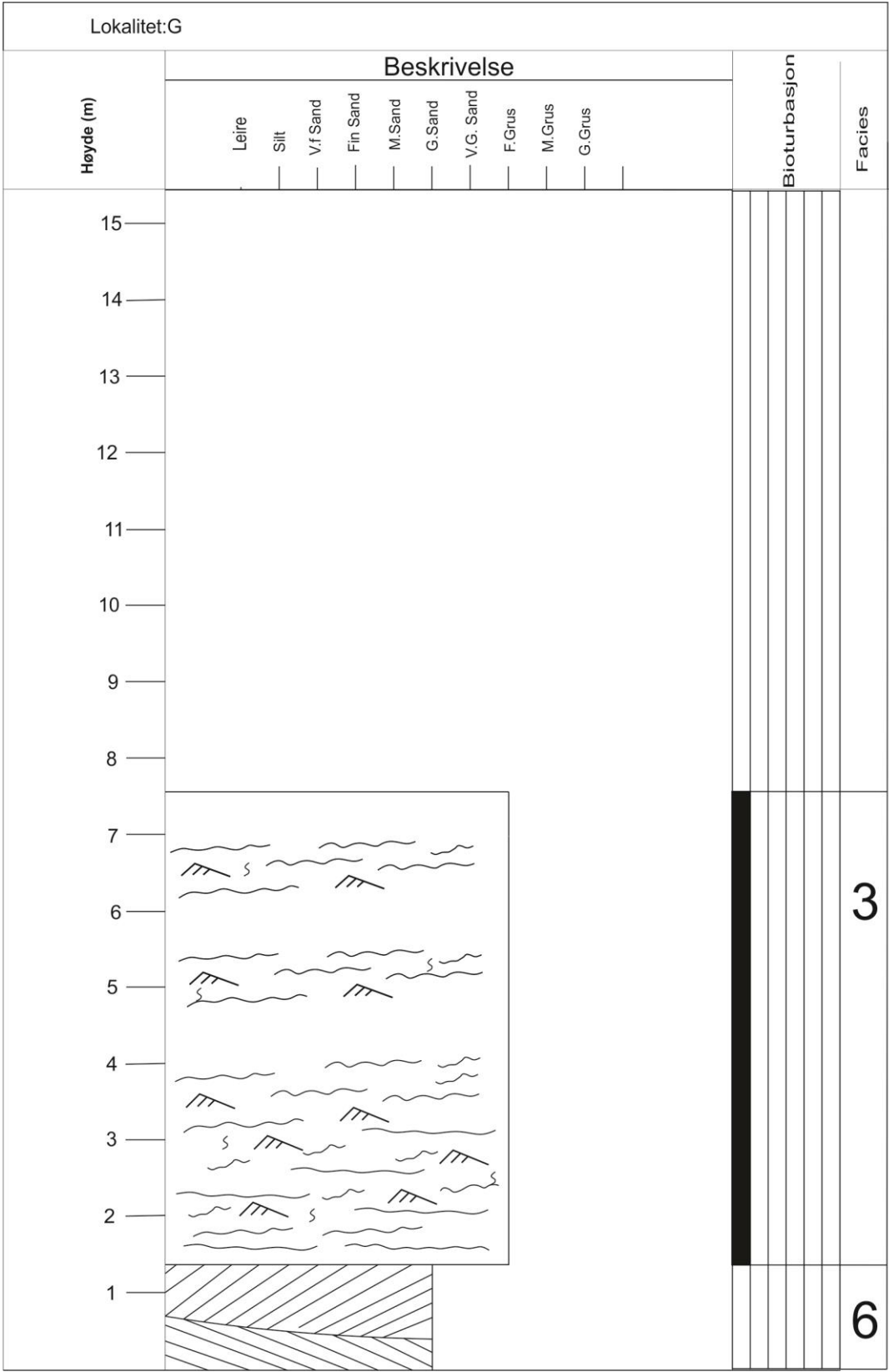
Lokalitet E

Lokalitet E																	
Høyde (m)	Beskrivelse										Bioturbasjon						Facies
	Leire	Silt	V.f.Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand	V.G. Sand	F.Grus	M.Grus	G.Grus	1	2	3	4	5	6	
15																	
14																	
13																	
12																	
11																	
10																	
9																	
8																	
7																	3
6																	6
5																	
4																	3
3																	6
2																	5
1																	1

Lokalitet F



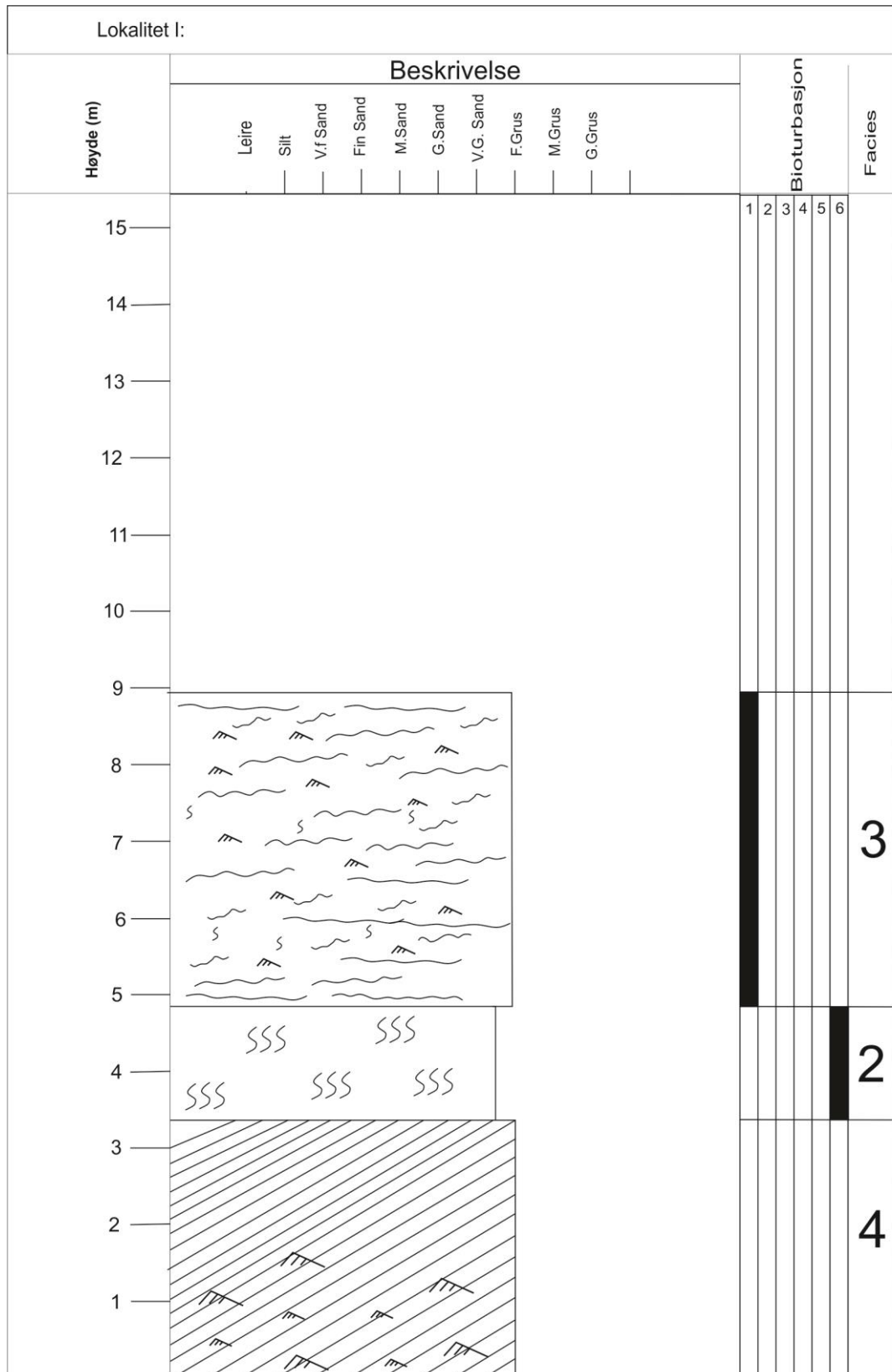
Lokalitet G



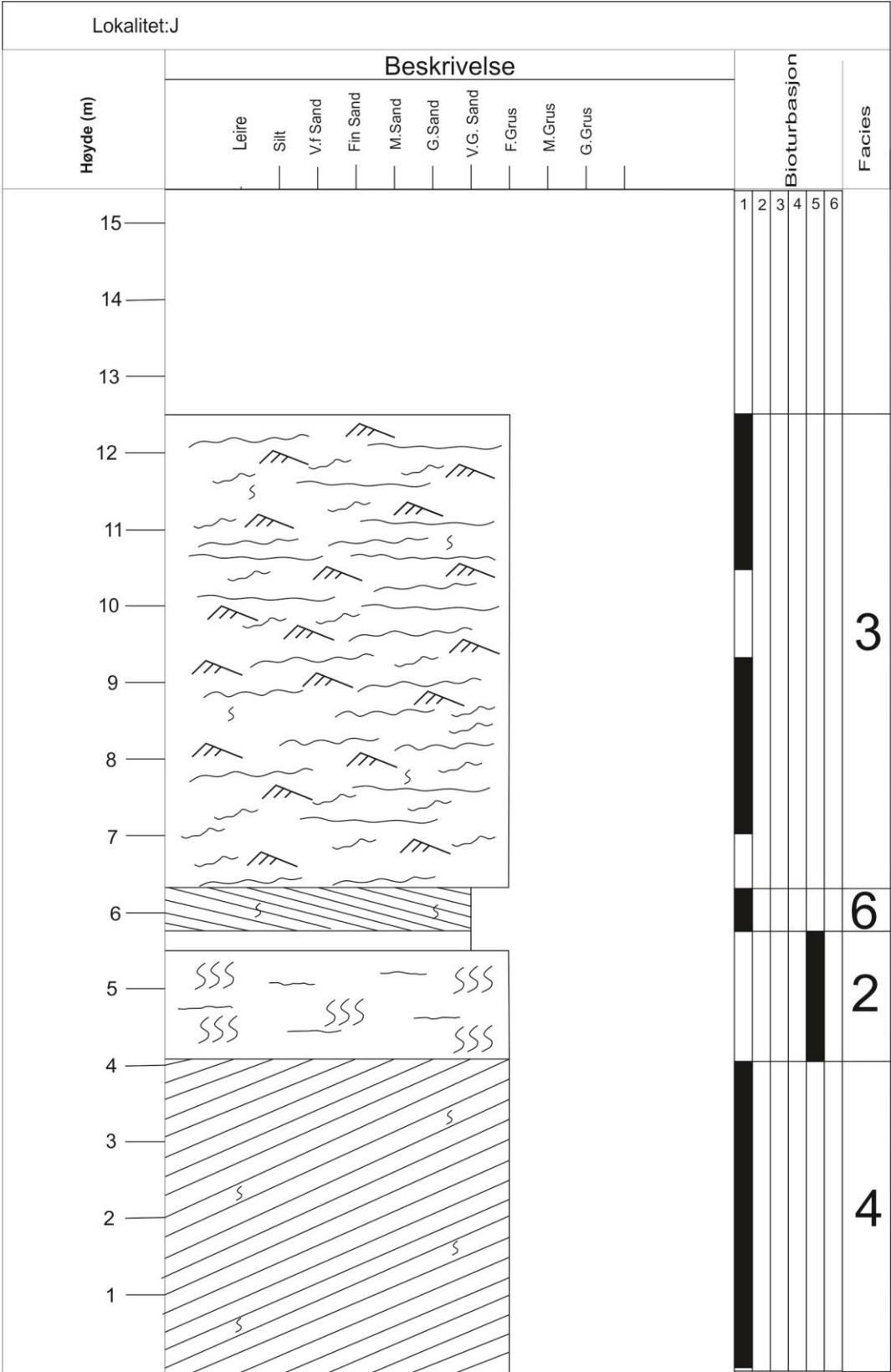
Lokalitet H

Lokalitet:H										
Høyde (m)	Beskrivelse									
	Leire	Silt	V.f Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand	V.G. Sand	F.Grus	M.Grus	G.Grus
15										
14										
13										
12										
11										
10										
9										
8										
7										
6										3
5										2
4										
3										
2										4
1										

Lokalitet I



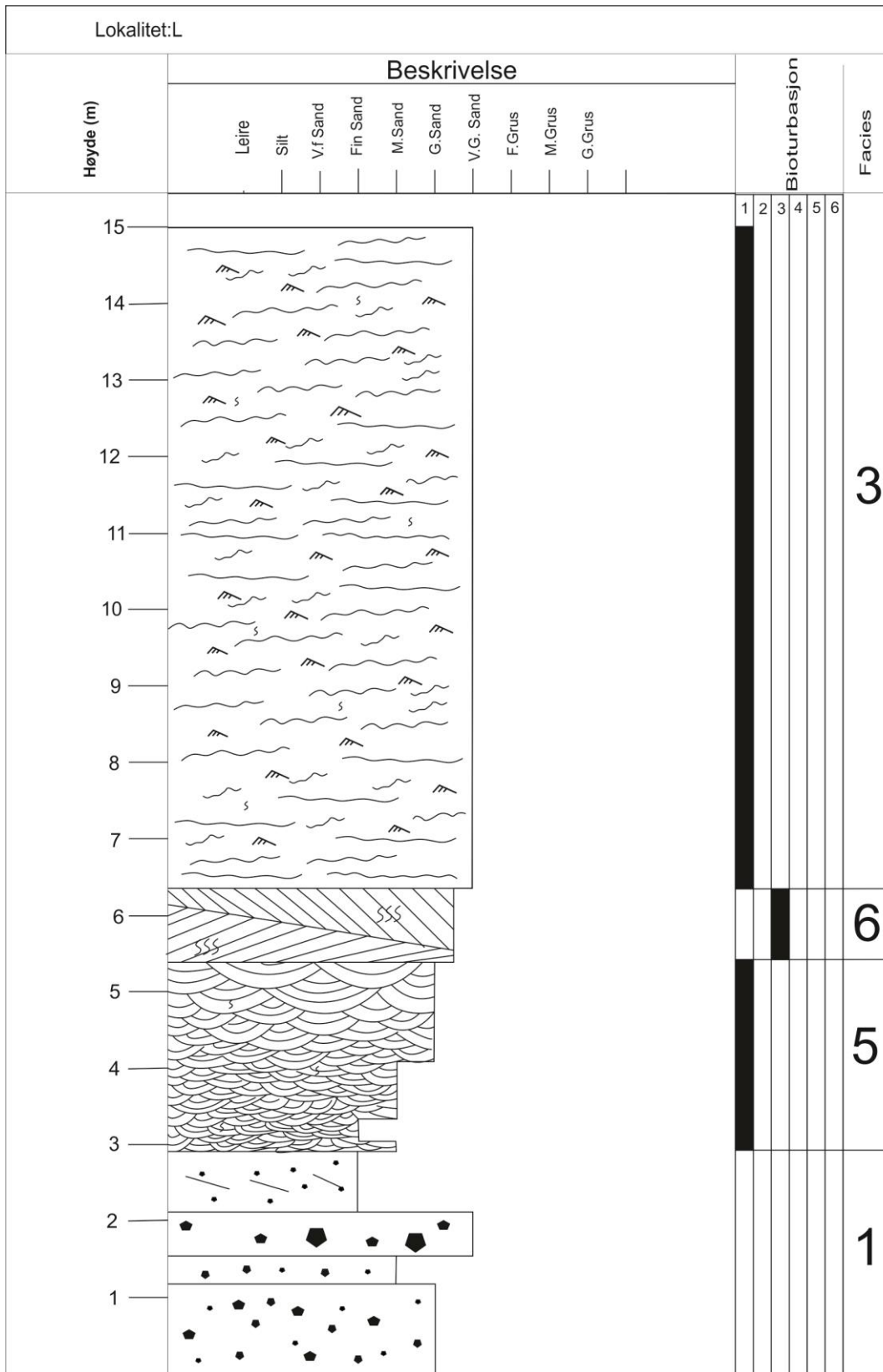
Lokalitet J



Lokalitet K

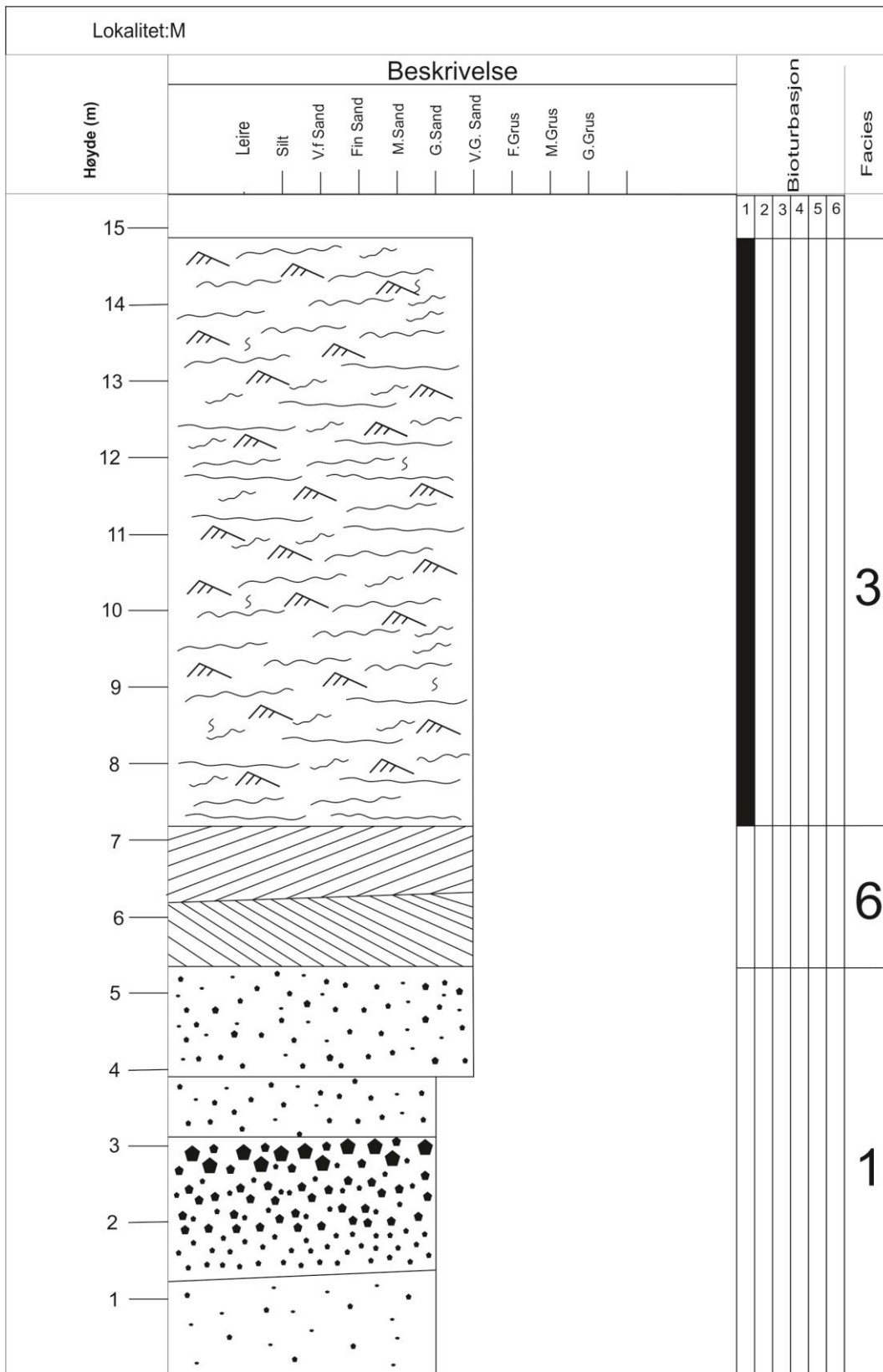
Lokalitet:K																	
Høyde (m)	Beskrivelse									Bioturbasjon	Facies						
	Leire	Silt	V.f.Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand	V.G. Sand	F.Grus	M.Grus			G.Grus					
15											1	2	3	4	5	6	
14																	
13																	
12																	
11																	
10																	
9																	
8																	
7																	
6																	
5																	
4																	3
3																	
2																	4
1																	

Lokalitet L



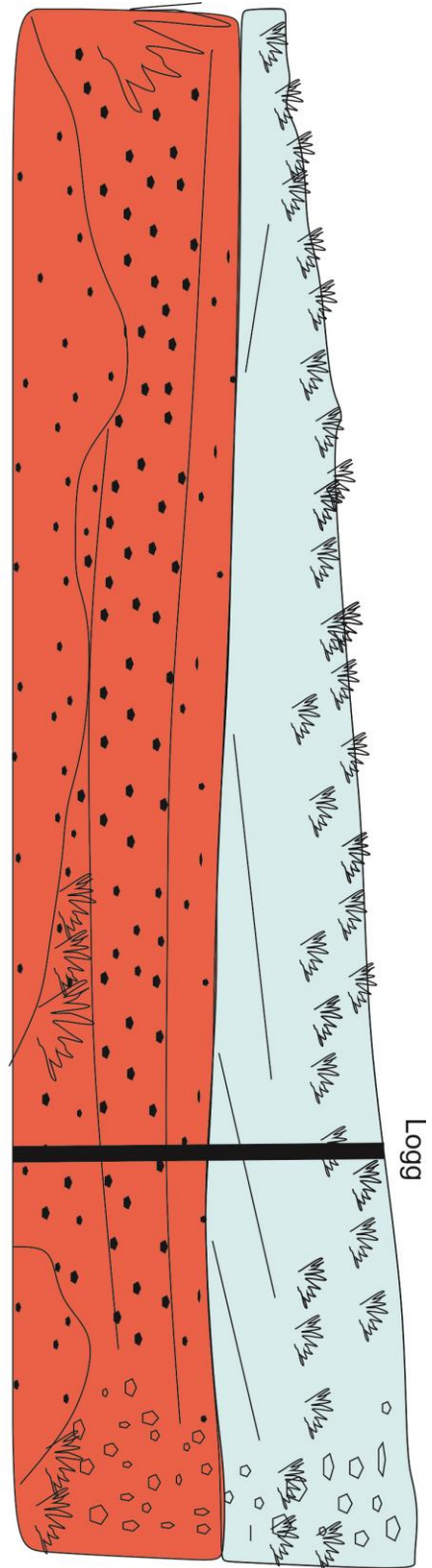
Lokalitet:L		Beskrivelse										Bioturbasjon						Facies
Høyde (m)																		
	Leire	Silt	V.f Sand	Fin Sand	M.Sand	G.Sand	V.G. Sand	F.Grus	M.Grus	G.Grus	1	2	3	4	5	6		
30																		
29																		
28																		
27																		
26																		
25																		
24																		
23																		
22																	6	
21																	7	
20																	6	
19																	7	
18																	3	
17																	6	
16																	7	
																	3	

Lokalitet M

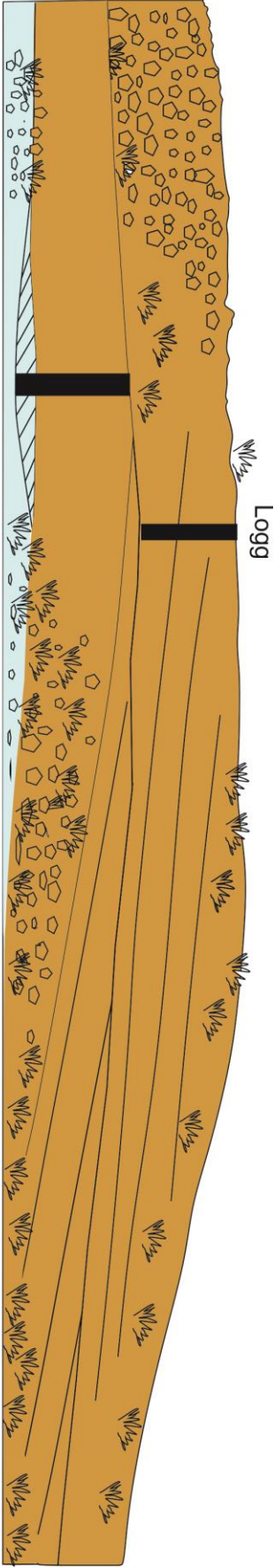


c Bildekorrelering

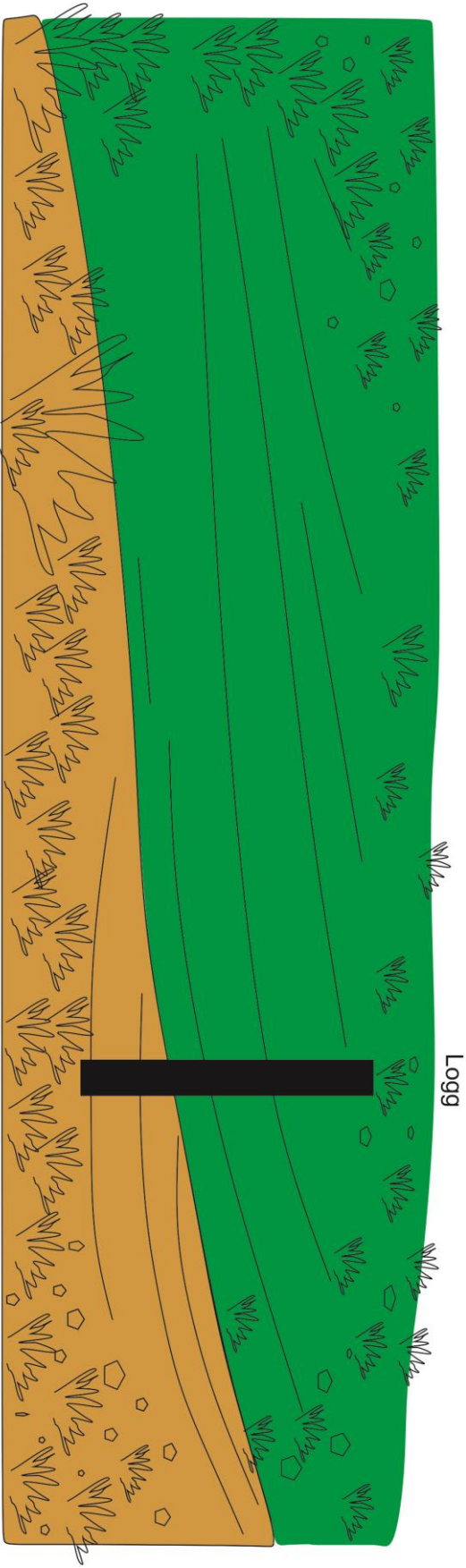
Lokalitet A



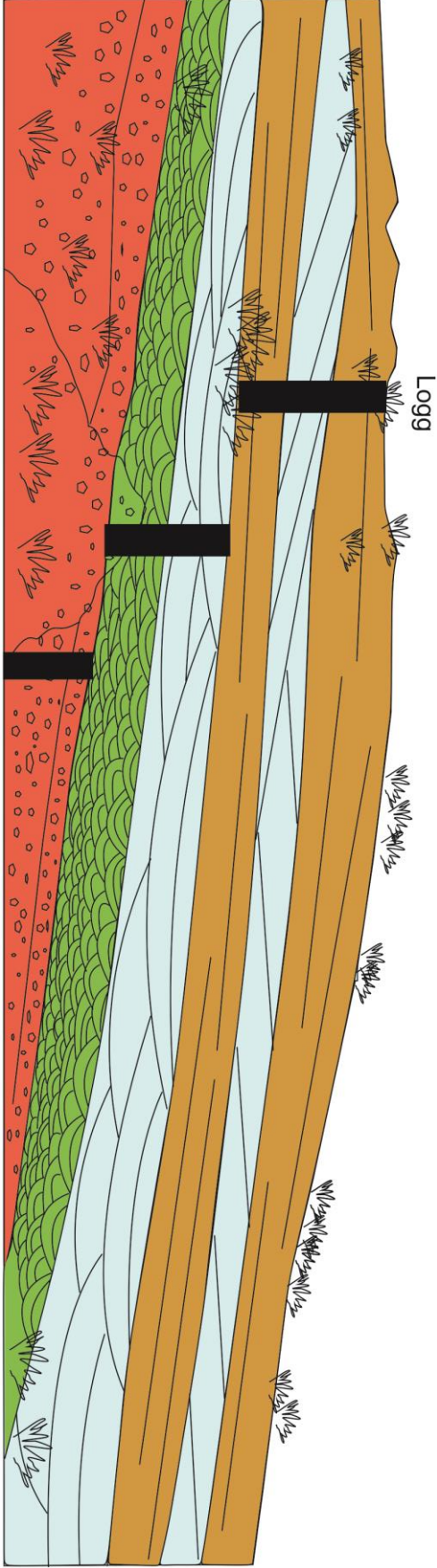
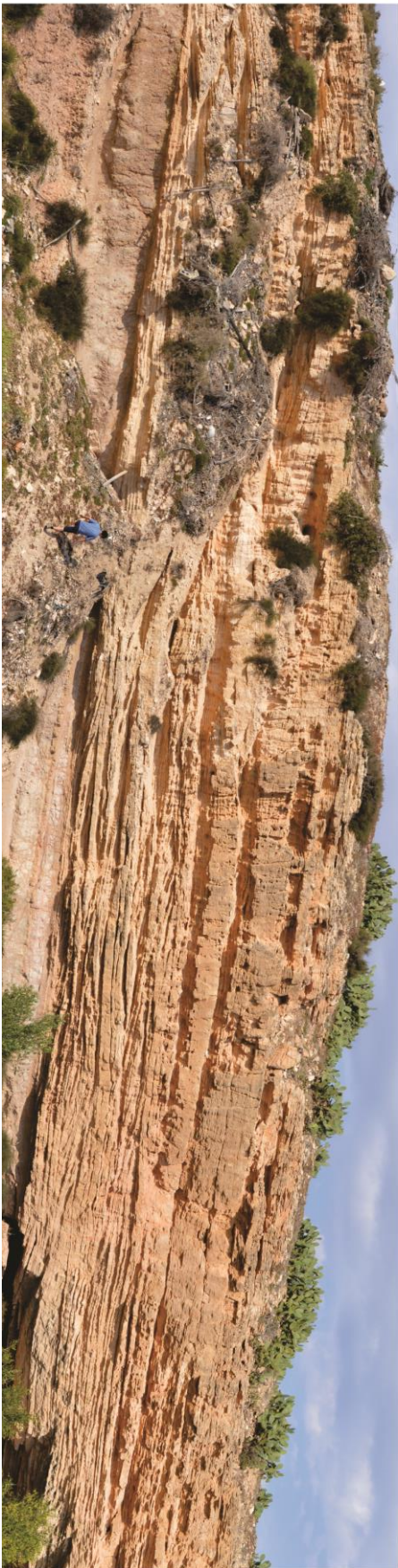
Lokalitet B



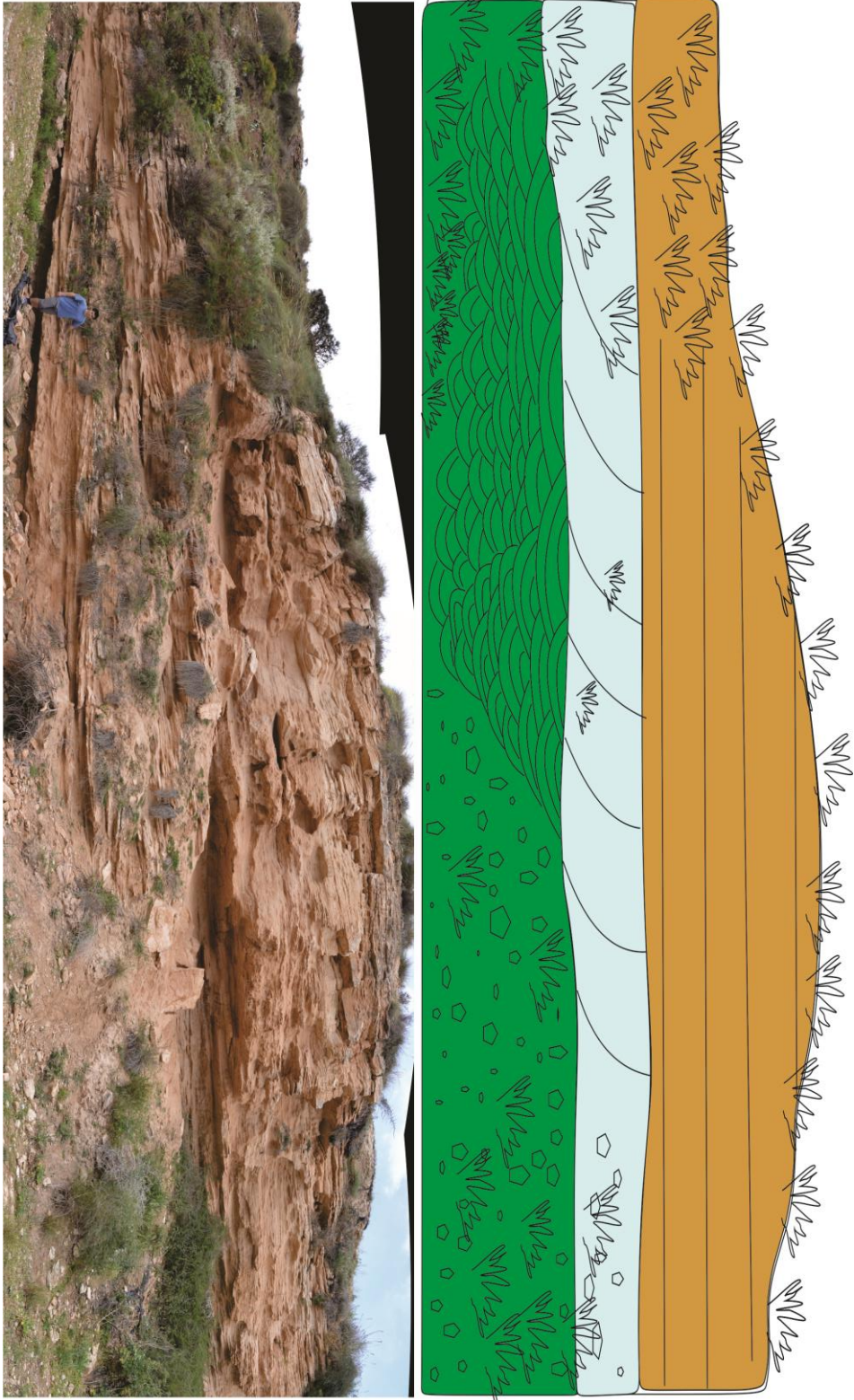
Lokalitet C



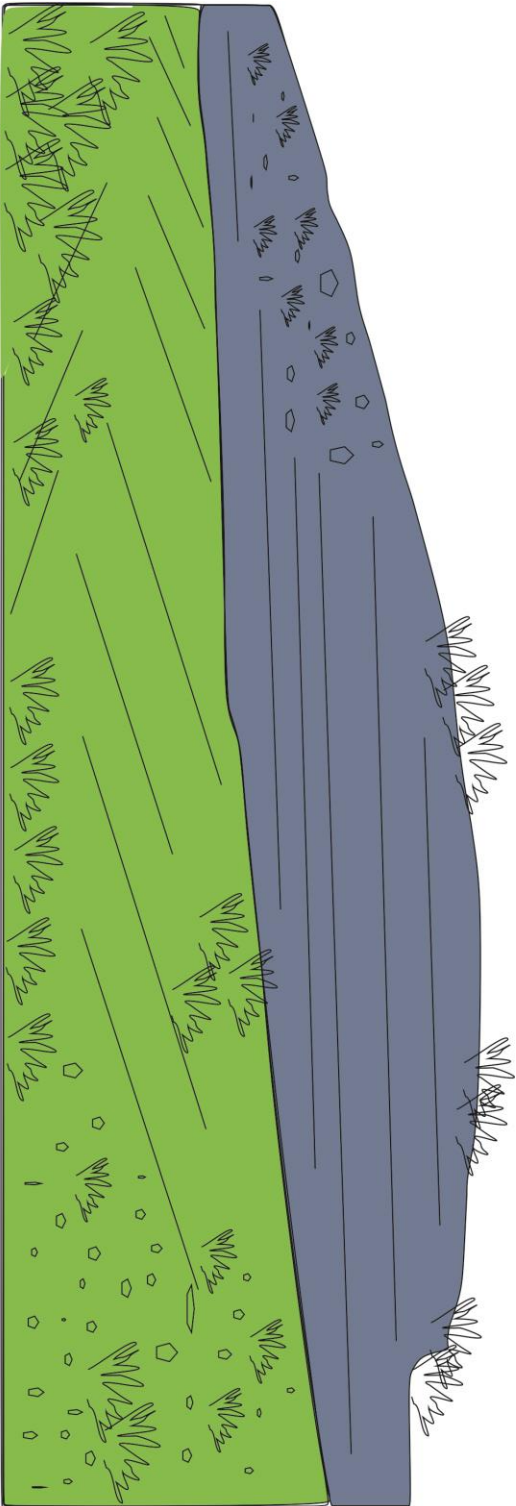
Lokalitet E



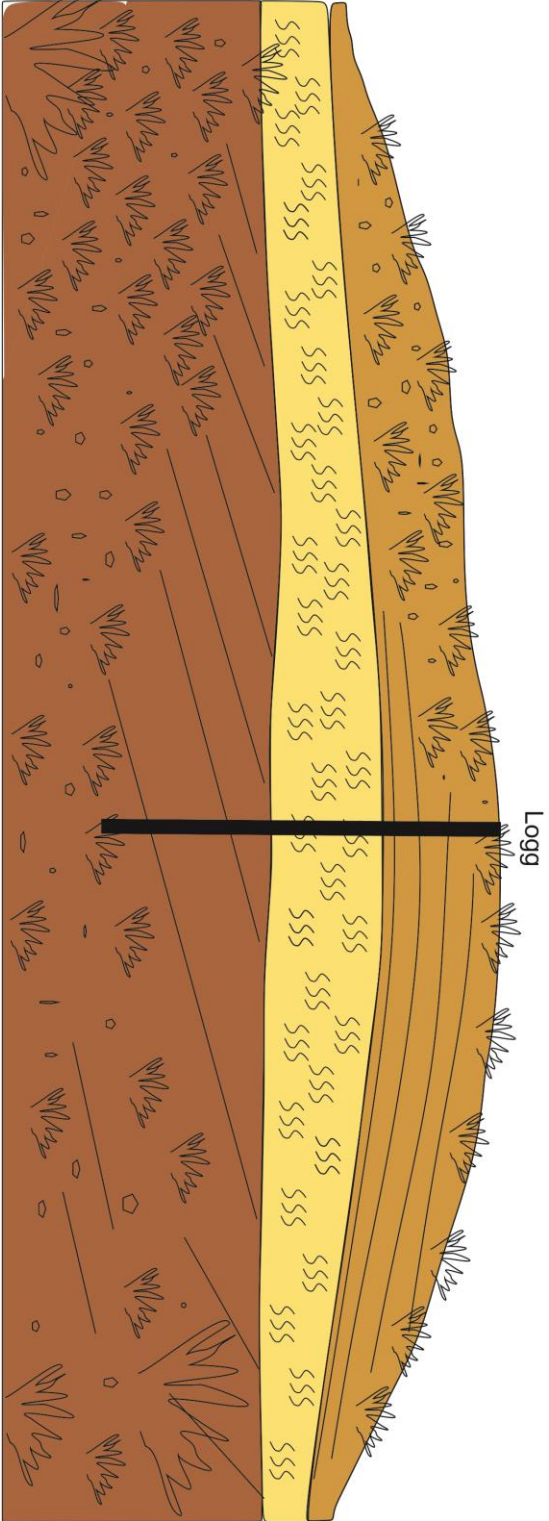
Lokalitet F



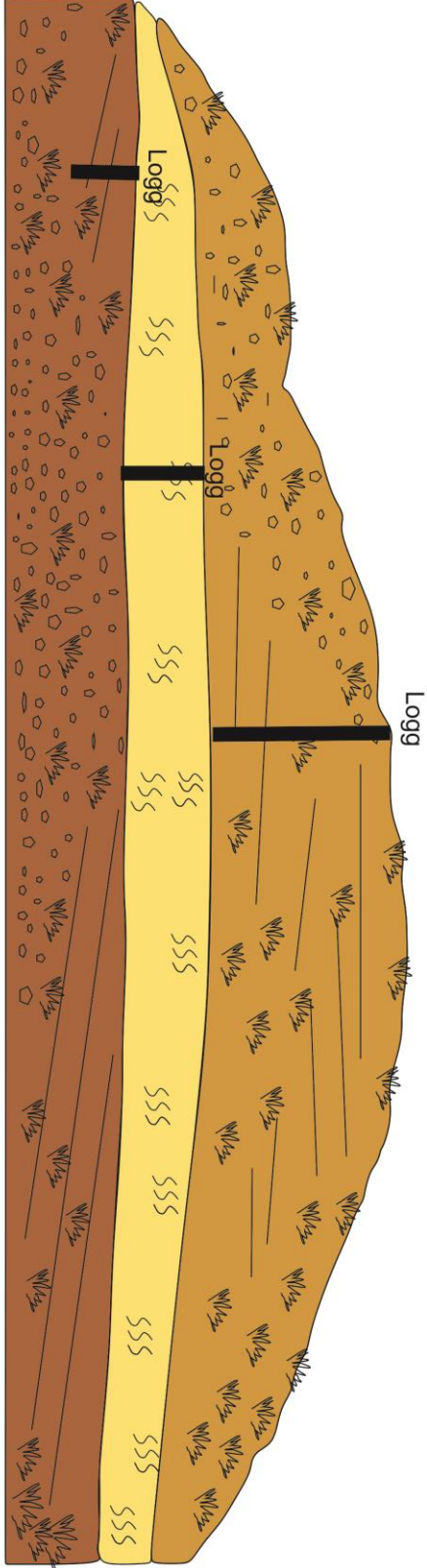
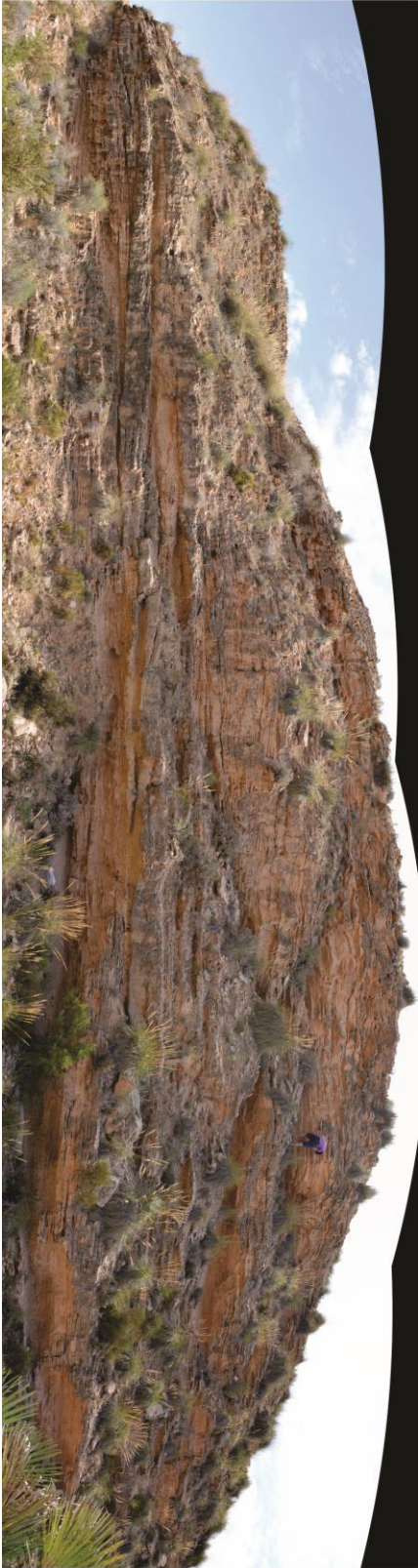
Lokalitet G



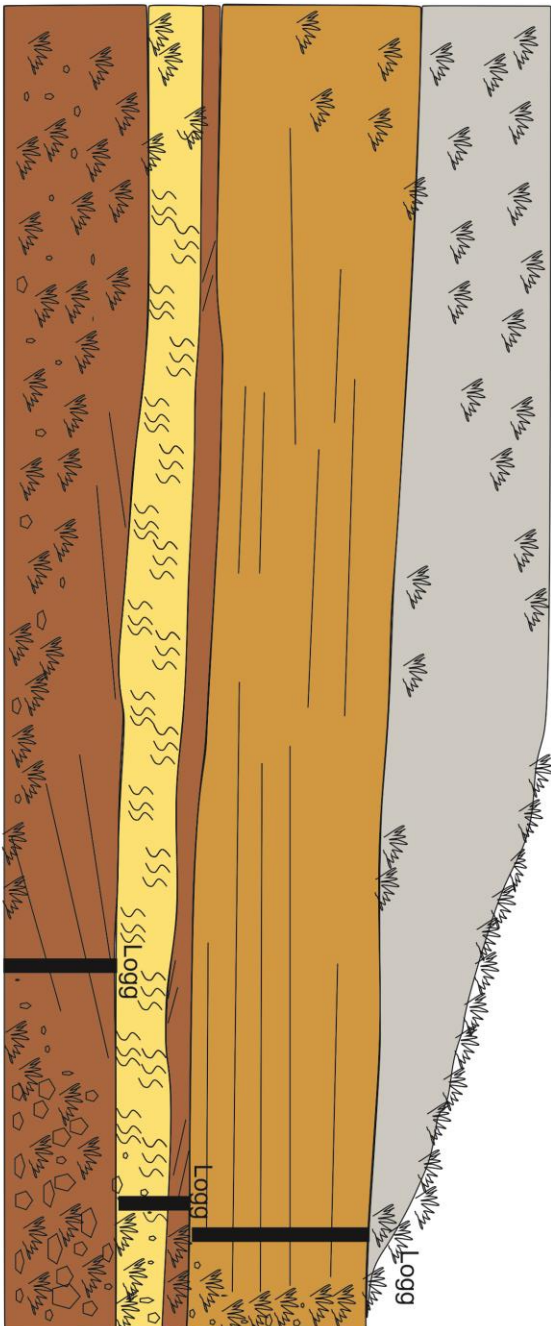
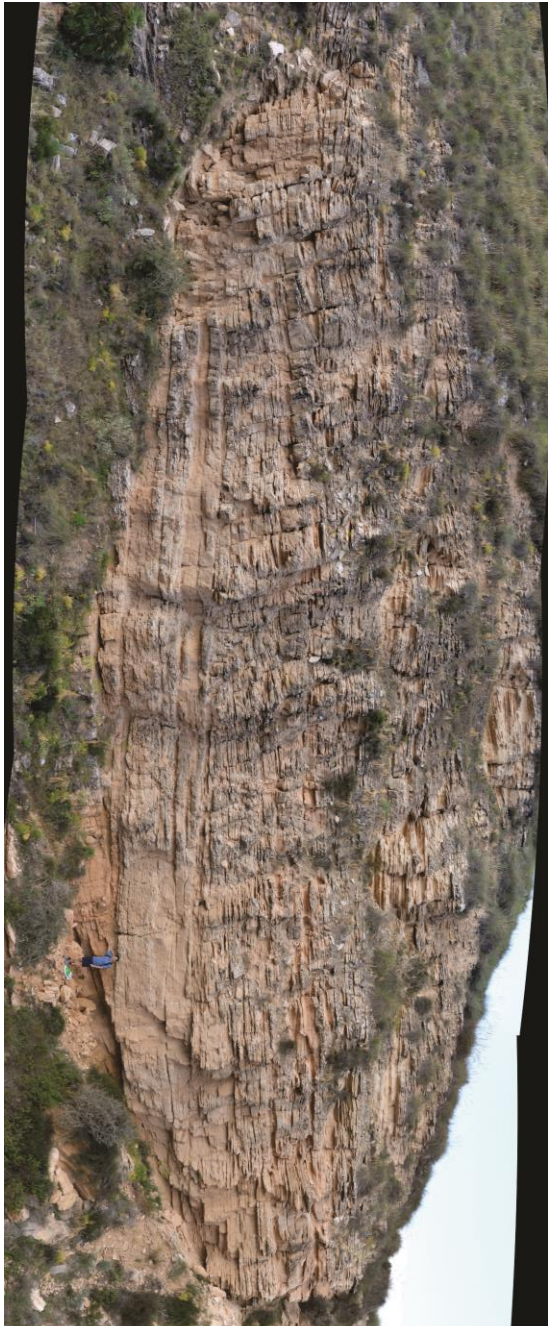
Lokalitet H



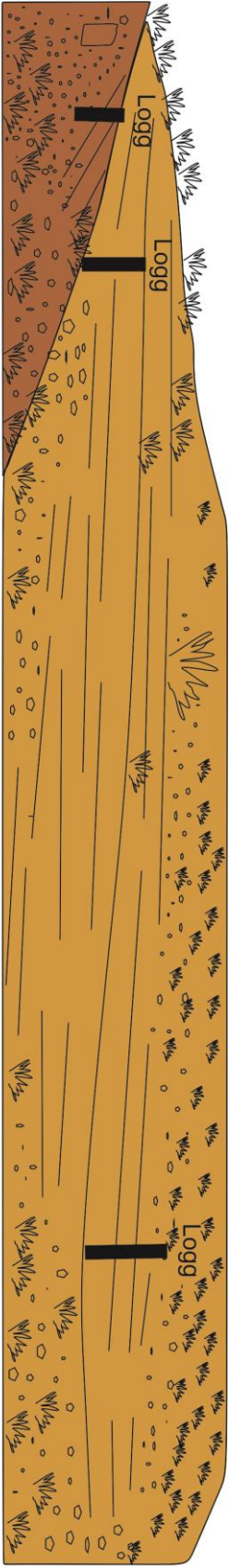
Lokalitet I



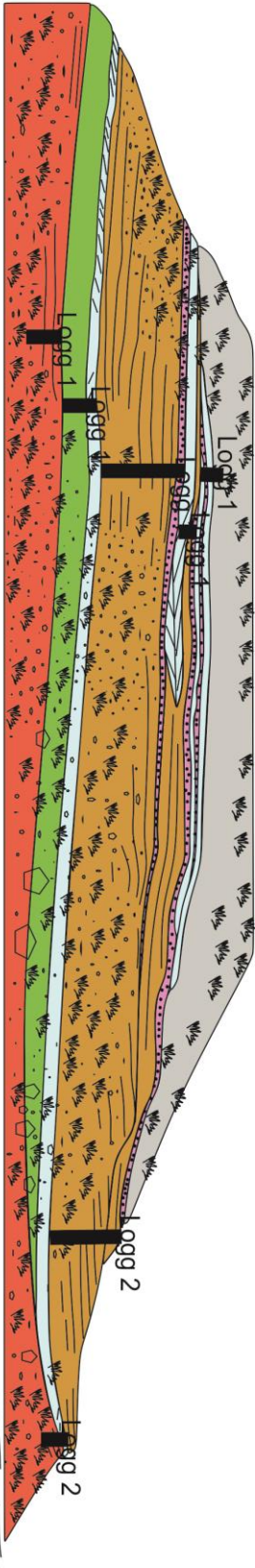
Lokalitet J



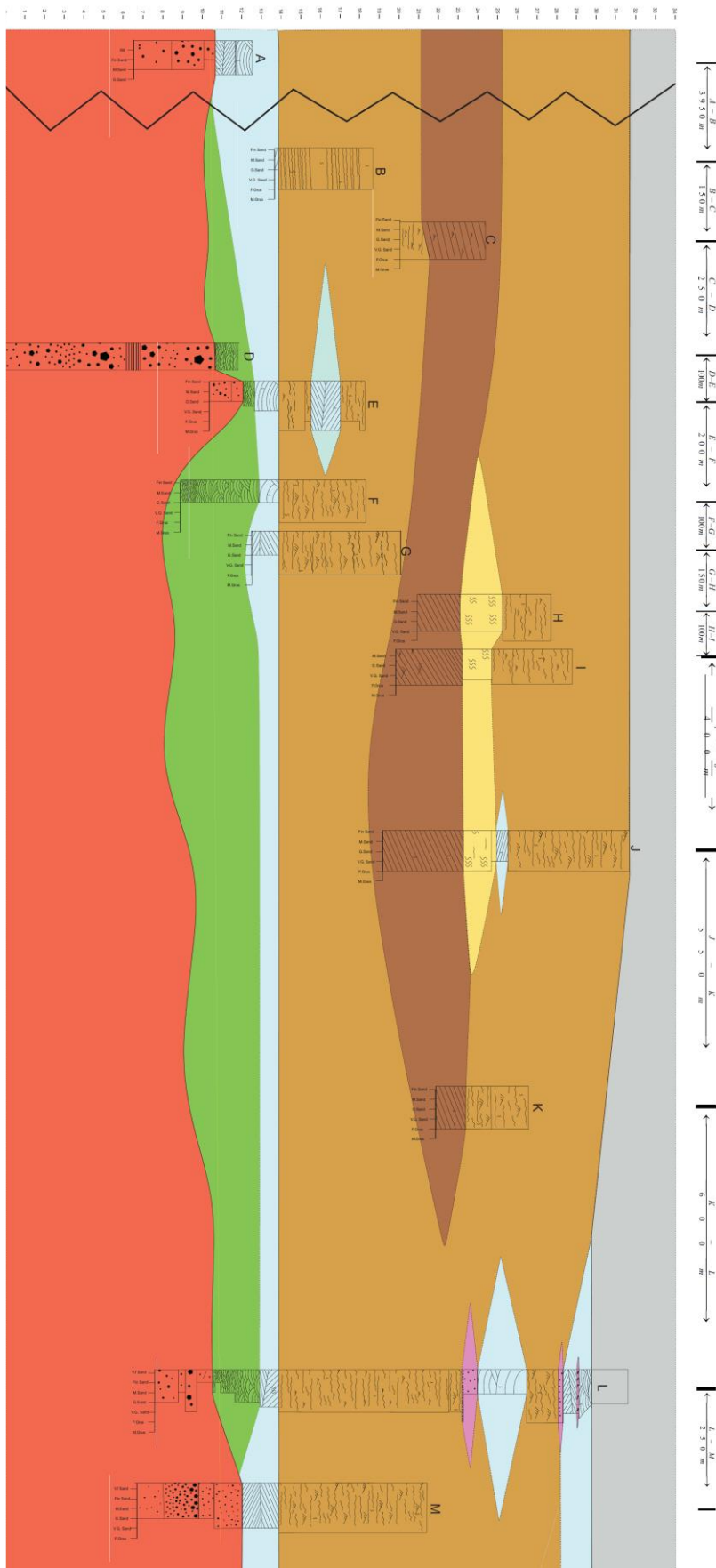
Lokalitet K



Lokalitet L-M



D Korrelasjonstransekt



E Geostatistikk

Tabell E 2 – Alle de målte paleostrømretningene i Agua Amargabassenget klassifisert på bakgrunn av lokaliteten de er målt på. De er også klassifisert på bakgrunn av om de tilhører de nedre eller øvre stredavsetningene. Retninger tilhørende de nedre stredavsetningene er markert i grønt, mens de tilhørende de øvre stredavsetningene er markert i gult.

Lokalitet 1	119	120	144	161	239	10
268	147	300	120	161	230	190
270	Lokalitet 6	292	Lokalitet 12	176	107	110
189	128	130	228	159	220	260
270	139	268	215	148	Lokalitet 18	Lokalitet 20
257	140	243	142	173	79	188
244	139	211	129	Lokalitet 16	81	199
Lokalitet 2	Lokalitet 7	230	Lokalitet 13	197	72	84
239	182	218	244	170	83	139
250	180	191	240	139	Lokalitet 19	142
209	224	Lokalitet 10	136	192	20	77
235	211	208	110	220	26	120
Lokalitet 3	Lokalitet 8	180	152	109	280	128
118	207	260	Lokalitet 14	110	143	98
108	228	236	129	170	259	42
89	102	241	173	182	230	320
68	110	304	115	330	110	330
140	122	290	152	194	106	137
80	5	291	Lokalitet 15	186	118	270
95	60	260	123	223	307	
Lokalitet 4	127	219	129	242	312	
236	131	302	128	225	121	
212	228	190	171	200	120	
238	229	180	187	Lokalitet 17	84	
230	Lokalitet 9	176	157	219	96	
Lokalitet 5	230	Lokalitet 11	158	222	119	
88	184	136	178	96	122	
182	196	131	170	240	125	
176	82	112	177	222	97	
162	112	110	159	197	99	

Tabell E 2 – Tabell med rosediagram for de ulike lokalitetene i Agua Amargabassenget

