

Research Minor

Sedimentologisch en Stratigrafische Analyse van Vroeg Pliocene Distale Turbidieten, NW – Corfu, Griekenland



Peter Paul de Graaf - 1515543
Niels Noordijk - 1508482

Juli 2012

1. Introductie	3
2. Methoden en data acquisitie.....	4
2.1 Beschikbare data	4
2.2 Beschrijvingen per locatie.....	5
2.2.1 Kaap Arillas	5
2.2.3 Agios Stefanos	5
2.2.4 Peroulades	6
2.2.5 Kaap Drastis.....	6
2.2.6 Sidari (Canal d'Amour)	7
2.2.7 Roda	7
2.2.8 Foto panorama vanaf zee	7
2.2.9 Binnenland	8
2.2.10 Zuid Corfu.....	9
3. Geological Setting.....	10
3.1 Tectonics.....	10
3.2 Stratigraphy of the Ionian Zone	15
4. Outcrop Study	20
4.1 Lithofacies.....	20
4.2 Bioturbation	27
4.3 Flow direction	31
4.4 Breuken, diaklazen.....	34
4.5 Syn-sedimentaire structuren.....	36
4.6 Geometry.....	38
5. Modeling.....	47
5.1 Ouderdoms model.....	47
5.1.1 Beschrijving	47
5.1.2 Resultaten.....	50
5.1.3 Analyse	52
5.2 Geometrical model of the Corfu turbidites	53
5.2.1 Description.....	53
5.2.2 Results.....	53
5.2.3 Analysis.....	59
6. Discussion	60
7. Conclusions and Recommendations	61
8. Kennisgevingen.....	62
References.....	63

1. Introductie

In het noordwesten van Corfu, een eiland in het noordwesten van Griekenland is tijdens het Plioceen een turbidiet systeem afgezet. Dit systeem is tot op heden maar spaarzaam onderzocht. Duidelijk is dat het gaat om een distaal turbidiet systeem met een afwisseling van lobben en interlobben, welke worden gekenmerkt door de hoeveelheid zand in de turbidieten. Een studie van Weltje (1993), heeft gekeken naar de periodiciteit van deze lobben en interlobben en aangetoond dat deze sterk gecorreleerd zijn aan de precessiecyclus van de aarde. Deze had toen een periodiciteit van ongeveer 23.000 jaar en zorgt voor een afwisseling in de aanvoer van sediment, zowel in hoeveelheid als ouderdom van het sediment. Ook heeft Schuppens (1995) onderzoek gedaan naar de structuur van het systeem. Zo is duidelijk geworden hoe dik de verschillende lobben zijn en hoe de geometrische stapeling eruit ziet. Ook is er wat data over de magnetische poolomkeringen bekend door een studie van Linssen (1991). Zo is het mogelijk om de lobben en interlobben zeer nauwkeurig te dateren.

Deze studie is opgezet om beter inzicht te krijgen in de structuur van de lobben en interlobben. Er zal gekeken worden naar de interne opbouw op sedimentair niveau, op structureel niveau en hoe de lobben geometrisch op elkaar liggen. Daarnaast zal er een ouderdomsmodel worden gemaakt van het gehele systeem met behulp van kennis uit voorgaande studies. Zo kan er uiteindelijk een uitspraak gedaan worden over de sedimentatiesnelheid van het systeem. Ook kan er een voorspelling worden gedaan over de locatie van poolomkering die nog niet een precieze locatie hebben. Op deze manier worden de lobben en interlobben ook exact gedateerd. Als laatste is het mogelijk om te voorspellen hoeveel precessiecycli er plaats hebben gevonden en kan het geometrisch model getoetst worden aan het ouderdomsmodel.

2. Methoden en data acquisitie

De vroege Pliocene siliciclastische gesteenten op Corfu maken deel uit van het distale deel van het Corfu Turbidiet systeem (Weltje & De Boer, 1993). Dit turbidiet systeem is afgezet in een langgerekt, noord tot noordwest georiënteerd bekken dat deel uitmaakt van het uitwendige deel van de externe Ionische zone van de Hellenide (Monopolis and Bruneton, 1982; Jamet, 1982). Het Corfu Turbidiet systeem bestaat uit een circa 500 meter dik pakket van regelmatig gelaagde lobben, die zich uitstrekken over ongeveer 10 kilometer langs de noordwest kust en 9 kilometer langs de noord kust.

Net ten noorden van het plaatsje Agios Stefanos beginnen de turbidieten te dagzomen en vormen een klif met een hoogte van 50 tot 90 meter . Aan de noordkust wordt de klif een aantal keer onderbroken door depressies in de kust. De kliffen strekken zich uit tot net voorbij Roda. Ook in het binnenland zijn veel ontsluitingen van het gesteente terug te vinden. Aan de noordwestkust ten zuiden van Agios Stefanos bij Kaap Arillas ligt de grens van Mioceen en Pliocene afzettingen die is beschreven door Pierre et al (2006) en als de eerste vijf cycli van de Trubi formatie herkend. Deze grens is gedateerd op 5.332 Ma (Lourens et al. 1996). De Mioceen-Pliocene grens is duidelijk te volgen vanaf de west kust richting het oosten het binnenland in.

Vanaf de Mioceen-Pliocene grens hebben we op verschillende plaatsen langs de noordwest kust de klif kunnen bestuderen. Bij Agios Stefanos is een ontsluiting van de eerste duidelijke cycli bereikbaar vanaf het strand. Ten noorden van de sectie bij Agios Stefanos is het mogelijk om de hele kust langs te lopen, hiervoor moet door water worden gelopen tot dieptes van 90 centimeter (Linssen, 1991 ongepubliceerd). Van de volgende sectie is bij Peroulades 200 meter klif bereikbaar vanaf het strand. Aan de noordkust van het eiland bij Kaap Drastis is de klif op verschillende plaatsen bereikbaar en zijn mooie ontsluitingen te vinden waar het laagvlak te bestuderen is, maar ook zijn er verschillende depressies in de kust waar de klif weg geërodeerd is. Bij Sidari zijn er meerdere ontsluitingen van de turbidieten te vinden. Bij Canal d'Amour zijn door erosie een aantal pilaren en eilanden ontstaan waardoor een goed driedimensionaal beeld van de afzetting verkregen kan worden. Ook zijn er hier grote dipslopes van de afzetting te zien waar veel bioturbatie kan worden geobserveerd. Ten oosten van Sidari tot Roda is het grootste gedeelte een klif die maar op enkele plaatsen bereikbaar is. Ten oosten van Roda zijn er aan de kust geen afzettingen te vinden van vroeg Pliocene ouderdom. Op ongeveer vier kilometer ten oosten van Roda ligt de oostelijke rand van het bekken.

2.1 Beschikbare data

In voorbereiding op het veldwerk zijn verschillende data verzameld die gebruikt zijn tijdens het veldwerk.

Verschillende literatuur is verzameld met gedetailleerde informatie over het te onderzoeken gebied. Data uit de proefschriften van Linssen (1991) en Schuppers

(1995), een stratigrafische log gemaakt door Weltje & Schuppers (1992) en verschillende wetenschappelijke artikelen vormen de basis voor het onderzoek. Naast het proefschrift van Schuppers hadden wij ook beschikking over zijn fotopanelen met interpretaties van de klif secties (Schuppers 1992). Deze A1 kleurenpanelen zijn gedigitaliseerd zodat ze tijdens het veldwerk beschikbaar waren.

Voor de bepaling van ontsluitingen in het binnenland hebben wij een hoogtemodel gemaakt, om gemakkelijk grote hoogteverschillen (mogelijke ontsluitingen) op te kunnen zoeken in afgelegen gebieden. Voor dit model hebben wij een ASTER GDEM-file gebruikt van de NASA. Met behulp van het programma MOVE is een 3D-model gemaakt wat als beeldoverlay over een gedetailleerde kaart is gelegd om in Nederland mogelijke interessante en bereikbare ontsluitingen op te zoeken. De hoogte resolutie van het hoogtemodel is afhankelijk van de resolutie van de ASTER GDEM file, in dit geval 3-arc seconden.

Naast dit hoogtemodel is ook gebruik gemaakt van Google Earth. Een geologische kaart verkregen van de universiteit van Utrecht (1992) is gedigitaliseerd en als beeldoverlay in Google Earth gebruikt. Met behulp van de digitale geologische kaart zijn de plaatsen van de formatiegrenzen van het Mioceen-Pliocene onderzocht, om deze tijdens het veldwerk verder te kunnen bestuderen.

2.2 Beschrijvingen per locatie

In het binnenland zijn er op veel plaatsen tussen Agios Stefanos en Roda ontsluitingen te vinden van Pliocene afzettingen. De afzettingen in het binnenland hebben allemaal ongeveer dezelfde oriëntatie als de afzettingen die gevonden zijn aan de kust.

2.2.1 Kaap Arillas

Net ten zuiden van de plaats Agios Stefanos ligt Kaap Arillas. Op deze locatie is de Mioceen-Pliocene grens opgezocht zoals deze beschreven is door Pierre et al (2006). De bovenliggende afzettingen van deze grens zijn aan de kust voor een groot gedeelte weg geërodeerd en vanwege begroeiing is het niet mogelijk om een duidelijke opeenvolging te vinden van turbidieten. De eerste duidelijke turbidietbanken beginnen 450 meter noordelijk van Kaap Arillas.

2.2.3 Agios Stefanos

Op het strand net ten noorden van Agios Stefanos is een stratigrafische log opgenomen van drie lob sequenties. Ook zijn zandmonsters genomen op verschillende hoogtes van de grotere zandbanken. Van elke zandbank zijn meerdere zandmonsters genomen vanaf de onderkant naar de bovenkant van de zandbank. De klif is erg goed te bereiken en is licht verweerd. Om de sedimentaire structuren zichtbaar te maken, was het noodzakelijk om de eerste paar centimeters van de klif te verwijderen. Na het verwijderen van de verweerde toplaag waren de sedimentaire structuren zeer duidelijk herkenbaar. Door middel van verticale

graafgeulen konden meerdere banken makkelijk worden vergeleken en worden opgenomen. Bij het opnemen van de sectie hadden wij de beschikking over een stratigrafische log gemaakt door Weltje & Schuppers (1992). Aan de hand van deze oude log hebben wij onze meetgegevens van de gehele sectie kunnen controleren en aanvullen met stromingsrichtingen binnen de banken, bioturbatie, en organische inhoud. De lagen zijn stuk voor stuk genummerd en over de gehele sectie zijn met behulp van een GPS-apparaat 40 waypoints gemaakt. Met behulp van deze gegevens zijn cumulatieve dikten bepaald over bepaalde afstanden. Van elke bank zijn detailfoto's gemaakt die per bank zijn genummerd. Van de hele sectie zijn op verschillende plaatsen lineaties gemeten en op een enkele plaats kon een laagvlak meting worden uitgevoerd.

In de sectie van Agios Stefanos is een aardmagnetische ompoling van de aarde vastgelegd, Thvera Top (Linssen, 1991 ongepubliceerd). In het veld is de exacte plek bepaald van deze ompoling aan de hand van de beschrijvingen van Linssen. De sectie die is beschreven (van zuid naar noord) loopt tot het einde van het strand en is 820 meter lang.

2.2.4 Peroulades

Bij de plaats Peroulades aan de noordwestkust is de klif makkelijk te bereiken. Van de sectie bij Peroulades zijn een aantal lineaties gemeten om te vergelijken met de sectie bij Agios Stefanos. De laagdiktes van de zand- en kleilagen die zijn gemeten bij Peroulades zijn kleiner dan die bij de Agios Stefanos en de hoeveelheid dikke zandbanken is veel lager. De richting van de lagen is vrijwel gelijk aan die van de lagen bij Agios Stefanos. De dip van de lagen is iets kleiner dan bij Agios Stefanos. Van deze sectie zijn foto's gemaakt en is een stratigrafische log gemaakt van ongeveer 40 meter hoogte. Deze log is vergeleken met de log gemaakt door Weltje (1991), op enkele plaatsen was de log slecht te volgen en zijn andere laagdiktes gemeten.

2.2.5 Kaap Drastis

Op het noordelijkste punt van het eiland ligt Kaap Drastis, deze baai bestaat uit een grote klif. De klif is vanaf het land maar op twee plaatsen te bereiken. Net ten oosten van Kaap Drastis is er een kleine baai die lopend bereikbaar is, hier zijn een aantal laagvlak metingen uitgevoerd en kon doormiddel van sedimentaire structuren, de stromingsrichting worden bepaald. De laagdikten van de zand- en kleilagen zijn ook hier kleiner dan de diktes bij Agios Stefanos. Op de laagvlakken was lichte bioturbatie zichtbaar. Bij Kaap Drastis is door Linssen (1991) een aardmagnetische ompoling gemeten, de ompoling die hier is gemeten is van het Lower Nunivak. De boorgaten troffen we hier nog aan en aan de hand daarvan kon de exacte plaats van de magnetische ompoling bepaald worden.

2.2.6 Sidari (Canal d'Amour)

Vanaf Kaap Drastis tot aan Sidari is de klif vanaf land niet toegankelijk. Bij Sidari is een mooie ontsluiting bereikbaar. Van de meest oostelijke baai is een gedetailleerde log gemaakt: van 5 meter verticale hoogte zijn alle laagdiktes gemeten en bijzonderheden beschreven. Binnen deze sectie is er een overgang van lob naar interlob gevonden. De laagdiktes van de zand- en kleilagen variëren meer dan bij Peroulades en Kaap Drastis, er zijn enkele klei- en zandbanken van 40 – 60 cm dik. Door erosie zijn losstaande pilaren en eilanden ontstaan, waardoor de lagen in drie dimensies zichtbaar zijn. Naast de mooie verticale doorsneden zijn er grote laagvlakken bereikbaar waar we intensieve bioturbatie konden waarnemen. Van de laagvlakken zijn goede detailfoto's gemaakt en zijn laagvlak metingen uitgevoerd. Alle locaties zijn doormiddel van waypoints vastgelegd en van enkele grote graafgangen zijn monsters meegenomen.

2.2.7 Roda

Vanaf Sidari tot aan het oostelijker liggende Roda zijn er weinig mogelijkheden om de klif van dichtbij te bestuderen. Bij de plaats Karousades is het mogelijk om bij de klif te komen. De laagdiktes zijn hier minder variabel en zijn gemiddeld kleiner dan bij Agios Stefanos of Sidari. Tussen Sidari en Roda zijn er zeer beperkt laagvlakken aanwezig om een goede oriëntatie te meten. Wel zijn er lineaties gemeten van de lagen. Voor een goed overzicht van de sectie tussen Sidari en Roda moet de klif vanaf zee bekeken worden.

2.2.8 Foto panorama vanaf zee

Om een goed overzicht te krijgen van de gehele kust en het gedeelte vanaf Roda tot aan Kaap Arillas ten zuiden van Agios Stefanos in kaart te brengen, is een boottocht gemaakt langs de kust. Om de klif zo goed mogelijk vast te leggen is op een zo constant mogelijke snelheid van de klif gevaren en is geprobeerd de afstand tot de klif gelijk te houden op ongeveer 150 meter. Om later bij het maken van panorama foto's erge vervorming te voorkomen is geprobeerd om de foto's loodrecht ten opzichte van de klif te maken. Aangezien er al goede fotopanelen van veraf zijn gemaakt, was het belangrijk om zoveel mogelijk detail vast te leggen op de foto's. Van de hele kust zijn ongeveer 800 foto's gemaakt, hiervan zijn de beste foto's gebruikt voor ongeveer 40 panoramafoto's om een zo gedetailleerd mogelijk overzicht te krijgen van de klif. De veranderingen van laagdikte en oriëntatie zijn goed vastgelegd en zijn gebruikt om een beter beeld te krijgen van geometrie van de laagpakket.

2.2.9 Binnenland

Naast de ontsluitingen aan de noordwest- en noordkust zijn in het binnenland veel ontsluitingen te vinden van Pliocene afzettingen. In het binnenland zijn wij op zoek gegaan naar afzettingen die direct bovenop de Mioceen-Plioceen grens zijn afgezet.

Op 3,5 kilometer ten zuid oosten van Kaap Arillas net ten noorden van de conglomeraat banken is voor het eerst een duidelijk opeenvolging van zand en mergelbanken te zien. De ontsluiting is ongeveer 15 meter hoog en 50 meter breed en de zandbanken variëren van dikte van 10 tot 50 cm. De locatie is vastgelegd met waypoint 67 (zie digitale files). Op de geologische kaart (Universiteit Utrecht 1992) staat de ontsluiting aangegeven 100 meter ten zuiden van de conglomeraat banken en zou deze ten noorden van het conglomeraat moeten liggen. Net ten zuiden van de ontsluiting ligt de conglomeraat bank, en op de ontsluiting is een duidelijke mergellaag te zien die wordt opgevolgd door cycli van zand- en kleilagen. De afwijking van de conglomeraat bank op de geologische kaart valt binnen de foutmarge.

Om de rand van het bekken vast te leggen is aan de hand van de geologische kaart de mio- plioceen grens gevolgd. De grens bestaat in zijn geheel uit een zeer duidelijk te herkennen conglomeraat die makkelijk te volgen is het binnenland in. Vanaf Kaap Arillas is de grens gevolgd tot aan de oostelijke rand van het bekken. Tijdens deze excursie probeerde wij de eerste turbidiet banken te vinden die direct boven op de mio- plioceen grens zijn afgezet, maar door de zeer dicht begroeiing in het binnenland en door de zachte mergelbanken die makkelijk eroderen zijn deze niet aangetroffen. De banken die het meest lijken op de eerste duidelijk turbidieten van het Corfu turbidiet systeem zijn die hierboven zijn beschreven. Wel zijn er foto's en waypoints gemaakt van de route langs de conglomeraat grens, deze zijn digitaal beschikbaar.

Om een zo goed mogelijk driedimensionaal inzicht te krijgen, is van elke ontsluiting de positie en hoogte bepaald doormiddel van gps coördinaten (Garmin Etrex Vista hcx). In combinatie met de helling, oriëntatie en hoogte van de lagen is geprobeerd een correlatie te maken tussen de verschillende ontsluitingen. Door de geringe dikte van de lagen en de kleine ontsluitingen in is de correlatie erg lastig te maken en alleen mogelijk als de afstand tussen de ontsluitingen klein is.

2.2.10 Zuid Corfu

In het zuiden van Corfu zijn verschillende ontsluitingen aan de kust bezocht, om het proximale deel van de turbidieten op te zoeken. Van de plaatsen waar we ontsluitingen aangetroffen van zand afzettingen, zijn er waypoints gemaakt. De afzettingen zijn niet zoals in het noorden van Corfu afwisselingen van evenwijdige zand en kleilagen, maar zijn smalle, zeer in dikte verschillende gekanaliseerde zandlagen die onder een hoog energetisch milieu zijn afgezet. Tussen de zandlagen zijn er wel kleiige lagen, maar deze zijn ook voor een deel weer weg geërodeerd door de zandlagen. Deze zandafzettingen zijn niet over lange afstanden zichtbaar, maar zijn enkel op een paar plaatsen aanwezig. In 1992 zijn er zandmonsters genomen van de turbidieten en zijn op ouderdom gedateerd.



Fig 2.1 Gekanaliseerde zandafzettingen zuid Corfu

Locatie	foto's	monsters	log	bioturbatie	waypoint
1. Kaap Arrilas	X	-	-	-	X
2. Agios Stefanos	X	X	X	X	X
3. Peroulades	X	-	X	X	X
4. Kaap Drastis	X	-	-	X	X
5. Sidari / Canal d'Amour	X	X	X	X	X
6. Roda	X	-	-	-	X
7. Binnenland	X	-	-	X	X

Fig. 2.2 Tabeloverzicht verzamelde gegevens.

3. Geological Setting

3.1 Tectonics

A complex interplay of tectonic plates defines Greece as we currently see it. The African-Arabian Plate in the south subducts below the Eurasian Plate in the north. The collision zone is characterized by number of microplates with their specific plate movements (Fig. 3.1). In the east the Anatolian Plate is being extruded westward between the East and North Anatolian faults (Broadley et al., 2006). The northern Aegean Plate, situated between the African and Eurasian Plates, is subjected to north-south extension, as it is a divergent boundary. On the southern part, however, the Aegean Plate is translated southwestward towards the African Plate. The oceanic crust on the African Plate is subducted beneath the Aegean Plate causing the rise of Crete. This subduction zone ends at the dextral Kefallonia fault zone, situated in the northwest, north of the island of Kefallonia. Above the transform fault the nature of the convergence changes from oceanic subduction to continental collision. Here the Eurasian plate converges with the Apulian Plate (Broadley et al, 2006). The Apulian Plate is a microplate that was created during the collision of the Eurasian Plate with the African Plate.

A very important part in this collision is the vertical axis rotation. The observed rotations of plates and thrust sheet have been the subject of many studies (e.g., Lay et al., 1982; Underhill 1989; Speranza et al., 1995; Duermeijer et al., 2000). Northwestern Greece was rotated clockwise in two stages, and a very complex interplay between thrust sheets and rotations exists. (Kondopoulou, 2000)

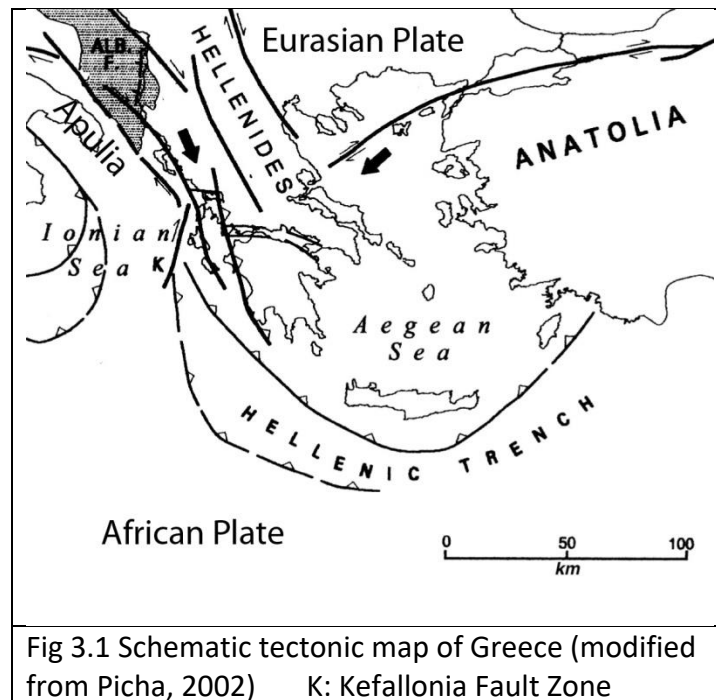


Fig 3.1 Schematic tectonic map of Greece (modified from Picha, 2002) K: Kefallonia Fault Zone

Thrusting

The dominating structure of Greece is the Hellenide orogenic belt. During the closing of the Tethys Ocean and collision of the Apulian Plate with the Eurasian Plate the Alpine belt was formed. (Karakitsios, 1995) The Hellenide belt is part of the Alpine belt and can be viewed as the inverted margin of the Tethys Ocean and the collision zone of the Apulian and Eurasian Plates (Underhill, 1989). On a scale of tens of kilometers the Hellenic-Tethyan margin sub-basins have been inverted to produce the main Hellenic thrust sheets (Karakitsios, 1995). These thrust sheets are facies with a distinct depositional and deformational history and will be referred to as paleogeographic zones (Fig. 3.2). Literature on the geology of Greece also refers to isopic zones, instead of paleographic units (Aubouin, 1959). Thrusting commenced from the east and prograded westwards (Broadley et al, 2006). The prograding thrust sheet piggy-backed on each other, forming a classic thin skinned linear fold and thrust belt.

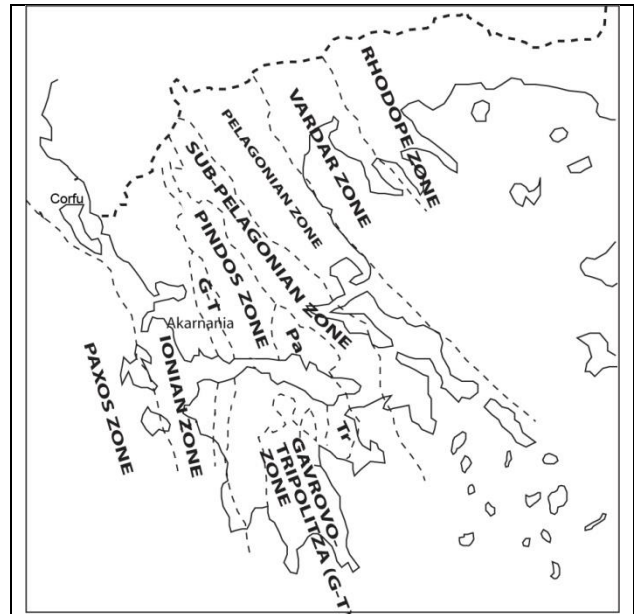


Fig 3.2 Paleogeographic zones of Greece (modified from Broadley 2006)

This report will focus on the external paleographic zone of northwestern Greece. The most external zone of the Hellenides is the (Pre) Apulian zone, to the east overlain by the Ionian zone which is in turn overthrust by the Gavrovo zone (van Hinsbergen et al, 2006). The Paxos zone in fig 3.2 and 3.3 is the most eastern part of the (Pre) Apulian zone. Each paleogeographic zone is further divided in individual thrust sheets, as described by Van Hinsbergen, 2006 (Fig 3.3)

The north-north-west oriented basin in which the lower Pliocene turbidite system of northwestern Corfu was deposited in a basin created by the thrusting of the Corfu thrust sheet over the Paxos zone (Weltje & De Boer, 1992). As the thrust commenced during the Miocene the thrust sheet was uplifted and rotated, creating thrust and tear faults. (Broadley, 2006)

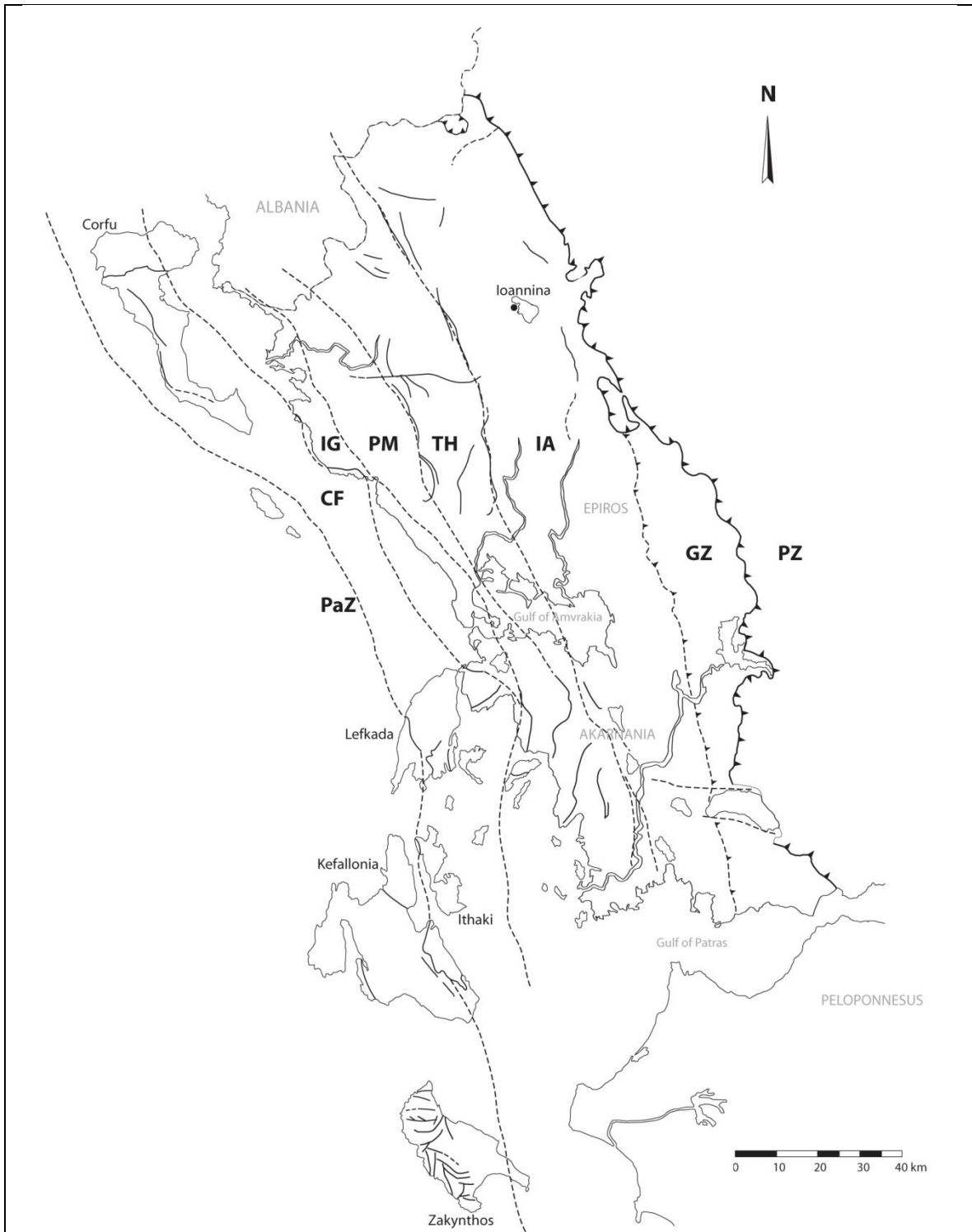


Fig 3.3 Thrust sheets of the Ionian zone (modified from Broadley et al, 2006)
 GZ- Gavrovo Zone; PZ – Pindos Zone; IA - Ioannina thrust Sheet; TH – Thesprotika thrust sheet; PM – Paramythia thrust sheet; IG – Igoumenitsa thrust sheet; CF – Corfu thrust sheet; PaZ – Paxos Zone

Rotation

During the thrusting, small tectonic areas rotated to accommodate the thrusts. On the horizontal axis it is believed that the Triassic evaporates acted as a decollement and halokineses accommodated the volumetric change in the subsurface (Karakitsios, 1995). On the vertical axis different rotations occurred throughout time. As mentioned before a lot of studies have been conducted and we take the study of Van Hinsbergen (2006) and Broadley (2006) as our guides on this subject. And for the sake of brevity only the Ionian rotations are described below.

A number of phases are distinguished for the entire Ionian zone. Thrusting and rotation started in the Miocene due to NE-SW compression. On average the entire Ionian zone has undergone a clockwise rotation of 40° during the Miocene. This varies locally, as the zone was not thrust as a single unit, but rather as a number of sheets, as described by Broadley et al. (2006). During the late Miocene / early Pliocene the effects of the Apulian platform become more important. The northern part of the Ionian zone collides with the platform, forcing deformational compression; while in the south oceanic crust is thrust under the Ionian zone. The stresses caused by the differential movements are accommodated by the right dextral Kefallonia Fault Zone (Van Hinsbergen, 2006) and two other shear zones.

As the

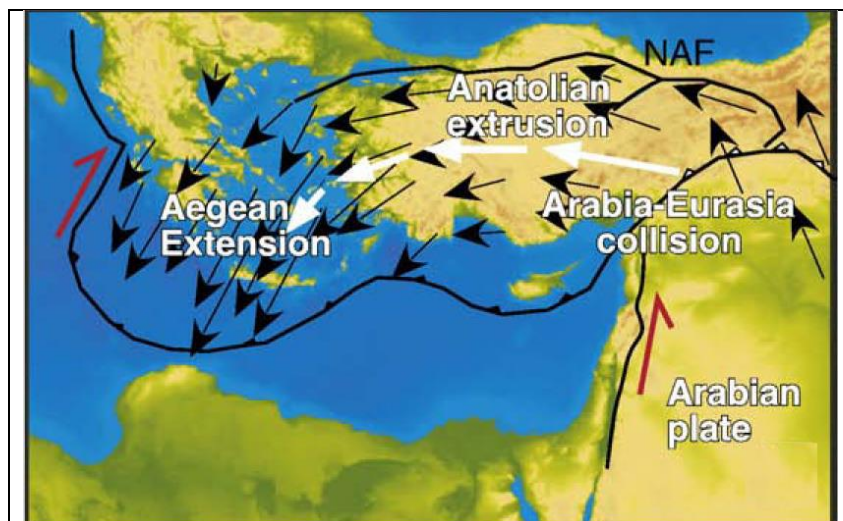


Fig 3.4 Example of a geodynamic model, identifying the causes and direction of movements in the Aegean area.

The Kefallonia fault is the western (dextral) strike slip fault
Modified from Agostini 2009

contraction between Apulia and NW Greece stopped around 3.5 Ma the stress regime changed and mainland Greece was subjected to N-S extension. The southwestern

motion of SW Greece continued, increasing internal deformation. This deformation was mainly accommodated in the Kefallonia fault (Fig 3.4). This explains why the southern part of the Ionian zone was rotated more than the northern.

The northern part of the Ionian zone has undergone a rotation of approximately 23° since the Late Pliocene (Broadley et al., 2006), accommodating the thrusts in the rest of Greece. All of these Pliocene movements are superimposed on the previous movements, making it difficult to reconstruct the exact degree and timing of the rotations (Broadley et al., 2006).

These rotations correspond with the geodynamic models of Greece, showing the southwards movement of Crete and the extension and rotation further to the north. (Meulenkamp et al., 1988; Van Hinsbergen et al., 2005; Agostini et al., 2009)

3.2 Stratigraphy of the Ionian Zone

Pre-thrusting

The Ionian zone consists of Permo-Triassic to Holocene sedimentary rocks. There is no sign of outcropping basement, but it is assumed that a Hercynian basement underlies to zone (Broadley et al. 2006).

The base of the Ionian zone consists of Permo-Triassic evaporates and they are considered to play an essential role in initial thrusting stages (Fig 3.5). Halokinesis appears to play an important role in the entire external Hellenides, and the Ionian zone is no exception. (Karakitsios, 1995)

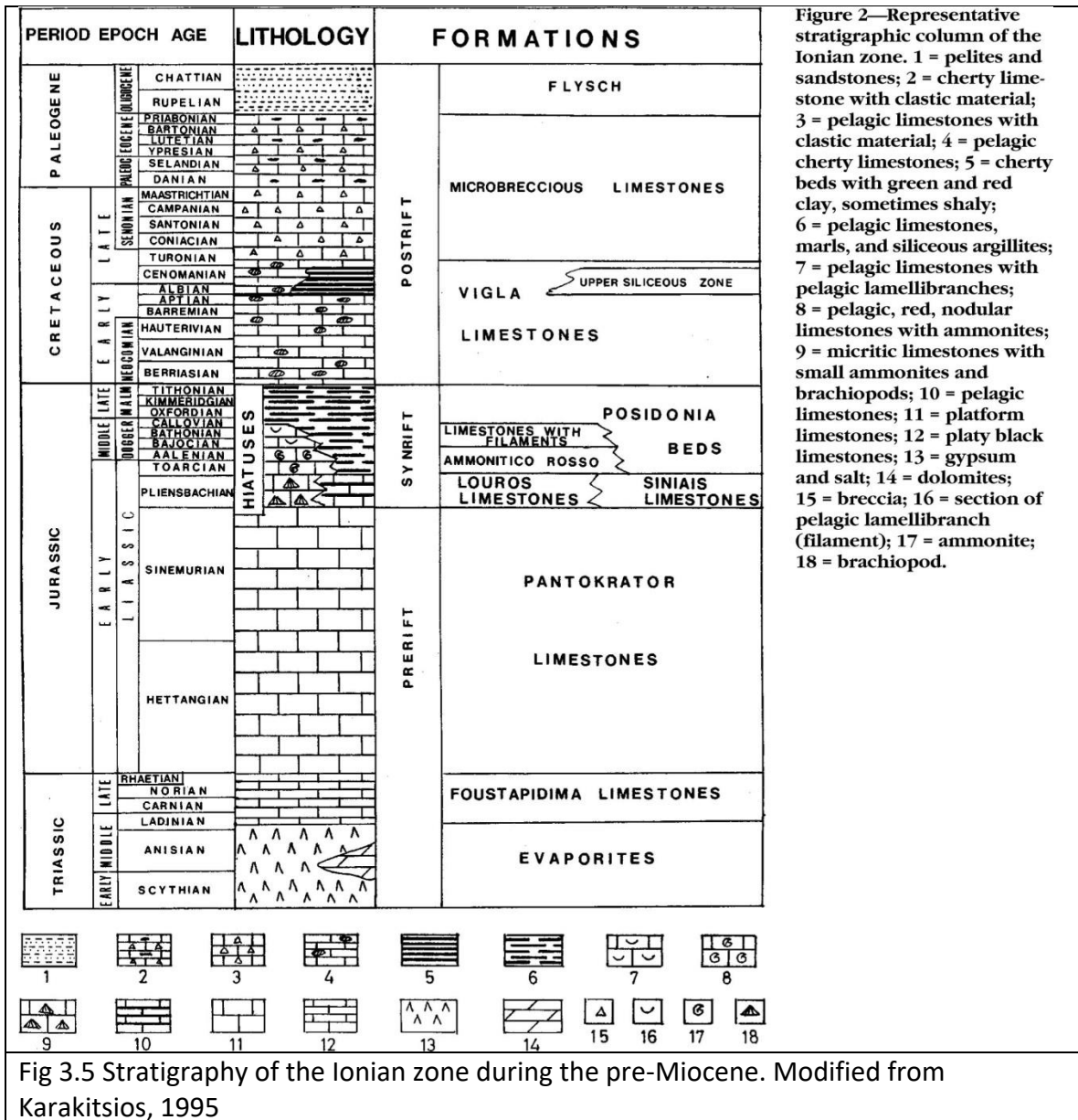


Fig 3.5 Stratigraphy of the Ionian zone during the pre-Miocene. Modified from Karakitsios, 1995

As a part of the margin of the Tethys Ocean the Ionian zone has a complex history. During the Perm and Triassic it is estimated that more than 2000 m of gypsum and other evaporates were deposited. During the Late Triassic the Pantokrator Limestones (Fig. 3.5) were deposited in a shallow marine environment. This sequence is more than 1500 meters thick and extended over entire western Greece. During the Late Lias and Malm and Dogger the margin went through a rifting phase with listric faulting along the margin, deepening the margin. During this stage Posidonia beds, with thickness changes oblique to the margin, were deposited (Fig 3.5)(Karakitsios, 1995).

The Cretaceous and Tertiary is the postrift phase and saw the deposition of marine limestones and during the Oligocene the deposition of turbidity systems. The sediments for these turbidites were supplied by the compressional tectonics involved in the closing of the Tethys Ocean. The Gavroro and Apulian zone were lifted and eroded during the Paleocene to the Oligocene with a minor pause in sediment supply in the Eocene due to unknown reasons (Karakitsios, 1995).

As the collision of Apulia and Eurasia continued the fold and thrust system of the Hellenides evolved. Starting from the southwest the thrust sheets piggybacked onto each other as described before. The external Hellenides, being the Gavroro, Ionian and (pre)-Apulian zones were not deformed by the collision until the early Eocene, when the Gavroro zone piggybacked onto the Ionian zone (Fig. 3.6; Karakitsios, 1995).

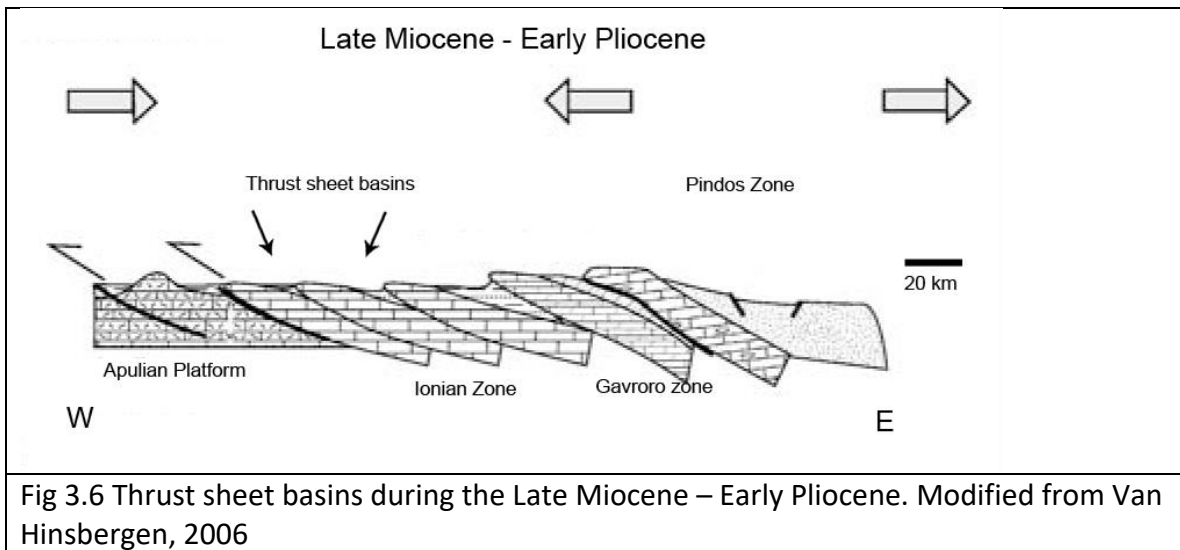
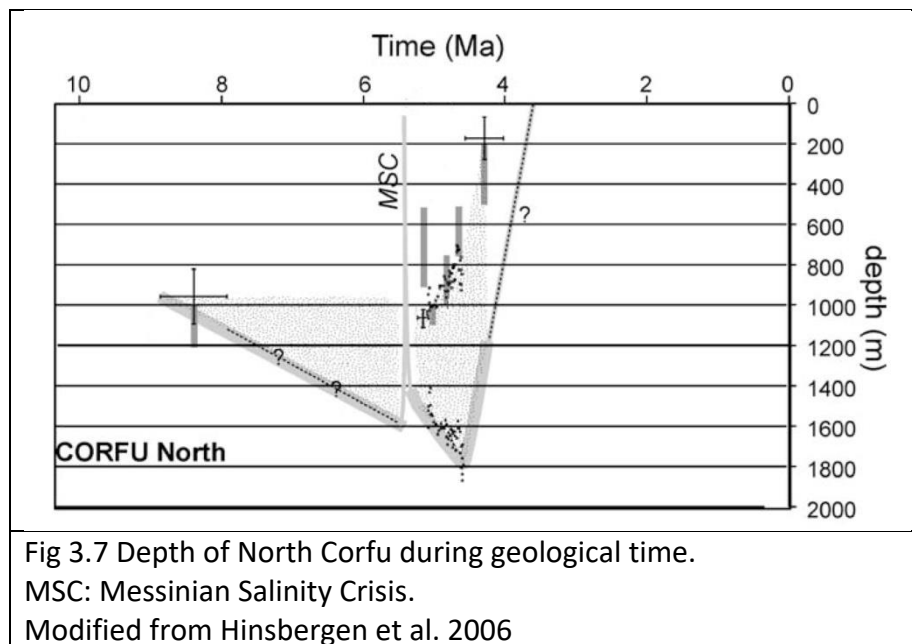


Fig 3.6 Thrust sheet basins during the Late Miocene – Early Pliocene. Modified from Van Hinsbergen, 2006

Miocene thrusting and post-thrusting

The Ionian zone was thrust onto the (pre) Apulian zone during the Miocene. In this period more turbidites were deposited. This deposition stopped with the closing of the Mediterranean Sea and the start of the Messinian salinity crisis. The end of the Messinian salinity crisis is marked on Corfu by a 5-50 meter thick bed of coarse conglomerate (Pierre et al, 2006). During the Pliocene the Mediterranean Sea was filled with water and marine successions are deposited. On Corfu this is represented by a short succession of Trubi Formation and the deposition of a turbidite system (Broadley et al., 2006). The entire Ionian zone saw deposition of marine sands during the Pliocene. At this point the basin was not very big, and it was elongated. The turbidites deposited on NW Corfu are the distal part of the turbidite system. Weltje and De Boer (1993) propose that the turbidites originated 150 km to the SSE in Epirus on the Greek mainland. The proximal part of a similar turbidite system has been found at this location. At this point the Corfu basin is around 1000 meters deep (Fig 3.7)(Van Hinsbergen et al., 2006).

The Quaternary saw continuations of the thrusting and currently the next piggyback sequence is occurring in the Apulian zone (Kokinou et al., 2005).



Stratigraphy of the surrounding zones

The neighboring zones have a slightly different stratigraphy than the Ionian zone. During the Paleozoic the Ionian and Gavrovo zones had some alternating sand and clay deposit. Continuing into the Mesozoic, gradually all zones started to develop carbonates until well into the Eocene. The exception is the Pindos zone, which developed carbonates with radiolarites from the Middle Triassic (Fig 3.8). Then, starting in the Pindos zone during the Paleocene all zones start to develop alternating sand and clay until the (pre)-Apulian starts in the Miocene. This means that deposition continued in the (pre)-Apulian zone continued during the deposition of the Corfu turbidite system. Deposition of sediment had stopped in the zones to the east during the Pliocene (Fig 3.8) (Van Hinsbergen et al., 2006).

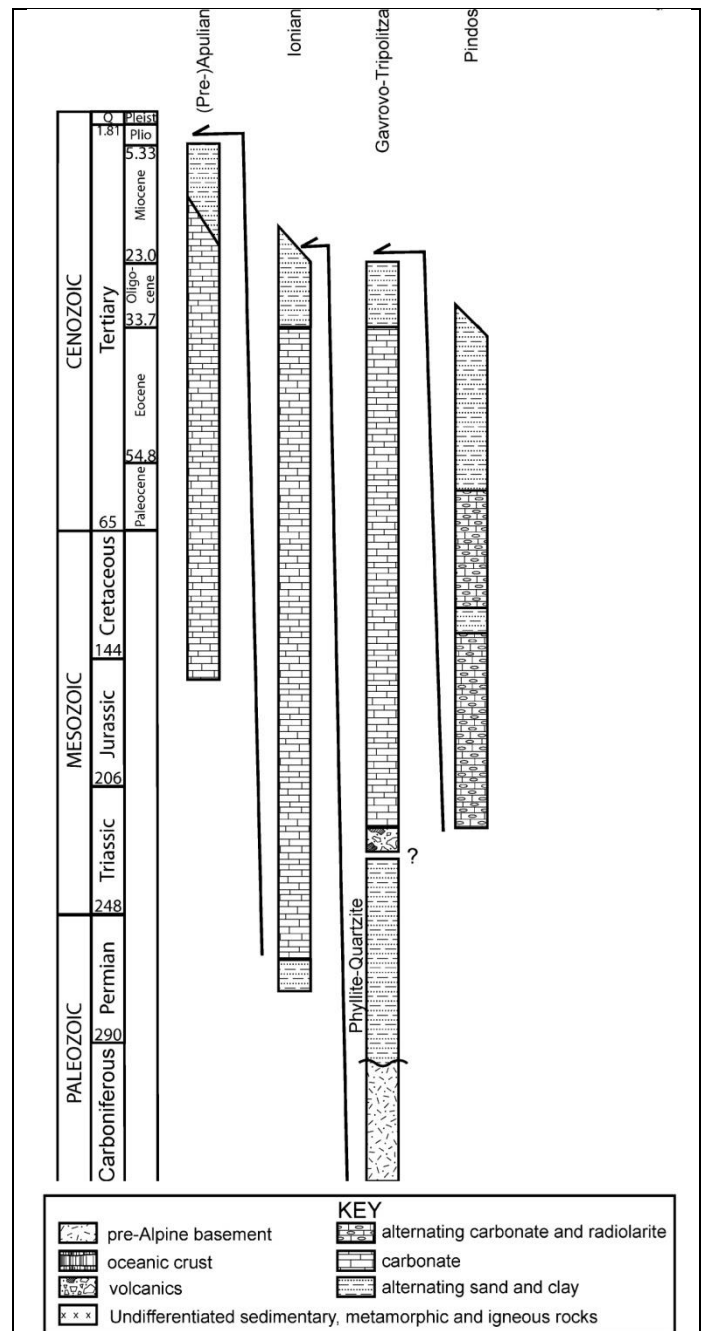


Fig 3.8 Schematic lithostratigraphy of the Pindos to pre-Apulian zones. Modified from Van Hinsbergen, 2006

Until the Messinian Salinity Crisis marls are deposited in the (pre)-Apulian zone. The other zones have deposition of turbidites and related facies until the mid Miocene. The proximal part of these turbidites is found in the Pindos and Gavrovo zones and the distal part in the Ionian zone. Then deposition of sediment stops in the Pindos and Gavrovo zone. Fig 3.9 is 100 km south of Corfu, and shows that the area east of Mitikas was a non-marine environment, indicating that the Gavrovo and Pindos zones were above sealevel during the Pliocene (Clews, 1989). Continuing westwards into the Ionian zone the stratigraphy shows a westwards expanding delta. It also shows distal turbidites during the lower Pliocene on the island of Lefkadas, which is south of Corfu and also on the Corfu sheet (Van Hinsbergen et al., 2006). as shown in figure 3.3 . This supports the hypothesis stated by Weltje and De Boer (1993) that the origin of the turbidites is from the southeast near Epirus. The material of the turbidites is thus likely of Miocene origin, originating from the Gavrovo and Pindos zones (Schuppers, 1995).

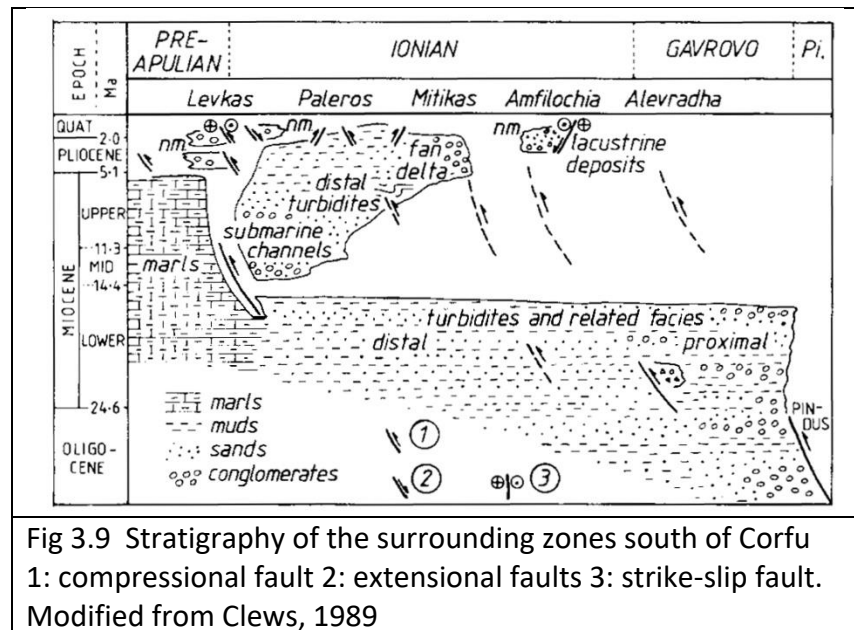


Fig 3.9 Stratigraphy of the surrounding zones south of Corfu
1: compressional fault 2: extensional faults 3: strike-slip fault.
Modified from Clews, 1989

4. Outcrop Study

4.1 Lithofacies

The classic view of turbidites as a deep marine gravity flow does not apply to the Corfu turbidites. The turbidites have a number of different properties that do not match the classic view. To describe the system it necessary to understand the difference between gravity driven flows and hyperpycnal flows. The process, transportation and deposition of both types is described below. Only then can we hypothesis what type of flow deposited the Corfu system and describe its lithofacies.

Usually turbiditic flows are described as gravity driven sediment flows, occurring in deep marine environments, with a succession of sharp-based graded sandstones and mudstones. Recent studies have shown that these turbiditic flows can also occur in much shallower waters (Mutti et al. , 2007). Turbidite-like deposition are also found in intra-slope basins.

The flows originate from a marine environment and need a very small slope to begin their gravity driven flow. Therefore the flows often start at shelf margins and move downward towards the abyssal plain. The flows can continue for many kilometers and can last from minutes to days. The flow behavior is waning, since it slows down when it reaches the depositional area and the speed does not increase during deposition. When the flow is deposited the base is sharp due to the erosion of the original surface. Structures often found in the deposited flows are parallel and cross bedding, convolute structures. The fauna and flora found in the gravity driven flows is almost always of marine origin.

Hyperpycnal flows are described as a marine environment flow originating from a river mouth. Due to a density difference the sediment rich river water flows under the seawater and creates a sediment flow. It is assumed that the flows are usually induced by periods of higher than usual discharge from the river. Therefore it is likely that the hyperpycnal flow can be linked to climate. A hyperpycnal flow has well developed inverse grading and a waxing and waning flow behavior. Since the flow originates from a river mouth the flow first builds up to a steady flow regime and finally wanes when sediment supply decreases. During deposition the top and base contact is gradational and the sedimentary structures include parallel and cross bedding as well as climbing bedding (Mulder, 2003).

The fauna and flora is allochthonous and of terrigenous origin, since the flow originated from a river.

Table 4.1.1 identifies the differences between Bouma-like and hyperpycnites turbidite sequences. Highlighted are the properties of the Corfu Turbidite system. The system does not fit either one perfectly.

The presence of allochthonous material is the only discrepancy with the description of a Bouma-like turbidite, as seen in table 4.1.1 (Mulder, 2003). The presence of organic material indicates that the facies is a turbidite system, originating from hyperpycnal flow. An explanation for the absence of the other properties is could be the extreme distance from river mouth, causing the other properties to be the same as those of conventional turbidites (Mutti, 2003). Therefore we hypothesize that the Corfu turbidite system originated from a very distant hyperpycnal flow, which is why not all the telltale signs of a hyperpycnal turbidite sequence are present in the system. This is also the hypothesis of Weltje and De Boer used in 1993.

Bed type	Turbidite sequence (Bouma-like)	Hyperpycnal turbidite sequence (hyperpycnite)
Flow type	Turbulent surge	Turbidity current
Flow behavior	Unsteady. Mainly waning	Mainly steady. Waxing then waning
Dominant flow regime	Turbulent	Turbulent
Flow duration and time for deposition	Minutes to days	Hours to weeks
Base contact	Erosive to sharp	Gradational
Top contact	Gradational	Gradational
Intrabed contact	Infrequent between facies	Erosive to sharp
Grading	Clear, normal	Clear, inverse then normal
Bioturbation	Absent to intense	Absent to intense
Ichnofacies	Few	Few
Structures	Well developed parallel and cross bedding, convolutes	Well developed parallel and cross bedding. Climbing frequent
Fauna/flora	Allochthonous mainly marine	Allochthonous mainly continental. Frequent plant and wood fragment

Table 4.1.1 Table to identify hyperpycnal turbidites.
Modified from Mulder, 2003.

With this hypothesis in mind we defined the following lithofacies:

- 1) a sandy lithofacies, containing the classic Bouma T_{abcd} fraction, up to 1.5 m thick
- 2) a shale lithofacies, containing essentially the Bouma T_e fraction, up to 1.5 m thick

We defined a third lithofacies, to describe the outcrops near Spartera. These outcrops are most likely the proximal part of a turbidite system and have been identified as slightly younger than the Corfu turbidite system. (Weltje, pers comm.)

- 3) a sandy lithofacies containing coarse to fine grained sands.

Lithofacies 1

Lithofacies 1 has a planar geometry with a small height and large width and length. Towards the north and west the facies pinches out from full thickness to almost nothing in less than 100 meter.

The facies contains medium to very fine-grained friable sandstone. The sand has been interpreted as part of a distal turbidite system, originating from hyperpycnal flows. Since the facies consists of a Bouma-like sequence we can assign the classic T_a to T_e beds to the lithofacies. The medium grained sands are rare and are only found in the T_a part of the thickest turbidites. T_b and T_c consist of sands ranging from fine to very fine grained. Usually a fining upwards from fine to very fine was observed in this domain. T_d is usually clay, though we have found some examples of beds fining upwards from the silt fraction. The T_e bed is not present in this lithofacies. The sands are very well sorted, indicating that the sediments come from an older turbidite system. It is likely that the sediments come from the underlying Miocene turbidite system (Schuppers, 1995).

The bed thickness of the lithofacies varies a lot, from less than 0.5 cm to more than 1 meter. Very rarely the bottom of thick turbidites (>50 cm) or very thin turbidites were cemented.

The bottom boundary of the facies is erosive and sharp, due to the energetic environment during deposition. The upper boundary of the facies is gradational. It can therefore be difficult to observe the exact top boundary.

Some erosional sedimentary structures occur at the lower boundary of the facies, such as scour and flute marks. These structures are difficult to observe in the field since they are rarely exposed. Within the facies multiple stacking patterns are visible. Cross and laminar bedding are present within their respective Bouma sequences. Convolute lamination also occurs often. Occasionally a dish-structure occurs in the facies.

The paleoflow direction is almost uniform to the north, however there are some discrepancies in the stratigraphic lower part of the formation. The paleoflow direction in a number of beds appears to vary between north and south (Chapter 4.3).

The facies contains lignite, or organic material, indicated by the arrow in fig 4.1.1. A fraction cannot be assigned to material, but the largest pieces found where several centimeters long. Usually the facies contains multiple layers of organic material. Bioturbation does occur in this lithofacies, mostly in the upper parts of the system. *Scolicia*, *Ophiomorpha* and *Gyrochorte* are frequent ichnofacies in the lithofacies.

The lithofacies does not have uniform chemical properties, depending on whether the turbidite was deposited during a lobe or interlobe phase (Weltje & De Boer, 1993). During the lobe periods the sediment supply was more frequent than during the interlobe periods. Therefore the maturity of the deposited sands differs. A high quartz / feldspar ratio indicates a mature sand, which has had time to weather. On the other hand, a low quartz/ feldspar ratio indicates immature sand, which has had less time to weather.

The sands in the lobe interval are immature and the sands from an interlobe are mature (Weltje & De Boer, 1993).

Fresh sands are grayish, with a hint of blue. When the sands are weathered they turn a bright shade of yellow, giving the cliffs their characteristic colour. When the facies is waterlogged, it becomes a darker shade of yellow. This is a method of defining lobes and interlobes.

This facies forms the 'geologically instant' part of the system. Since the turbidites are deposited in a matter of days it can be assumed that they happen instantly in geological time. Therefore there is no hemipelagic material present in this facies, which would be the Te bed.

Figure 4.1.1 is an average example of lithofacies 1.

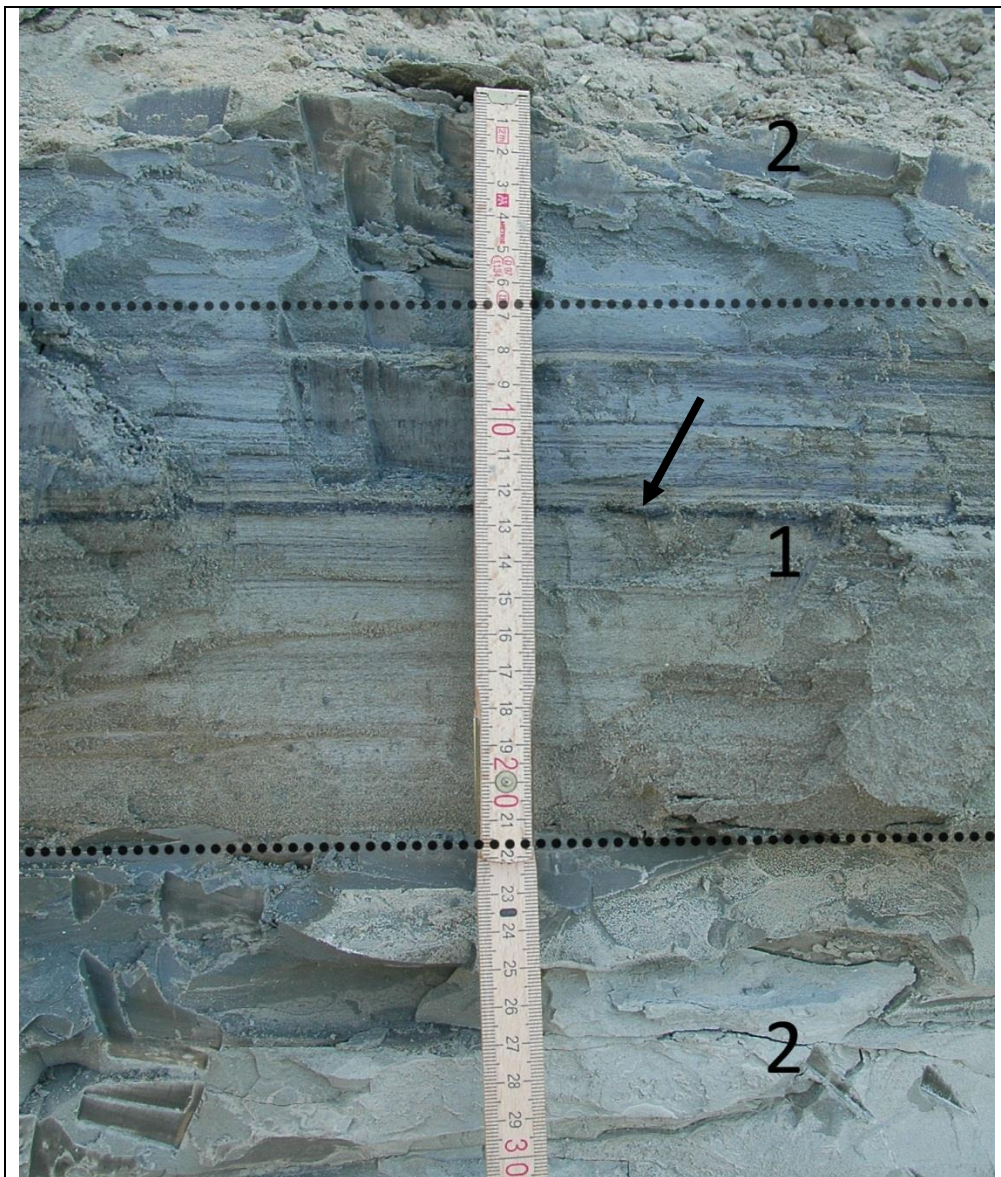


Figure 4.1.1. Examples of Lithofacies 1 and 2 and their characteristic stacking pattern

Lithofacies 2

Lithofacies 2 has a planar geometry with a small height and large width and length. The facies contains an unconsolidated fine clay which can be very hard when completely dry.

This lithofacies is essentially the hemipelagic sediment between the turbidites (Bouma T_e). The colour of the clay ranges from dark grey (unweathered) to very light grey when weathered. Occasionally the lithofacies begins very dark near the top of a turbidite, but as it continues upward the colour lightens. Bed thicknesses range from half a centimeter to more than a meter

The boundaries of Lithofacies 2 are easily defined, since the facies is always between two layers of facies 1, the boundaries are inverse to those of facies 1. The lower boundary is gradational and the upper boundary is sharp and erosive.

Sedimentary structures present are laminar lamination and multiple erosional features. These erosional features include scour and flute marks, as well as a wavy upper boundary. Scour and flute marks are difficult to identify in the 2d view, however some examples were found.

There was clear no paleoflow direction visible, which is logical since the facies is considered to be the hemipelagic mud. Bioturbation is common in this facies; usually the dominant ichnofacies is *Planolites*, but other facies also occur.

Similar to Lithofacies 1 the chemical properties of the facies also differ depending on the lobe – interlobe cycle. During interlobe intervals the coarsest facies consists almost exclusively of planktonic foraminifera (Weltje & De Boer, 1993). Therefore the CaCO_3 content is high during interlobes and low during lobe intervals. During lobe intervals the supply of more terrigenous material causes the percentage of CaCO_3 to lower. The dominant mineral in the clay is montmorillonite, determined by Schuppers (1995).

On a geological scale, this is the facies that takes all the time to deposit. The rate of sedimentation is approximately 1mm per year.

By using these two types of lithofacies, we are able to describe the general characteristics of the turbidite system. A repetition of facies 1 and 2 accumulates to the turbidite system visible on Corfu. Figure 4.1.1 shows the stacking of facies 1 and 2. The differences between lobe and interlobe sequences are defined by a number of characteristics. In lobes the beds of facies 1 are thicker, contain less mature sands and contain more organic material than in interlobes. Facies 2 is slightly thicker in lobes than in interlobes and interlobes contain proportionally more CaCO_3 .

Lithofacies 3

A number of sites on the southern coast of Corfu were visited to get an overview of the sedimentary system that deposited the Corfu turbidite system. These sites were all situated around the Spartera area. The fieldwork conducted at these sites was not as thorough as on the northern coast, since it was only visited to get a clearer overall picture. Therefore the quality and level of detail is lower than of the other two facies.

The facies consists of coarse to fine friable sand with an occasional bed of fine clay. According to an age determination issued by Weltje in 1992, the facies around Spartera are approximately 0.5 Ma younger than the sands found at the north coast.

Bed thicknesses range from 0.005 to 0.5 meter. The upper and lower boundaries are often sharp and erosive.

Sedimentary structures include cross bedding, parallel and convolute lamination, and dish structures. There are also erosive surfaces, where beds suddenly stop and are covered by beds with a different orientation. On a larger scale there are filled channels of approximately 2 meters deep.

The paleoflow direction is uncertain, since none of the sites offered a clear indicator of flow direction.

The facies contains both terrigenous material and shell debris.

The presence of terrigenous material indicates a similar source of sediment as the Corfu turbidite system. On the other hand, a major difference was the presence of shell debris in other layers, indicating the presence of a nearby coast. The age of the source material dates from early Miocene to Tortonian, indicating that it is likely the same source as on north Corfu (Van Hinsbergen, 2006).

The presence of these coarse fragments, along with the channels, erosional features and escapes structures indicates a more energetic environment than north Corfu (Figure 4.1.2).



Figure 4.1.2. Outcropping lithofacies 3. Sands with some clay bands visible.
1. Escape structures 2. Filled channel, (slightly to the left of the 2)

4.2 Bioturbation

Almost all outcrops showed signs of bioturbation, except for the sites on the southern coast. The bioturbation can contain information about the depositional depth of the system. The presence of certain ichnofauna can indicate a specific marine environment and can give insight in the development of the basin. It is therefore important to research the local ichnofauna.

The ichnofacies *Diplocraterion*, *Terebellina*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Scolicia*, *Ophiomorpha* and *Gyrochorte* were identified at the outcrops of the Corfu turbidite system. A short description of each ichnofacies will be given below.

Diplocraterion (Fig 4.2.1) is a vertical U-shaped burrow that was burrowed in a high energy environment. The creature that excavated it is unknown; it could be a worm or a crustacean or any other burrowing creature. Therefore the depth of occurrence could be anything, but *Diplocraterion* is usually an indicator of a high energy environment (Dam, 1990).

Terebellina (Fig 4.2.2) on the other hand is a burrower that occurs on the outer shelf or the slope of a marine margin. We can therefore assume that it lives in medium depth water (Miller, 1995).

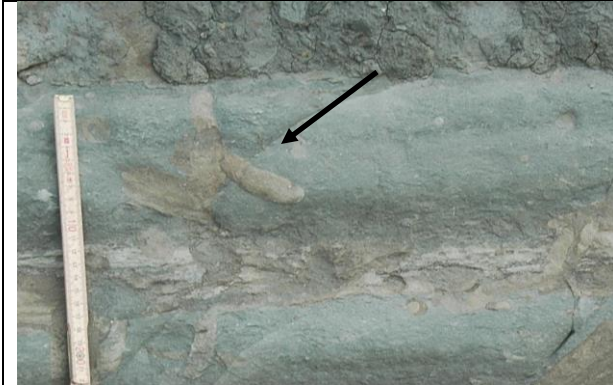
Thalassinoides (Fig 4.2.3) is the remains of an arthropod burrowing system that favours tidal flats. They appear to be a good indicator of these environments (De Carvalho et al., 2007).

Planolites (Fig 4.2.4) are the burrowing systems of many creatures of many depths and are therefore a bad indicator of the depth of the environment (Seilacher, 2007).

Scolicia (Fig 4.2.5) are sea urchin burrows that occur, after the Oligocene, in the deeper distal parts of turbidite systems. Sea urchins feed algae they suck up, and the Corfu type appeared to dig trenches in which the algae collected. Therefore it occurred in the low energy distal part of turbidite systems (Seilacher, 2007).

Ophiomorpha (Fig 4.2.6) is the burrow system of a shrimp that burrowed in fresh sediments. Fresh sediments can range from storm sediments to turbidites. It is usually interpreted as a near shore burrower but this is very ambiguous (Frey, 2003).

Gyrochorte (Fig 4.2.7) is the burrow system of a worm that usually developed in high energy waters. It is often found in sediments caused by storms, therefore the water is likely to be relatively shallow (Poire, 2001)



4.2.1 Diplocraterion



4.2.2 Terebellina



4.2.3 Thalassinoides



4.2.4 Planolites



4.2.5 Scolicia (Sea Urchin)



4.2.6 Ophiomorpha



4.2.7 (left) Gyrochorte

At the cliffs of Agios Stefanos *Diplocraterion*, *Terebellina*, *Thalassinoides* and *Planolites* were found. *Terebellina* is an indicator of deeper turbidites and *Diplocraterion* (Fig 4.2.8) and *Thalassinoides* indicate a high energy environment. *Planolites* occurred at all sites, since it is a very common ichnofacies that occurs at all depths. At this site most of the facies were found in the cliff-face, only a number of *Planolites* was spotted in the horizontal bedding. Observation of other ichnofacies was due to the lack of horizontal bedding at this outcrop.



4.2.8 *Diplocraterion* Before (left) and after (right) a storm has cleaned the cliff of dust and mud.

Further north at Cape Drastis the ichnofacies *Scolicia*, *Ophiomorpha* and *Planolites* were found. The presence of both *Scolicia* and *Ophiomorpha* seems to indicate a low energy, shallow environment. The margin of error for *Ophiomorpha* is very large, so it is not a clear indicator. Again, the presence of *Planolites* was expected. At this site ichnofacies were found both in the bedding plane and in the cliff-faces.

To the east, stratigraphically slightly higher, near Sidari the following facies were identified: *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Scolicia*, *Gyrochorte* and *Planolites*. All these ichnofacies indicate a relatively shallow environment. Both *Ophiomorpha* and the not seen before *Gyrochorte* are indicators of this. *Diplocraterion* and *Scolicia* seem to have conflicting environments; apparently one can also live in a high or low energy environment. *Scolicia* needs calm waters to gather food, while on the other hand *Diplocraterion*, a burrower that is not necessarily dependant on the energy level of the waters. Therefore we assume that *Diplocraterion* is not an indicator of high energy levels here. *Gyrochorte* appears in the turbidites itself, indicating that it indeed appears after high energy events, such as storms (Poire, 2001). This does not have to conflict with the presence of *Scolicia* since they can wait out the turbidite events and continue to trench for algae after the event. At Sidari, most of the ichnofacies were found in the bedding planes. Only a number of *Planolites* was identified in the cliff faces. Again, this was due to the nature of outcrop.

Finally, furthest to the east and highest in the stratigraphy is Astrakeri. Here we find *Terebellina* and *Planolites*. As mentioned in the previous paragraph, *Terebellina* occurs either on the outer shelf, or the slope of the shelf. It therefore makes a not very convincing case for medium depth water. The lack of other ichnofacies may be due to

the fact outcrop is relatively small in comparison to the other sites. At Astrakeri all the bioturbation was found in the cliff face, since there are no bedding planes visible.

		Ichnofacies							Estimated depositional depth (m)
		Diplocraterion	Terebellina	Thalassinoides	Planolites	Scolicia	Ophiomorpha	Gyrochorte	
Location	Agios Stefanos								900-500
	Cape Drastis								400-700
	Sidari								300-600
	Astrakeri								200-500

Table 4.2.1. Occurrence of the ichnofacies at the different sites and the estimated depth of deposition. (Depth estimation: Van Hinsbergen et al., 2005)

When we only take bioturbation into account, the ichnofacies indicate a shallowing trend of the turbidite system which is also predicted by the depositional depths estimated by Van Hinsbergen et al.(2005) (Table4.2.1.). A medium-water depth ichnofacies, *Terebellina* occurs in the stratigraphically lowest and highest part of the system and the facies living in shallower water, *Gyrochorte* and *Ophiomorpha* only occur in the stratigraphically higher environments. Higher in this case, can mean at least 500 meters of sedimentation and tectonic uplift. The system was therefore likely to be neither very deep nor shallow.

The presence of both high and low energy ichnofacies can be explained by the nature of the high energy events. These events last so short that the low energy facies can probably overcome it and continue with their existence. It could also be the case that they are wiped out. However, the period between the turbidites can be more than 300 years, probably enough to repopulate the area and leave traces. It is also possible that the shallow burrowers survived the transport towards the deeper areas and produced traces.

4.3 Flow direction

The available literature indicates a NNW-SSE oriented thrust sheet basin (Weltje & De Boer, 1993). The elongated shape of the basin conditioned the turbidite flow direction. Tectonic basin rotation during the late Pliocene superimposed the flow directions measured today by 23 degrees counter clockwise. Therefore, all measurements have to be corrected with this rotation to obtain the paleo-flow direction.

Measurements of current ripples were accurately obtained at the outcrops of Sidari, a site that has a large number of exposed bedding planes.

At the other sites the cliff faces did not allow for a proper measurement of the flow direction. The only possibility was to indicate the strike of the cliff and whether the paleo-flow direction is directed to the north or south. Therefore, the only reliable data on the paleo-flow was obtained at Sidari. It can be safe to assume this flow direction is valid for the entire stratigraphic level.

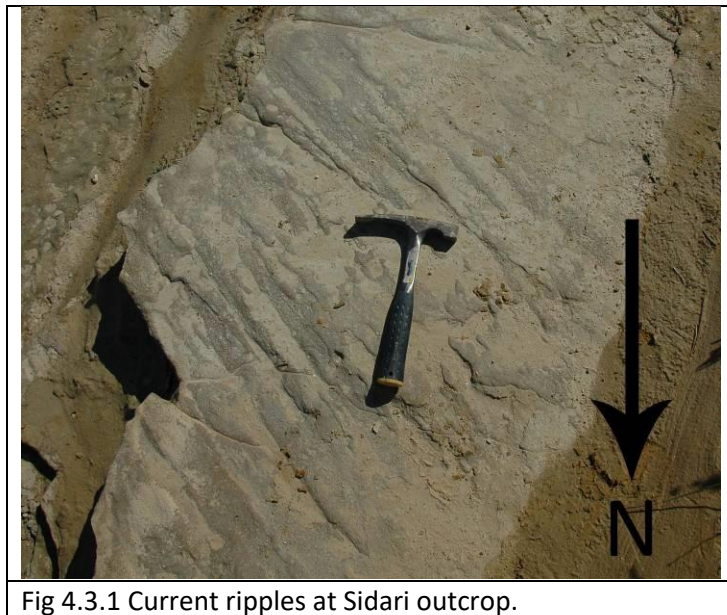
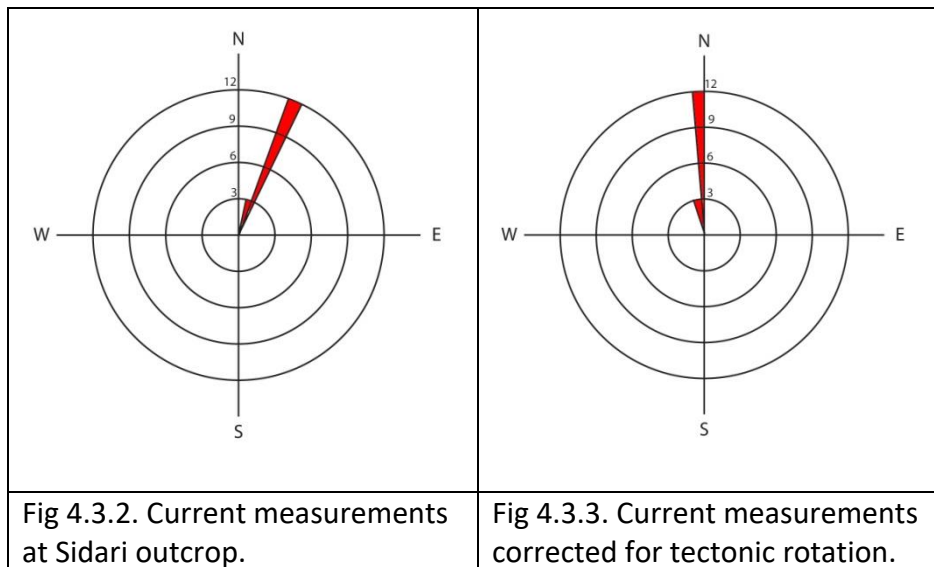


Fig 4.3.1 Current ripples at Sidari outcrop.

At Sidari a large number of turbidites expose their bedding planes where current ripples are commonly observed (Figure 4.3.1). It also provides us with an outcrop where we can accurately measure the tectonic dip of the turbidites.

The paleo-flow direction was measured, by measuring the direction of the current ripples in at least five different turbidites. 16 different measurements were done. The results are plotted in figure 4.3.2.

Since the measurements were taken within a 100 meters of each other we assume that there are no significant directional changes and the average flow direction can simply be calculated by taking the arithmetic average. The average flow direction for this site is 020°. Taking the 23° clockwise rotation into account this means that the paleo-flow direction at this site was 357°. This can also be seen in the current rose in figure 4.3.3, which is the rotated version of figure 4.3.2.



At the other outcrops almost no bedding planes were visible, or the few that were present did not have current ripples. The only remaining possibility was to examine the cliff faces and note the general direction. At the westward facing cliffs it was possible to determine whether the paleo-flow direction was to the north or to the south by examining the direction of the foreset laminae. A flow direction to the north was usually present. This corresponds to the hypothesis of the southern origin of the turbidite flows. However, at the beach of Agios Stefanos a reversed direction was seen. A number of turbidites had reverse flows to the south. The turbidites containing these reverse flows will be called reversed turbidites.

At least five different turbidites were identified with intervals that did not have the same flow direction as the intervals above and below them. All these intervals occur in Lithofacies 1, since it was defined as the turbidites facies (Chapter 4.1). The intervals occur in both lobe and interlobes but only in turbidites thicker than 15 centimeters. There was no difference in grain size observed between the regular and reversed turbidites. The boundaries between regular and reversed intervals are sharp and also erosive. The mineralogy determined by Weltje & de Boer (1992) did not indicate any anomalies.

Therefore we hypothesize that both the north and southward flowing turbidites have the same origin. The reversals only occur in the thicker turbidites (> 15 cm).

During fieldwork all reversed turbidites were found in the stratigraphically lowest, and therefore oldest, turbidites at Agios Stefanos. We propose that it filled a small basin, and when this basin was full the turbidites travelled further north. A very similar process is described by Sinclair, 2002. The basin boundary was elevated enough to halt the turbidite flow and cause them to reverse their flow. This process continued until enough sediment had been accumulated for the turbidites to flow over the basin boundary and flow further north.

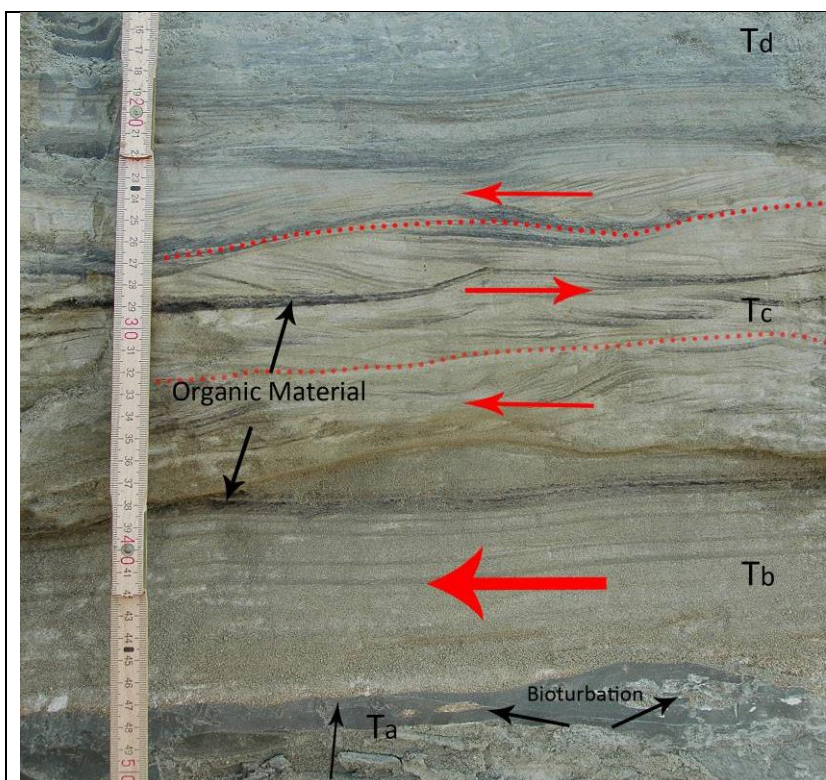


Fig 4.3.4 A turbidite containing multiple reflections. Dotted lines indicate the boundary between flow directions.

Altogether the reversals support the hypothesis of a small confined basin.

Fig 4.3.4 and 4.3.5 contain examples of ponded turbidites. The red arrows indicate the flow direction. It is obvious that the turbidite in figure 4.3.4 had multiple reversals within the Bouma C sequence. Similar structures have been found in SE Spain, in a turbidite system that was deposited on a deforming basin floor, (Haughton, 2000). Another system has been described in Quebec, Canada, also containing turbidites with multiple reversals (Pickering 1985).

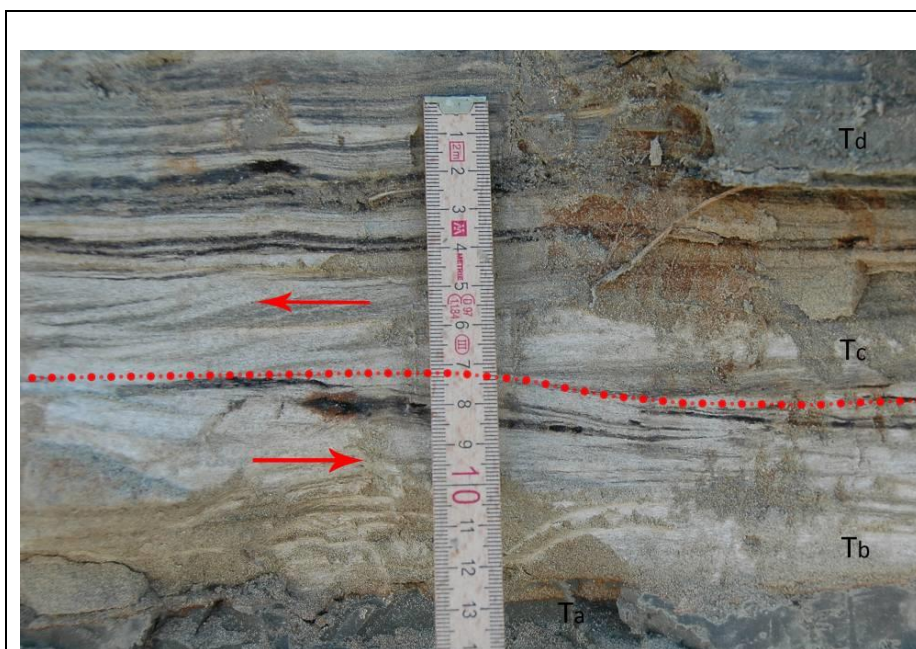


Fig 4.3.5 Turbidite with a single reversal in the Tc section. Dotted line indicates boundary between flow directions.

These turbidites are all examples from the Agios Stefanos outcrops. The sites of Roda beach, Astrakeri, Sidari and Cape Drastis did not have the characteristic reversals shown in fig 4.3.4 and 4.3.5 and are therefore not discussed in

this chapter.

4.4 Breuken, diaklazen

In de gehele sectie van de vroeg Pleistocene turbidiet afzetting is weinig tektonische deformatie te zien. Aan de westkust zijn op enkele plaatsen in de klif steil staande breuken aanwezig. In totaal zijn er negen breuken zichtbaar, zes hiervan zijn opschuivingen met een maximaal verzet van 8 meter, de andere drie zijn afschuivingen met een maximaal verzet van 20 meter. In de klif aan de noordkust vanaf Cape Drastis tot Roda zijn geen grote breuken waargenomen. Hetzelfde geldt voor de ontsluitingen in het binnenland. De breuken die zijn gevonden aan de westkust zijn ingetekend op interpretaties van de fotopanelen van Schuppers (1992), bijlage 3.

Naast breuken zijn er in de kleilagen op verschillen plekken diaklazen waargenomen. Langs de gehele westkust zijn de diaklazen te vinden in de kleibanken, in de dikkere kleibanken van 20 cm of meer zijn de diaklazen beter ontwikkeld dan in de dunnere kleibanken. De richting van de diaklazen varieert van 285° tot 330° , waar de diaklazen zichtbaar zijn in een doorsnede kon de helling van de diaklaas worden bepaald, deze varieert tussen van 45° tot 55° met een dip naar noord. Langs de noordkust zijn de diaklazen ook aanwezig in de kleilagen. Bij Sidari zijn de diaklazen op het laagvlak goed in te meten (zie figuur 4.4.1) en hebben een richting variërend van 300° tot 330° . De helling van de diaklazen varieert van 45° tot 65° met een dip richting noord. Ook in het binnenland zijn de diaklazen ontwikkeld in de kleilagen.

Interpretaties:

Voor het interpreteren en reconstrueren van de breuken aan de westkust, kon goed gebruik worden gemaakt van de waterhoudende zandlagen. De zandlagen fungeren als aquifers en vertoonden een donkere kleur. Door het patroon van donkere lagen aan de ene kant van de breuk, te vergelijken met het patroon aan de andere kant van de breuk kon het verzet van de breuk makkelijk bepaald worden. Op de plaatsen waar de zandbanken te volgen waren tot aan het strand kon het verzet exact bepaald worden door het opmeten van de banken die door de breuk waren verzet. Om een goed overzicht te krijgen van de klif en de breuken hebben we foto's gemaakt vanaf het water. Met behulp van deze foto's waren de breuken goed te reconstrueren.

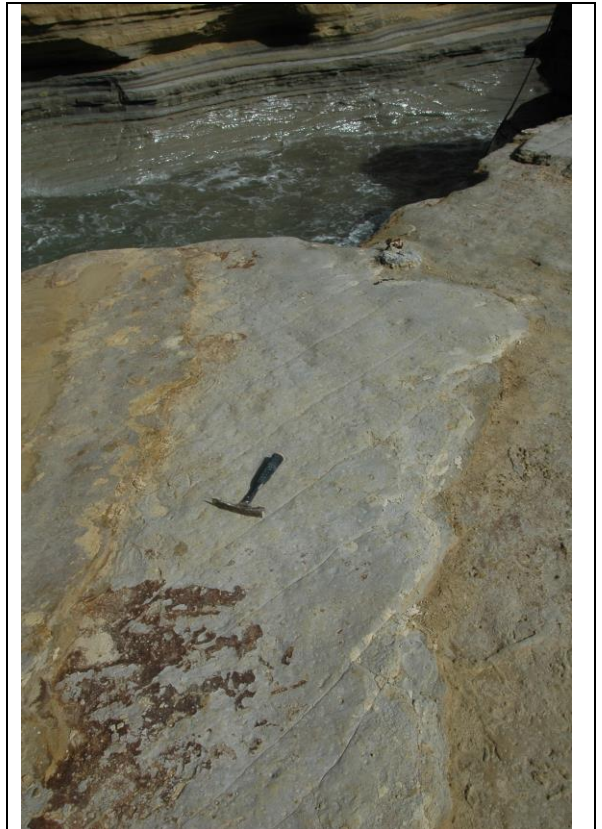


Fig. 4.4.1 Detail opname van diaklazen in kleilaag langs noord kust bij Canal d'Amour Sidari. kijkrichting ZO.

Op de fotopanelen van Schuppers staan interpretaties van de breuken in de sectie van Agios Stefanos tot aan Cape Drastis (zie bijlage 3). Na bestudering van de fotopanelen

en de eigen gemaakte foto's is geconstateerd dat de drie breuken in de klif bij Agios Stefanos verkeerd zijn geïnterpreteerd door Schuppers. Volgens Schuppers zijn de drie breuken afschuivingen, terwijl het volgens onze interpretatie gaat om drie opschuivingen. Op de fotopanelen hebben de breuken een dip naar het zuiden, maar vanaf een afstand is duidelijk te zien dat de breuken een dip naar het noorden hebben. Ook is het duidelijk te zien dat er een verdubbeling optreedt van de lagen. Door de drie breuken ontstaat er een aanzienlijke verdubbeling van enkele meters. Tijdens het onderzoek van Weltje in 1991 is deze verdubbeling in eerste instantie niet opgemerkt bij het maken van een stratigrafische log en zijn enkele tientallen banken dubbel gemeten. Tijdens een herhaling van deze log is de verdubbeling wel opgemerkt. Voor de overige breuken in de westkust komt onze interpretatie wel overeen met die van Schuppers. Onze aanname is dat de afschuivingen in de klif bij Agios Stefanos zijn ontstaan door instabiliteit van de klif en niet door extensie van het bekken. Door de constante erosie van de zee en het niet goed gecementeerde sediment heeft de klif te weinig stabiliteit en is op verschillen plaatsen afgeschoven.

Na sedimentatie van het Pleistocene sediment in het bekken, is het gehele bekken omhoog gekomen. Er wordt aangenomen dat de opschuivingen tijdens deze periode van compressie ontstaan zijn. Aangezien er in de gehele sectie erg weinig tektonische deformatie is waargenomen, is het bekken waarschijnlijk geleidelijk en langzaam omhoog gekomen. Na afzetting van de Pliocene afzettingen en na het omhoog komen van het bekken is er weinig tektonische activiteit geweest, wat valt af te leiden aan het ontbreken van tektonische deformatie in de Pliocene afzettingen.

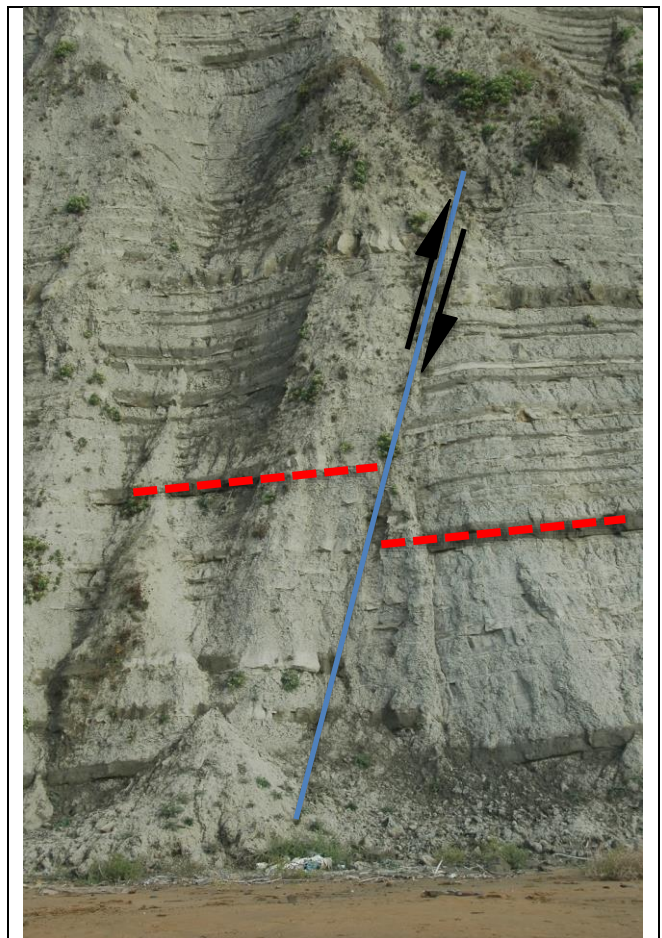


Fig 4.4.2 Breuk zichtbaar in klif bij Agios Stefanos. Opschuiving met klein verzet van enkele meters. Eerder geïnterpreteerd door Schuppers als afschuiving, maar verdubbeling duidelijk zichtbaar

4.5 Syn-sedimentaire structuren

In de Pliocene afzettingen zijn nauwelijks syn-sedimentaire structuren waargenomen. In de noordkustsectie net ten westen van Astrakeri zijn slumps waargenomen. De slumps bevinden zich in de onderste 5 tot 15 meter van de klif en lopen door meerdere zand en kleibanken. De slumps zijn aanwezig in meerdere lagen, maar worden deze lagen gevolgd langs de kust dan houden de slumps op. De slumps zijn dus niet zo breed als de gehele sectie maar alleen lokaal. De slump is ongeveer 150 meter breed en er zijn water escapes zichtbaar. Aangezien de slumps alleen hier voorkomen zullen deze niet het gevolg zijn van regionale tektonische gebeurtenissen, maar ontstaan door lokale instabiliteit van het sediment. De slumps zijn aanwezig aan de rand van het bekken, mogelijk heeft een plaatselijke steiler wordende topografie voor instabiliteit van het sediment gezorgd.



Fig 4.5.1 Detail van slumps en water escapes langs de noordkust, 500 meter ten westen van Astrakeri. in de onderste 5 meter van de klif zijn de slumps goed zichtbaar.

Ook in het zuiden van Corfu in het proximale deel van de turbidieten zijn er syn-sedimentaire structuren aanwezig in de afzettingen. In de gekanaliseerde zandlagen zijn er meerdere waterescapes zichtbaar. Deze kunnen ontstaan zijn door een snelle gewichtstoename door snel opeenvolgende sedimentatie. Dit geeft aan dat er in dit deel van de turbidieten een ander afzettingsmilieu heerste, met een hoger energetisch karakter, dan in het distale deel van de turbidieten aan de noordkust van Corfu. Een voorbeeld van de waterescapes zijn in figuur 4.5.2 zichtbaar.



Fig 4.5.2 Detail van waterescapes in gekanaliseerde zandafzetting zuid Corfu.

4.6 Geometry

This chapter will deal with the geometry of the studied lobe and interlobe deposits. The overall geometry of the lobe and interlobe bodies are very important for the stacking patterns of multiple lobes. Geometry is one of the most important factors in the progradation of the lobes, another being the shape of the basin. As discussed in chapter 4.3 the paleoflow direction is to the north.

Since the fieldwork area contained a N-S cliff face and an E-W cliff face it is possible to say something about the shape of the lobes in 2-D. The perpendicular view of the lobes can therefore be seen in the E-W cross section (strike section) on the northern part of the field work area. On the western border we find the parallel view of the lobes in the N-S section (dip section).

Another important aspect of the geometry is the depositional dip of the lobe and interlobe bodies. These dip data provides insight in tectonic movements and the stacking pattern. A change in dip can indicate movements or other changes that entire area has been subjected to during deposition.

Distinction Lobe-Interlobe

The distinction between a lobe and an interlobe is difficult to make in the field. This paragraph will describe the methods used in the field and during research to distinguish between a lobe and an interlobe. A distinction can be made on the micro- and macroscopic scale.

The distinction on the microscopic scale can be done by doing a chemical analysis of the sediments, as done by Weltje & de Boer

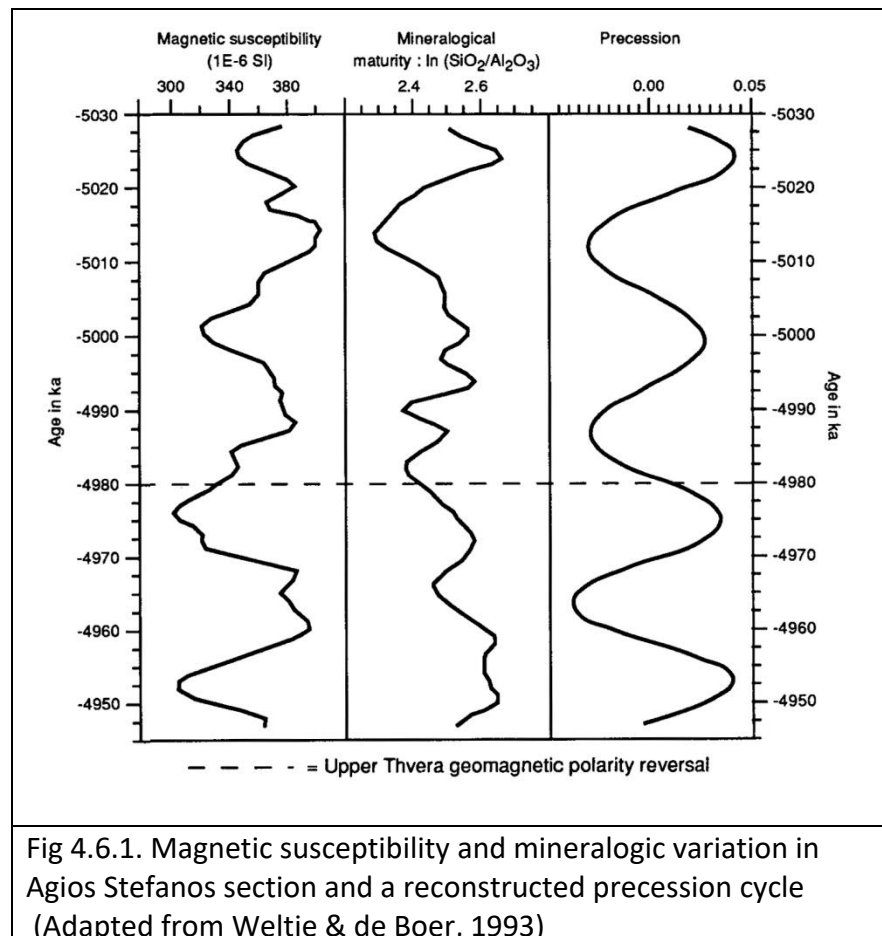
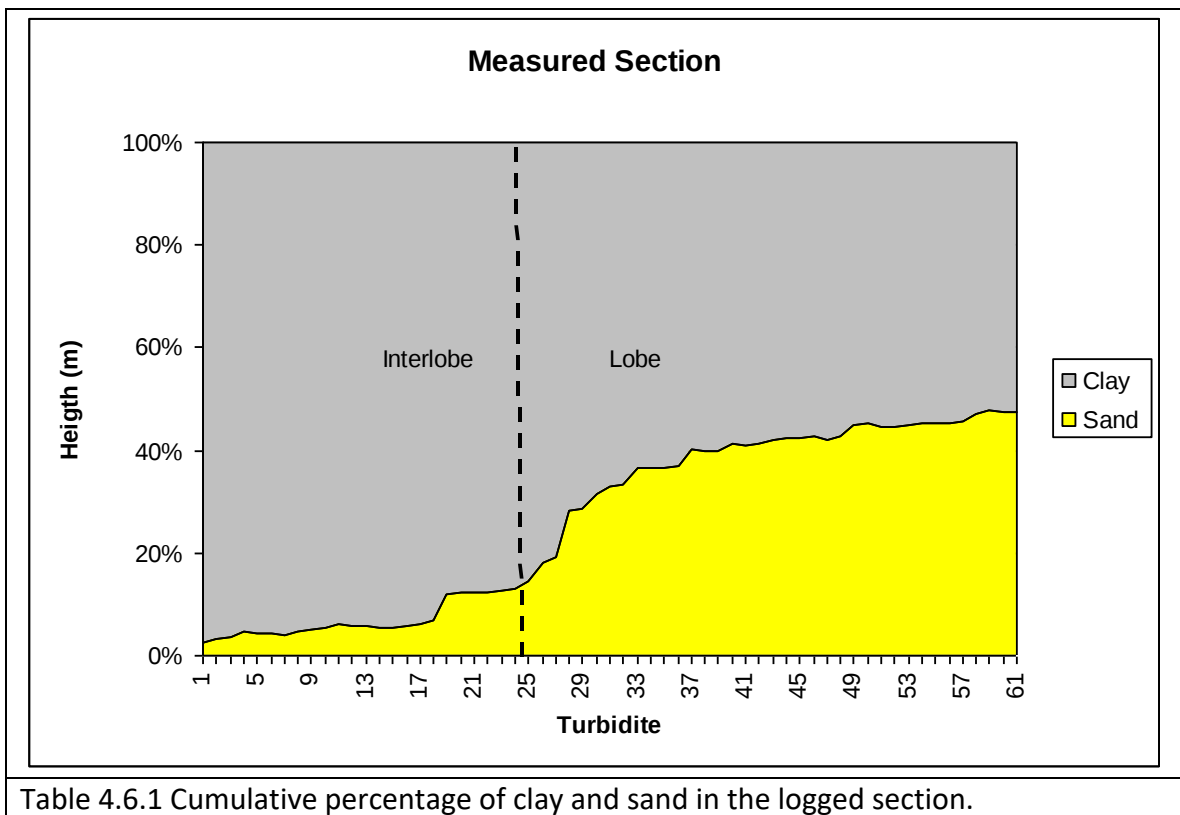


Fig 4.6.1. Magnetic susceptibility and mineralogic variation in Agios Stefanos section and a reconstructed precession cycle (Adapted from Weltje & de Boer, 1993)

(1993). The ratio of quartz /feldspar is an indicator of the maturity of the sands. As explained in the lithofacies chapter the interlobes have a low quartz feldspar ratio and the lobes a high ratio. The magnetic susceptibility in figure 4.6.1 is the inversely proportional to the CaCO_3 content. A high CaCO_3 content indicates a lobe and a low content an interlobe as discussed in the chapter 4.1. Both signals show a gradual and regular variation that correlate to the precession cycle (Weltje & de Boer, 1993).

On a macroscopic scale it is possible to identify the lobes and interlobes by differential erosion. Due to lower sand content the interlobes weather more easily and develop badland erosion (Fig 4.6.1 and 4.6.2). The badlands start at the top of the lobes and continue until just below the top of the underlying lobe. Another method of identification is the lobes, containing more sand the interlobes, act as aquifers and are therefore waterlogged. As a result the lobes are of a darker colour than the interlobes.

One of the properties of the turbidite sands is that the sands weather to a yellowish colour. This means that, for the same reasons as above, the lobes are more yellow than the interlobes. On the other hand, the interlobes contain relatively more clay and thus weather to a greyer colour than lobes. A distinction can be made by looking at the colour in the field.



A very clear example of the boundary between a lobe and interlobe is outcropping at the cliffs of Sidari.

The boundary between the lobe and interlobe is smooth, and can be distinguished by colour. As explained above, the lobe is yellow coloured and the interlobe is for more grey. At this outcrop we logged 11 meters of cliff, which is shown as a blue line in figure 4.6.4 . The boundary is very clear when simply looking at the figure 4.6.4. Another method of finding the boundary is by interpreting the log data.

Table 4.6.1 shows how much the sand and clay contribute to the cumulative thickness of both the sand and clay layers. After turbidite number 26 there is a clear change of trend, indicated by the dotted line. After this turbidite the amount of sand in the turbidites clearly increases until 40% of the total height while it is only 10% during the interlobe stage. The amount of clay however does not significantly increase as is shown in table 4.6.1, since if this would be the case the ratio between sand and clay would not change very much. This indicates that the amount of clay is not related to the amount sand, as expected.

When further away from the cliffs than a hundred meters all these methods can be combined to get a complete overview. At this distance the shape of individual waterlogged lobes appeared to pinch out or stack in a non parallel method. This topic will be further discussed in subsequent chapters.

Geometry dip section

Between the town of Agios Stefanos and Cape Drastis 4.5 kilometer of north-south stretching cliff is exposed. This is parallel to the dip of the turbidites and therefore referred to as the dip section. Using the photopanel made by Schuppers (1992) and our own high resolution digital photo panels an interpretation of the lobe-interlobe cycles was made. Turbidite ignition depends on many factors but the angle to start flowing can be in the order of magnitude of 0.1 degree (Saluti, 1996). The angles measured at the stretch of cliff are much larger and vary a little.

Since this stretch of cliff is parallel to the paleo-flow direction it is unlikely to see a turbidite pinch out, but there are a number of turbidites that do. It is unlikely to see a pinch out in the section since the turbidites are very elongated in the dip direction, meaning that are stretched over the entire length of the system which is much more than the investigated area. A turbidite that does not pinch out in this section can of course pinch out in the strike section. So, the turbidites do not thin significantly when followed downstream. Along the N-S section we assumed the thickness of the turbidites and lobes to be constant within the fieldwork area. Any differences in dip are therefore assumed not to be caused by sedimentary structures or differential thicknesses. The differences are likely to be created by tectonic movements.

Appendix 1 contains our interpretation of the N-S section. This interpretation is based on the photopanel made by Schuppers (1992) and our own high resolution pictures.

Starting with the oldest turbidites (Fig 4.6.1), near the town of Agios Stefanos, we measured a dip of about 6.5° . Continuing northwards the apparent dip continues to slightly decrease. At Cape Drastis (Fig 4.6.2) the dip is only 2.0° .

Within 4.5 kilometer the dip has decreased 4.5° , meaning that every kilometer the dip decreases by a degree.

The total sediment accumulated along the 4.5 kilometer is approximately 500 meter. We assume that during deposition of the system the whole system has undergone a rotation of at least 4.5° , caused by the thrusting of the Corfu sheet.



Fig 4.6.1 Stacking pattern of the southern part of the N-S section. Badland erosion of the interlobes is clearly visible. Dip is approximately 6 degrees.

Significant thinning as present in the E-W section (next paragraph) is not present in the N-S section. As explained in the previous paragraphs this is due to parallel nature of the section to the flow direction. Careful study of the high resolution digital photographs does reveal a turbidite that pinches out in this section. It is very difficult to visualize these since the turbidites goes from 0.2 m to 0.1 m in 120 meters. This comes down to a 0.1° angle, which is impossible to show on this paper. The overall geometry of the lobes in the N-S section is simply a parallel 'layer-cake' of lobes and interlobe with a dip gradually declining from 6.5° to 2.0° towards the north (Fig 4.6.1 and 4.6.2).

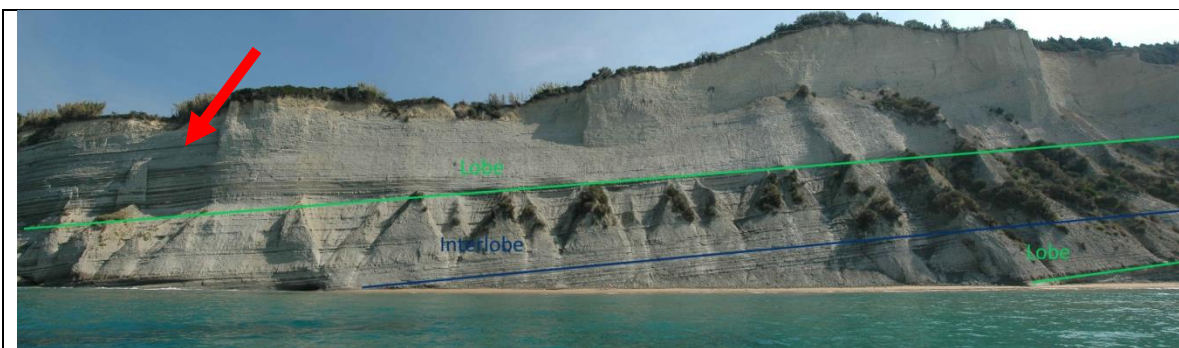


Fig 4.6.2 Stacking pattern of the northern part of the N-S section. Badland erosion of the interlobes is clearly visible. Dip is approximately 3 degrees. Red arrow indicates waterlogged lobe.

Geometry strike section

Between Cape Drastis and Cape Roda 9.1 kilometer of cliffs and beaches are exposed. The total length of the is 5.7 kilometers; the remaining 3.4 kilometer is either beach or cliffs lower than 5 meters. Most of these cliffs are E-W oriented. Since the paleo-flow direction is to the north this section is perpendicular to the paleo-flow. This means that we can expect to see the stacking pattern perpendicular to the flow. The gradual change of dip observed in the N-S section is not seen in the E-W section. There are a number of different dips visible in this section. These are due to the stacking pattern of the lobes and not due to tectonic uplift (Figure 5.2.3.1 shows the stacking pattern dips mentioned.). Turbidites often pinch out in this section and a number of examples will be discussed in the following paragraphs.

Appendix 1 contains our interpretation of the E-W section. This interpretation is based on the photopanel made by Schuppers (year) and our own high resolution pictures.

Between Cape Drastis and the cliffs of Sidari is a stretch of cliffs of 1.5 kilometers with a maximum height of 130 meter. This section contains five lobe-interlobe intervals. The lobe-interlobe couples are vertically-stacked and have a very small dip (<1 degree) to the east.



Fig 4.6.3 Stacking pattern north strike section NW Corfu

In fig 4.6.3 the green lines represent a turbidite within a lobe interval. The blue lines represent turbidites within an interlobe interval. There are more lobes and interlobe present but these are not indicated, since the amount of lines would get overwhelming. The top green line dips towards the east. This is a turbidite that prograded on top of the previous turbidite. It does not necessarily pinch out in this picture. The turbidites below the green line do pinch out, creating the 'ramp' on which the green turbidite prograded. The dip of the prograding turbidite is at the steepest 3 degrees. When this process is repeated a set of foreset beds is created within the lobe interval.

The blue line, representing a turbidite in an interlobe interval, this prograding does not happen. The dip of this type of turbidites varies from 0.5° at sea level, to 0.2° near the top of the cliffs.

The cliffs of Sidari offer a 3D view of the turbidites, since the cliffs have eroded in a typical form.

Figure 4.6.4 shows the pinching out of lobe-turbidites onto the interlobe clays. Previously this figure was used to visually explain the difference between lobes and interlobes. The green line identifies the shape of a turbidite pinching out towards the east. Within 20 meters the entire turbidite pinches out from its full thickness to almost nothing.

Slightly to the east from figure 4.6.5 even more turbidites pinch out. The arrows in in figure 4.6.5 indicate were a turbidite pinches out. When the turbidite is followed to the west (left) we see that it becomes much thicker.

This is illustrated by the brackets. The larger bracket on the western part of the picture is at least two times larger than the bracket on the eastern part of the picture. The difference between two is a result of the turbidites pinching out. (Of course, it is due to the perspective, but this cannot explain the entire difference.)

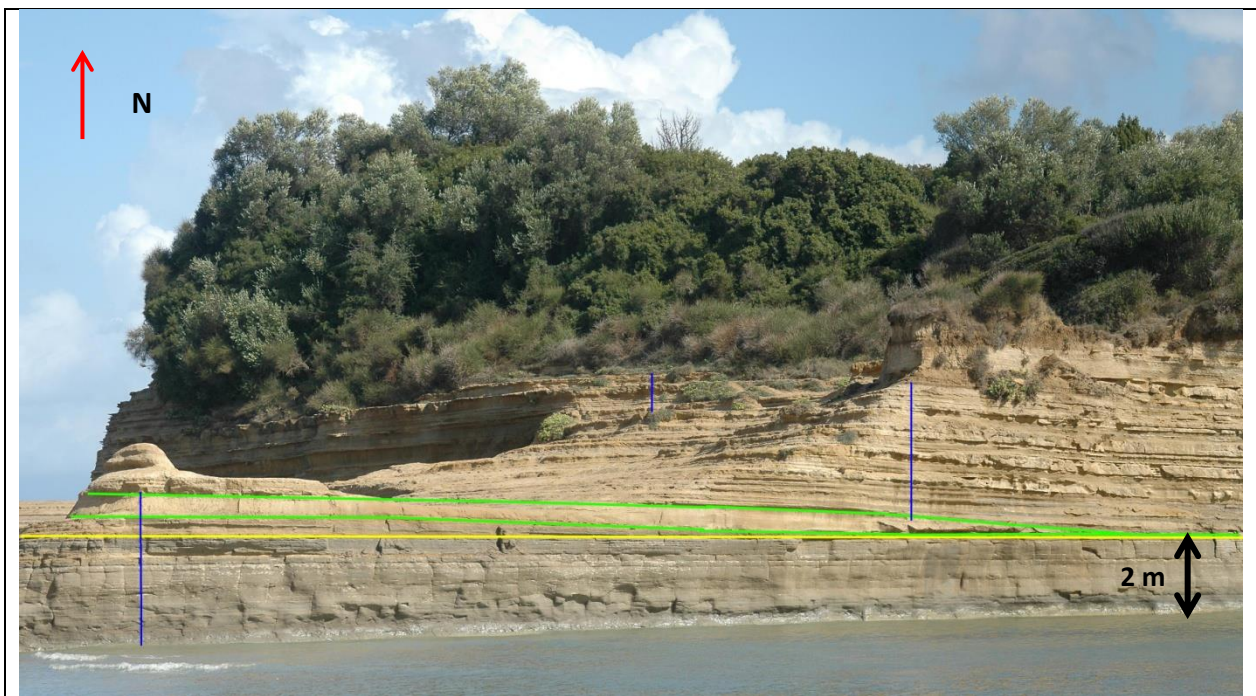
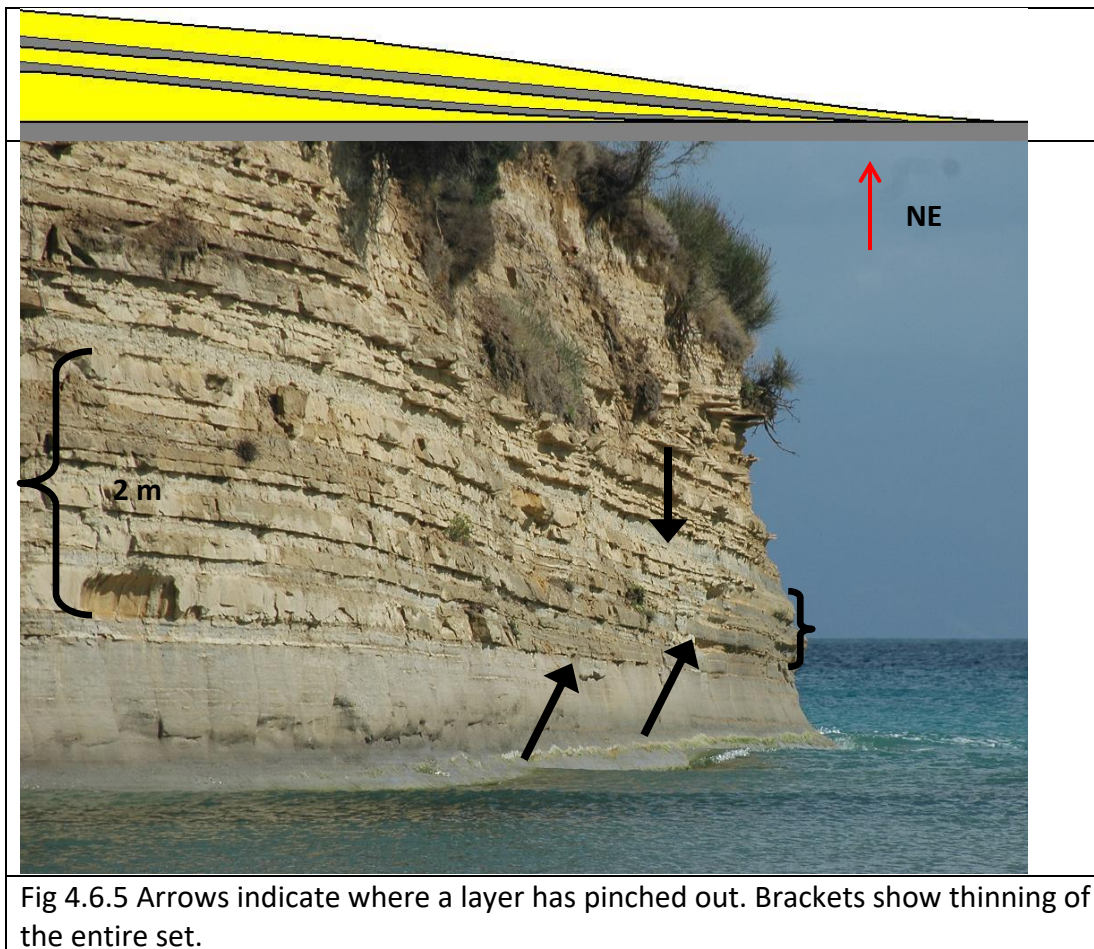


Fig 4.6.4 Green: Single lobe terminating; Yellow: Interlobe / Lobe boundary; Blue: Measured Sections.



In fig 4.6.6 is another example of a turbidite pinching out and the next turbidite prograding over it. Within the red box are two turbidites, with pillar-like erosional features, with a thickness of 20 to 30 centimeters. The bottom turbidite pinches out towards the east. In just a few meters it thins to just 1 or 2 centimeters. The top turbidite on the other hand is thickening towards the west. A rough estimate is that it gains roughly 25 percent in thickness within the red box. Furthermore, lithofacies 2 does not show the same behavior. All three layers 'sandwiching' the turbidite set do not pinch out or thicken.

These sets of a bottom turbidite pinching out towards the east and a top turbidite prograding east are very common at the Sidari outcrop.

Fig 4.6.6 is an example from within a lobe interval and is a close-up from figure 4.6.3 where we saw the 3° foreset bedding.

When this information is combined we find that the combination of prograding and pinching out of the lobes cause the turbidites to have a sigmoidal shape.

Coming from the west the turbidites prograde over the previous turbidites and become slightly thicker.



Fig 4.6.6 Turbidite pinches out, very thin lithofacies 2 and then a second turbidite progrades over the previous. The diagram above the picture is a schematic interpretation.

Depending on the amount of sediment available it starts to pinch out after a variable distance. More on this shape and stacking pattern will be explained in the following chapters.

This chapter has identified the different geometries visible in the field and on the photo panels. The N-S section contains parallel lobe-interlobe intervals with very little pinching out visible. The E-W section contains lobe-interlobe intervals pinching out towards the east. It also contains turbidites that prograde eastwards. These two facts combined give the turbidites a sigmoidal shape. This shape is more pronounced in lobe intervals than it is in interlobe intervals. Chapter 5 will deal with the stacking pattern, development and geometrical model of the entire turbidite system.

5. Modeling

5.1 Ouderdoms model

De Corfu turbidieten zijn een typisch voorbeeld van een cyclische turbidiet afzetting. Vaak zijn deze zeer constante cyclische afzettingen gekoppeld aan een astronomische paleoklimatologische cyclus. In dit hoofdstuk zullen wij een hypothese opstellen voor de datering van de turbidieten en hoe de periodiciteit van de Corfu turbidieten hiervoor kan worden gebruikt. Het hoofdstuk begint met een beschrijving van de al eerder uitgevoerde onderzoeken die deze periodiciteit al hebben beschreven, waarna wij onze eigen nieuwe resultaten presenteren. Deze resultaten bevatten vooral nieuwe detail opnamen van de turbidiet afzettingen. In de analyse zullen onze resultaten besproken worden en een voorstel voor mogelijk vervolg onderzoek.

5.1.1 Beschrijving

Ons doel van dit onderzoek was de Corfu turbidieten nauwkeurig te kunnen datering. Over de datering van de turbidieten zijn al verschillende publicaties geweest, die specifiek geschreven zijn over de ouderdom en cycliciteit van de Corfu turbidieten, deze literatuur is de basis voor ons onderzoek. Naast de literatuur die over Corfu beschikbaar is, is er ook veel literatuur over de diepe mariene Trubi afzettingen die tijdens dezelfde periode zijn afgezet in Italië. Deze afzettingen zijn met zeer hoge resolutie gedateerd en hebben een hele regelmatige cyclische afwisseling, zijn even oud als de Corfu turbidieten en daardoor goed te gebruiken om de turbidieten op Corfu te dateren (Lourens et al, 1996). Van de turbidieten is door Linssen een magnetografische log gemaakt (Linssen, 1991) en zijn er vier ompolingen van het aardmagnetische veld gelokaliseerd. Deze magnetische ompolingen kunnen wij gebruiken om het tijdsmodel verder te kalibreren en een nauwkeurige datering te maken.

Het doel van dit onderzoek is de hypothese dat de cycliciteit van de Corfu turbidieten gerelateerd is aan de regionale paleoklimatologische precessie cyclus te toetsen. Deze hypothese (Weltje & de Boer, 1993) is gebaseerd op een lithostratigrafische log van 90 meter, met daarin meerdere afwisselingen tussen lob en interlob. Om deze hypothese te onderzoeken willen kijken of het periodieke precessie signaal meetbaar is over de gehele westkust van Corfu. Voor de datering gebruiken we naast de aardmagnetische ompoling ook de Mioceen – Plioceengrens, die in het gehele mediterrane gebied uitgebreid is gedocumenteerd.

De Mio- Plioceengrens is vastgelegd met behulp van de eerste zand/mergelbanken die de bio-events bevatten die overeenkomen met de eerste Trubi banken (Pierre et al, 2006). Naast dat de grens is vastgelegd zijn ook de eerste vijf Trubibanken vastgelegd die wij gebruiken voor het begin van de dikte – ouderdoms grafiek. De eerste vijf Trubi banken op Corfu hebben een dikte van 5,2 meter en zijn gedateerd op 5,246 Mjr (Lourens et al, 1996)

In de stratigrafische dikte, figuur 5.1.1 die is opgesteld door Linssen zijn er vier aardmagnetische ompolingen gelokaliseerd. De eerste ompoling die is gevonden, Upper Thvera, ligt volgens Linssen op 142 meter, op welke plaats de meting begint is niet duidelijk. Aan de hand van de beschrijving, figuur 4 uit het proefschrift en onze stratigrafische log van Agios Stefanos, is de locatie van de Upper Thvera ompoling gelokaliseerd in de klif. Ook de ompoling van het Sidufjall bottom is aan de hand van de beschrijving gelokaliseerd. Van deze ompolingen zijn waypoints gemaakt die digitaal beschikbaar zijn, en zijn genoteerd in de digitale stratigrafische log van de Agios Stefanos sectie. De stratigrafische diktes van Linssen kunnen worden gebruikt om de interpretaties van Schuppers de kalibreren. Vanaf de Upper Thvera ompoling zijn de stratigrafische diktes van Linssen vergeleken met de diktes van de interpretaties van Schuppers. Door de diktes van Schuppers van de lob- interlobben op te tellen tot de diktes van Linssen, kan bepaald worden in welke lob of interlob de aardmagnetische ompoling aanwezig is. Deze gegevens staan in figuur 5.1.2 uitgezet tegen de tijd. De interpretaties van Linssen in de noordkust zijn minder duidelijk dan in de westkust, dit komt doordat de noordsectie een doorsnede van de lobben laat zien in de strekking van de turbidieten en hierdoor de lobben uitdoven en de overgangen tussen lobben en interlobben daardoor onduidelijk worden.

Voor de ouderdomsbepaling van de noordkust moet een stuk worden overbrugd bij Sidari waar een groot stuk in de klif ontbreekt. Om te voorspellen welke lob of interlob aan de oostkust van Sidari zichtbaar is, is vanaf Kaap Drastis een herkenbare opeenvolging gevolgd totaan Sidari zie figuur 5.1.3.

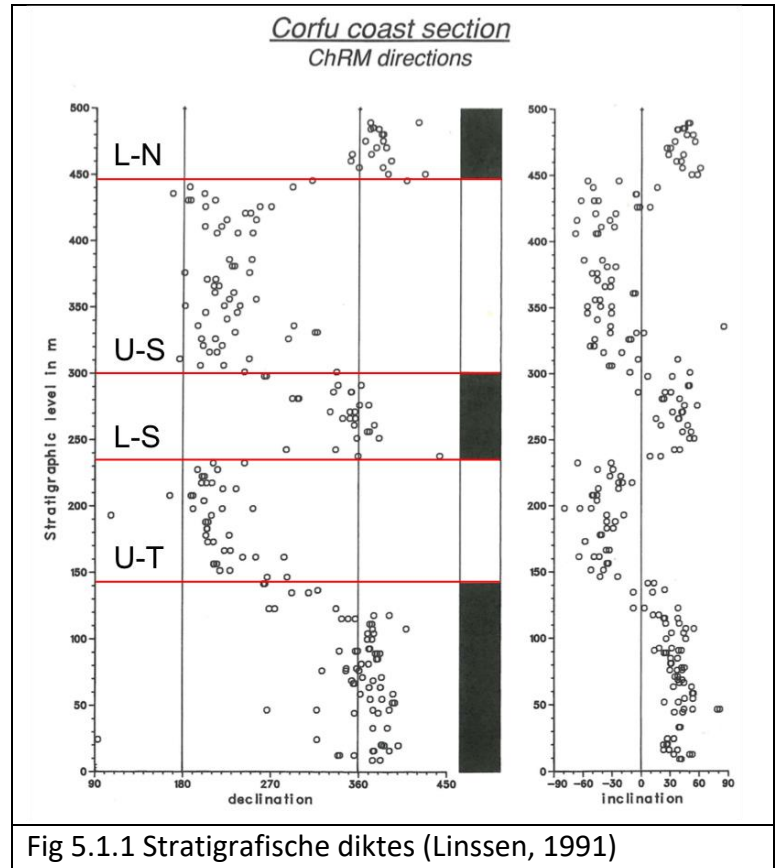


Fig 5.1.1 Stratigrafische diktes (Linssen, 1991)

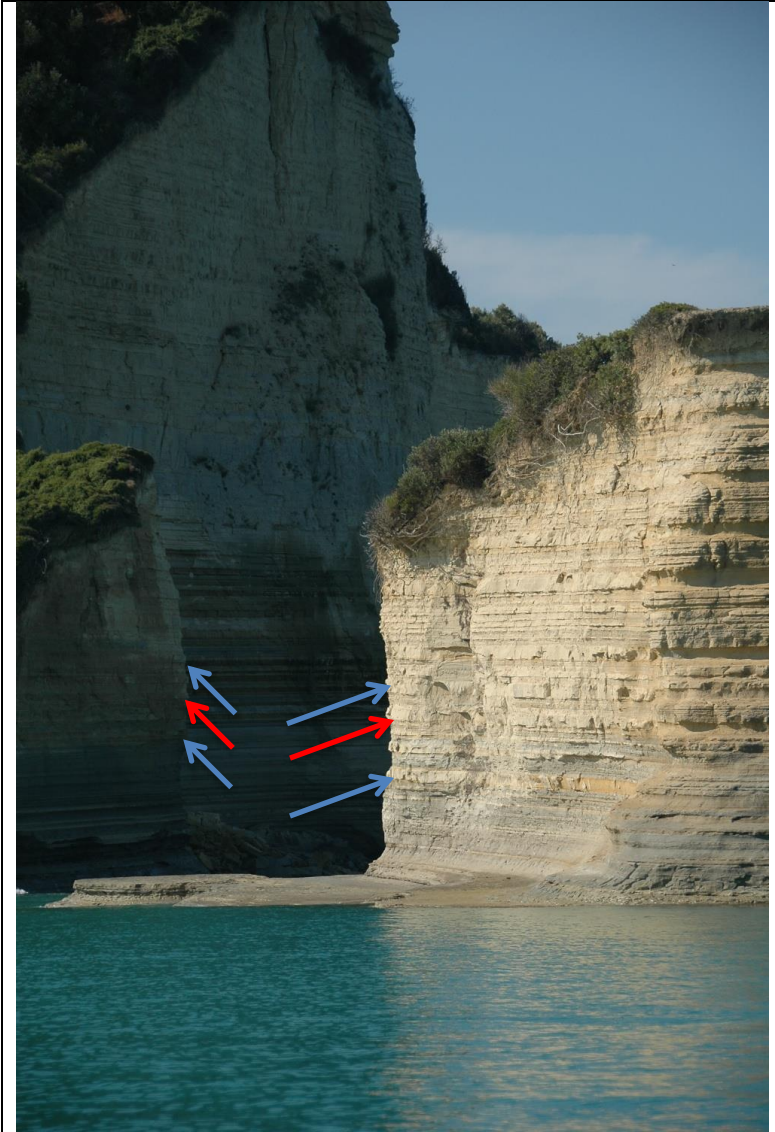


Fig 5.1.3 gevolgde opeenvolging in lob 18

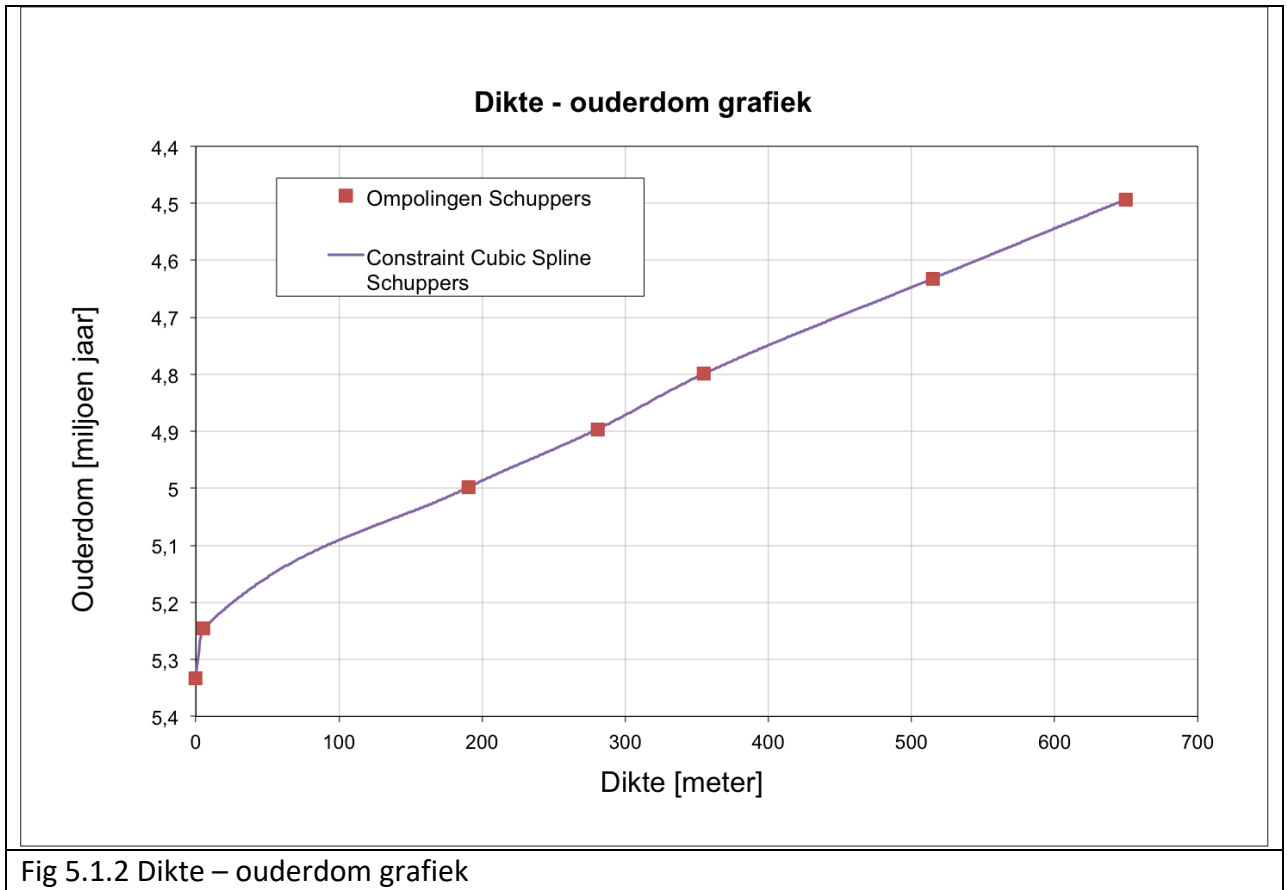
5.1.2 Resultaten

Bij de stratigrafische diktes van Linssen is de dikte voor de eerste ompoling, Upper Thvera, berekend op 142 meter. Berekening door ons uitgevoerd geven aan dat de dikte tussen de Upper Thvera en de Mio- Plioceneengrens ongeveer 180 meter bedraagt. Hiervoor is gekeken naar de hoek van de banken aan het begin van het strand bij Agios Stefanos en de afstand in de lengte richting van de gemeten hoek tussen de Mio- Pliocene grens en de eerste bank. De hoek van de zandbanken bedraagt 6,8 graden en de afstand is 1170 meter. De dikte van het missende gedeelte bedraagt ongeveer 138 meter, hiermee komt de dikte vanaf de Mio- Pliocene grens tot de Upper Thvera op 185 meter. De dikte van de lagen tussen de eerste bank en de Upper Thvera zijn hier bij opgeteld.

Tussen de Upper Thvera en de Lower Nunivak ompoling is er 304 meter sediment afgezet volgens Linssen. Bekend is dat de Lower Nunivak ompoling gevonden is in de baai net ten oosten van Kaap Drastis. Met de diktes van Schuppers opgeteld tot 304 meter vanaf de Upper Thvera komen we precies uit in de lob die zich bevindt in de baai. Dit laat zien dat de diktes van Linssen en Schuppers goed overeenkomen. De plaatsen van de andere ompolingen staan weergegeven in tabel 5.1.2. In de interpretatie van Schuppers is er wat onduidelijkheid bij lob 13, hier heeft hij een lob 13-a/b/c/d. Op onze detail foto's is er wel een onderscheid tussen deze lobben te zien en komt er een extra lob bij. De lob die dus uit komt in de baai van Kaap Drastis is niet lob 14, zoals aangegeven op de interpretatie van Schuppers maar lob 15 et cetera.

Plaats	Magnetische ompoling	Ouderdom	Lob – interpretatie	theoretische aantal cycli	theoretische locatie	Verschil
Agios Stefanos	Upper Thvera	4,998 Ma	midden interlob 2			nvt
Avliotes	Lower Sidufjall	4,896 Ma	top interlob 6	4,4 cycli	onderkant lob 7	geen
Peroules	Upper Sidufjall	4,799 Ma	top lob 9	4,2 cycli	onderkant lob 11	1,5 cycli
Kaap Drastis	Lower Nunivak	4,632 Ma	top interlob 15	7,2 cycli	onderkant lob 19	1,5 cycli
Noord kust	Upper Nunivak	4,493 Ma	---	6,0 cycli	onderkant lob 25	onbekend

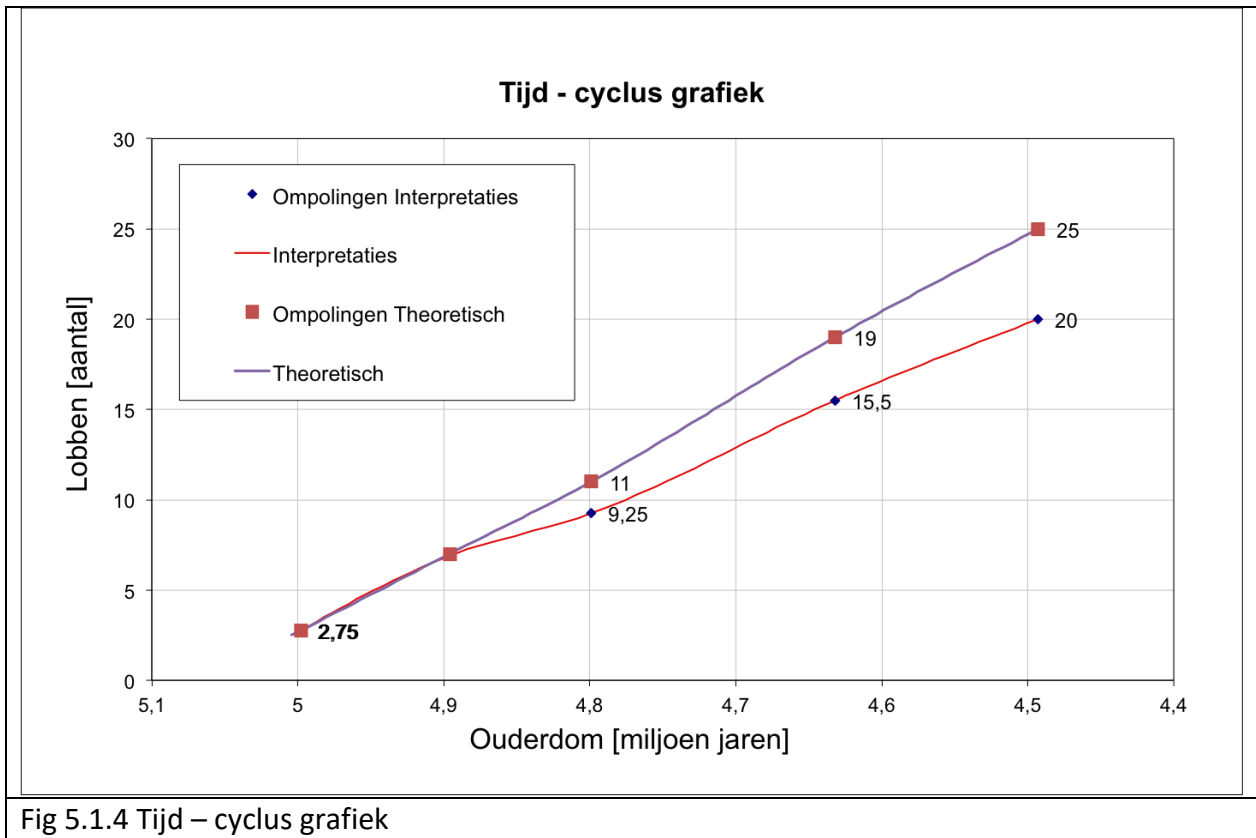
Tabel 5.1.2 Overzicht van ompolingen en de locaties



In de dikte ouderdom grafiek is gebruikte gemaakt van een Constraint Cubic Spline om de gladde curve te maken die de dikte tussen de ompolingen benadert. In werkelijkheid zal de lijn licht golven, omdat tijdens de lobben de meeste dikte wordt afgezet. Deze wordt echter in zeer korte tijd afgezet, omdat de turbidieten die de lobben voor een groot gedeelte vormen in enkele dagen worden afgezet. De interlobben die voornamelijk uit kleilagen bestaan nemen hierdoor een groot gedeelte in van de 23.00 jaar van de precessie cyclus. Wat de exacte verhouding tussen een interlob en lob is, is nog niet goed bekend. Om hier achter te komen moet de datering veel nauwkeuriger zijn dan een precessie cyclus, wat moeilijk is op sedimenten van deze leeftijd van 4-5 miljoen jaar oud. Wel zou dit onderzocht kunnen worden op hele jonge afzettingen waar die ook klimatologische gestuurd zijn.

Om het verschil weer te geven in welke lob de ompolingen zijn gevonden en in welke lob de ompoling zou moeten zitten, als het precessie signaal volledig zou kloppen, is de figuur 5.1.4. Tot de tweede ompoling, Lower Sidufjall, in de west kust klopt het aantal cycli met het precessie signaal van 23.000 jaar. Na deze ompoling zijn minder lob-interlobcycli aanwezig dan er zouden moeten zitten. In de figuur beginnen de lobben bij gehele waarden, zo is lob 9 aangegeven met 9, interlob 9 is aangegeven met 9,5. Is de

ompoling gelokaliseerd in het midden van interlob 9 dan wordt dit aangegeven met 9,75.



5.1.3 Analyse

De berekeningen met behulp van de precessiecyclus geven aan dat er meer sequenties geweest moeten zijn dan er daadwerkelijk terug te zien zijn in de kliffen. Dit kan te maken hebben met het feit dat de ontsluiting een aansnede van het systeem is waarin een aantal lobben niet zichtbaar zijn, omdat deze door laterale migratie op een andere locatie zijn afgezet.

In de dikte - ouderdom grafiek is te zien dat er in het begin van het systeem er een zeer snelle sedimentatie is. Dit zou kunnen zijn omdat in het begin het bekken nog leeg was en er veel sediment afgezet kon worden. Naarmate het bekken vol raakt wordt het lastiger voor het sediment om het bekken te bereiken en neemt de sedimentatie af. Met de grafiek kunnen de cycli zeer nauwkeurig worden gedateerd, omdat de punten waarmee de lijn is gekalibreerd bestaat uit ouderdommen die in de literatuur worden gedateerd tot enkele Kjr nauwkeurig. Door deze studie kunnen turbidieten die een zeer regelmatige afwisseling vertonen misschien vaker worden gekoppeld aan astronomische cycli zoals de precessie cyclus en door de vaak hoge sedimentatie snelheden heel nauwkeurig tot op paar duizend jaar gedateerd worden op miljoenen jaren ouderdom.

5.2 Geometrical model of the Corfu turbidites

The Corfu turbidites system is an example of a system with an unusual stacking pattern. This chapter will discuss a proposition for a geometrical model of the entire system. The internal stacking pattern and progradation directions of the turbidites and the entire system will be discussed. Finally the shape of the basin will also be discussed. The chapter starts with a description of the work that was done on the model and continues with the obtained results. These results include schematic drawings and 3d models of the fieldwork area. The paragraphs covering the analysis will discuss all results mentioned above.

5.2.1 Description

This study was conducted to better understand the shape and size of the turbidite system. The literature available on this specific system was very limited and most of it covered the age and cyclicity of the lobe and interlobe. A thesis by Schuppers (1993) on 'deep marine clastic sediments from foreland basins' is the only literature available discussing the Corfu turbidites geometry. The description and explanation is very brief, and this chapter will expand upon the ideas developed in the thesis.

When this study was started we aimed for a complete static 3-d model of the entire turbidite system. Soon we discovered that this was very difficult to do due to the nature of the lobe and interlobes. The lobes are just 25 meter thick and multiple kilometers long and wide. The shapes we would like to visualize would simply not be visible in the model. The model would contain 25 slightly tilted planes, tightly packed within 500 vertical meters. This model would not be very good at conveying the concepts we are trying to explain. We did try multiple modeling packages, such as Arcgis, Petrel and Move and none of them would show proper results.

We also decided that a complete 3d-model would not add any value to the report and decided not to build one. So, we opted for modeling individual lobes and interlobes in the dip and strike direction. The schematic diagrams were made using photoshop and contain 2-d sections in both the strike and dip direction. The diagrams are based on the results from the geometry chapter and geological setting.

A 3-d model of the topography with the geological map of north-western Corfu overlain was made and used to interpret the basin margins and bottom. This was done in the Move software package. The model clarifies the margins of the basin and the current topography of NW-Corfu.

5.2.2 Results

Figure 5.2.2.1 is an entire single turbidite originating from a hyperpycnal flow more than 100 kilometer to the south of Corfu. With the angles exaggerated we see a slow decent from the rivermouth to the deposition depth near Corfu. The red box indicates the approximate studied area. Since a number of pinch-outs are observed in the area we

can assume that we are in the lower part of turbidite and the presence of Bouma T_d also indicates a distal setting.

In the dip section the turbidites are parallel to each other with no signs of paleo topography. All these arguments lead us to assume that we are slightly behind the toe of the turbidite.

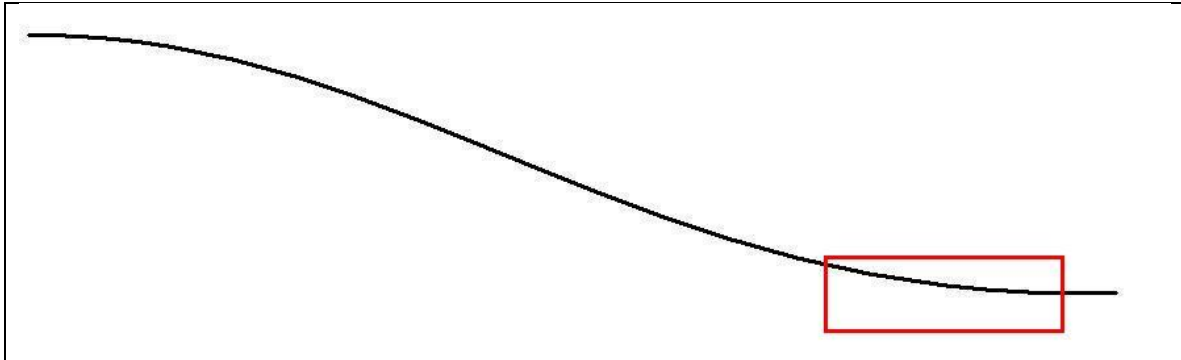


Fig 5.2.2.1 Shape of a complete individual turbidite. Angles are very much exaggerated. Red box indicates the location of the fieldwork area. Length of entire turbidite: >100 km

Strike section model

The strike section (E-W) contains multiple examples of the prograding stacking pattern to the east. Figure 5.2.1.2 shows the stacking pattern of multiple turbidites within a lobe interval.

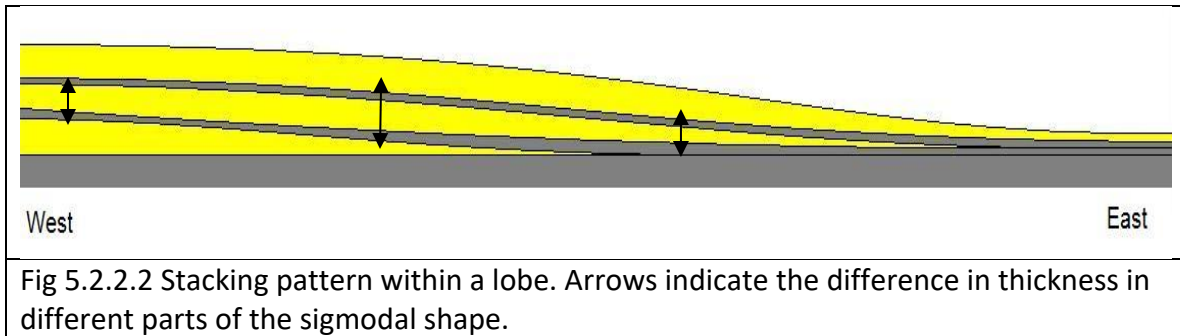
The bottom turbidite is pinching out towards the east in less than 200 meter assuming the cliffs of cape Drastis are representative for the entire system. This means that it decreases from a uniform thickness maintained over a large distance to a layer with a fraction of this thickness. The largest decrease in thickness occurs in just 20 meters if the outcrop of Sidari is representative for the entire system.

The next turbidite is deposited slightly more to the east due to the fact that the turbidity current chooses the most energy efficient path; thus the lower lying area to the east is favoured.

A small uplift in the west due to thrusting also causes the shift towards the east.

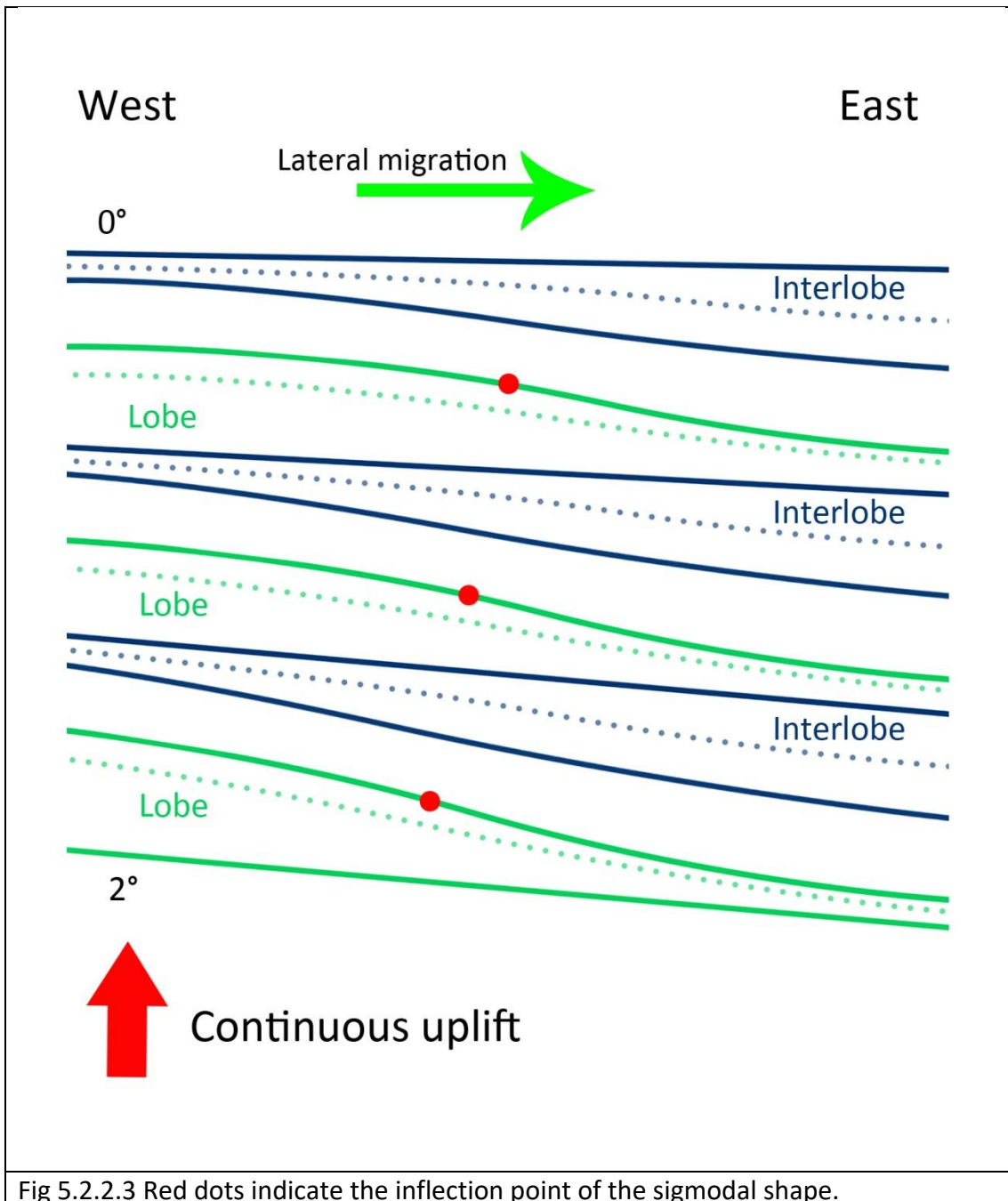
The angles in figure 5.2.2.2 are exaggerated to better convey the internal structure.

The Sidari outcrop (figure 4.6.6) contains examples of this structure. Another important detail is the thickness of the turbidites. It is much thicker in the descending part than it is in the top and bottom part. This is due to the properties of the sigmoidal shape and can be seen in figure 5.2.2.2. As the lobe overlaps the previous lobe to east the thickness of the turbidite first increases until it finally pinches out. It is therefore that there is also a slight westward pinchout visible in figure 5.2.2.2.



When the stacking pattern in figure 5.2.2.2 continues a lobe develops into the characteristic shape seen in the previous chapter (figure 4.6.6). As the lobe-interlobe cycle continues and the system enters an interlobe interval the deposition of sand decreases. For this reason, the interlobe intervals have a less steep pinching out slope. As this effect continues, the interlobe interval evolves towards a horizontal depositional floor. As time progresses the system enters the lobe interval again, with steeper pinch-out slopes and creating an uneven floor. (As seen in fig 5.2.2.2) When this process is repeated multiple times a stacking pattern becomes visible. The lobes could pinch out either to the east or west, since the basin floor is horizontal after an interlobe interval. Westward pinchout is not seen in the Corfu lobes due to the fact that the basin was thrust over the Apulian sheet in the west. The uplift in the west caused a dip to the east and forced all the lobes to pinch out towards the east. Since the thrusting occurred during deposition the oldest lobe-interlobe cycles were continuously uplifted and tilted. Therefore, the lowest intervals in the cliffs have a bigger dip than the ones at the top since they were subjected to the uplift longer.

Combining all these different influences in a schematic drawing, we obtain figure 5.2.2.3. As the bottom lobe-interlobe intervals are deposited on a nearly horizontal paleo-floor the continuous western uplift causes them to be tilted towards the east. Every interlobe interval evolves towards a leveled seafloor. The effect of these influences is a system that migrates eastward as can be seen in figure 5.2.2.3. The red dots indicate the inflection point of a turbidite with a lobe interval. This inflection point is migrating eastward, indicating the western uplift.

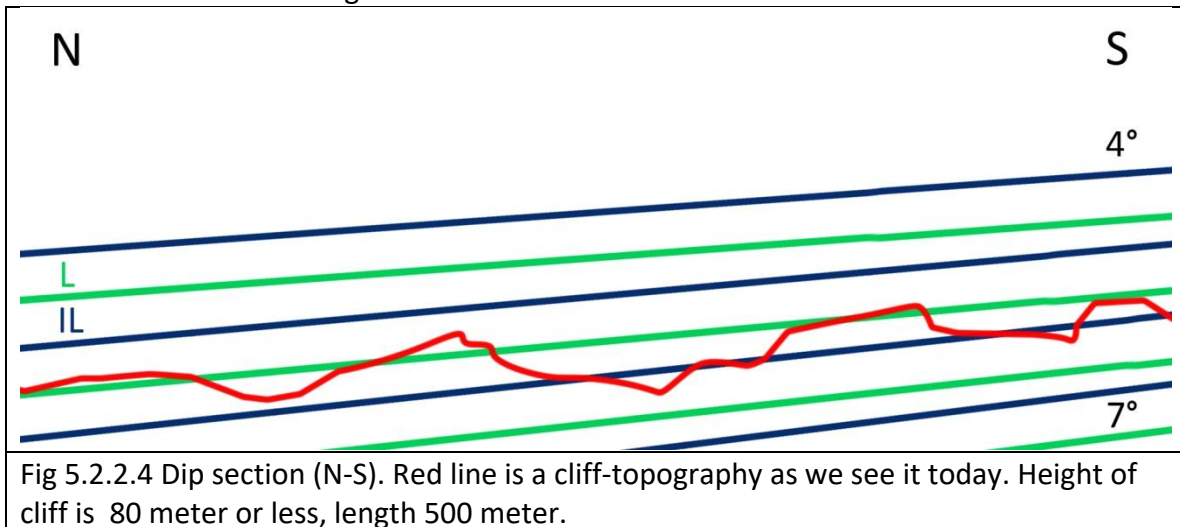


Dip direction model

The dip direction is much simpler than the strike section. As explained chapter 4.6, the turbidites are horizontally parallel to each other. As the system expanded over time the individual lobes and interlobes are stacked directly on top of each other. The only other influencing factor is a tectonic uplift on the southern side. The system likely started out with a horizontal paleo-seafloor, since a thick package of hemipelagic mud precedes the system, smoothing any topography. The only topography that was not smoothed is the

intrabasinal high in the north which caused the reversals in the oldest turbidites. Uplift from the south during deposition caused a dip towards the north, tilting the older lobe-interlobe intervals more than the younger.

This is pictured in figure 5.2.2.4, where the bottom is inclined by 7° and the top by only 4°. The southern part of the cliffs at Agios Stefanos has this inclination. The red line is an example of the current cliff edge, indicating that it is very difficult to get an idea of the inclination whilst standing next to the cliff.



For reconstruction of the basin floor the program Move was used. It enabled us to create a digital elevation model (DEM) of Corfu and drape the geologic map of the fieldwork area over this topography. Figure 5.2.1.5 shows an example of the DEM with the some indication of some outcrops.

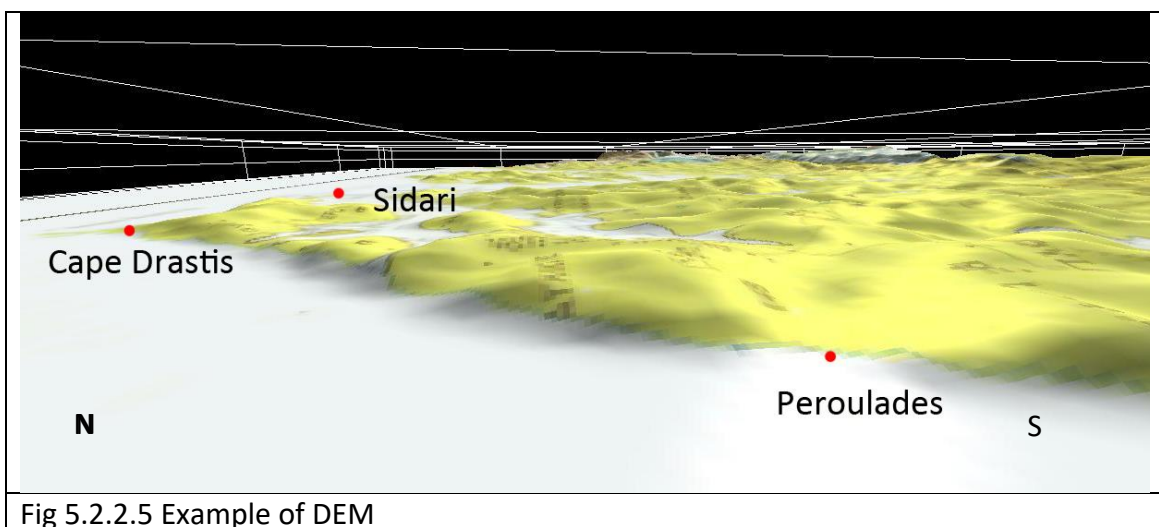
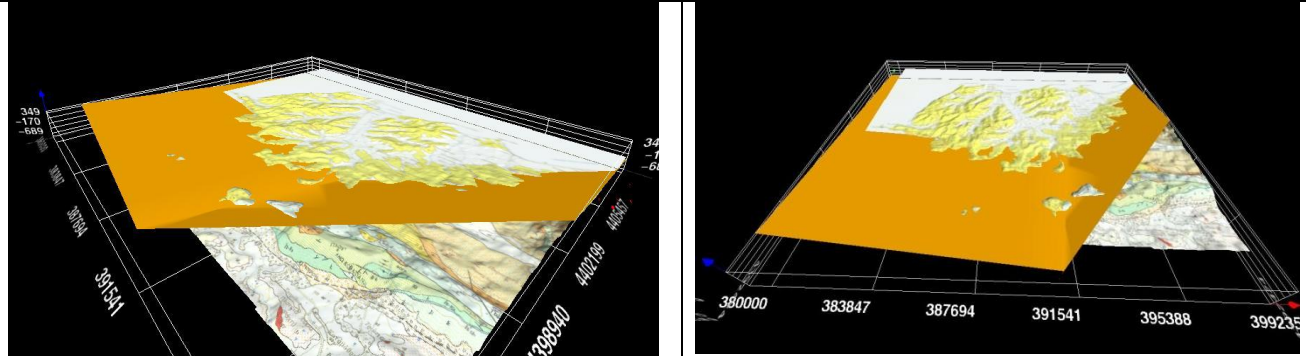


Fig 5.2.2.5 Example of DEM

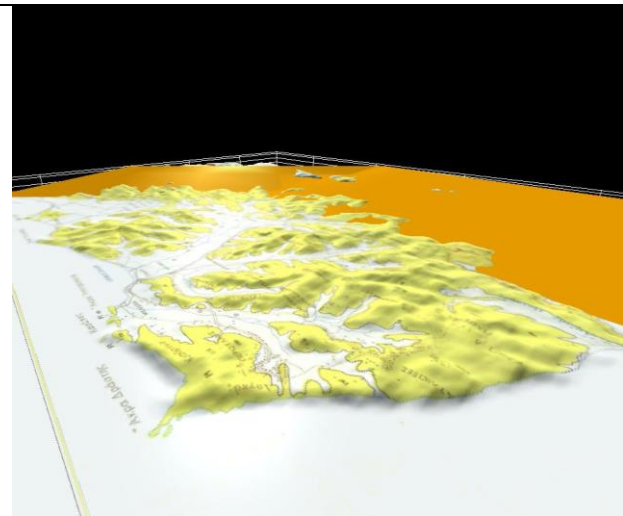
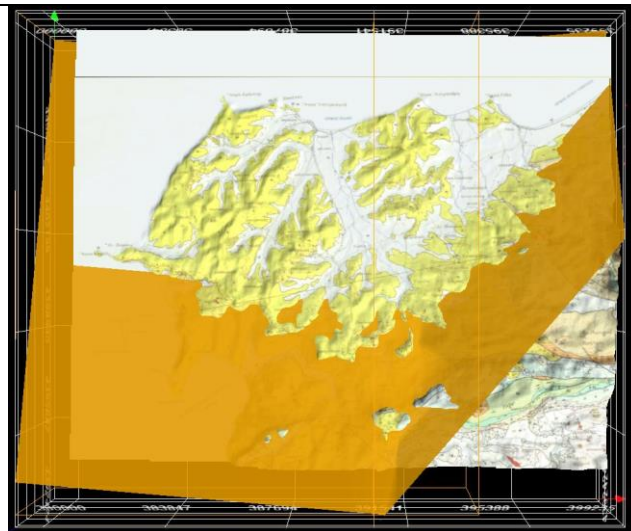
Move allows dip data obtained in the field to be added to elevation model and create 'digital data points'. These data points can then be used to create planes which represent different lithofacies, formations or faults. During fieldwork we measured dips along the Mio-Pliocene border. Obtaining accurate data was difficult since the Miocene consisted of pebbles showing no clear dips and the Pliocene was mostly mud with a very occasional turbidite. The border was defined as the top of the coarse conglomerate found near Agios Stefanos. Figure 5.2.2.6 is the result of this research; the orange plane indicates the border between the Mio- and Pliocene. This is the bottom of the Lower Pliocene on NW Corfu. On this plane the Corfu turbidite system was deposited.

Fig 5.2.2.6 Model of Mio-Pliocene border on NW-Corfu



SE view

S view



Top view

NW view



N side view

The models indicate that there are two main planes, a plane dipping 010/07 and one dipping 320/05. The first plane is the paleo-bottom of the basin, whilst the second is the eastern edge of the basin. The last picture of the model (N side view) is taken at sea level and shows the deepening of the basin towards the north. Roughly we can assume that when individual lobes are put in this model they appear as a sheet with a 010/07-04 direction above the boundary. Since it pinches out towards the east we can assume it does not reach the plane with direction 320/05.

5.2.3 Analysis

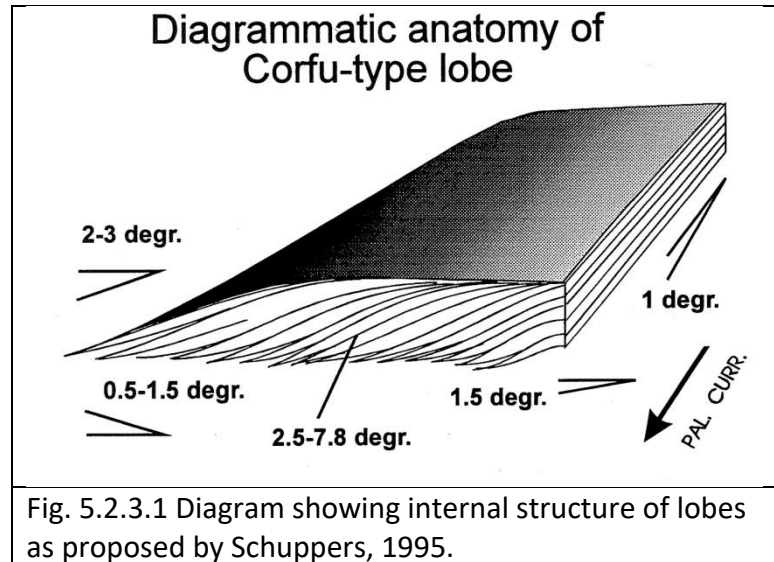
The diagrams in this chapter explain the phenomena observed during the fieldwork well. The models of course give a simplified solution to the problem and in the real system the stacking patterns are much more difficult to discern. When combining the basin floor model and the dip and strike section diagrams it all comes together in a solid proposition of how the Corfu turbidite system evolved. In the following paragraphs some loose ends will be discussed.

The strike section has undergone a slight uplift, to provide the eastward lateral migration. Careful study of the photo panels reveals that the difference in inclination of the top of the interlobes situated at the top and bottom of the cliff is minute. It is smaller than 1° at the Sidari outcrops, with 4 sets of lobe-interlobes in between. If we were able to see the pinch out of the first lobe-interlobe set it is likely that its dip is not bigger than 5°, considering there are 25 sets.

The total rotation in the dip section is visible at the bottom of the Agios Stefanos outcrop. The dip is 7° and it is likely that the seafloor was almost level when the system started. If it was possible to measure the dip of the top most turbidite it is likely that it is horizontal or at least smaller than 3°. Three degrees is the smallest dip measured at Sidari, which is in the upper half of the system. It is of course possible that the system rotated the last three degrees during the final stage of uplift when no new sediment was deposited.

Taking into account that the entire sheet has rotated by 23° clockwise as mentioned in chapter 3, the basin shape corresponds with situation during the Pliocene. The basin floor has a direction of 347° and the edge at this location a direction of 297°. The basin floor almost matches the 357° paleo-flow direction measured at the Sidari outcrop. The northward direction is parallel to the paleo-coast of Greece and supports the hypothesis that the turbidite system filled the basin behind the thrust sheet.

In his thesis Schuppers did look at the internal stacking pattern within a lobe, measuring the angles at which the lobes are deposited. He also noted the dip of the prograding turbidites. The measured angles in this thesis are identical to our own data, using the much higher resolution photo-panels. Fig 5.2.3.1 was published in the thesis and our model and data suggests it is still correct. While the thesis discusses the internal structure of the lobes,



it does not expand very much on the stacking pattern of multiple lobe-interlobe sets. It does mention the synsedimentary uplift in the south and west, and also concludes this is reason for eastward migration and cause of the gradual decrease in dip. The regional geology study conducted in chapter 3 backs this hypothesis and the observed stacking pattern complies with this description.

Finally the thesis discusses the erosional surfaces and temporary westward migration present in the upper levels of the system. According to Schuppers this is due to movements of the thrust sheet. This effect is only present in the upper levels of the system near Roda, but was not visible during our visit since the cliffs were completely overgrown. We therefore assume this to be one of the minor effects complicating the real life situation.

6. Discussion

Het ouderdomsmodel duidt op een afname van de sedimentaccumulatie, wat ook in het veld geobserveerd is. Waar het geometrische model en het ouderdomsmodel van elkaar verschillen is in het aantal precessiecycli die er waargenomen worden. De berekeningen rondom het ouderdomsmodel geven aan dat er meer cycli zijn geweest dan er worden waargenomen in de kliffen. Dit is geen probleem aangezien deze cycli (en dus lobben) verloren kunnen zijn gegaan in de aansnede. Mogelijk zijn ze wel aanwezig in het systeem maar zijn ze niet zichtbaar in de kliffen, of zijn ze juist zeer dun. Het geometrisch model laat hier ruimte voor, het is immers mogelijk dat een lob zich wat meer naar het oosten heeft verplaatst, omdat dit bijvoorbeeld energetisch efficiënt was, of dat er minder sediment is afgezet op deze locatie (*plaatje invoegen*). Het is dan onmogelijk om met het blote oog het verschil tussen lob en interlob te zien. Een andere

mogelijkheid is dat de lobben niet allemaal even lang zijn waardoor ze de aansnede niet bereiken en dus niet zichtbaar zijn. De interlobben zouden in dat geval dikker moeten zijn, maar hier zijn geen aanwijzingen voor in de data. Dit kan te maken hebben met de interpretatie van de noordkust, welke zeer lastig uit te voeren was.

Het geometrische model geeft aan dat er laterale migratie kan plaatsvinden door opheffing van het westelijke deel van het systeem. Deze opheffing zou dan veroorzaakt worden door thrusting van de Corfu sheet over de Paxos sheet. De beweging van het systeem is relatief, het is ook mogelijk dat juist het oostelijke deel van het systeem gedaald is door toegenomen gewicht van de overschuivende sheet.

De laterale migratie van de turbidieten die zichtbaar zijn in de sequentie in het ouderdomsmodel veroorzaken een grotere onnauwkeurigheid in de jongste afzettingen.

7. Conclusions and Recommendations

Het distale turbidiet systeem van noord-west Corfu wordt gekenmerkt door een aantal eigenschappen. De cyclus van lob-interlobben heeft eens sterk signaal van de precessiecyclus (Weltje, 1993). Dit signaal wordt vooral aan de onderkant van het systeem waargenomen, met een zeer duidelijk start van Trubi banken. Bovenin het systeem wordt het signaal minder duidelijk door het missen van een aantal cycli, wat het gevolg is van de geometrie van het bekken. Met behulp van magnetische ompolingen (Linssen 1991) kan de ouderdom van individuele lobben en interlobben bepaalt worden.

De aanvoer van sediment is waarschijnlijk vanuit het zuiden geweest, hiervoor zijn aanwijzingen gevonden op de zuidpunt van Corfu, waar duidelijk proximalere afzettingen zijn gevonden. Deze zijn van ongeveer dezelfde ouderdom als het bekeken turbidiet systeem aan de noordkust. De sequentie is afgezet in een smal bekken, gevormd door thrustsheets die zijn gevormd door compressie. Deze bekkens zijn daarnaast kloksgewijs geroteerd waardoor de distale delen van het systeem lateraal gemigreerd zijn door het bekken. Deze rotatie heeft plaatsgevonden tijdens de afzetting van het systeem en is waarschijnlijk de reden voor de laterale migratie van de lobben. De thrust sheet heeft waarschijnlijk een rotatie over meerder assen ondergaan. Door de laterale migratie zijn niet alle lobben en interlobben zichtbaar in de aansnede die de kliffen vormen. In het ouderdomsmodel resulteert dat in een grotere onnauwkeurigheid voor de datering bij de jongste afzettingen omdat dan de meeste rotatie heeft plaatsgevonden. Ondanks deze onnauwkeurigheid kan er nog steeds een voorspelling van de volgende magnetische ompoling gedaan worden.

Het ouderdomsmodel, geometrische model en regionale geologie sluiten op elkaar aan, en geven een beschrijving van de afzetting van het Corfu turbidiet systeem.

Verbeteringen van deze modellen kunnen gemaakt worden door in de noordkust precies op te meten hoe dik de verschillende lithofacies zijn. Hiermee kan preciezer bepaalt worden waar de overgangen tussen lobben en interlobben zitten. Een detailstudie naar de cumulatieve kleidiktes kan vastgesteld worden of de sedimentatiesnelheid als het bekken vol raakt daadwerkelijk vertraagd. Ook is het mogelijk om hiermee de volgende ompoling die bekend is te lokaliseren. Deze studie kan dan ook aantonen of deze laterale migratie inderdaad plaats heeft gevonden, aangezien deze kust precies de migratie zou tonen. Hiermee kan dan het voorgestelde stackingpatroon geverifieerd worden.

8. Kennisgevingen

Deze studie is mede mogelijk gemaakt door het Molengraaffonds, door subsidie te verlenen voor het gedane veldwerk. Tijdens dit veldwerk zijn we bijgestaan door Gert-Jan Weltje, die ons heeft geholpen met het uitvoeren van het werk en bijgestaan heeft met interessante vragen en uitgebreide discussie. Ook hebben we met hem de lokale keuken mogen ontdekken. In Nederland hebben Rick Donselaar en Gert-Jan Weltje ons gesteund en de mogelijkheid gegeven het verslag in ons eigen tempo af te ronden. Revisies van ingeleverde stukken door hen hebben de kwaliteit van het werk enorm verbeterd. Ook zijn wij Kees Geel zeer dankbaar voor zijn kennis van bioturbatie. Als laatste zijn we de ondersteunende staf van CiTG zeer dankbaar voor onze eindeloze vragen over ICT en ruimtegebruik.

References

- Aubouin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Épire et de la Thessalie: Annales géologiques des pays Helléniques, v. 10
- Agostini S, et al., (2009) On the geodynamics of the Aegean rift, *Tectonophysics* (2009), doi:10.1016/j.tecto.2009.07.025
- Broadley L, Platzman E, Platt J, Papanikolaou M, and Matthews S (2006) Paleomagnetism and the tectonic evolution of the Ionian zone, northwestern Greece, *in*
- Büttner D, Kowalczyk G, (1978) Late Cenozoic Stratigraphy and Paleogeography of Greece – a review, *in* Alps, Apennines, Hellenides. Schwuzerbak – Stuttgart 1978
- Clews J E (1989). Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece, *in* Journal of the Geological Society, London, 146 p. 447-457
- Dam, G. 1990. Palaeoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine Lower Jurassic Neill Klintner Formation, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79, 221–248.
- Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper 409, p. 137–155
- Doutos T, Kontopoulos N, Frydas D (1987) Neotectonic evolution of northwestern-continental Greece, *in* Geologische Rundschau, 76/2, p 433-450
- Duermeijer C E, Nyst M, Meijer P Th, Langereis C G, Spakman W (2000) Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase, *in* Earth and Planetary Science Letters, 176, p 509-525
- Felletti F (2002) Complex bedding geometries and facies associations of the turbiditic fill of a confined basin in transpressive setting, *in* Sedimentology, 49, p. 645-667
- Frey, R. W., Howard, J. D. and Pryor, W. A., 1978. Ophiomorpha : its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 23: 199–229
- Haughton P D W (2000) Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain, *in* Sedimentology, 47, p. 497-518
- Haughton P D W (1994), Deposits of deflected and ponded turbidites, currents, sorbas basin, southeast Spain, *in* Journal of sediment research, A64 No2, p. 233-246
- Karakitsios V (1995) The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian basin, Northwest Greece, *in* AAPG Bulletin, 79-7, p 960-980
- Kneller B, Edwards D, McCaffrey W, Moore R (1991) Oblique reflection of turbidity currents, *in* Geology, 19, p. 250-252
- Kokinou E, Kamberis E, A Vafidis, Monopolis D, Ananiadis G and Zelilidis A (2005) Deep seismic reflection data from offshore western Greece: a new crustal model for the Ionian Sea *in*, Journal of Petroleum Geology, vol 28, p 185-202
- Laj C, Jamet M, Sorel D, Valente J P (1982) First Paleomagnetic results from mio-pliocene series of the Hellenic sedimentary arc, *in* Tectonophysics, 86, p. 45-67
- Linssen J H, (1991), Properties of Pliocene Sedimentary Geomagnetic Reversal Records From the Mediterranean
- Lourens L J, Antonarakou A, Hilgen F J, Van Hoof A A M, Vergnaud-Grazzini C, Zachariasse W J (1996) Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale, *in* Paleoceanography, Vol.11, No.4, pages 391-413
- Meulenkaamp J E, Wortel M J R, Van Wamel W A, Spakman W and Hoogerduyn Strating E (1988) On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene *in* Tectonophysics. 146 (1988) 203-215
- Miller W (1995) "Terebellina"; (= Schaubcylindrichnus freyi ichnosp. nov.) in Pleistocene outer-shelf mudrocks of northern California Ichnos, Volume 4, Issue 2 August 1995 , pages 141 – 149
- Monopolis D, Bruneton A (1982) Ionian Sea (Western Greece): Its structural outline deduced from drilling and geophysical data, *in* Tectonophysics, 83, p. 227-242
- Mulder T, Syvitskib J P M, Migeonc S, Faugeres J-C, Savoye B (2003), Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review *in* Marine and Petroleum Geology 20 (2003) 861–882

- Mutti E, Tintorri R, Muzzi Magelhaes P, Basta G (2007) Deep-water turbidites and their equally important shallow water cousins, *in* AAPG Annual Convention April 1-4 2007
- Pantin H M, Leeder M R (1987) Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons, *in* *Sedimentology*, 34, p. 1143-1155
- Pickering K T, Hiscott R N (1985), Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridome Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis, *in* *Sedimentology*, 32, p. 373-394
- Poire D G (2001) Gyrochorte as Trace Fossil Indicator of Storm Events in the Neuquén Basin, Argentina AAPG Search and Discovery Article #90906©2001 AAPG Annual Convention, Denver, Colorado
- Pierre C et al. (2006), Reconstruction of the paleoenvironmental changes around the Miocene – Pliocene boundary along a West – East transect across the Mediterranean, *in* *Sedimentary Geology* pages 188-189 & 319-340
- Salusti E (1996), A new model for marine density-turbidity currents with criteria for ignition, *in* *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, Volume 83, Issue 3 & 4, 1996, Pages 233 - 260
- Schuppers J D (1995) Characterization of Deep-Marine Clastic Sediments from Foreland Basins, Ph.d Thesis, University of Technology Delft: The Netherlands
- Seilacher A (2007) Trace Fossil Analysis, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007
- Sinclair H D, Tomasso M (2002), Depositional evolution of confined turbidite basins, *in* *Journal of sediment research*, 72, p. 451-456
- Speranza F, Islami I, Kissel C, Hyseni A (1995) Paleomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides, *in* *Earth and Planetary Science Letters*, 129, p. 121-134
- Underhill J R (1989) Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, Western Greece *in* *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 613-634
- Van Hinsbergen D J J, Langereis C G, Meulenkamp J E (2005) Revision of timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region, *in* *Tectonophysics*, 396, p. 1-34
- Van Hinsbergen D J J, Hafkenscheid E, Spakman W, Meulenkamp J E and Wortel R (2005) Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece *in* *Geology*, 33, p 325-328
- Van Hinsbergen J J, Van der Meer D G, Zachariasse W J, Meulenkamp J E (2006) Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia, *in* *International Journal of Earth Sciences* 95 p. 463-490
- Vismara Schilling A, Stradner H, Cita M, Gaetani M (1976) Stratigraphic investigations on the late neogene of Corfou (Greece) with special reference to the Miocene/Pliocene boundary and to its geodynamic significance, *in* *Mem. Soc. Geol. It*, 16, p. 279-317
- Voidomatis P, Pavlides S, Kondopoulou D (1987) Late Cenozoic geodynamics of Northern Greece, *in* *Acta de l' Ateneo Parmense*, 23, p. 163-178
- Weltje G, De Boer P L (1993) Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece): Implications for the interpretation of higher order cyclicity in ancient turbidite systems, *in* *Geology*, 21, p. 307-310