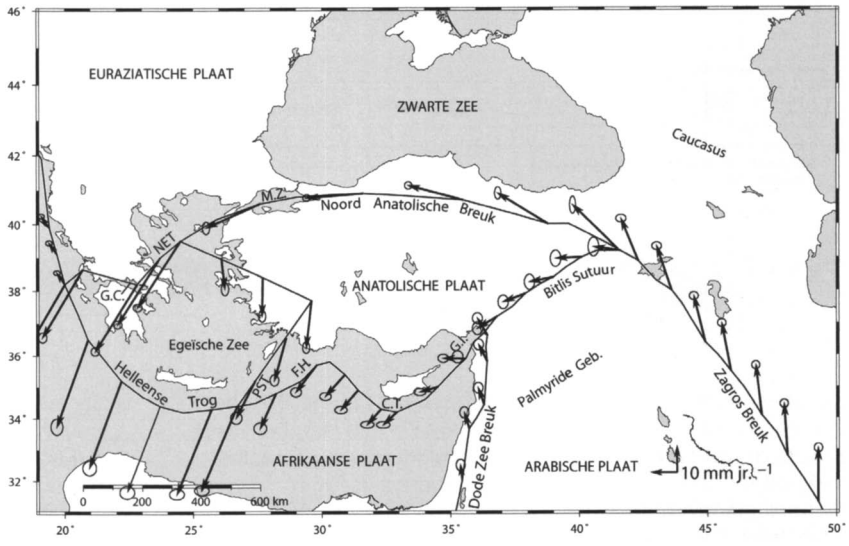
De geologie van Kreta

De ontwikkeling van een stuk plaatgrens gedurende de laatste 35 miljoen jaar

door dr. A.R. Fortuin
Afdeling Sedimentologie, Faculteit voor Aard-en Levenswetenschapen, Vrije Universiteit, Amsterdam
anne.fortuin@ext.vu.nl

Kreta, dat langgerekte en ruige Griekse eiland, is niet alleen geliefd bij toeristen. Voor Europese geologen is het een van de meest nabije gebieden om actieve gebergtevorming in het front van een subductiezone te bestuderen. Kreta is namelijk het meest zuidelijke deel van de zogenaamde Helleense Boog. Dit boogvormige onderdeel van de alpiene ketens, dat vanaf de Peloponnesus, via Kreta, naar Rhodos verloopt (afb. 1) hangt samen met de noordwaartse onderschuiving van de Afrikaanse plaat onder het Egeïsche gebied. Kreta is, met andere woorden, een nog steeds oprijzend, maar inmiddels sterk verbroken deel van de botsingszone tussen Afrika en Eurazië. Binnen 100 km loopt de topografie op van bijna 5 km diepte in de Plinius Trog ten zuiden van Kreta, tot 2450 m in het Ida Gebergte op centraal Kreta.



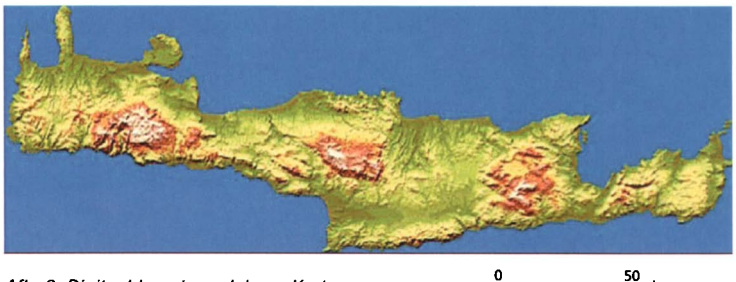
Afb. 1. Schematisch overzicht van het oostelijke Middellandse-Zeegebied met daarin aangegeven de positie van de belangrijkste plaatgrenzen. De pijlen op de plaatgrenzen geven de huidige onderlinge bewegingsrichting en relatieve bewegingsnelheid aan (naar McClusky et al., 2003). De grootte van de pijlen is een maat voor de relatieve bewegingssnelheid tussen de begrenzende platen, terwijl de ellips in de pijlpunten het 95% betrouwbaarheidsinterval aangeeft. De pijlgrootte voor 1 cm/jr beweging is rechtsonder in de figuur aangegeven.

Inleiding

Kreta is met een oppervlak van 8300 km² niet alleen het grootste Griekse eiland, het herbergt bovendien spectaculaire landschappen. De vorming daarvan heeft alles te maken met de geologische geschiedenis, waar breukwerking een belangrijke stempel op gedrukt heeft. In grote lijnen bestaat de topografie uit afwisselend vlak tot heuvelachtig terrein, dat vooral uit zachtere gesteenten is opgebouwd, onderbroken door vaak steil oprijzende bergruggen (afb. 2, achterplaat en afb. 3). Deze bergen bestaan voor het merendeel uit hardere gesteenten. Ze vormen doorgaans de – vaak langs steile breuken omhoog gekomen – oudere ondergrond. Die ondergrond herbergt een breed scala aan gesteentetypen, die qua ouderdom uiteenlopen van ca. 250 tot 40 miljoen jaar. De zachtere gesteenteseries vormen vooral de ondergrond van de landbouwgebieden, zoals wijn- en olijvengaarden en tuinbouwkassen. Ze dateren uit het jongere deel van de Neogene periode en zijn tussen nu en ongeveer 13 miljoen jaar geleden gevormd. Het gaat hierbij vooral om mergelrijke gesteenten, al komen ook kalk- en zandsteenpakketten en zelfs grofklastische afzettingen regelmatig voor.



Afb. 2. Topografisch overzicht van Kreta (naar Creutzburg en Seidel, 1975).

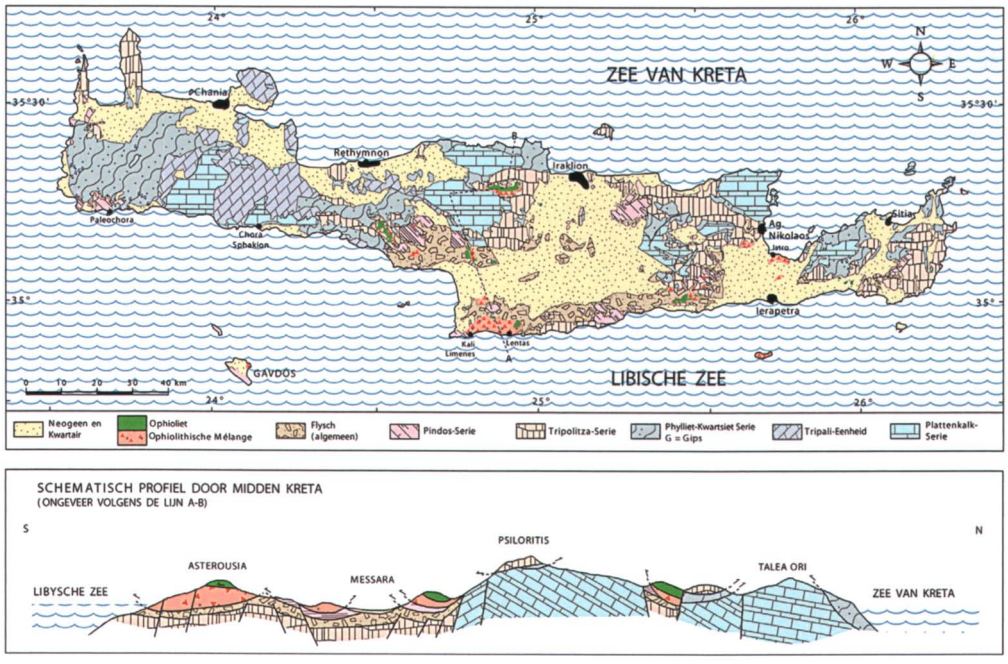


Afb. 3. Digitaal hoogtemodel van Kreta.

De onderste Neogene afzettingen zijn zowel op, als tegen de oudere ondergrond afgezet. Hun vorming was gekoppeld aan de eerste aanleg van grote breuksystemen, nadat de belangrijkste fase van samendrukking en onderschuiving van oceaankorst, met sterke deformatie, was afgelopen. De sterkst omgezette oudere gesteenten van Kreta hebben rond 25 miljoen jaar geleden een diepte van ca. 30 km bereikt en komen nu weer aan het oppervlak voor. Over snelle opheffing gesproken!

Voor iedereen zichtbare indicaties voor relatief snelle opheffing zijn de mariene terrassen uit het Kwartair, die vele meters hoog kunnen liggen. Ook de nauwe rivierkloven, waar toeristen zo graag doorheen wandelen, zijn insnijdingen door snelle erosie, die een direct gevolg zijn van de snelle opheffing van Kreta.

De geologie van Kreta is inmiddels goed bekend. Afb. 4. Hoewel tegenwoordig zowel Griekse geologen (de geoloog Dr. Charalambos Fassoulas, werkzaam bij het Natural History Museum of Crete in Iraklion, is een echte Kretakenner en auteur van het nuttige boekje "Field Guide tot the Geology of Crete) als diverse Europese werkgroepen er nog steeds onderzoek verrichten, is de basis voor de kennis van de oudere gesteente-eenheden vooral gelegd door Duitse en Franse geologen, terwijl Nederlandse geologen zich ver-



Afb. 4. Geologische overzichtskaart (naar Creutzburg en Seidel, 1975) met de pre-Neogene eenheden. Neogeen en Kwartair zijn niet nader onderverdeeld. De Tripali eenheid op W.-Kreta wordt gezien als een apart onderdeel dat nog het best bij de PLK Serie past. De lijn A-B geeft een schematische doorsnede door midden-Kreta (N.B. verticale schaal 2x overhoogd) en is gebaseerd op Seidel (1978).

dienstelijk hebben gemaakt als onderzoekers van het Neogeen. Ook de vroegere Utrechtse student Anne Fortuin (schrijver van dit artikel) werd in het kader van zijn geologische doctoraalopleiding naar Kreta uitgezonden, voor het eerst in 1966.
De geologie van Kreta was toen nog grotendeels in nevelen gehuld. Zijn opdracht luidde dan ook om in de omgeving van Ierapetra de Neogene afzettingen te bestuderen, deze in gesteente-eenheden in te delen en die formaties vervolgens in kaart te brengen. Al gauw bleek dat het toegewezen gebied niet alleen veel meer gesteentetypen bevatte en veel groter was dan de begeleiders vermoedden, maar ook heel wat complexer van opbouw was. Een en ander resulteerde uiteindelijk in een proefschrift over een flink geaccidenteerd terrein van ruim 500 km², met formaties die qua afzettingsmilieu varieerden van alluvial fans tot en met diepwaterafzettingen.

Toen de schrijver en zijn jaargenoten hun eerste Kreta-ervaringen opdeden was de plaattektoniek nog net niet uitgevonden. Tegenwoordig is echter zoveel bekend geworden over het ontstaan van Kreta, dat we kunnen stellen dat de geologie van Kreta een redelijk compleet beeld verschaft van de ontwikkeling van een stuk plaatgrens tussen Eurazië en Afrika gedurende de laatste 35 miljoen jaar. Over compleet gesproken, onlangs heeft Griekenland promovendus Douwe van Hinsbergen, samen met zijn promotor, Prof. Johan Meulenkamp, zelf een van de eerste Nederlandse Kreta-onderzoekers, oude en nieuwe gegevens bewerkt en verwerkt tot een paleogeografische reconstructie van Kreta vanaf het Laat-Mioceen (Van Hinsbergen en Meulenkamp, 2006). Toch is lang niet alles gesneden koek. Zo is er geen overeenstemming over de aard van de drijvende krachten achter de gemeten korstbewegingen, of zijn scherpere dateringen nodig van de sterk door tektoniek beïnvloede relaties tussen diverse Neogene sedimentaire eenheden.

Plaattektonische positie

Kreta is een sterk opgeheven deel van de Helleense eilandboog. Het eiland scheidt de Zee van Kreta, in het noorden, van de Helleense Trog in het zuiden en maakt deel uit van het zogenaamde fore-arc gebied (de 'voorboog': de niet-vulkanische, door samendrukking verdikte rand van de bovenliggende plaat, waar in de onderzeese delen veel sediment kan accumuleren). Nog verder naar het zuiden ligt de Mediterrane Rug. Dit minder diepe gedeelte is de accretiewig, gevormd door het afscheuren en opeenstapelen van sedimenten als gevolg van het onderschuiven van de Afrikaanse Plaat. Aardbevingsstudies tonen aan dat het contact tussen de lithosfeer van de Egeïsche 'subbplaat' en de Afrikaanse Plaat gelegen is in de Helleense Trog. Hier vindt dus de noordwaartse onderschuiving plaats van de Afrikaanse korst onder de Egeïsche plaat.
Het botsingsscenario is complex. Het is zelfs met de beste gegevens die er zijn niet mogelijk om uit totaal verstoorde gesteente-relaties een nauwkeurig beeld te reconstrueren. Toch kan een inzichtelijk beeld over de vroegere situatie in het alpiene domein gegeven worden in de vorm van paleogeografische reconstructies. Een aanbevolen website hiervoor is die van Prof. Stampfli van de universiteit van Lausanne, getiteld "Geodynamic evolution of the Tethys" (http://www-sst.unil.ch/research/plate_tecto/alp_tet.htm). U kunt reconstructies voor verschillende tijdperken aanklikken. Vooral geofysici, seismologen (voor de aardbevingsstudies), structureel geologen, petrologen en tegenwoordig ook landmeetkundigen (via satellietwaarnemingen), hebben bijgedragen aan dit inzicht. Zo leverden ten aanzien van de Helleense boog petrologen (bijvoorbeeld Jolivet et al., 2003) belangrijke gegevens over de temperatuur- en drukcondities tijdens de diverse fasen van ineenschuiving van de korstdelen, de datering van die gebeurtenissen en de wijze en snelheid van weer omhoogkomen van de diep weggeschoven gesteentecomplexen.

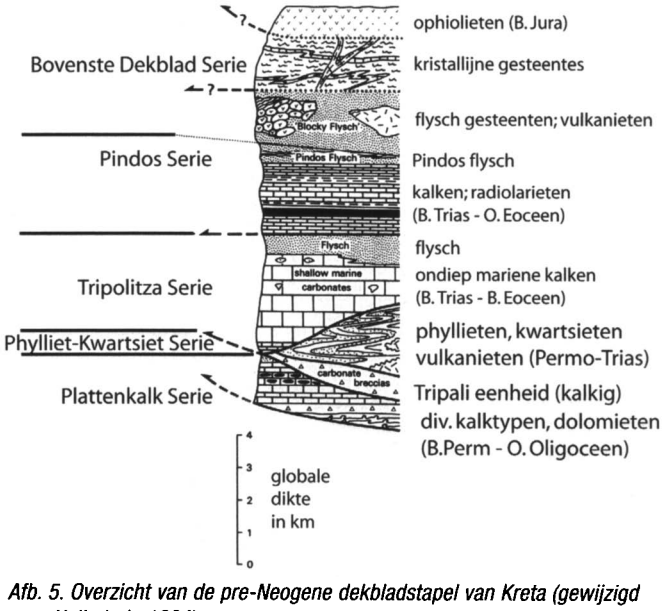
De huidige plaattektonische situatie is een laat stadium in de noordwaartse onderschuiving van de Afrikaanse Plaat onder de lithosfeer van het Egeïsche gebied. Op dit moment is de oceanische korst van de Afrikaanse plaat namelijk vrijwel geheel gesubduceerd. Subductie van Afrikaanse oceaankorst is ca. 30 miljoen jaar geleden begonnen. Daarvoor was er een noordelijker gelegen oceaangebied aan het subduceren onder Eurazië. Deze qua omvang bescheiden Vardar Oceaan grensde in het zuiden aan een continentaal blok, dat Apulië genoemd wordt en waar ook een deel van Italië bij hoort. Als deze Vardar Oceaan 50 miljoen jaar geleden sluit, botst de continentrand van Apulië met de rand van Eurazië. Overblijfselen van deze vroegere Apulische continentrand zijn op Kreta de zogenaamde Tripolitza en Pindos dekbladeenheden. De in dieper water gevormde Pindosgesteenten zijn daarbij geschoven op de overwegend kalkige en in ondiepere milieus afgezette gesteenten van de Tripolitza eenheid. De hier genoemde eenheden worden in het volgende hoofdstuk nader behandeld.
Vanaf ongeveer 30 miljoen jaar geleden worden de laatste delen van Apulië in het subductieproces betrokken. Dit zijn op Kreta de Phylliet-Kwartsiet (PK) eenheid en de Plattenkalk (PLK) eenheid. Deze laatste eenheid wordt gezien als behorend tot de feitelijke kern van Apulië. Beide eenheden ondergaan tijdens het subductieproces hoge druk-lage temperatuurmetamorfose.

De huidige tektonische ontwikkelingen hebben vooral te maken met het feit dat deze dekbladstapel op Kreta overwegend aan rek onderhevig is. Dit hangt o.a. samen met het zich geleidelijk terugbewegen richting Afrika van de subducerende oce-



Afb. 6. Voorjaarsgezicht op de noordelijke uitlopers van het Lasithi gebergte, gezien vanaf de noordwestrand van de Lasithi hoogvlakte. Op de voorgrond Tzermiadon. De besneeuwde bergen tonen de overgang van de Plattenkalk eenheid, via een relatief dunne Phylliet-Kwartsiet Serie (slecht te zien), naar de Tripolitzakalken op de achtergrond.

anische lithosfeer. De reden hiervoor is de invloed van de zwaartekracht. Bij een subductiesysteem, waarbij: 1) de snelheid van nadering van de twee platen gering is (Afrika en Eurazië naderen elkaar met een snelheid van ca. 10 mm/jr) en 2) oude en relatief koele, dus zware, oceaankorst betrokken is, zal het systeem instabiel worden. De dan al diep gesubduceerde oceanische lithosfeer zal verticaal verder wegzakken, waardoor de positie van de subductietrog terugschuift. Daardoor wordt de korst achter de voorboog (dus het gebied van de Egeïsche Zee) opgerekt, en ook de inmiddels opgebouwde forearc met zijn door de botsing verdikte korst zakt geleidelijk uit elkaar. Het geleidelijk terugtrekken (*roll-back*) van de subductietrog is mogelijk al 30 miljoen jaar geleden begonnen. Tegenwoordig is door uiterst nauwkeurige plaatsbepaling van waarnemingsstations met behulp van satellietmetingen de onderlinge beweging van de belangrijkste plaattektonische elementen in de regio bekend (McClusky en collega's, 2003, afb. 1). Deze metingen geven aan dat de Arabische Plaat sneller noordwaarts beweegt dan oostelijk Afrika. Daardoor wordt het Anatolische blok (Turkije) naar het westen geduwd. Op zijn beurt beweegt het Egeïsche gebied naar het zuidwesten. Deze SW-beweging gaat met een snelheid van ca. 3 cm/jr ten opzichte van Afrika. Kreta verwijdert zich dus van de oorspronkelijke positie. In die tijd is ook de kromming van de boog toegenomen.



Afb. 5. Overzicht van de pre-Neogene dekbladstapel van Kreta (gewijzigd naar Hall et al., 1984).

Oudere eenheden

De oudere gesteenten van Kreta zijn dus als gevolg van een langdurig botsingsproces op elkaar geschoven. Ze worden in vijf dekbladeenheden onderscheiden (afb. 5). Dit zijn eenheden die gescheiden worden door belangrijke, tektonische overschuivingsvlakken. Deze dekbladstapel wordt nader ingedeeld in een bovenste eenheid van drie niet-metamorfe eenheden en een onderste eenheid, waarin de gesteenten door het subductieproces hoge druk-lage temperatuur (HP-LT) metamorfose hebben ondergaan. Deze metamorfose vond plaats gedurende het Vroeg-Mioceen. Een zeer grote en vlak liggende afschuivingsbreuk (zgn. *detachment fault*) scheidt deze twee dekbladgroepen. Dit enorme schuifvlak is echter niet zomaar als zodanig te onderscheiden op Kreta vanwege de vele latere tektonische verstoringen. Het zijn vooral elkaar versterkende argumenten die wijzen op het bestaan van een grote detachment structuur, dan om klip en klare veldwaarnemingen.
De diverse onderdelen van deze dekbladstapel zijn in het veld vrij goed te onderscheiden, ook door morfologische verschillen (afb. 6). Van onder naar boven zijn dit:

1. Plattenkalk Serie (PLK)
Goedgelaagde kristallijne kalken met vuursteen inschakelingen hebben hun naam gegeven aan deze eenheid. Deze karakteristieke lagen vormen het hogere deel en dateren vnl. uit het Krijt. Siliciklastische lagen zijn schaars vertegenwoordigd, maar komen plaatselijk aan de top voor (*'flysch'*, Eoceen). De diepere eenheden, Boven-Perm en Trias, zijn rijk aan dolomieten, met een enkele phyllitische inschakeling. In de dolomieten zijn vaak grillige laminaties (stromatolieten) ontwikkeld als gevolg van de sedimentbindende activiteit door blauw-groene algen in ondiepe milieus. Een groot deel van de PLK-eenheid is inderdaad in een overwegend ondiep marien bereik gevormd. Vanaf de Boven-Jura trad er een algehele verdieping op, waarbij de zo kenmerkende pelagische kalken met vuursteenbanden werden afgezet. De zandiger inschakelingen aan de top hebben te maken met de aanvoer van klastisch materiaal. Dit werd naar dieper water vervoerd door middel van turbidieten vanuit het zich toen ontwikkelende en oprijzende dekbladfront.
Deze eenheid is op meerdere plaatsen goed te bekijken. In de Talea Ori, ten westen van Iraklion, is deze unit ontsloten tussen Fodele, de geboorteplaats van de beroemde schilder El Greco,



Afb. 7. Uitzicht op de zwak geplooide en zuidhellende Plattenkalk eenheid, zoals deze ontsloten is langs de grote Ierapetra breuk. Op de voorgrond Pachia Ammos. Let op de enorme puinhellingen en de aanwezigheid van de steil ingesneden Ha kloof. Deze insnijding is een gevolg van de sterke, Plio-Pleistocene opheffing van dit breukblok. Rechts op de achtergrond volgen de Tripolitza kalken. Een dun ontwikkelde Phylliet-Kwartsiet Serie is hiertussen aanwezig.

en de badplaats Bali aan de noordkust (ga vanaf het kruispunt dat ook naar Sisses gaat, over de weg naar Aloides). De goed gelaagde typische Plattenkalken treden pas op vanaf de grens Jura-Krijt. De Plattenkalk Serie is hier meer dan 1000 m dik (zie geologisch profiel, afb. 4). Vlak voor Fodele, in een scherpe bocht zijn Permische fossielen (brachiopoda, koralen) nog goed herkenbaar in HP/LT-metamorfe kalksteen.
Typische, goed gebankte Plattenkalken zijn ook gemakkelijk te bekijken langs de weg bij het uitrijden van de Lasithi hoogvlakte vanuit Tzermiadon richting Zenia – Ay. Nikolaos. Wat verder, maar nog voor Zenia toont het uitzicht naar het noorden een brede bergflank met daarin de opeenvolging van de Plattenkalk naar de zachtere Phylliet-Kwartsiet serie, met daarop Tripolitza kalken. Vanuit Ay. Nikolaos voert ook de noordelijke kustweg door de PLK.
Een imposant profiel door de Plattenkalk en de verder zuidwaarts overliggende eenheden wordt getoond langs de enorme NE-SW breuk die de oostkant van de Ierapetra-slenk vormt (afb. 7). In deze Plattenkalken is een steile kloof gevormd (de Ha kloof). Deze ontoegankelijke kloof is een gevolg van sterke insnijding door de sterke opheffing van dit breukblok. Deze Ierapetra-breuk is ook in zee, zowel naar noorden en zuiden nog vele kilometers vervolgbaar. De spronghoogte is minstens 1000 m. Deze minstens 40 km lange breuk behoort tot de jongste breukgeneratie, die nog steeds actief is, zoals in de Ierapetra slenk blijkt uit scheef gestelde Kwartaire terrassen.
Op West-Kreta wordt de ***Tripali eenheid*** apart onderscheiden (afb. 4). Het gaat hierbij om gerekristalliseerde dolomieten, die tektonisch tussen de PLK en de Phylliet-Kwartsiet Serie ingeklemd liggen. Erin zijn wat Lias fossielen aangetroffen. Het kalkige karakter van het gesteente maakt het ongeschikt voor nadere bepaling van de metamorfe condities die het heeft doorgemaakt, maar een HP/LT metamorfose lijkt het meest aannemelijk. Qua lithologie en paleogeografische positie lijkt deze eenheid meer gerelateerd aan bij de PLK Serie dan aan de Phylliet-Kwartsiet Serie.

2. De Phylliet-Kwartsiet (PK) Serie

De PK serie is lithologisch heterogeen en onderscheidt zich vooral door de hoge druk-lage temperatuur metamorfose die het heeft ondergaan. Feitelijk is het een soort tektonische melange, gesteentes die als gevolg van het subductieproces naar de diepte zijn bewogen en daarbij volledig zijn uitgewalst en verbroken en zo hun onderlinge stratigrafische verband kwijtraakten. Op basis van aangetroffen microfossielen gaat het vooral om Laat Carboon–Trias ouderdommen. Afgezien van de kenmerkende phyllieten, komen marmers, kwartsieten, glimmerschisten, vulkanieten, amfibolieten en zelf gipsen (uit het Perm) voor. Kenmerkend is de verschillende metamorfosegraad.
Volgens petrologisch onderzoek is de PK serie rond 23 miljoen jaar geleden tot 30 km diepte gesubduceerd, onder PT-condities van 400°C. Daarna begon hun opwaartse beweging en geleidelijke afkoeling naar minder dan 60°C rond 15 miljoen jaar geleden. Het weer naar het aardoppervlak terugkomen van ooit diep in de aarde geraakte eenheden wordt exhumatie genoemd (exhumeren betekent letterlijk uit de bodem, de humus, tevoorschijn halen). Hoe gecompliceerd de processen zijn die bij exhumatie werken, laten we hier verder buiten beschouwing, net als de grote verschillen in inzicht. Ondanks dat zijn de meeste onderzoekers het erover eens dat het terugschuiven van de subductietrog, gecombineerd met het oprekken van het gebied achter de boog en de relatieve lichtheid van het gesteente (het 'drijfvermogen') deze processen in de hand werken. Dit omhoogkomen van diep ondergeschoven gesteenten werd vergemakkelijkt door de ontwikkeling van een noordwaarts hellend schuifvlak. Dit schuifvlak scheidt bovendien de onderste metamorfe dekbladen van de bovenste niet-metamorfe.
Op veel plaatsen rond het Sitia gebergte van Oost-Kreta is de PK serie, die daar tot ca. 600 m dik is, goed waarneembaar. Bijvoorbeeld op diverse plaatsen langs de grote weg naar Sitia. Met name in het noordkustbereik komen basische uitvloeiingsgesteenten met verschillende metamorfosegraad voor. Bijvoorbeeld tussen Mesa Mouliana en Mirsini. Ze behoren tot de oudste gesteenten van Kreta (Permo-Trias). Er zijn mineraalassociaties met o.a. stauroliet, granaat en biotiet. In de PK serie van West-Kreta, waar de metamorfosegraad hoger is, komen glaucofaanschisten voor.

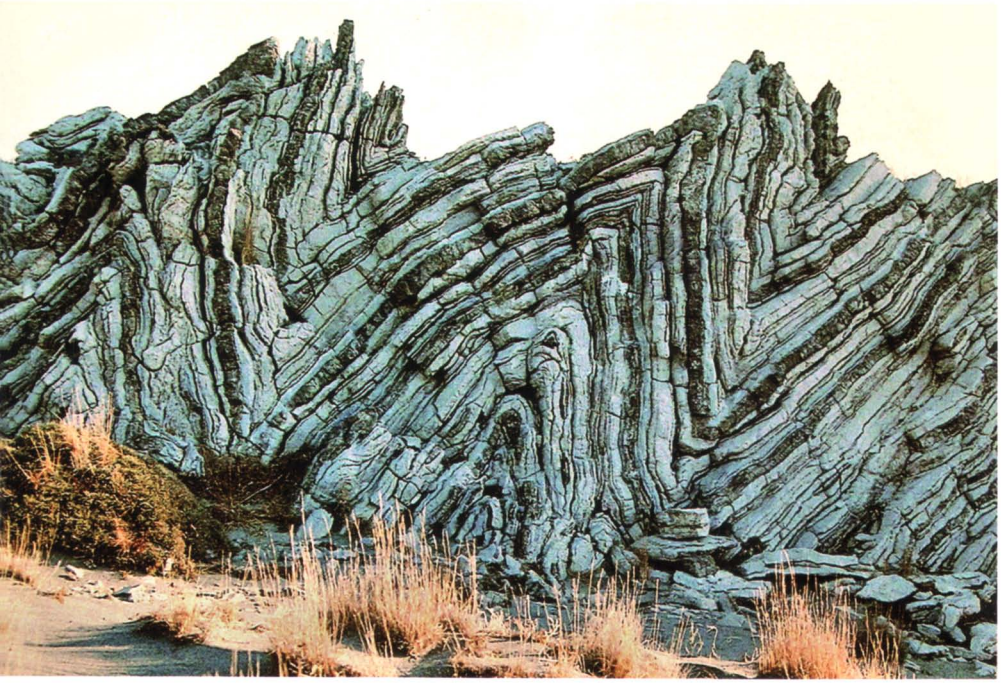
3. De Tripolitza (TP) Serie

Deze eenheid (Jura–Eoceen) heeft geen metamorfose ondergaan. Hij wordt gevormd door overwegend donkergrijze, massief gebankte kalken die in weinig diep water zijn gevormd (een 'carbonaatplatform'), op het siliciklastische bovendeel na. De TP is 800–1000 m dik en wijd verbreid op vooral centraal- en Oost-Kreta (achterplaat, afb. 4). Hele bergruggen kunnen hieruit bestaan, zoals de noordoostflank van het Lasithi massief. De



Afb. 8. Nummulieten (Eoceen) gefotografeerd op een polijstvlak van een kalkbrok gevonden bij de afslag Kastelli-Smari.

eenheid volgt met een schuifvlak op de PK serie, maar wordt ook wel direct op de PLK gevonden. Op enkele plaatsen komt aan de basis nog siliciklastisch Boven-Trias gesteente voor. Zoals gebruikelijk bestaat de top van de TP serie weer uit Eocene 'flysch' gesteenten. Deze schalierijke flysches zijn vaak minder goed ontsloten. Kenmerkend daarin is het voorkomen van nummulieten. Nummulieten zijn grote foraminiferen die zich massaal ontwikkelden in de carbonaatplatforms gedurende



Afb. 9. De veel gefotografeerde kleinschalige plooien in de Pindos eenheid bij Ayios Pavlos aan de zuidkust van midden-west Kreta. Het sediment bestaat hier uit afwisselende donkere vuursteen en lichte kalk lagen, afgezet in een diepwater milieu.

Paleoceen en Eoceen. Ze verspoelden gemakkelijk naar dieper water. Nummulieten zijn bijvoorbeeld te vinden bij de wegafslag van Kastelli naar Smari. Her en der verspreid in de akker/olijvengaard liggen brokken donkergrijze Nummulietenkalken (afb. 8).

4. De Pindos (PS) Serie

De Pindos Serie ligt geschoven op de TP eenheid. De eenheid is minder wijd verbreid dan de voorgaande eenheden. Het gaat vooral om diepwater afzettingen, zoals fijnkorrelige kalkstenen met ingeschakelde radiolarieten en schalies en kalkige turbidieten. De ouderdommen lopen uiteen van Boven-Trias tot Eoceen. De Eocene lagen zijn zoals gewoon weer van het flysch-type (schalies met ingeschakelde diepwater-turbidieten die door het oprijzende en overschuivende Eurazië geleverd werden). Ten noorden van Ziros (Oost-Kreta) komen de zogenaamde Mangassa kalken voor, vrij lichte kalkstenen, die tegenwoordig ook tot de PS Serie gerekend worden.

De Pindos gesteenten zijn goed te bekijken in de slenk van Gonies, een langgerekte depressie die het Ida massief scheidt van de Talea Ori in het noorden. Het bekende toeristendorp Anojia is er dichtbij. Een andere mogelijkheid is de sectie langs de weg van Smari naar Galifa, NW van Kastelli aan de westrand van het Lasithi gebergte. Er is daar een 800 m dik pakket van Boven-Jura tot Boven-Krijt ontsloten. Met een oppervlak van 30 km^2 is dit een van de grootste Pindos voorkomens op Kreta. Het meest fotogenieke Pindos voorkomen op Kreta wordt ongetwijfeld gevormd door de kleinschalige plooien in dungebankte pelagische kalken met ingeschakelde donkere vuursteen bij het zuidkustdorp Ayios Pavlos. Ze hebben al de omslag van handboeken gesierd, zijn afgebeeld op ansichten (afb. 9) en ook op de omslag van de excursiegids van Fassoulas. Ay. Pavlos ligt ten westen van de badplaats Ay. Galini (midden-Kreta). Kijk aan de westkant van de baai, waar de plooien boven de zandduintjes uitsteken.

5. Bovenste Dekblad (BD) Serie

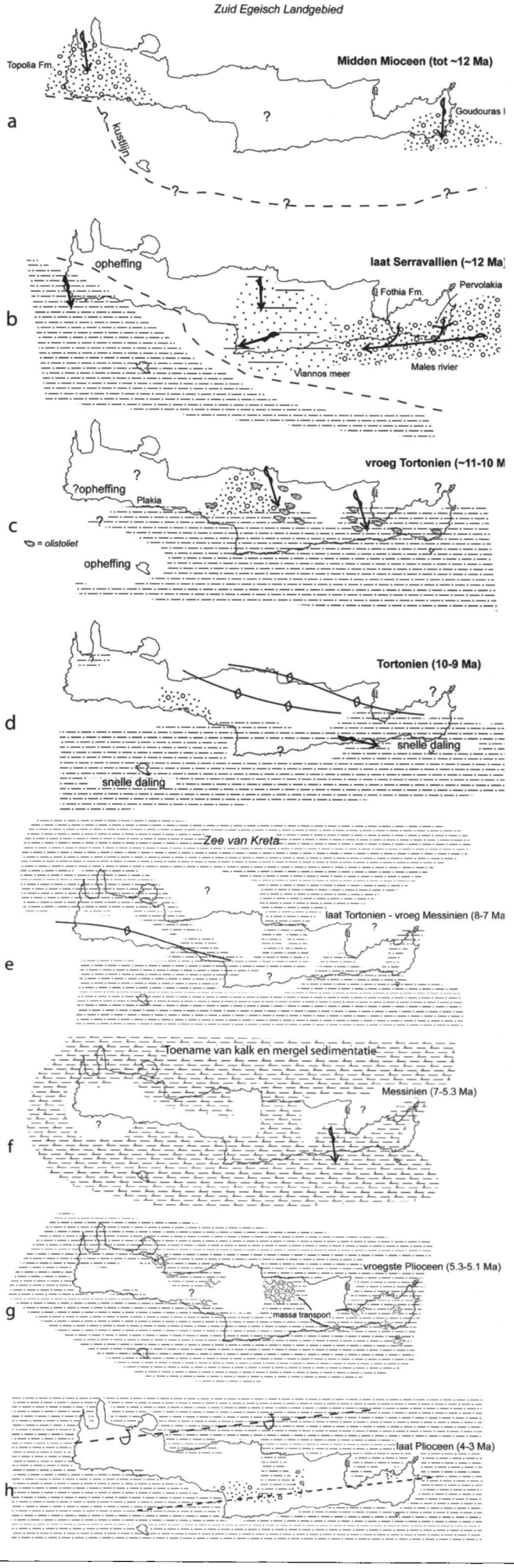
In werkelijkheid gaat het hier om een complexe associatie van een aantal kleinere dekblad-eenheden. Op de geologische overzichtskaart wordt dit 'tektonische allegaartje' met twee subeenheden aangegeven, namelijk als 'Ophioliet' (in engere zin; deze liggen het hoogst in de stapel; afb. 5) en als 'Ophiolitische Mélange' (ook wel 'Serpentiniet-Amfiboliet Associatie' genoemd). Het gaat om gesteenten die gevormd zijn gedurende Jura en Krijt tijdens de botsing van de Pindos trog van de Neotethys Oceaan met Eurazië, nog voor de botsing van Adria met Eurazië. Er zijn oceanische kussenlava's, gabbro's, geserpentiniseerde peridotieten, diepwaterkalken en -vuurstenen, aanwezig. Maar er komen ook fragmenten voor die afgeleid zijn van de overschuivende Euraziatische plaat, namelijk HP-LT gemetamorfoseerde Jura gesteenten, en HT-LP metamorfe en stollingsgesteenten van Krijt ouderdom.

BD gesteenten zijn vooral te vinden op midden-Kreta, in het zuidkustbereik (zie profiel A-B, afb. 4). Een goede mogelijkheid biedt de weg van Ano Viannos richting Ierapetra. Op meerder plaatsen zijn aardige ontsluitingen, waaronder kussenlava's, zoals in de wegbocht 2 km ten oosten van Viannos. Net ten westen van de afslag naar Sikologos is het thrustcontact, in de vorm van een 40° hellend schuifvlak ontsloten tussen de Tripolitza kalken en de BD serie. Ophiolitisch gesteente, voormalige oceaankorst, is ook langs de weg ontsloten bij de Minoïsche ruïne van Gournia, aan de Golf van Merabellou, net west van Pakhiammos. De al genoemde wandeling door de Pindos eenheid bij Gonies, centraal-Kreta, eindigt naar het noorden in een dekbladoverschuiving, waarop een enorme massa ophioliet van het BD volgt.

Neogene afzettingen

Ook de Neogene afzettingen zijn nogal divers. Geen wonder, want zeer verschillende afzettingsmilieus drukten hun stempel op het gesteenteaspect. Omdat tektoniek tijdens de sedimentatie vaak een actieve rol speelde, zijn snelle laterale (en/of verticale) veranderingen in het gesteentekarakter eerder regel dan uitzondering. Veel en zo nauwkeurige mogelijke dateringen zijn daarom nodig om die uiteenlopende ontwikkeling van de sedimentatie te kunnen begrijpen. Aan dat laatste ontbreekt het nog wel eens, zeker bij niet-mariene afzettingen. Daar tegenover staat dat sommige opeenvolgingen (secties genoemd) uiterst nauwkeurig zijn bemonsterd en uitgewerkt, omdat ze een rol speelden bij de verbetering van de astronomisch gecalibreerde tijdschaal voor het jongere Neogeen. We zullen ons vanwege het brede kader echter niet verdiepen in dit onderzoek, of de benoeming en beschrijving van allerlei formaties. Wel tonen we de schematische paleogeografische kaartjes door Van Hinsbergen en Meulenkamp (2006), die de hoofdontwikkelingen illustreren (afb. 10).

De geologische kaart van Kreta (afb. 4) toont een vijftal gebieden met veel Neogene afzettingen. Van west naar oost zijn dat: 1) de streek rondom de stad Chania en 2) rondom de stad Rethymnon. Deze Neogeen voorkomens zijn grotendeels beperkt tot de noordelijke helft van het eiland. Vervolgens komt (3) het Iraklion gebied, het grootste Neogeen voorkomen dat een flink deel van midden-Kreta in beslag neemt. Naar het zuidwes-

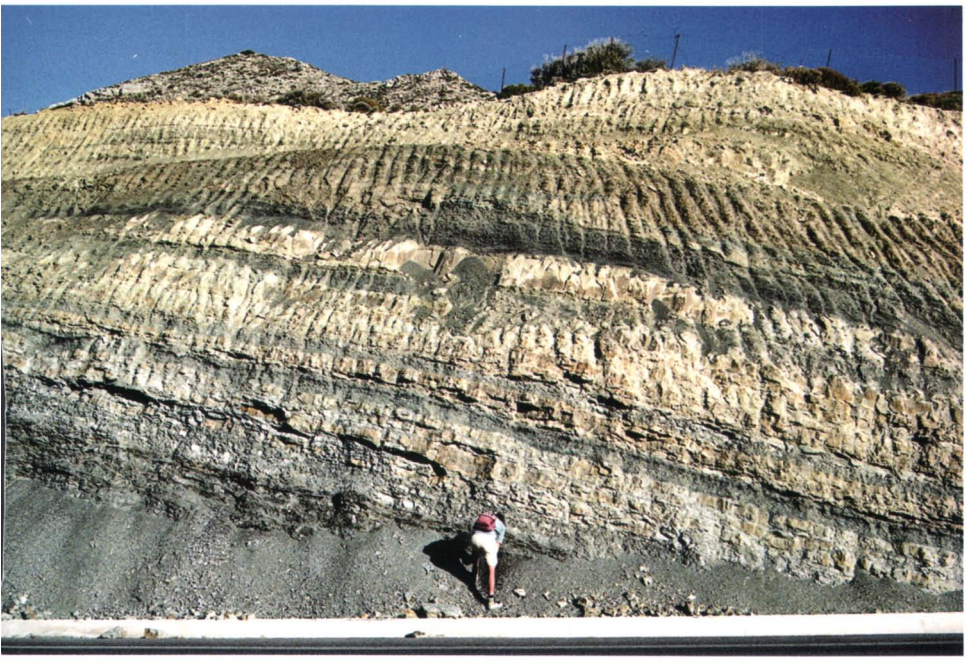


Afb. 10 a-h. Paleogeografische schetskaartjes van Kreta, die de globale ontwikkeling van de sedimentatie tijdens het Neogeen tonen. Deze kaartjes zijn gecompileerd door Van Hinsbergen en Meulenkamp (2006) op basis van een groot aantal gegevens uit eigen en ander gepubliceerd onderzoek. Per kaartje is het betreffende tijdsinterval aangegeven.

ten gaat dit over in de Messara vlakte, een actieve slenk, waarin een flink pakket Kwartair is afgezet (zie profiel A–B, afb. 4). Aan de zuidkant wordt dit gebied echter van de zee afgesloten door het opgeheven Asterousia blok. Naar het zuidoosten toe bestaat er een smalle verbinding naar (4) het Neogeen van het Ierapetra gebied, het destijds door deze schrijver bestudeerde gebied. In het uiterste noordwesten ervan bereikt het Neogeen zijn hoogste punt van het eiland (1500 m op de Platia Korifi aan de rand van de landschappelijk interessante Katharo hoogvlakte). Ten oosten van Ierapetra zet dit gebied zich voort langs de zuidkust, totdat het (5) overgaat naar de vrij smalle Neogeen corridor die naar Sitia voert. Het kleinere Sitia gebied vertoont nog het duidelijkst het karakter van geleidelijke opvulling van een slenkgebied.

Deze 5 subbekkens binnen de grotere Helleense Boog vertonen in hun opbouw flinke verschillen, maar er zijn ook duidelijke overeenkomsten. Zo omvat de eerste sedimentatiefase overal de afbraakproducten van het oude reliëf. Tot vele honderden meters terrestrische conglomeraten en breccies komen plaatselijk voor. Vooral het materiaal van de hoogste dekbladeenheden werd door de erosie afgevoerd. Dit komt het best tot uitdrukking in het westelijk Ierapetra gebied (omgeving Mithi-Mournies), waar slecht afgeronde conglomeraten vrijwel dezelfde samenstelling hebben als de ophiolitische BD (Bovenste Dekblad) gesteenten die er de ondergrond vormen. Resten van een vroegere oceaankorst werden omgewerkt tot een alluvial fan! Die alleroudste afzettingen vertonen inderdaad de kenmerken van alluvial fans. Daaroverheen volgen rivierafzettingen (afb. 10a,b). Deze rivieren moeten een breed, door breuken gemarkeerd dalsysteem hebben gevolgd, dat van oost naar west liep, min of meer parallel aan de lengterichting van de dan nog prille Helleense Boog. Dit zogenoemde Males-Viannos drainage systeem, veranderde van grof conglomeratisch en sterk verwilderend op Oost-Kreta, tot overwegend meanderend, inclusief ingesloten meerafzettingen in het het zuidelijk Iraklion gebied. Door latere tektonische ontwikkelingen is dit systeem helaas nog maar fragmentarisch bewaard gebleven. Wie rustig dit soort fluviatiele afzettingen wil bekijken kan op de landschappelijk mooie route tussen de dorpen Males en Anatoli (NW van Ierapetra) diverse stops maken. Het pakket is daar enkele honderden meters dik, maar plaatselijk wel sterk vergleden. Een andere plek zijn nieuwe ontsluitingen langs de grote weg ten oosten van Viannos (afb. 11). Bladafdrukken kunnen hier gevonden worden.

Ongeveer 10 miljoen jaar geleden beginnen de eerste bekkencontouren zich af te tekenen en raken de voormalige landgebieden onder de zeespiegel (afb. 10c). Deze mariene transgressie verliep op veel plaatsen vrij rustig. Vooral grijze mergels werden afgezet in matig diepe bekkens. Deze mergels hebben plaatselijk een rijke molluskenfauna. Vooral in het Ierapetra gebied trad juist snelle daling op. Daarbij vormden zich grootschalige tektonische landslides, gekoppeld aan WNW-ESE gerichte breuken. Vooral omhoog gekomen blokken Tripolitza kalken, die tot een kilometer in doorsnee kunnen zijn, vergleden zuidwaarts over en in de kleirijke afzettingen van het fluviatiele Males-Viannossysteem. Deze verglijding zette door tot in het diepere water. Door deze verglijdingsfase is een uniek en vrij bizar landschap ontstaan, dat goed te zien is tussen de dorpen Anatoli en Kalamafka, en bij de afdaling van Anatoli richting Ierapetra. Het bizarre wordt gevormd door de grote, breccieuze Tripolitza 'klippen' die, omringd door de sterk gedeformeerde resten van het Males-Viannossysteem, in de topografie afdalen van ruim 900 m hoogte naar zeeniveau aan de zuidkust (afb. 12). Wie de



Afb. 11. Een wegontsluiting ten oosten van Viannos verleent een inkijk in de zandige en kleiige afwisseling van het Males-Viannos systeem, dat hier ook rijk is aan ingesloten organisch materiaal. Deze zachte sedimenten doen maar al te graag aan landsliding en zijn doorgaans slecht ontsloten.

grootste klip, gevormd door de berg Stavromenos boven Anatoli (981 m), beklimt wacht een indrukwekkend uitzicht.
Door de stevige daling in het Ierapetra gebied werd dit onderdeel van een diep water bekken, waarin veel afbraakmateriaal van de opgeheven delen werd gedumpt. Waar rivieren rond 12 Ma nog materiaal naar het westen afvoerden, voerden troebelingsstromen nog geen 2 miljoen jaar later juist vanuit het westen hun afbraakmateriaal aan (afb. 10d). Dit Zuid-Ierapetra bekken kan 1000 m diep geweest zijn. Wie turbidieten wil zien, de lagen afgezet uit deze onderzeese 'sedimentlawines', kan zijn hart ophalen in de omgeving van het badplaatsje Mirtos (afb. 13).

In de loop van het Tortoon ontstonden er veranderingen in het overheersende spanningsveld, waardoor de vorm van de bekkens veranderde (afb. 10e). Sommige tektonische blokken kantelen, waardoor erosie en scheefstelling van de lagen op de ene plaats resulteren in de vorming van hoekdiscordanties, terwijl op andere plaatsen de sedimentatie ononderbroken doorging. Een algemene verandering in het Mediterrane klimaat in het jongere Tortonien resulteerde in een sterke toename van kalkige sedimentatie (afb. 10f). De grote foraminifeer *Heterostegina* komt soms massaal voor in de ondiep mariene, gemengd kalkig-zandige milieus (afb. 14). Minder talrijke bewoners van datzelfde milieu waren de Clypeasters (afb. 15). Rondom de ondiepere bekkenranden, die buiten het bereik van klastische aanvoer lagen, vestigden zich plaatselijk rifcomplexen. De *Heterostegina-Clypeaster* associatie is bijvoorbeeld ontsloten in de helling boven de weg van Ay. Varvara richting Yeryeri (wie dit rijdt zal onderweg ook een restant Messinien gips tegenkomen).
De toenemende afsluiting van de Middellandse zee gedurende het Messinien laat ook op Kreta zijn sporen achter, zie de Messinien bijdrage in dit Gea nummer. Gedurende het Messinien wordt het zuidelijke kustgedeelte van Midden- tot Oost-Kreta opnieuw het toneel van massale zuidwaartse verglijding van aanzienlijke sedimentpakketten. Het complete interval van Boven-Tortonien tot en met de Messinien-gipsen raakt hierdoor zwaar verstoord. Hieruit, en uit andere aanwijzingen, blijkt hernieuwde tektonische activiteit rond de Mio-Plioceen overgang. (afb. 10g). De verdieping die daarbij plaatsvindt, wordt echter in de loop van het Plioceen te niet gedaan. De vroeg-Pliocene mergels zijn rijk aan de gekromde oester Pycnodonta, een bewoner van diepere mariene milieus.
De echte opheffing van Kreta zet pas rond het Midden-Plioceen in (afb. 10h). Dit is ook de fase waarbij de jongste grote NE-SW en SW-NE gerichte breuken opvallen. In deze fase van opheffing zijn de bewegingen niet alleen verticaal. Ook zijdelingse verschuiving is vaak waarneembaar aan wrijfkrassen op het breukvlak.

Kreta zelf ontdekken

Het voorgaande overzicht is niet meer dan een inleiding. Elk deel van het eiland heeft namelijk het nodige te bieden. De veldgids van Fassoulas kan geïnteresseerde bezoekers wat verder op weg helpen. Deze gids (zie literatuur) is ook vanuit Nederland goed via internet te bestellen (bijvoorbeeld via Cretashop: http://cretashop.gr; inclusief verzending kost deze gids daar 19,-). Veel Kretaliefhebbers willen graag al wandelend ook van de ruige natuur met zijn mooie flora genieten. Zij zijn uiteraard in het bezit van goede wandelroutebeschrijvingen, zoals bijvoorbeeld gegeven in de Rother Wanderführer (W- en O-Kreta in verschillende boekjes, zie: www.rother.de). Maar voor meer geologische informatie verdient het aanbeveling om



Afb. 12. Een bewolkte dag in het merkwaardige blokkenlandschap, waar de weg naar Anatoli in het Ierapetra gebied zich vanuit de kustvlakte doorheen slingert. De vaak huizenhoge kalksteen klippen liggen op chaotische wijze gebed in de fluviatiele sedimenten van het Males-Viannos systeem. Het gaat om een fossiele landslide van minstens 10 km² die ontstond op het moment van sterke daling langs een breuksysteem. Het oprijzende blok leverde de Tripoliza kalken. Op een enkele plek is aantoonbaar dat de riviersedimentatie nog enige tijd door kon gaan op het moment dat de blokken al in het sedimentatiemilieu waren gegleden.

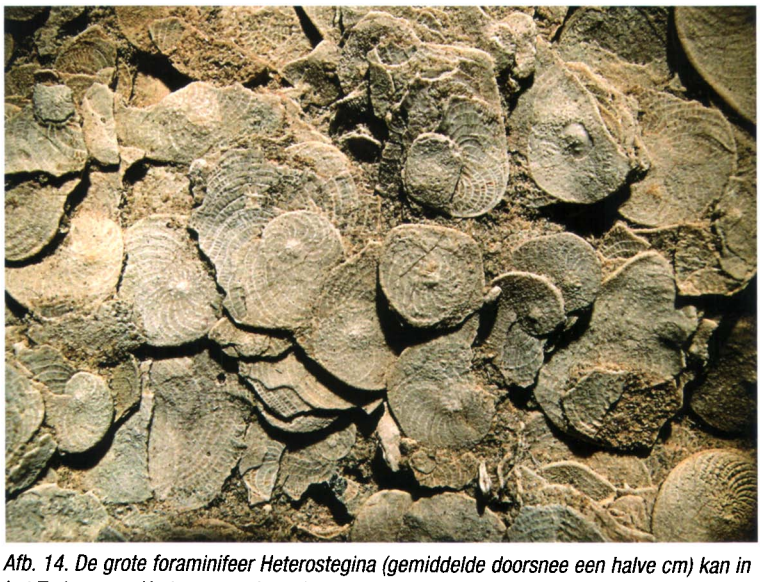


Afb. 13. Ten behoeve van de aanleg van een nieuwe akker is een heuvel met een pakket zuidhellende turbidieten (Tortonien) aangesneden. Deze diepwater afzettingen zijn wijd verbreid in het zuidkustbereik rondom de kustplaats Mirtos, 20 km west van Ierapetra. Deze troebelingsstroomafzettingen zijn hier, ten oosten van Mirtos, onderdeel van een 500 m dik pakket dat bestaat uit afwisselend zandige tot grindrijke troebelingsstroom-afzettingen en mergels. De faunasamenstelling van de mergels wijst op afzetting in diep water.



Afb. 15. Gave Clypeasters, zoals dit op een afgelegen locatie op noordoost Kreta gevonden exemplaar, zijn zeldzaam, ook op Kreta. Diameter 14.5 cm, hoogte 6.5 cm.





Afb. 14. De grote foraminifeer Heterostegina (gemiddelde doorsnee een halve cm) kan in het Tortoon van Kreta massaal voorkomen in minder diep mariene afzettingen. Vaak werden deze in een vlakke spiraal gewonden schelpjes na hun dood bekkenwaarts getransporteerd, zoals de hier massaal tot een dunne kalksteen laag opgestapelde schelpjes. Vindplaats NE-Kreta.

ook geologische kaarten aan te schaffen. Die zijn in elk geval in Athene te koop bij het Institute of Geological and Mineral Exploration (IGME). Er zijn van Kreta kaartbladen 1:50.000, terwijl er ook een gedateerde (1977) overzichtskaart is, die zeker voldoet wanneer men per auto rondreist.

Literatuur

Creutzburg, N. en Seidel, E., 1975. Zum Stand der Geologie des Präneogens auf Kreta. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 149, 363-383.

Creutzburg, N. et al., 1977. General geological map of Greece, Crete Island, scale 1:200.000, uitgave Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME), Athene. Twee kaartbladen.

Fassoulas, C., 2004. Field Guide tot the Geology of Crete". Publ. Natural History Museum of Crete (3e druk), ISBN 960-367-008-1.

Fortuin, A.R., 1978. Late Cenozoic history of eastern Crete and implications for the geology and geodynamics of the southern Aegean Sea. Geologie en mijnbouw, 57: 451-464.

Hall, R., Audley-Charles, M.G. en Carter, D.J. (1984). The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (J.E. Dixon en A.H.F. Robertson, Eds.), Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17: 499-516.

Jolivet, L., Facenna, C., Goffé,B., Burov, E en Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogen. American Journal of Science, 3003, 353-409.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., en Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophysical Journal International , 155: 26-138.

Van Hinsbergen, D.J.J. en Meulenkamp, J.E., 2006. Neogene supra-detachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. Basin Research, 18: 103-124.

Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196: 17-33.