

Das Becken von Prosilio (nahe Kozani, Griechenland)

Diplomkartierung
an der
Geowissenschaftlichen Fakultät
der
Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
Wilfried Konrad aus Zaisenhausen bei Bretten
Tübingen März 2002



*Αφιερωμένο στους κάτοικους
του Προσήλιου Κοζάνης.*

Inhalt

1. Einleitung	1
1.1 Lage des Kartiergebietes	1
1.2 Geologischer Überblick	4
1.3 Vorgehensweise	7
2. Stratigraphie	8
2.1 Beschreibung der Kartiereinheiten	8
2.1.1 „Grünschiefer“	8
2.1.2 Marmor	8
2.1.3 Mergel	8
2.1.4 Braunkohle	9
2.1.5 Kalke	9
2.1.6 Basalttuff	9
2.1.7 Sand	10
2.1.8 Diatomit	10
2.1.9 Quartär	10
2.2 Vertikale Profile	11
2.2.1 Überblick	11
2.2.2 Legende zu den Profilen	13
2.2.3 Profil Prosílio (E)	14
2.2.4 Profil Phtýsmata (D)	16
2.2.5 Profil Trigonikó (F)	25
2.3 Interpretation der Profile Prosílio (E), Phtýsmata (D) und Trigonikó (F)	25
2.3.1 Profil Prosílio	25
2.3.2 Profil Phtýsmata	26
2.3.3 Profil Trigonikó	30
3. Strukturgeologie	31
3.1 Allgemeines	31
3.2 Schichtflächen und Klüfte	32
3.3 Falten	33
3.4 Störungen	36
3.5 Paläospannungen und Interpretation der tektonischen Strukturen	38
4. Zusammenfassung	41
5. Literatur	43
6. Lateinische Umschrift griechischer Ortsnamen	44

7. Karte und Querprofil	44
8. Epilog	46
8.1 Danksagungen	46
8.2 Der badische Greif erhebt sich über die württembergischen Niederungen	48
9. Anhang: Verzeichnis der tektonisch bedeutsamen Messpunkte	49



1. Einleitung

1.1 Lage des Kartiergebietes



Abbildung 1: Lage des Kartiergebietes (schwarzes Rechteck) auf dem griechischen Festland.

Das Kartiergebiet umfasst das Becken von Prosílio mitsamt seiner (nichtsedimentären) Umrandung. Es befindet sich (siehe Abbildung 1) im südlichen Teil des Verwaltungsbezirks Kozáni, welcher wiederum den südlichsten Zipfel der Provinz Mazedonien bildet. Das Kartiergebiet gehört zum Gemeindegebiet des wenige Kilometer nordöstlich gelegenen Marktstädtchens Sérvia.

Im Becken selbst (siehe Abbildung 2) gibt es drei eher randständig gelegene Dörfer mit fast poetischen Namen: Am nördlichen Rand des Beckens das einen Südhang hinaufziehende Prosílio („der Sonne zugewandt“), am südlichen Beckenrand das offenbar nach dem Umriss seiner Bebauung benannte Trigonikó und im Ostteil des Beckens schliesslich Polírachó („viele Rücken“), das auf einem Geländerrücken erbaut und von mehreren ebensolchen umgeben ist.

Die Gestalt des Beckens — die Beckenfüllung nimmt eine Fläche von etwa 38 Quadratkilometern ein — erinnert an ein Dreieck, dessen lange Seiten E Stená Pórtas („enges Tor“) im Norden einen spitzen Winkel bilden. Die eine lange Seite führt von dort über Polírachó und E an Trigonikó vorbei nach S, die andere Langseite weist — ebenfalls von Stená Pórtas aus — über Prosílio hinweg nach Südwesten zur Kirche Panagía („Mutter Gottes“).

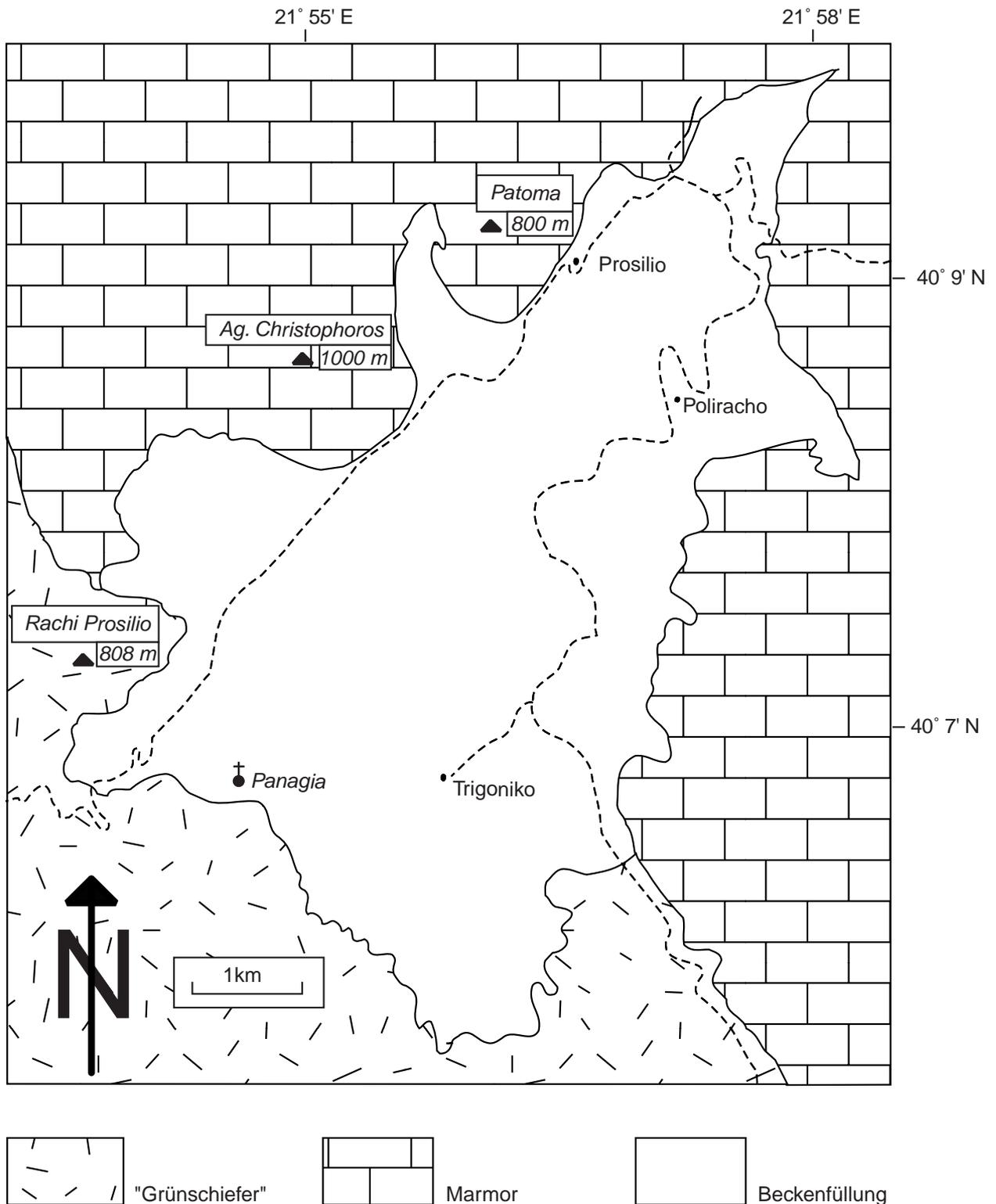


Abbildung 2: Übersichtskarte des Kartiergebietes.

Der tiefste Punkt des Beckens liegt mit etwa 440 m bei Stená Pórtas NE von Prosílio, ihren höchsten Punkt (etwa 900 m) erreicht die Beckenfüllung im Südosten, zwischen Polírachos und Trigonikó. Einen guten Überblick über die Morphologie des Kartiergebietes erhält man von den einrahmenden Bergen des Kamvoúnia-Gebirges, die in der unmittelbaren Nachbarschaft des Beckens Höhen von 1200 m erreichen.

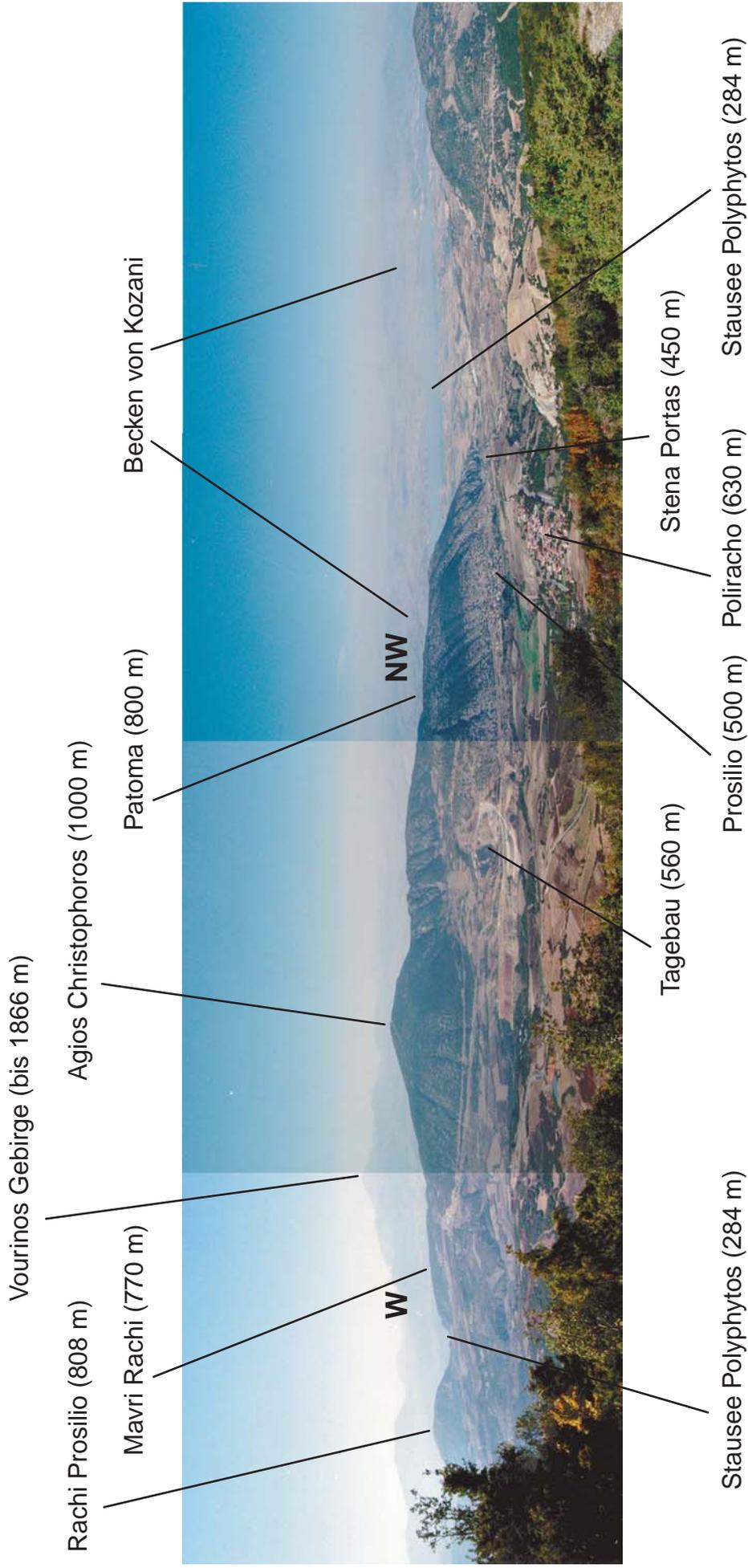


Abbildung 3: Der N Teil des Beckens von Prosilio, Blick nach W und NW aus 1040 m Höhe. Das Photo ist auf dem Berg Thymioulas entstanden, einem N Vorberg des Gourmes-Massivs, welches die (im wesentlichen marmorne) E Grenze des Kartiergebiets bildet. Patoma, Agios Christophoros, Mavri Rachi und Rachi Prosilio bauen die W Grenze des Kartiergebiets auf, wobei erstere drei aus Marmor bestehen, letztere hingegen aus Grünschiefer. Der Steilabfall zum dahinter gelegenen Stausee Polyphytos hin ist gewaltig (Siehe auch Abbildung 45).



Lediglich durch jeweils einen Bergzug getrennt vom Becken von Prosílio sind zwei weitere Becken: Im Nordosten das flächenmässig ähnlich grosse Becken von Láva und im Norden das wesentlich grössere Becken von Kozáni-Sérvia.

Die Nationalstrasse 3 — sie verbindet Athen mit dem Dreiländereck, das Griechenland, Albanien und die Republik Mazedonien (Fyrom) nördlich von Flórina bilden — führt durch Polírachos und erschliesst mitsamt einiger Abzweige das Kartiergebiet recht komfortabel.

Das Kartiergebiet ist (nach mitteleuropäischen Massstäben) dünn besiedelt, die erwähnten Dörfer sind eher als Weiler zu bezeichnen. Das Beckeninnere wird — soweit die Morphologie die Bewirtschaftung mit dem Traktor zulässt — landwirtschaftlich intensiv genutzt. Angebaut wird im Wesentlichen Getreide. Andere Nutzpflanzen sowie Obstbäume finden sich fast nur in den zahlreichen Gärten, von denen jedes Dorf umgeben ist. Für den Ölbaum ist es offenbar zu kalt. Die nicht gerade seltenen Steilhänge im Beckeninneren und die felsigen, wenig fruchtbaren Hänge und Flächen des Basements dienen als Weide für die Ziegen- und Schafherden, die zumeist von albanischen Hirten beaufsichtigt werden. Einige Hundert Meter westlich von Prosílio wird in einem Tagebau bescheidener Grösse nach qualitativ minderwertiger Braunkohle geschürft. In den kalkigen Abschnitten des Basements rund um das Becken finden sich etliche Steinbrüche, die jedoch entweder aufgelassen sind oder allenfalls sporadisch auf Marmor abgebaut werden.

Erwähnenswert sind vielleicht noch zwei Dinge: Nur wenig ausserhalb der nordwestlichen Grenze des Kartiergebietes erstreckt sich der Polyphýtos-Stausee, der aus dem Fluss Aliákmonas durch Aufstauen hervorgegangen ist. Und: am 13. Mai 1995 wurde das Kartiergebiet von einem heftigen Erdbeben der Stärke 6,6 erschüttert, dessen Epizentrum wenige Kilometer ausserhalb des Gebietes lag (siehe dazu den Abschnitt 3.4 sowie die Abbildungen 44 und 45).

1.2 Geologischer Überblick

Die Helleniden — ihnen ist der grösste Teil Griechenlands zuzurechnen — sind ein Produkt der alpinen Orogenese.

Die grossräumigen geologischen Strukturen des griechischen Festlandes streichen fast ausnahmslos in NNW-SSE Richtung. Nach faziellen, paläogeographischen, tektonischen und petrologischen Kriterien wurden in den vergangenen 60 Jahren mehrere Zonen und Massive unterschieden (siehe Abbildung 4).

Von Nordosten nach Südwesten sind dies die folgenden Zonen (in Klammern Stichworte zu ihrem petrologischen und faziellen Charakter):

- Rhodopen-Kristallin (metamorphe und magmatische Gesteine),
- Serbomakedonisches Massiv (metamorphe und magmatische Gesteine),
- Vardar- oder Axioszone (mesozoische Tiefwassersedimente und Ophiolithe),
- Pelagonische Zone (triadische und jurassische Flachwasserkalke auf kontinentaler Unterlage),
- Subpelagonische Zone (Ophiolithe sowie zugehörige Kalke und Cherts, ausserdem oberkretazische Riffkalke),

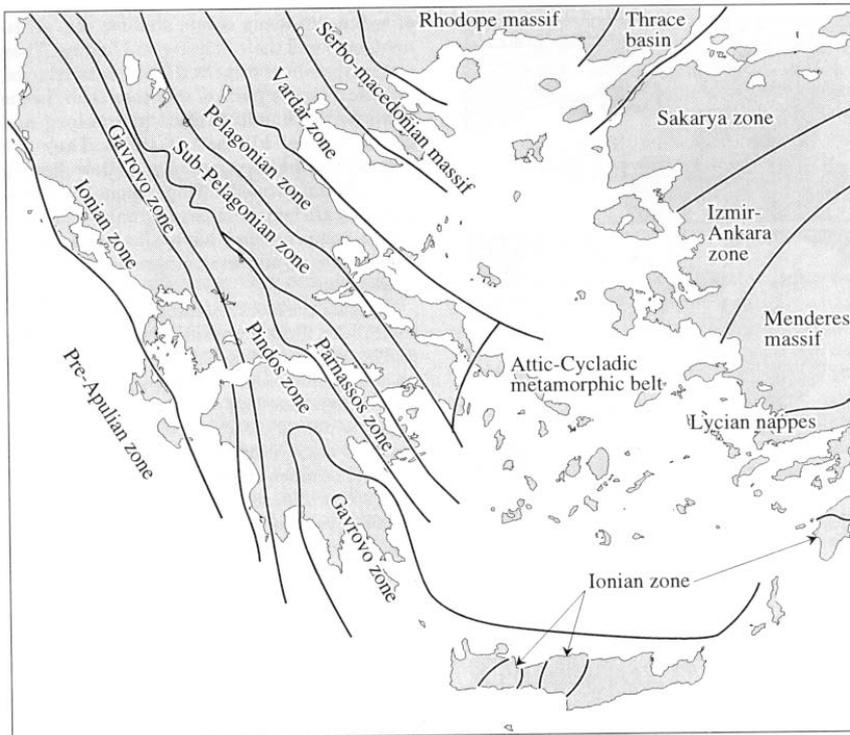


Abbildung 4: Zonen und Massive der Helleniden (aus Higgins & Higgins, 1996, p. 18)

- Parnasszone (auf den Süden des Festlandes beschränkt) (triadische bis tertiäre Flachwasserkalke auf kontinentaler Unterlage, Flysche, Konglomerate),
- Pindoszone (Tiefwassersedimente),
- Gavrovo- und Tripolitzazone (mesozoische Flachwasserkalke auf kontinentaler Unterlage, eozäne Flysche),
- Ionische Zone (Tiefwassersedimente, mesozoische Flachwasserkalke, eozäne Flysche),
- Präapulische Zone (Tief- und Flachwasserkalke auf kontinentaler Unterlage).

Die laterale Abfolge der Zonen ist offenbar durch einen (allerdings nicht streng durchgehaltenen) Wechsel kontinentaler und ozeanischer Bildungen charakterisiert. Es gilt als wahrscheinlich, dass sich diese Zonen — wie in Abbildung 4 angedeutet — auf dem Grunde der Ägäis fortsetzen, dabei in E-W-Richtung umschwenken und schliesslich im Westen der Türkei nach NE streichend wieder zu Tage treten.

Schaut man tiefer als auf den Grund der Ägäis, dann sieht man, dass diese oberflächennah definierten Zonen als Ausstriche eines komplexen, weit aushaltenden Deckenstapels mit vorherrschenden SW- bzw. S-Vergenzen anzusehen sind (siehe das Profil in Abbildung 5).

Entstanden ist diese vertikale Struktur durch vier orogene Zyklen zur Zeit des Dogger (kimmerischer Zyklus), der Unterkreide (eohellenischer Zyklus), des Eozän (mesohellenischer Zyklus) und des Miozän (neohellenischer Zyklus). Das Zentrum der orogenen Aktivitäten (Faltung, Deckenbewegung, Regionalmetamorphose) wanderte dabei von den (im Nordosten gelegenen) „inneren“ Zonen von Zyklus zu Zyklus weiter nach „aussen“ in den Südwesten, woraus sich die erwähnten

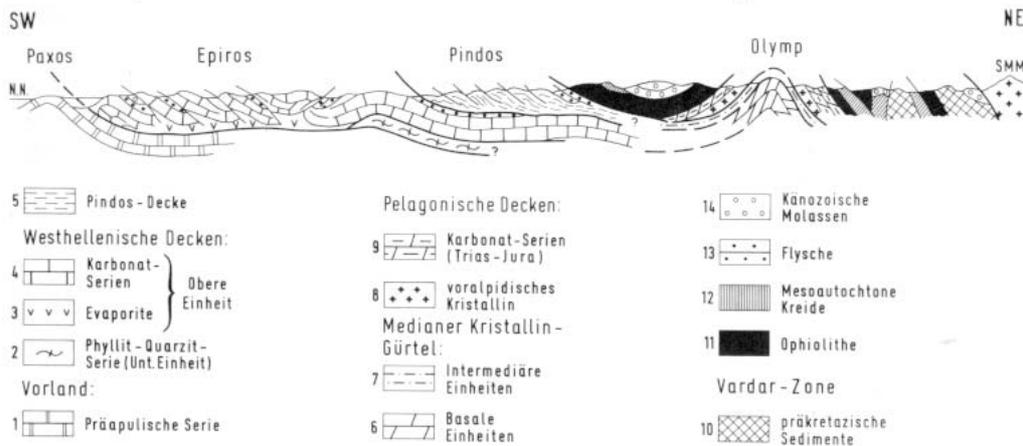


Abbildung 5: Schematischer Querschnitt durch die Helleniden auf dem Griechischen Festland. SMM: Serbo-Mazedonisches Massiv (aus Jacobshagen, 1986, p. 6)

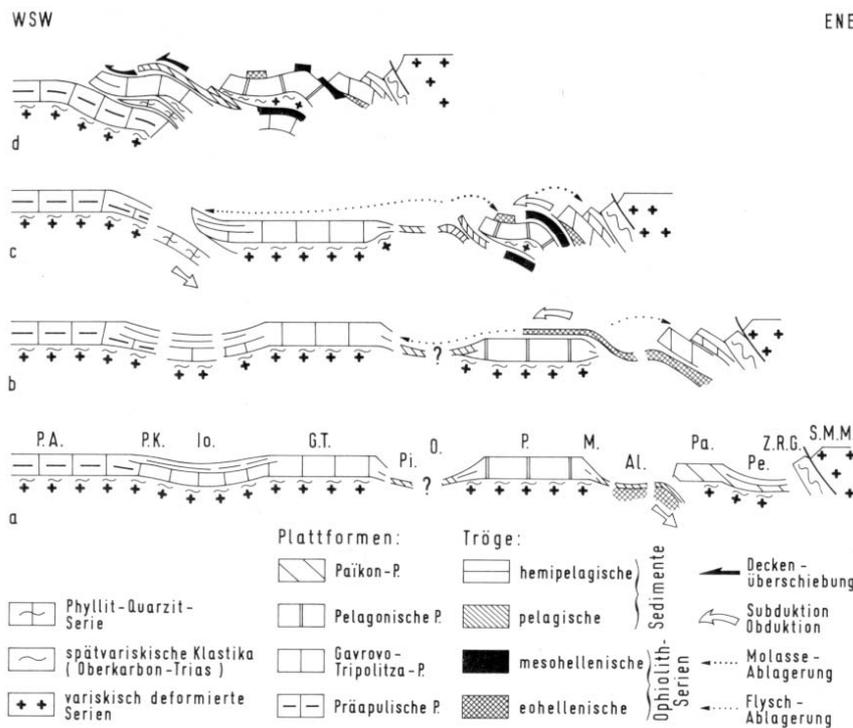


Abbildung 6: Geotektonisches Schema der Helleniden-Entwicklung seit dem Oberjura. Der Schnitt quert Nordgriechenland. a) Tithon, b) Hauterive/Barrême, c) Oligozän, d) Mittelmiozän (aus Jacobshagen, 1986, p. 276).

einheitlichen Vergenzen erklären (siehe Abbildung 6).

Rekonstruiert man die relative Lage der verschiedenen Zonen vor den tektonischen Ereignissen, so gelangt man zu einer Situation wie sie in der Abbildung 6 a und im etwas schematischeren Querschnitt 7 wiedergegeben ist.

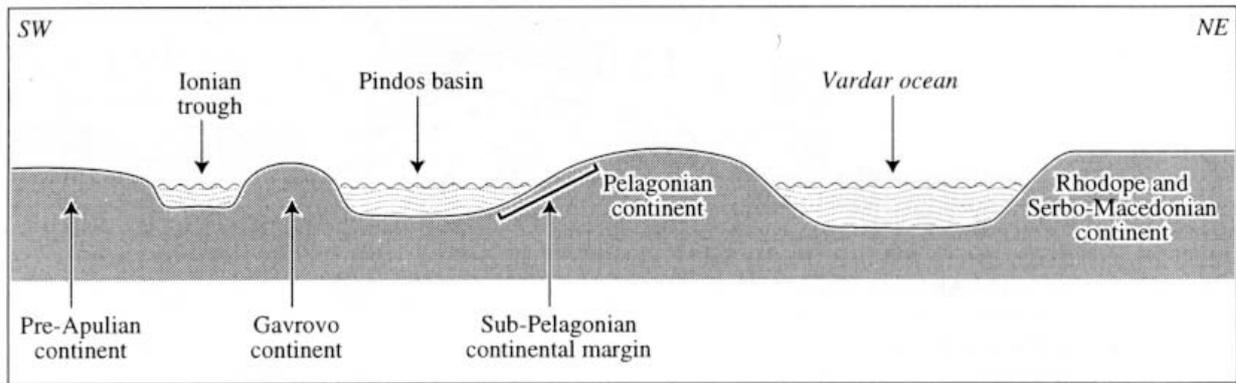


Abbildung 7: Schematischer Querschnitt durch die Helleniden vor der Kompression. Pelagonische Zone, Gavrovozone und Präapulische Zone bildeten Kontinente, die die meiste Zeit von Flachmeeren bedeckt waren (aus Higgins & Higgins, 1996, p. 22).

Die Kompressionstektonik, die den Deckenstapel der Helleniden aufgetürmt hat, kam nach dem neohellenischen orogenetischen Zyklus fast überall auf dem griechischen Festland und in der Ägäis zum Erliegen. Die an der Wende vom Mittel- zum Obermiozän einsetzende Subduktion der afrikanischen Platte unter die kontinentale ägäische Mikroplatte führte zu einer Extensionstektonik, die das gesamte Plio- und Pleistozän über anhielt und intensive vertikale Bewegungen induzierte. Vertikale Versätze, die regional bis zu 5000 m betragen, führten zu einer durchgreifenden tektonischen Zerstückelung. Die damit einhergehenden Horst- und Grabenbildungen orientierten sich an der etablierten, durch die Kompressionsphase vorgezeichneten, NNW-SSE Streichrichtung, weshalb sich auch die Kette der Becken der Pelagonischen Zone — unter ihnen das Becken von Prosilio — in dieser generellen Richtung erstreckt.

1.3 Vorgehensweise

Die Geländebegehung fand im September und Oktober 1999 statt, die nötigen Genehmigungen erteilte Prof. Evangelos Velitzelos von der Universität Athen.

Das Kartenmaterial, welches uns erst im Gelände zur Verfügung gestellt wurde und aufgrund äusserer Umstände weder veränder- noch vermehrbar war, entpuppte sich als sehr heterogen: der nördliche Teil des Geländes konnte im Massstab 1:5.000 kartiert werden, für den Südteil war lediglich eine auf 1:25.000 vergrösserte alte topographische Karte im Massstab 1:100.000 zu bekommen. Ähnliches gilt für die Reinzeichnung: sie ist durch 10 fache Vergrösserung aus ebendieser topographischen Karte im Massstab 1:100.000 gewonnen.

Die Aufnahme der Geländedaten erfolgte nach den überkommenen Regeln des Kartierhandwerks. Die Strukturdaten wurden mit den Rechenprogrammen StereoNett (Duyster, 1999) und Spheristat (Pangaea, 1995) ausgewertet.



2. Stratigraphie

2.1 Beschreibung der Kartiereinheiten

Die Geschichte des Beckens spiegelt sich auf der stratigraphischen Ebene in einer Zweiteilung des Kartiergebietes in das metamorphe Basement des Beckens einerseits (2.1.1 und 2.1.2) und die sedimentäre Beckenfüllung andererseits (2.1.3 bis 2.1.9). Fossilien — zumeist Blätter, Schnecken und Muscheln, bisweilen auch Fische — finden sich in den Mergeln und Diatomiten reichlich. Da ihre Bestimmung und Katalogisierung jedoch nicht zu unseren Aufgaben gehörten, werden sie hier nicht beschrieben. Lediglich in den vertikalen Profilen werden Schichten, in denen sie auffällig oft vorkommen, gekennzeichnet.

2.1.1 „Grünschiefer“

Der Begriff „Grünschiefer“ (zukünftig ohne Anführungszeichen geschrieben) steht als Sammelbegriff für meist grüne, lagige (und fast stets stark verfaltete) Gesteine, welche S einer durch Trigonikó gehenden, WNW-ESE streichenden Linie, Unterlage und Rand der Beckenfüllung bilden.

Darunter fallen Metasandsteine (mit lagiger Struktur, der grünlicher Farbeindruck wird durch grünlänzenden Biotit und — untergeordnet — Chlorit hervorgerufen, zahlreich auftretende Muskovitschüppchen erzeugen einen leicht phyllitischen Seidenglanz), des weiteren ausgeprägt lagige, grünliche Glimmerschiefer (sie enthalten Quarz, Feldspäte, Muskovit, Chlorit und Granate), sowie grünlich-graue Augengneise (mit Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit und Chlorit als Mineralbestand).

Das Alter dieser Einheit wird in der Literatur (Kilias & Mountrakis, 1987) als permo-triadisch (die Metasandsteine) und älter angegeben.

Mächtigkeit: unbekannt

2.1.2 Marmor

Die N Fortsetzung der metamorphen Beckenunterlage stellt der Marmor dar. Er umrahmt die Beckenfüllung N der schon genannten, WNW-ESE durch Trigonikó streichenden Linie. Er ist massig ausgebildete, grob rekristallisiert, und erscheint im frischen Bruch weisslich. Lokal ist der Marmor von gelblichem Limonit durchstäubt und bereichsweise von bis zu ein Millimeter mächtigen Quarzgängchen durchwoben. Wenn der Marmor bricht, tut er das grob plättig.

Kilias & Mountrakis (1987) datieren den Marmor in die Trias und den Jura.

Mächtigkeit: unbekannt

2.1.3 Mergel

Die tiefste Einheit der Beckenfüllung bildet ein fein laminiertes, dunkelweisser bis hellbeiger Mergel mit hohem Ton/Quarz-Verhältnis, der feinplättig bricht. Das Gestein enthält vielerorts



Pflanzenreste, die teilweise recht gut erhalten sind. Immer wieder treten linsenartige wenige Meter ausgreifende Braunkohlenflözchen auf. Den oberen Abschluss der tiefsten Mergelschicht bildet eine Ostrakodenschicht bestehend aus einigen Lagen dicht gepackter Individuen.

Oberhalb dieser massiven Mergelbank finden sich episodisch bis zu zwei Meter mächtige, lateral weit aushaltende Mergelinschübe in die Diatomit- und Sandlagen eingeschaltet. Darin enthalten sind stets Schnecken (Abbildung 8) in hoher Individuenzahl sowie stellenweise einzelne Muschelschalen.

Mächtigkeit: bis zu 60 m (maximale Aufschlussmächtigkeit)

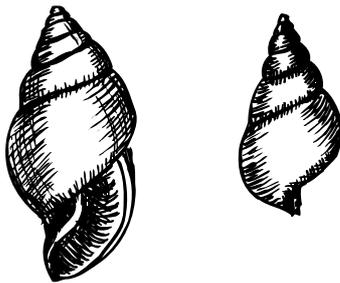


Abbildung 8: Schnecken im Mergel (vermutlich die Süßwasserschnecke *Lymnaea*), Aufschluss 74, SW Trigoniko. Das rechte Gehäuse ist etwa 1 cm hoch. Zeichnung: Birgit Binder

2.1.4 Braunkohle

Die Braunkohle ist wegen ihres geringen Inkohlungsgrades eher als fossiles Holz anzusprechen, das mit feinlaminierten, an organogenem Detritus reichen Ton-Silt-Wechsellagen vergesellschaftet ist. Sie bricht dünnplattig. Trotz ihres schlechten Brennwertes wird ein Kohleflöz SW von Proslilio im Tagebau ausgebeutet. Die Mächtigkeit dieses Flözes ist unbekannt, seine Unterkante war während der Geländebegehung noch nicht freigelegt.

Mächtigkeit: sehr unterschiedlich, im Gelände stets unter einem Meter, im Tagebau möglicherweise höher

2.1.5 Kalke

In die Diatomitlagen sind immer wieder geringmächtige Kalkbänke eingeschaltet. Sie enthalten Gastropoden in hoher Individuenzahl, daneben reichhaltig Mikroorganismen. Oft sind sie von schwärzlichen Gespinsten durchzogen, die an organischen Kohlenstoff erinnern. Stellenweise wirken die Kalkbänke wie Caliche.

Mächtigkeit: 20 bis 40 cm

2.1.6 Basalttuff

An drei Stellen im Kartiergebiet fanden sich Basalttuffe. Sie enthalten Feldspat, stark verwitterten Glimmer sowie Pyroxen und Hornblende. Im Aufschluss waren sie in Sandschichten eingebettet und



wirkten wie Überreste zerbrochener und anschliessend verrutschter Tuffbänke. Einzelne Kristalle sind relativ gross (einige Millimeter), weshalb auch eine Deutung als Ganggestein in Frage kommen könnte.

Mächtigkeit: 20 bis 40 cm

2.1.7 Sand

Das Beckeninnere wird — abgesehen von mächtigen Diatomitablagerungen — durch Sandlagen geprägt. Diese zeigen wenig vertikale Konstanz, in der Regel sind die Lagen als fining-up Sequenzen ausgebildet, die von einer Basis aus sehr groben bis groben meist gerundeten (manchmal in Feinsand eingebetteten) Klasten ausgehend, in meist rötlich-gelbliche bis braune, manchmal aber auch weisse Feinsandlagen münden. Die Mächtigkeit typischer Sequenzen schwankt zwischen zwei Dezimetern und zwei Metern.

Mächtigkeit: individuelle Lagen bis zu 70 m, kumulierte Mächtigkeiten bis zu 140 m, stark schwankend

2.1.8 Diatomit

Der Diatomit bildet — neben den Sandlagen mit denen er im Wechsel steht — den auffälligsten Teil der Beckenfüllung. In trockenem Zustand ist er zumeist von strahlendem Weiss, das ab und zu von dunkelgrauen oder gelblich-rötlichen Bändern unterbrochen ist. Das Gestein ist manchmal lagig, meist jedoch massig ausgebildet und bildet einen sehr feinen, weissen, alles durchdringenden Staub. Untergeordnet — aber in hinreichenden Mengen, um bei Salzsäurezugabe zu schäumen — enthält das Gestein Kalk. Pflanzenreste treten reichlich auf, manche Schichten führen Gastropoden; weniger häufig sind Wirbeltiere, wie Fische, zu finden.

Mächtigkeit: individuelle Lagen bis zu 110 m, kumulierte Mächtigkeiten bis zu 170 m, stark schwankend

2.1.9 Quartär

Die oberste Schicht im Becken bilden stellenweise (z. B. N von Trigonikó) recht mächtige Rotsedimente. Sie sind als durchweg schlecht sortierte Konglomerate anzusprechen, manchmal mit brekziösem Einschlag, denn die Klasten sind — lokal unterschiedlich — kantengerundet bis gar nicht gerundet. Die gröberen (bis etwa 20 cm Durchmesser) Klasten lassen oft den Marmor — und manchmal den Grünschiefer — als Liefergebiet erkennen, die rote Farbe wird eher von den kleineren Klasten beigesteuert.

Mächtigkeit: bis zu 100 m, schwankend

2.2 Vertikale Profile

2.2.1 Überblick

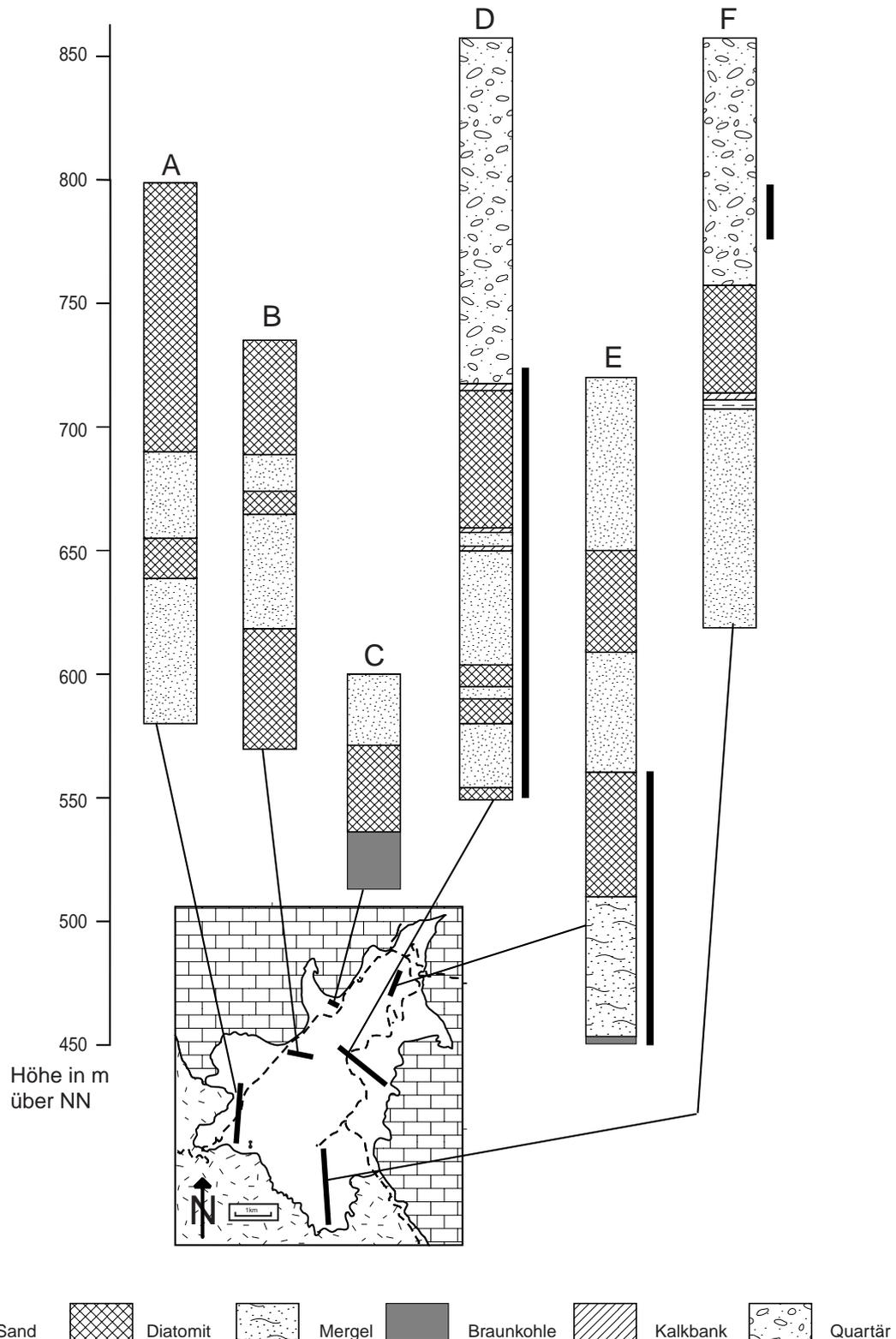


Abbildung 9: Sechs schematische Profile im Kartiergebiet. A = Südwesten, B = Westen, C = Tagebau Prosílio, D = Phtýsmata, E = Prosílio, F = Südosten. Ein schwarzer Balken rechts neben der Profilsäule bedeutet, dass dieser Abschnitt des Profils in einem Unterkapitel von 2.2 detailliert dargestellt ist.



Die sechs schematischen Profile aus Abbildung 9 sind zwar aus der (eher lateral als vertikal ausgedehnten) Schichtfolge der Karte gewonnen. Sie können dennoch als realitätsnahe Bilder der vertikalen Abfolgen gelten, denn zum einen liegen die Schichtgrenzen der Beckenfüllung durchweg fast horizontal, zum andern haben wir keine Lokalitäten über Störungen hinweg (vergleiche Abbildung 26) zu Profilen zusammengefasst.

Um die Profile A bis F zu parallelisieren bräuchte es — im Lichte des vorgefundenen Gesteinsangebotes — entweder einer einigermaßen durchgängig aufgeschlossenen Basalttufflage oder eines markanten Kalkbankmusters. Da die beiden Kandidaten für derartige „Markierungen“ offensichtlich nur isoliert auftreten (und im Falle der Tuffe alles andere als anstehend wirken), können wir aus Abbildung 9 eigentlich nur schliessen, dass wir nichts genaues schliessen können, oder, um es etwas konstruktiver auszudrücken:

Jedes der Gebiete A bis F scheint für sich räumlich homogenen Sedimentationsbedingungen ausgesetzt gewesen zu sein. Lässt man tektonische Einflüsse zunächst ausser acht, dann rühren die Unterschiede zwischen den Gebieten möglicherweise daher, dass sich die jeweiligen Sedimentationsbedingungen immer wieder räumlich begrenzt verändert haben. Man denke beispielsweise an einen einströmenden Fluss, welcher sein Mündungsdelta vorbaut und damit eines der Gebiete mit den für Deltas charakteristischen Sequenzen ausstattet. Dadurch verändern sich aber auch die bathymetrischen Verhältnisse in dem Gewässer, welches die Sedimentschüttungen empfängt. Handelt es sich dabei um einen See, so werden kräftige fluviatile Sedimentschüttungen schon nach geologisch kurzer Zeit Folgen für das Wohlergehen im See lebender (und ihrerseits Sediment produzierender) pelagischer oder benthischer Organismen haben¹.

Zieht man tektonische Einflüsse in Betracht, dann mögen einheitliche Sedimentationsräume im See, wie sie vielleicht während arider Klimaphasen oder in Zeiten weit weg gerückter Liefergebiete bestanden haben, immer wieder von Störungen durchschlagen worden sein. Etwaige, in ungestörten Phasen entstandene, lateral durchgängige Sedimentationsmuster, sind deshalb heutzutage nicht mehr — oder allenfalls um den Preis wilden Spekulierens — zu erkennen. Störungen dürften im Kartiergebiet immer wieder aktiviert oder neu angelegt worden sein, weil der Hauptast der Aliakmonas Störungszone nur etwa zwei bis drei Kilometer ausserhalb der NW-Grenze des Kartiergebietes entlangläuft, und bei Stená Pórtas — also am Nordende des Kartiergebietes — um etwa zwei Kilometer zum Becken hin versetzt wird (siehe Abbildung 45 und einige Bemerkungen im Abschnitt über Störungen im Kartiergebiet).

Der Wahrheit am nächsten kommen dürfte der misslichste Fall: die Wirkungen kleinräumiger Sedimentationsbedingungen haben sich mit den Folgen Versatz produzierender Störungen zu einem uneinheitlichen und interpretationresistenten Profilbild kombiniert.

¹ Dass die Ablagerungen im Becken von Prosilio tatsächlich lakustriner und nicht mariner Natur sind, geht aus geochemischen Untersuchungen hervor. Siehe dazu Stamatakis et al. (1989) sowie Calvo et al. (1995).



2.2.2 Legende zu den Profilen

Lithologie



Quartär



Brekzie



Kalkbank



Sand



Diatomit



Ton



Mergel



Braunkohle



Klasten in Feinsand

Sedimentstrukturen



fining-up Sequenz



convolute bedding



gradierte Schichtung



Wellenrippel



Schrägschichtung



horizontale Schichtung



strukturlos, massig

Makrofossilien



pflanzliche Makrofossilien



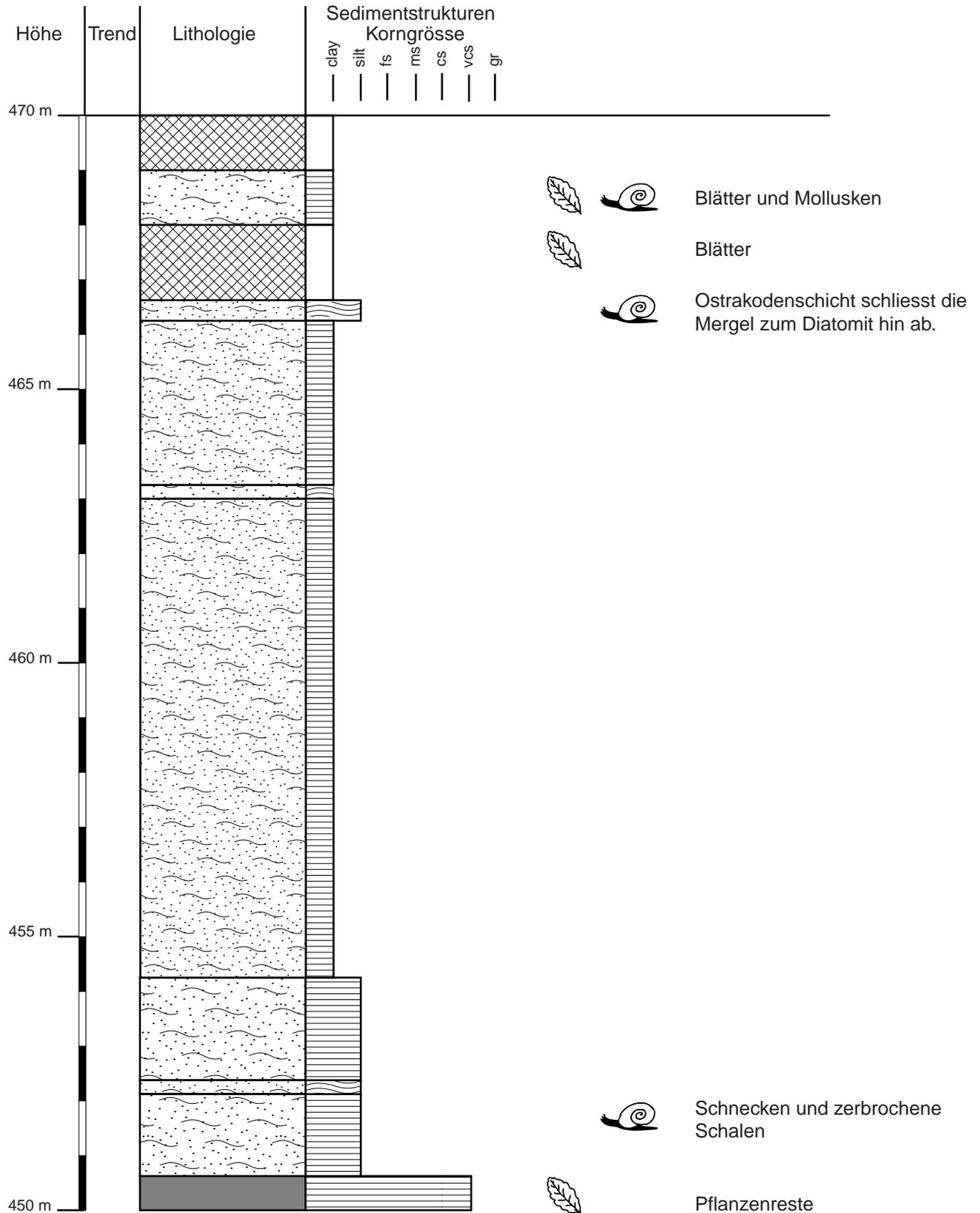
tierische Makrofossilien

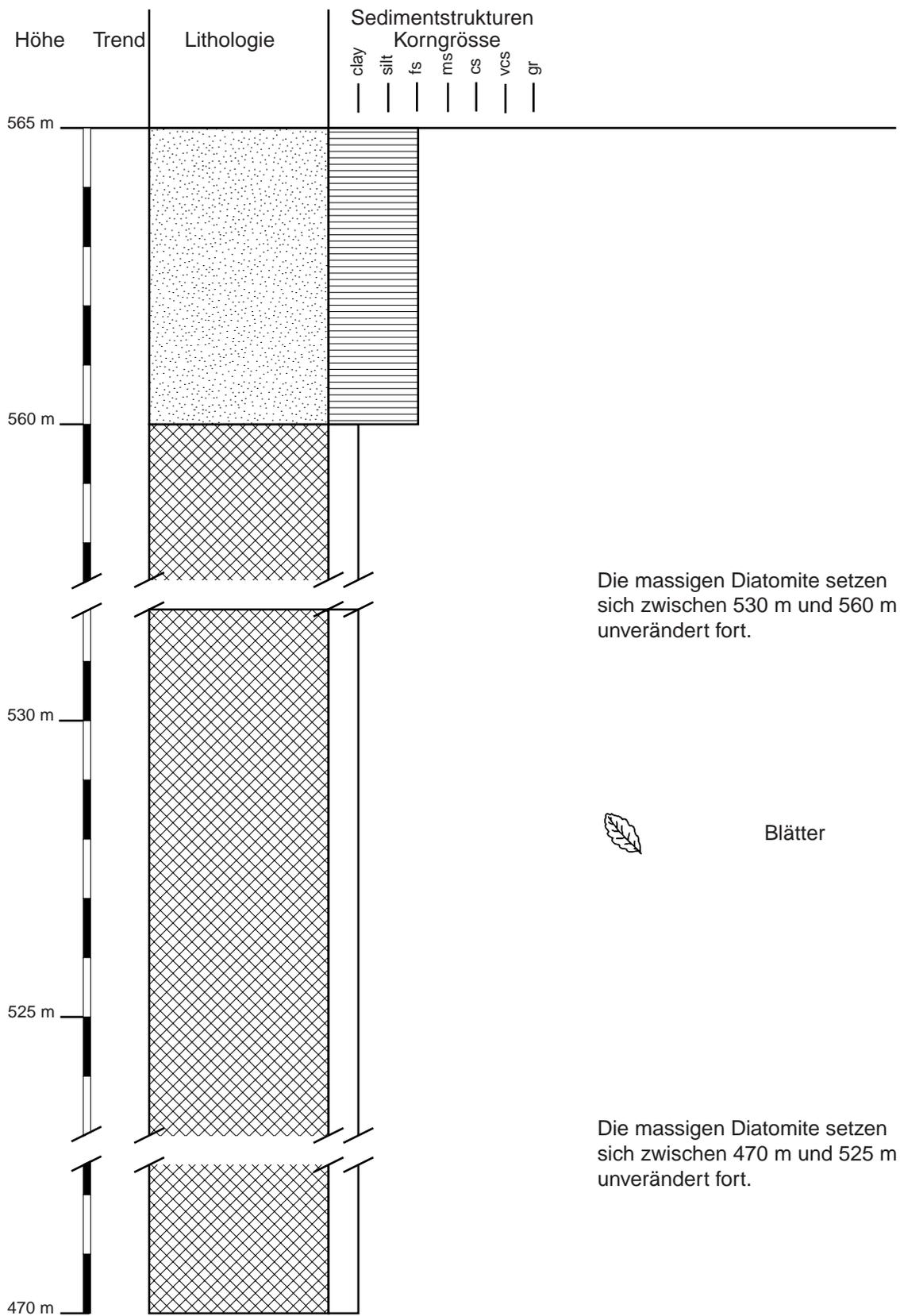
Korngrößen

clay	Ton (< 2 µm)
silt	Schluff (< 63 µm)
fs	Feinsand (< 0,2 mm)
ms	Mittelsand (< 0,63 mm)
cs	Grober Sand (< 2 mm)
vcs	Kies (< 63 mm)
gr	Steine (> 63 mm)



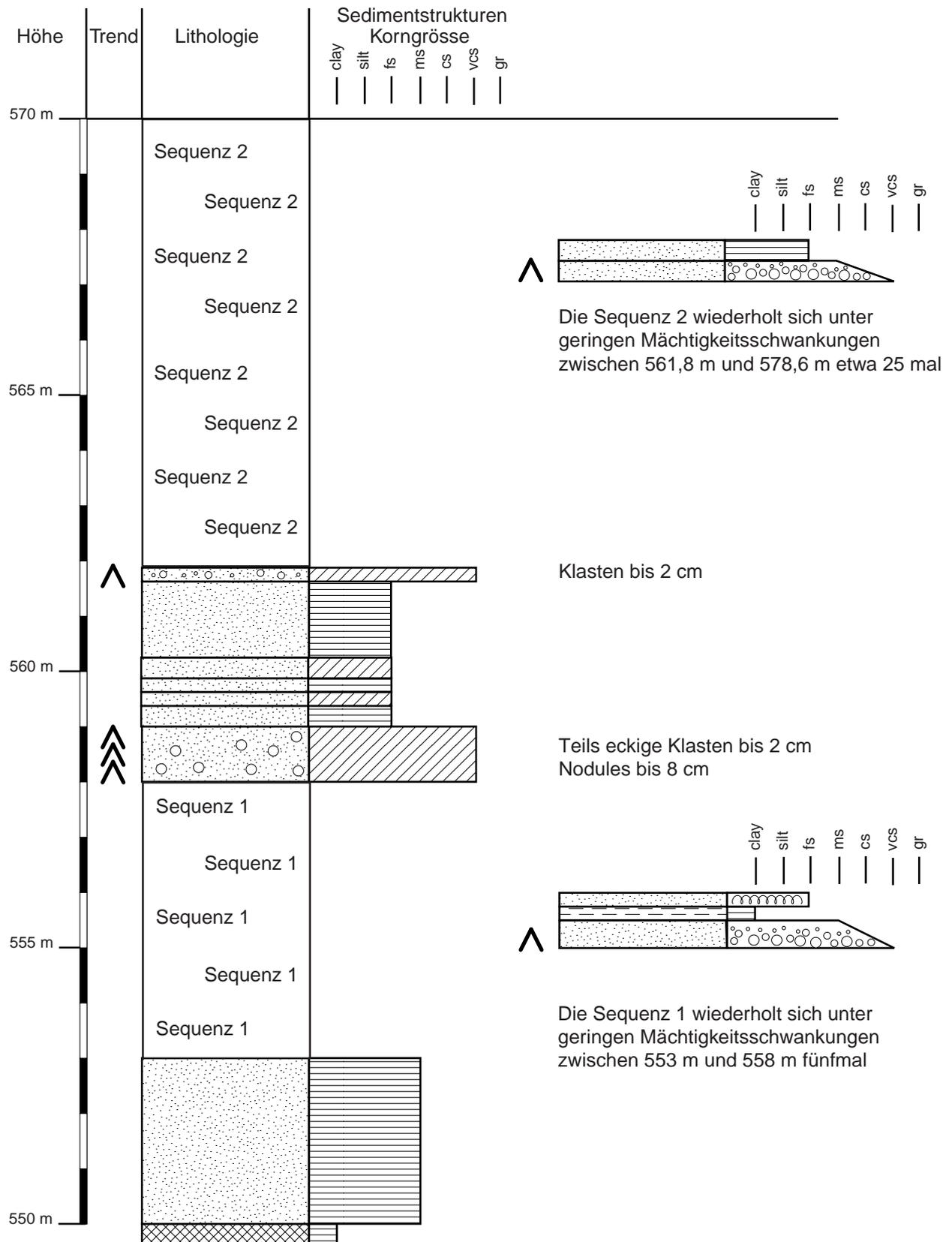
2.2.3 Profil Proslilio (E)

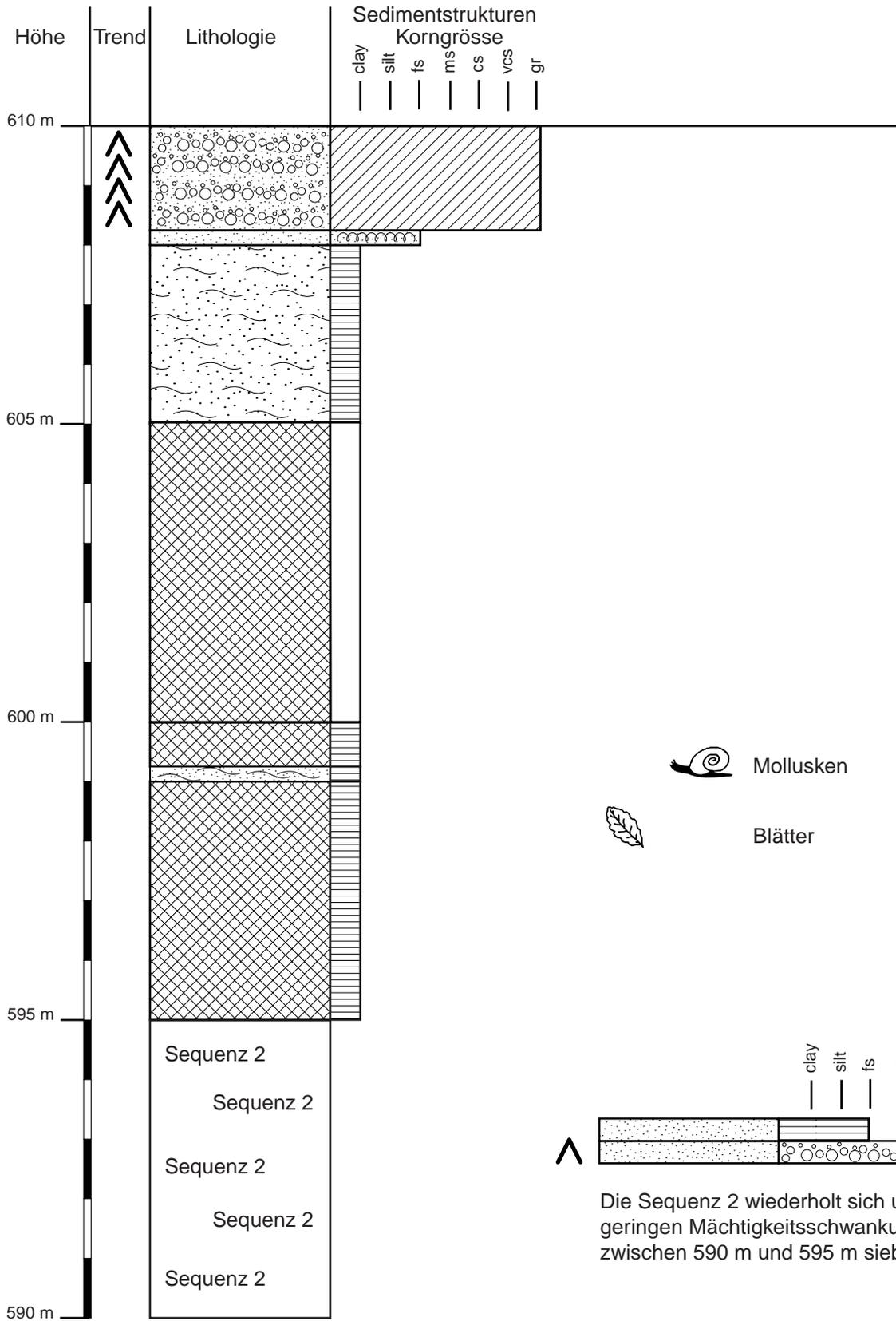




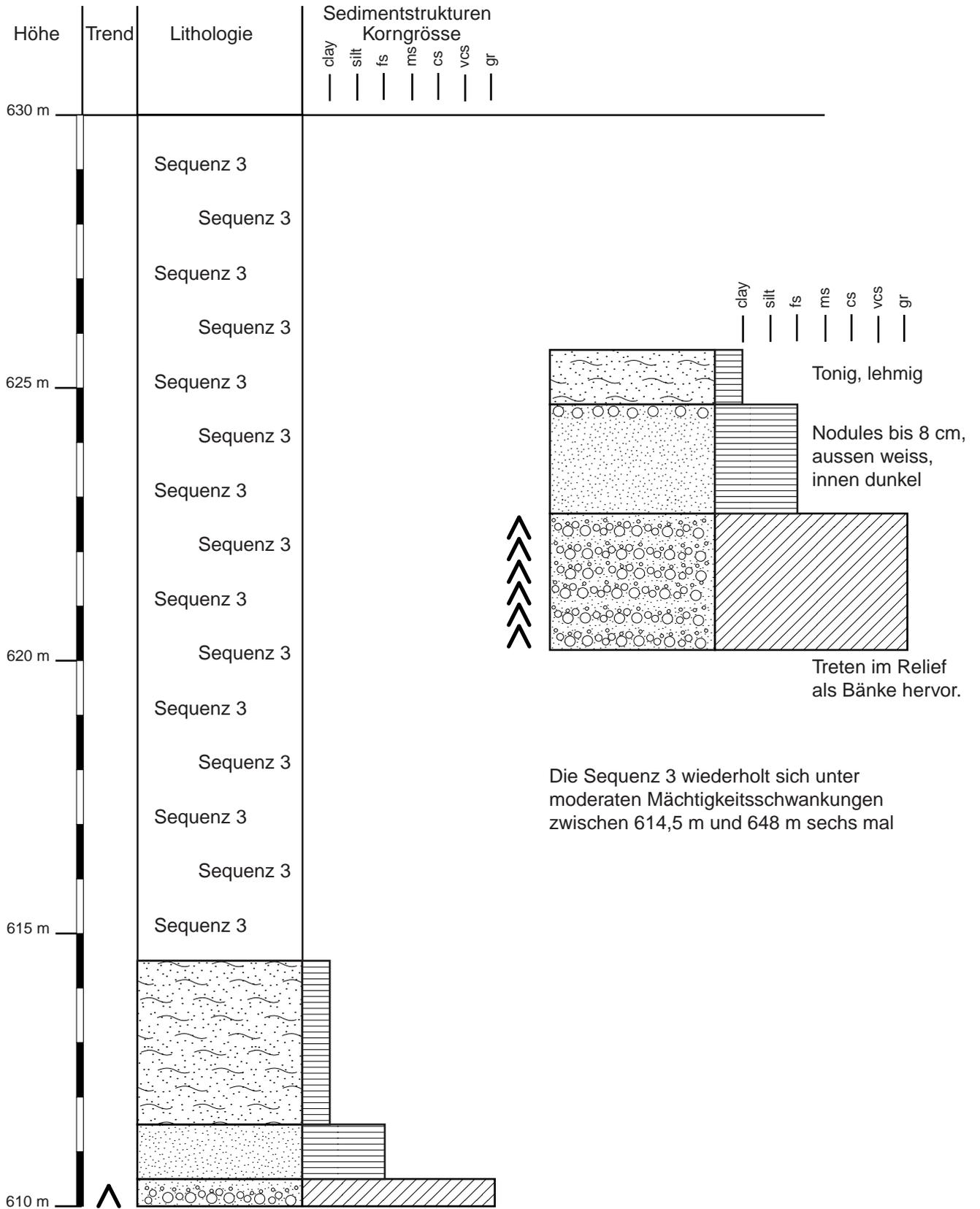


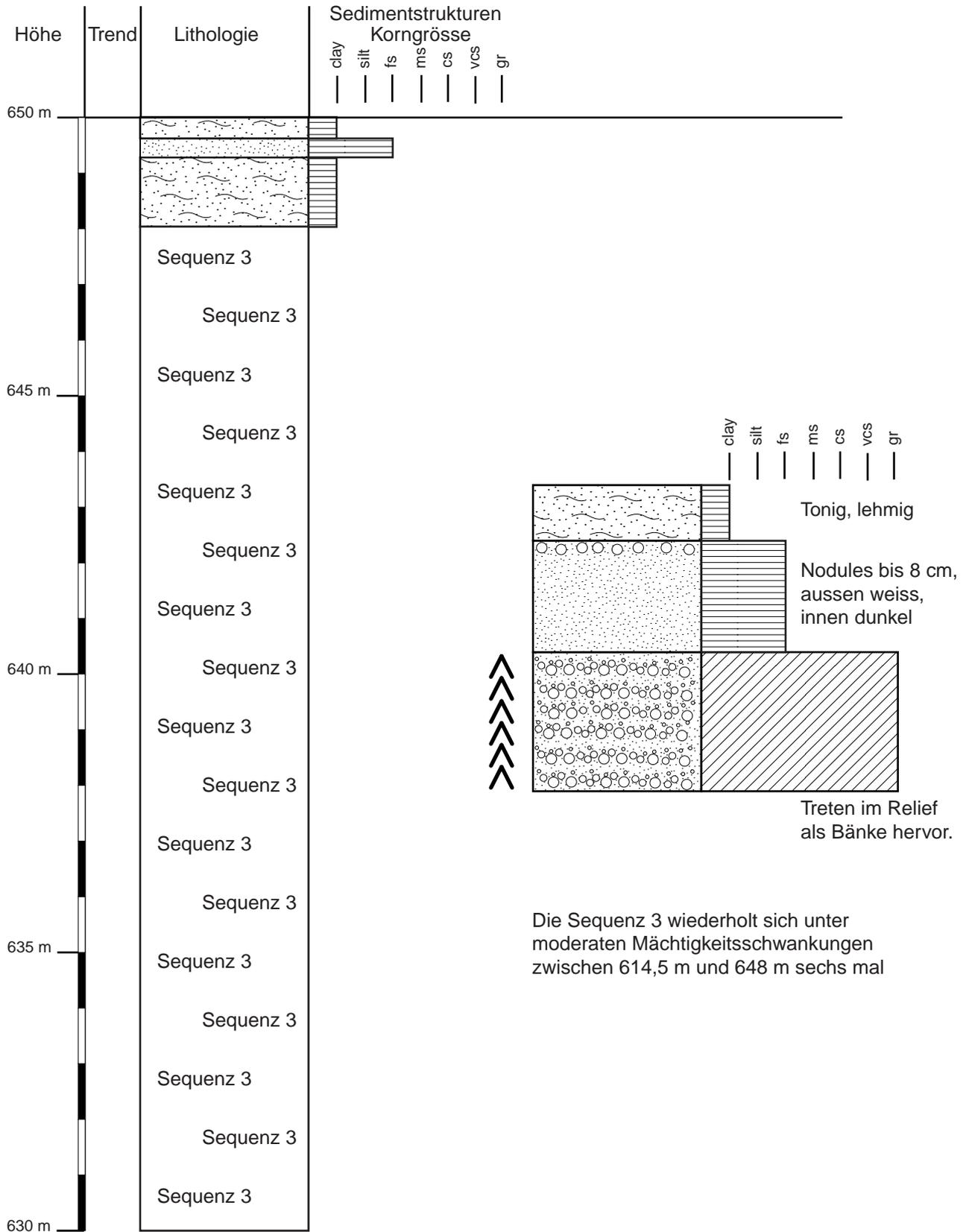
2.2.4 Profil Phtýsmata (D)

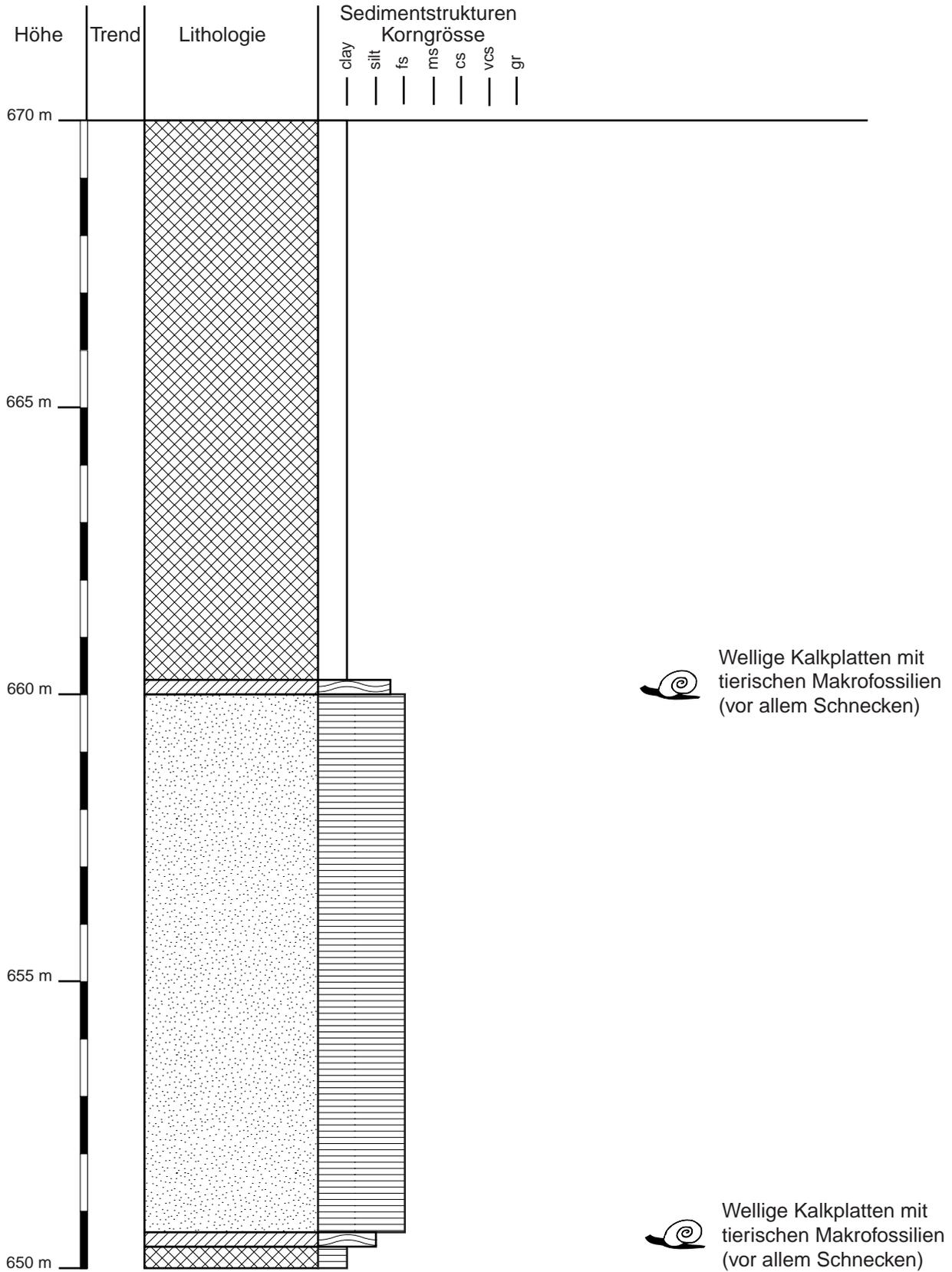


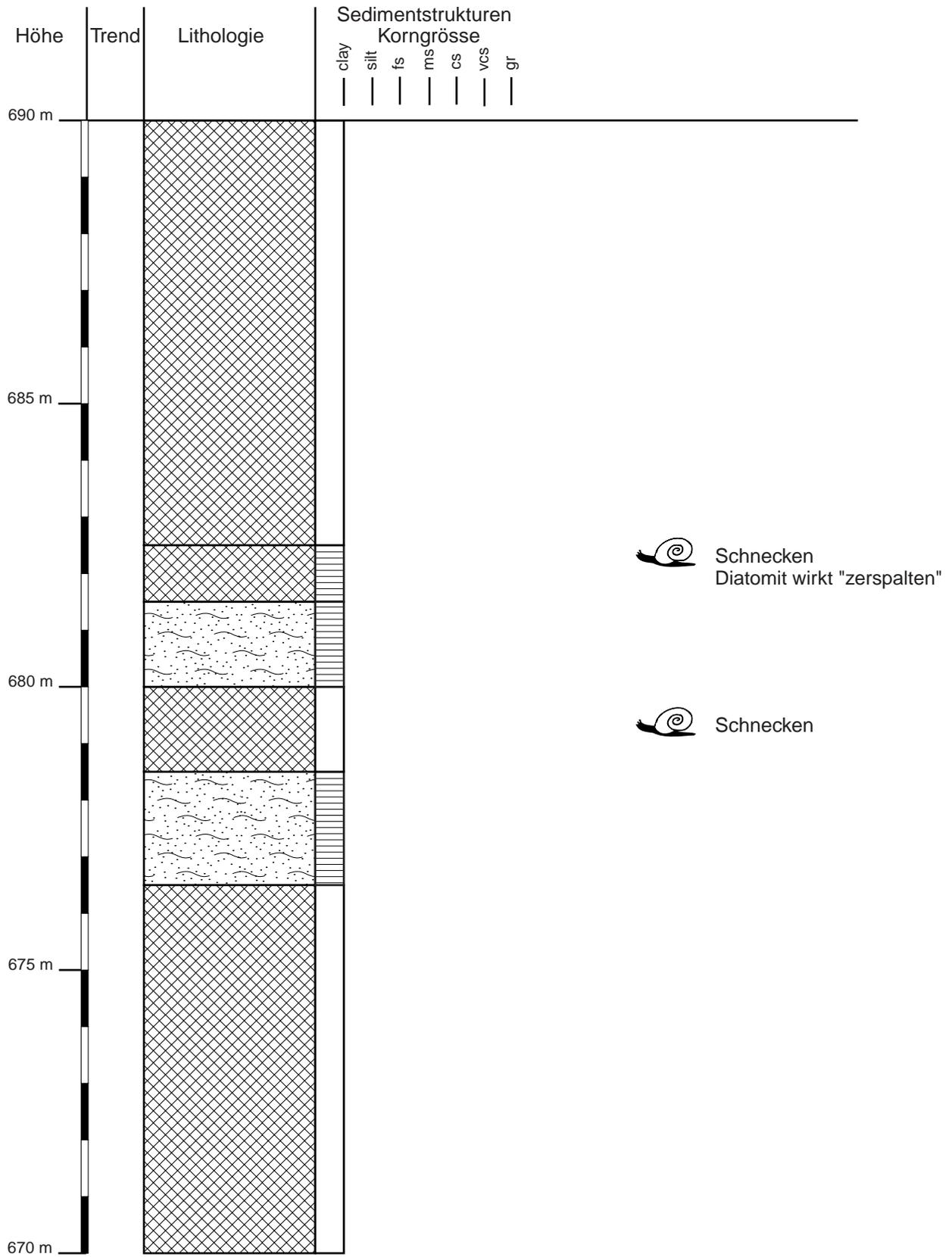


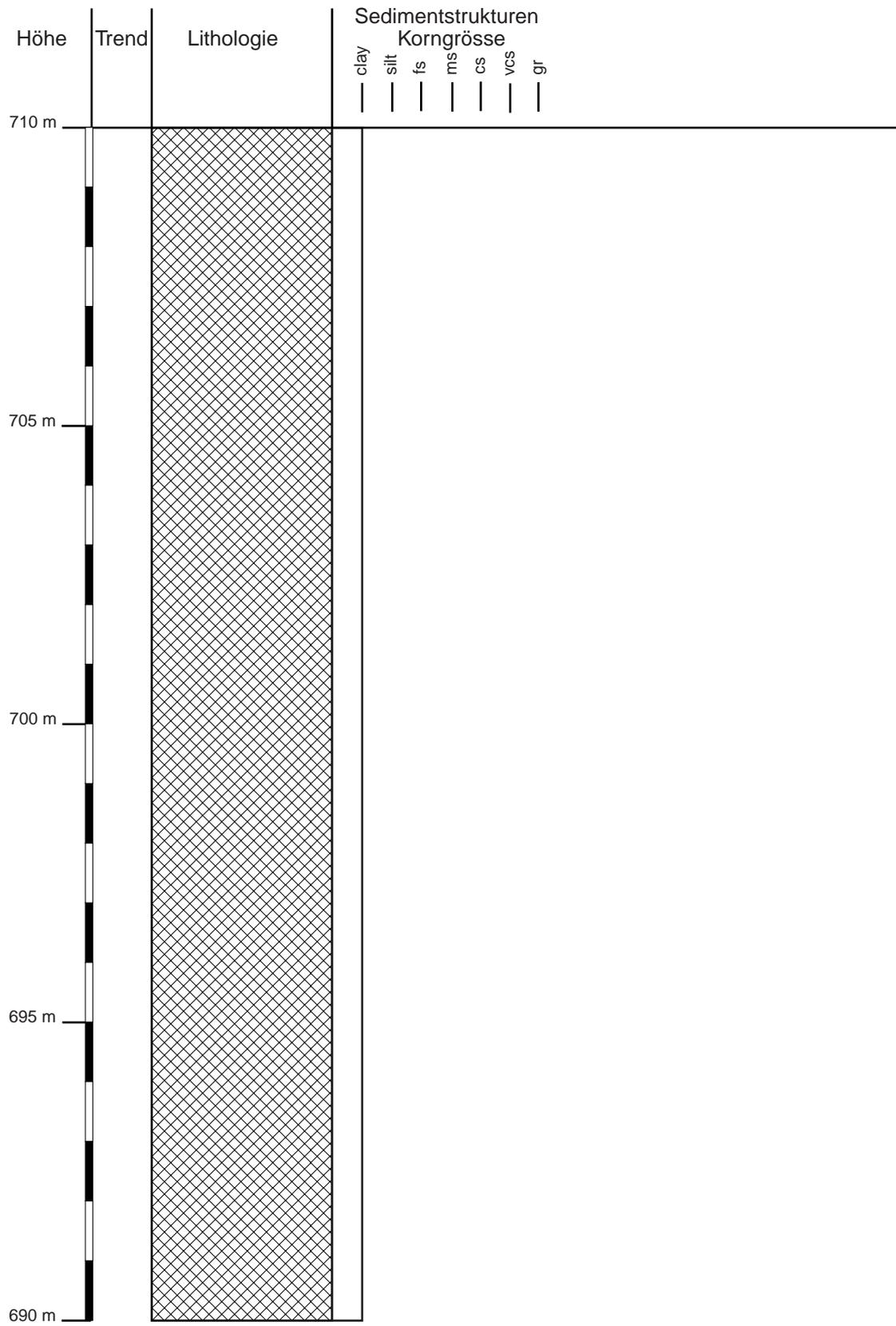
Die Sequenz 2 wiederholt sich unter geringen Mächtigkeitsschwankungen zwischen 590 m und 595 m sieben mal

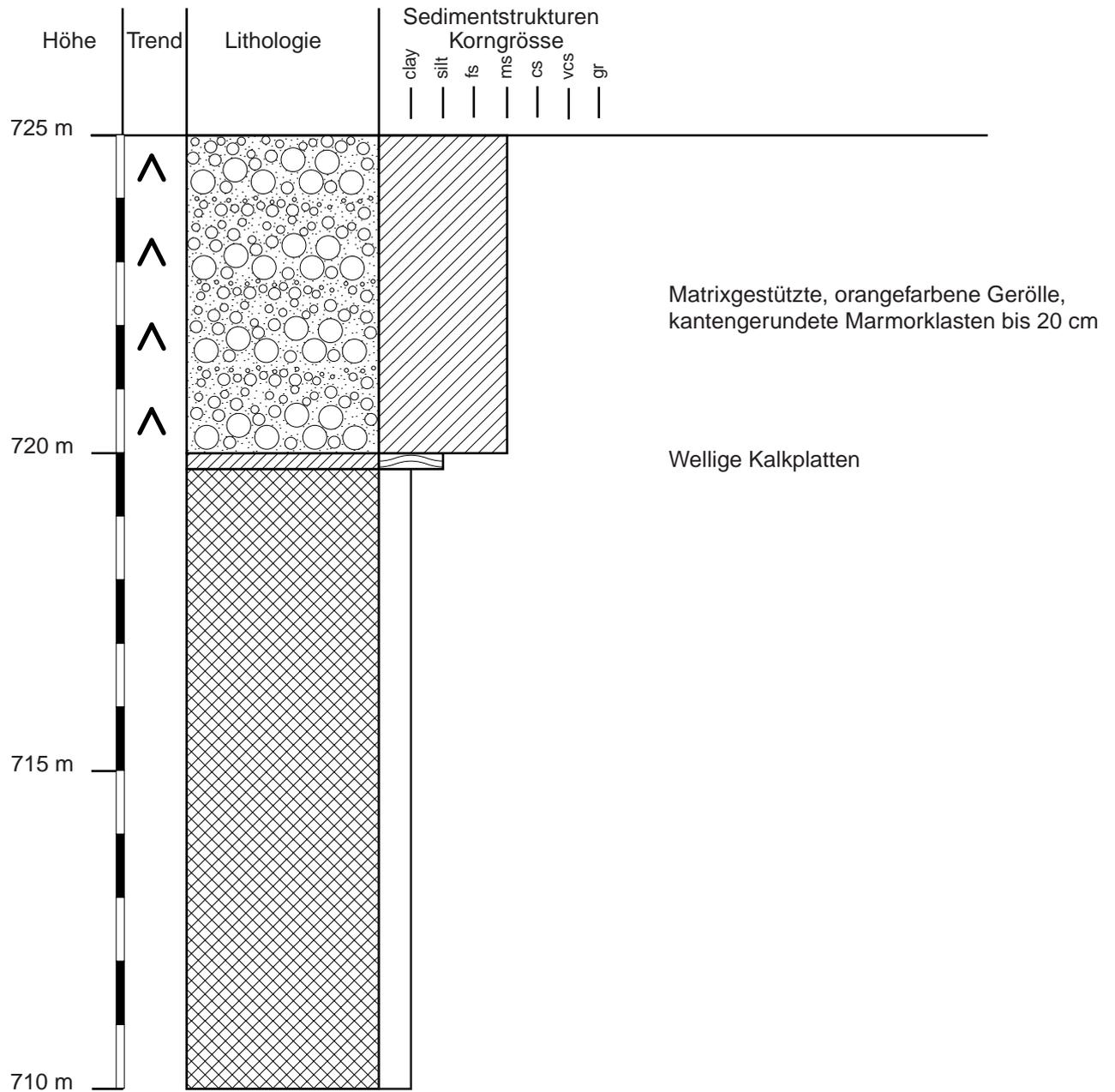




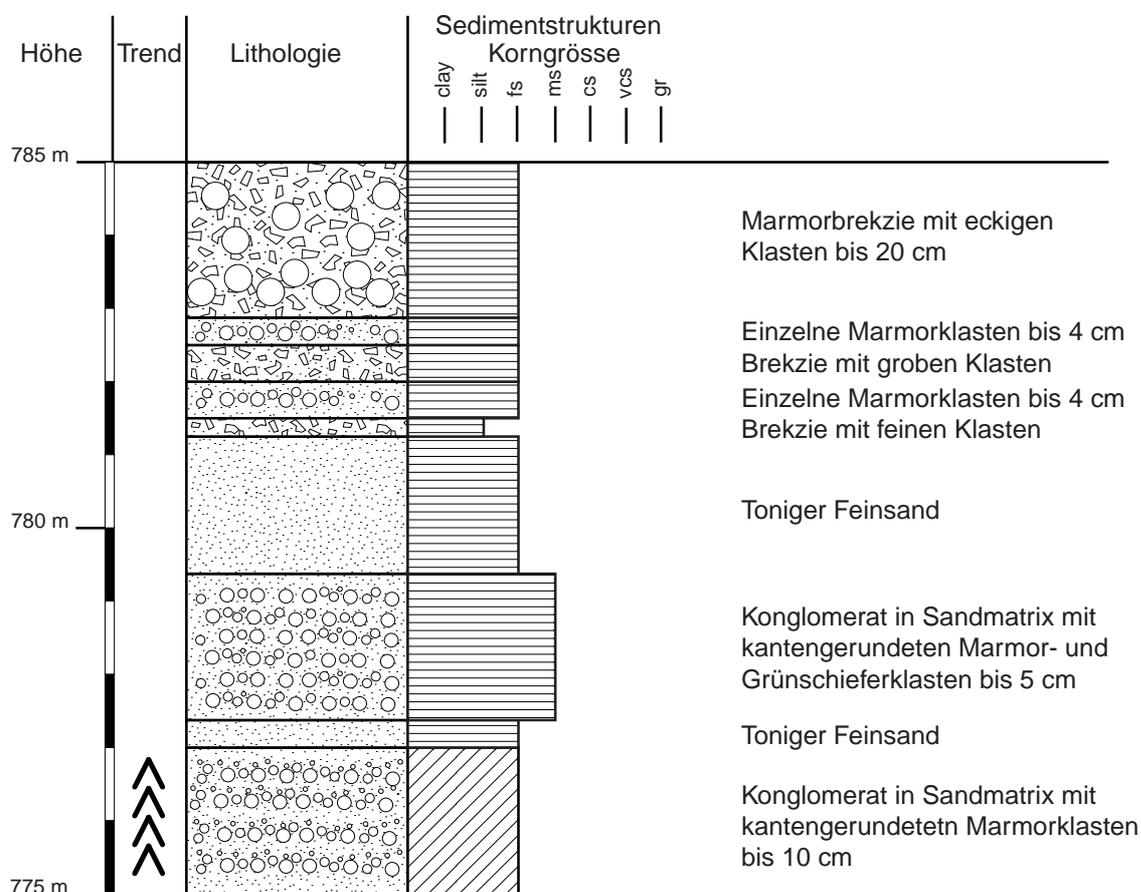








2.2.5 Profil Trigonikó (F)



2.3 Interpretation der Profile Prosílio (E), Phtýsmata (D) und Trigonikó (F)

2.3.1 Profil Prosílio

Wir vermuten, dass die im Profil Prosílio aufgenommenen Gesteine in einem ruhigen, uferfernen Bereich abgelagert wurden. Darauf deuten folgende Befunde hin:

- Die Mergel, welche die unteren 20 m (oberhalb der nur lokal auftretenden basalen Kohleflöze) des Profils ausmachen, sind fast durchweg horizontal geschichtet, und die Diatomite, welche darauf liegen, sind massig ausgeprägt. Ihr einziges Strukturmerkmal sind einige gelbliche und bläuliche Verfärbungen, die in etwa 1 m mächtigen horizontalen Bändern durch das ansonsten weisse Gestein ziehen.



Abbildung 23: Blick auf die Mergel- und Diatomitschichten des Profils Prosílio. In der rechten Bildmitte der Weiler Prosílio. Der hohe Berg im Hintergrund ist der Agios Christophoros; die gleichnamige Kirche auf seinem höchsten Punkt ist mit etwas gutem Willen ebenfalls zu erkennen. Blick nach SW.

- Die Korngrößen sind gering (Mergel: Ton- bis Siltgröße, Diatomit: Tongröße).
- In allen Bereichen des Profils sind fossile Blätter, in den Mergellagen auch Tiere, im wesentlichen Schnecken und Ostrakoden, anzutreffen. Sie tragen keine Anzeichen für unruhige Einbettungsverhältnisse.

Die Kohleflöze, welche im Mergel unterhalb der Diatomite anstehen, implizieren ein üppiges Pflanzenwachstum in der näheren Umgebung des Sees sowie einen Mechanismus, der das versenkte Pflanzenmaterial vor der Oxidation bewahrt hat. Dafür in Frage kommen (i) hohe Sedimenteinträge (was auf rege Erosionstätigkeit aufgrund hoher Niederschläge im Liefergebiet hinweist) oder (ii) anoxische Verhältnisse auf dem Seegrund (als Folge einer stabilen Schichtung im Seewasser, wofür wiederum ganzjährig hohe Lufttemperaturen Gewähr bieten). All diese Befunde und Folgerungen lassen sich zwanglos durch ein feucht-warmes Klima erklären.

2.3.2 Profil Phtýsmata

Die Sedimentstrukturen im Profil Phtýsmata zeigen eine auffällige Zweiteilung: Der untere Abschnitt (550 m bis 650 m) ist durch geringmächtige Sandlagen mit rasch wechselnden Sedimentstrukturen geprägt, die sich abschnittsweise zyklisch wiederholen. Der darüber folgende (und bis zur abschliessenden Quartärschicht bei 720 m reichende) obere Abschnitt erscheint dagegen vergleichsweise monoton: mächtige, horizontal geschichtete bzw. strukturlose Diatomite sitzen auf einer fast ebenso strukturlosen Sandlage auf und werden von wenigen, eher geringmächtigen Mergellagen und Kalkplatten unterbrochen bzw. eingerahmt.



Abbildung 24: Der untere Teil des Profils Phtýsmata zwischen 614,5 m und 648 m besteht aus aufeinandergestapelten Abfolgen vom Typ der Sequenz 3. Jede dieser Abfolgen ist etwa 5 m mächtig. Drei der grobklastigen, schrägeschichteten Bänke, welche die Basis der Sequenz 3 ausmachen, sind deutlich zu erkennen. Man sieht weiterhin, dass die Sequenzmächtigkeit lateral variiert. Die Böschung ist anthropogenen Ursprungs, in den 1980er Jahren wurde hier angeblich nach Gold geschürft. Blick nach E.

2.3.2.1 Unterer Abschnitt des Profils Phtýsmata (550 m – 650 m)

Die geringmächtigen Sandlagen mit rasch wechselnden Sedimentstrukturen im unteren Abschnitt des Profils sind recht unterschiedlich organisiert. Als gemeinsames Strukturmerkmal besitzen alle drei fining-up Sequenzen, ausgeprägte coarsening-up Sequenzen sind hingegen nirgendwo zu bemerken. Bevor wir die einzelnen Sequenzen näher betrachten, diskutieren wir, wie die fining-up Sequenzen im vorliegenden Zusammenhang entstanden sein können:

- (i) Sie können terrestrisch-fluviatilen Ursprungs sein, nämlich Gleithangablagerungen (“point bars”) eines Flusses. Erfahren die Stromlinien in einem Fluss eine Richtungsänderung (wie beim Auftreffen auf den Prallhang), dann resultiert eine mit einer lateralen Komponente ausgestattete Helikalbewegung der Wassermoleküle entlang des Flussgrundes. Die Wassermoleküle transportieren dabei am Prallhang erodiertes Sediment per Bodenfracht zum Gleithang und lassen beim Aufstieg an dessen (im Vergleich zum Prallhang flacher) Schulter zunächst die gröberen, dann immer feinere Partikel zurück, da ihre Transportkompetenz beim Aufstieg abnimmt. Das Resultat ist eine fining-up Sequenz.
- (ii) Sie können als Deltaablagerungen gedeutet werden, welche bei landwärts wandernder Uferlinie entstanden sind. Der Kompetenzverlust eines Flusses beim Einströmen in ein stehendes Gewässer (z.B. einen See) bewirkt, dass gröbere Anteile der Sedimentfracht eher proximal, feinere eher distal zur Ruhe kommen. Ein konstanter Wasserspiegel im aufnehmenden Gewässer



und gleichmässige Sedimentanlieferung durch den Fluss resultieren in einem steten Vorbau des Deltas in den See hinein ein und ergeben somit coarsening-up Sequenzen. Bei einem relativen Anstieg des Wasserspiegels (genauer gesagt: bei einer landwärtigen Verschiebung der Uferlinie) wird das Delta jedoch nicht in den See hinein, sondern den Fluss hinauf (zurück-)gebaut und im Profil ergeben sich fining-up Sequenzen.

- (iii) Fining-up Sequenzen können auch von gravitativen Sedimentströmen herrühren. In Frage kommen an erster Stelle Turbidite, die zu erwarten sind, wenn durch den Fluss angelieferte Sedimentstapel im Randbereich des Sees instabil werden, sei es aufgrund ihres Eigengewichtes, durch Hochwasser oder durch Erdbeben, welche letztere im Kartiergebiet eine lange Tradition haben dürften (siehe Abschnitt 3.4 zum Thema Störungen). Man kann aber auch an Schutt- oder Schlammströme („debris flows“) denken, die sich vielleicht von den umliegenden Höhen direkt in den See ergossen haben, auch wenn dabei keine Endprodukte in Gestalt idealer fining-up Sequenzen zu erwarten sind.

Eindeutige Zuordnungen der Sequenzen 1 bis 3 aus dem Vertikalprofil zu den Kategorien (i) „terrestrisch-fluviatiler Ursprung“, (ii) „Deltaablagerung“ oder (iii) „Gravitative Sedimentströme“ können wir aus unseren Geländebefunden nicht herauslesen. Gewisse Tendenzen glauben wir jedoch erkennen zu können:

- Sequenz 1 dürfte von ihrem Aufbau her am ehesten als fluviatile Gleithangablagerung zu deuten sein: Zuunterst eine sich von Kies zu mittelfeinem Sand verfeinernde Basischicht, welche angesichts der Abwesenheit toniger Anteile unter fließendem Wasser abgelagert worden sein dürfte, darauf eine dünne, horizontal liegende, tonige Schicht, die episodische Hochwässer auf sonst trockenen Flussschlingen hinterlassen haben mögen, und zuoberst schliesslich Feinsand, dessen Strukturen an „convolute bedding“ gemahnen, was gemeinhin als Hinweis auf Entwässerungsstrukturen gewertet wird, also ein weiterer Hinweis auf gelegentliche Überflutung.
- Sequenz 2 lässt sich als Ausschnitt der klassischen Bouma-Sequenz der Turbidite ansehen, nämlich als die Glieder A (Klasten und massiger Sand) und B (laminiertes Sand/oberes Strömungsregime). Innerhalb dieser Interpretation deutet das Fehlen der Glieder C, D und E auf proximale Turbidite hin, was zur begrenzten lateralen Ausdehnung des Beckens passen würde.
- Sequenz 3 könnte als Deltaablagerung bei landwärts wandernder Uferlinie entstanden sein. Der unterste, sehr grobe und schräg geschichtete Abschnitt wäre als Ansammlung von „foresets“ anzusehen, die proximal, in noch gut bewegtem Wasser sedimentiert wurden, die mittleren, horizontal geschichteten Feinsande und die darauf liegenden mergeligen Tone hingegen als eher distale Ablagerungen in schon zur Ruhe gekommenem Wasser.

Nehmen wir diese Zuordnungen ernst, dann ergeben sich folgende Konsequenzen:

- (i) Im Bereich der terrestrisch-fluviatil gedeuteten Sequenz 1 (553 m bis 558 m) hatte der See entweder sein Zentrum anderswo (oder er war gänzlich ausgetrocknet). Die beiden Schichtpakete,

- in denen Diatomit abgelagert wurde (zwischen 580 m und 585 m sowie zwischen 595 m und 605 m), wären dann eventuell als humide Episoden in insgesamt eher ariden Zeiten zu deuten.
- (ii) Im Bereich der Turbidite (562 m bis 580 m und 590 m bis 595 m) wurde entweder so viel Material angeliefert (womöglich eine Folge humiden Klimas), dass dessen „Entsorgung“ häufige Turbiditabgänge nötig machte. Alternativerweise können die Turbidite als Folge heftiger tektonischer Aktivitäten — also von Erdbeben begleitetes Einsinken des Beckens — angesehen werden. Die Profilabschnitte 580 m bis 590 m und 595 m bis 605 m wären entsprechend als Zeiten geringerer Niederschläge oder als tektonisch ruhige Phasen zu interpretieren.
 - (iii) Deuten wir den Abschnitt 605 m bis 650 m als Deltaablagerung, dann lassen die sehr groben Klasten im unteren Bereich der Sequenz 3 auf zwei Dinge schliessen: a) auf eine hohe Kompetenz des einströmenden Wassers, also auf einen Fluss, der zumindest episodisch oder saisonal viel Wasser führt und sein offenbar beträchtliches Gefälle noch nicht auf die regionale Erosionsbasis (d.h. den See) eingestellt hat, und b) auf eher kurze Transportwege für die Sedimentfracht. Das zyklische, sechsmalige Auftreten der Sequenz 3 ist durch ein ebenso zyklisches Vor- und Zurückwandern der Uferlinie zu erklären, wofür wiederum zwei Ursachen in Frage kommen: Saisonale Schwankungen des Wasserspiegels im See (also auch saisonale Schwankungen in der Wasserzufuhr) oder einigermaßen regelmässig auftretende (tektonische) Beckensenkungen, die das Fassungsvermögen des Beckens „zur Tiefe hin“ wieder vergrössern, wenn Episoden hohen Sedimenteintrags das dem Seewasser zur Verfügung stehende Volumen eine Zeitlang kontinuierlich verkleinert und dadurch die Uferlinie den Fluss hinauf getrieben haben.

Zusammenfassend können wir für den unteren Abschnitt des Profils Phtýsmata auf ein saisonal ausgeprägtes, humides Klima oder auf hohe tektonische Aktivität im Becken (mit hoher Absenkungsrate) schliessen, wobei die eine Erklärung die andere nicht ausschliesst.

2.3.2.2 Oberer Abschnitt des Profils Phtýsmata (650 m – 720 m)

Der obere Abschnitt des Profils Phtýsmata (d.h. die horizontal geschichtete Feinsandlage zwischen 650 m und 660 m und die darüber folgenden horizontal geschichteten oder massig ausgeprägten Diatomite) erinnert stark an das Profil Prosílio, welches wir als Ergebnis eines ruhigen, im uferfernen Bereich zu vermutendem Ablagerungsmilieu interpretiert haben.

Einen entscheidenden Unterschied zum Profil Prosílio stellen die in 2.1.5 beschriebenen 20 cm bis 40 cm mächtigen Kalkbänke dar, welche den oberen Abschnitt des Profils Phtýsmata bei 650 m und 720 m nach unten und oben abschliessen und bei 660 m die Grenze zwischen Sand und Diatomit markieren. Die in 2.1.5 erwähnten Eigenschaften der Kalkbänke — sie enthalten Gastropoden in hoher Individuenzahl, daneben reichhaltig Mikroorganismen und sind von schwärzlichen Gespinsten durchzogen, die wie organischer Kohlenstoff wirken, ausserdem erinnern sie stellenweise an Calichebildungen — diese Kalkbänke weisen auf eine restriktive lagunäre Fazies hin, wie sie beispielsweise bei trocken-warmem Klima im pflanzenreichen Flachwasser eines Flussdeltas oder in austrocknenden Randbereichen eines Sees auftreten kann.

Dafür sind zwei Ursachen denkbar: a) aufgrund trocken-warmen Klimas bekommt der See wenig Sediment und wenig Wasser zugeführt oder b) nachlassende tektonische Aktivitäten lassen die Aufnahmekapazität des Beckens für Sedimente gegenüber der angelieferten Sedimentmenge ins Hintertreffen geraten.

In beiden Fällen ergibt sich dasselbe Fazit: im oberen Abschnitt des Profils Phtýsmata können wir uns einen See vorstellen, der ein ruhiges Ablagerungsmilieu bietet und dabei episodisch schrumpft oder gar völlig verlandet.

2.3.3 Profil Trigonikó

Wie eine Inspektion der Rotsedimente im Kartiergebiet zeigt, ist das Profil Trigonikó typisch für die quartären fluviatilen Ablagerungen im Becken von Prosílio. Es wird aufgebaut aus unterschiedlich mächtigen fining-up Sequenzen, die ihrerseits aus Geröllen, Konglomeraten, Brekzien und feineren Sand- oder Tonlagen bestehen, ansonsten aber keinen grossen Variationen zeigen.

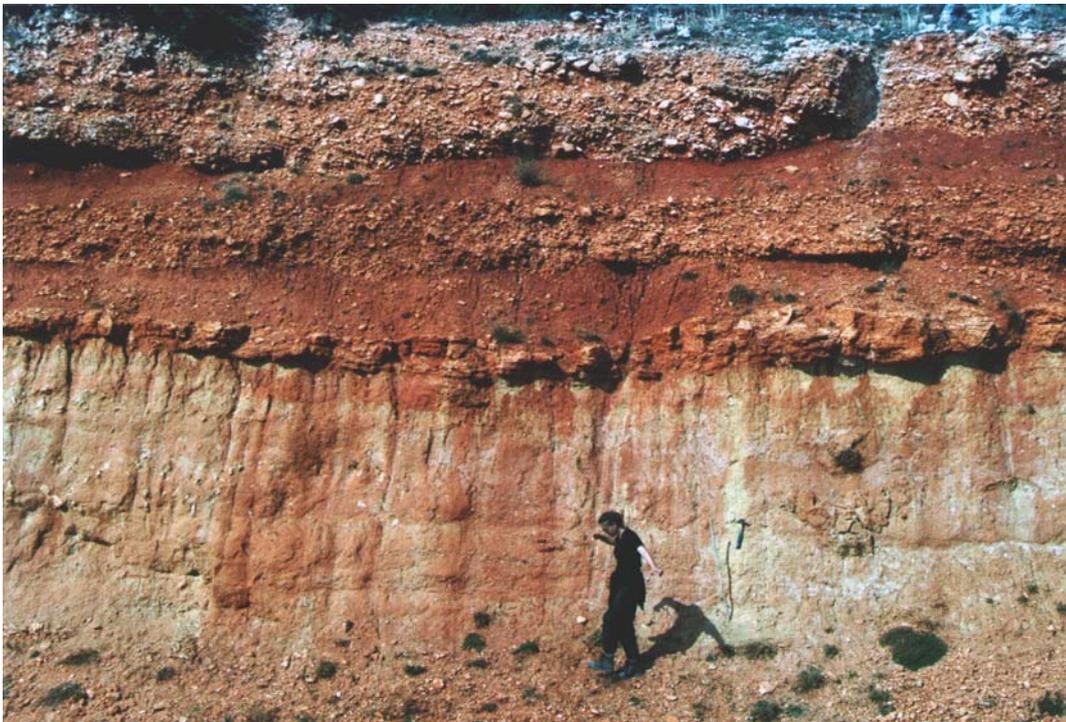


Abbildung 25: Die oberen 6 m (779 m bis 785 m) des Profils Trigonikó. Blick nach NW.

Da diese Ablagerungen schlecht sortiert sind und die darin befindlichen grösseren Klasten — lokal unterschiedlich — kantengerundet bis gar nicht gerundet sind, können sie nur über kurze Strecken transportiert worden sein; als Liefergebiet sind unschwer die umliegenden Berge auszumachen, deren Gesteinsbestand sich in den groben Klasten widerspiegelt: viele der quartären Schichten führen ausschliesslich Marmorklasten, andere nur Grünschieferklasten, und in manchen Schichten mischen sich beide Varianten.

3. Strukturgeologie

3.1 Allgemeines

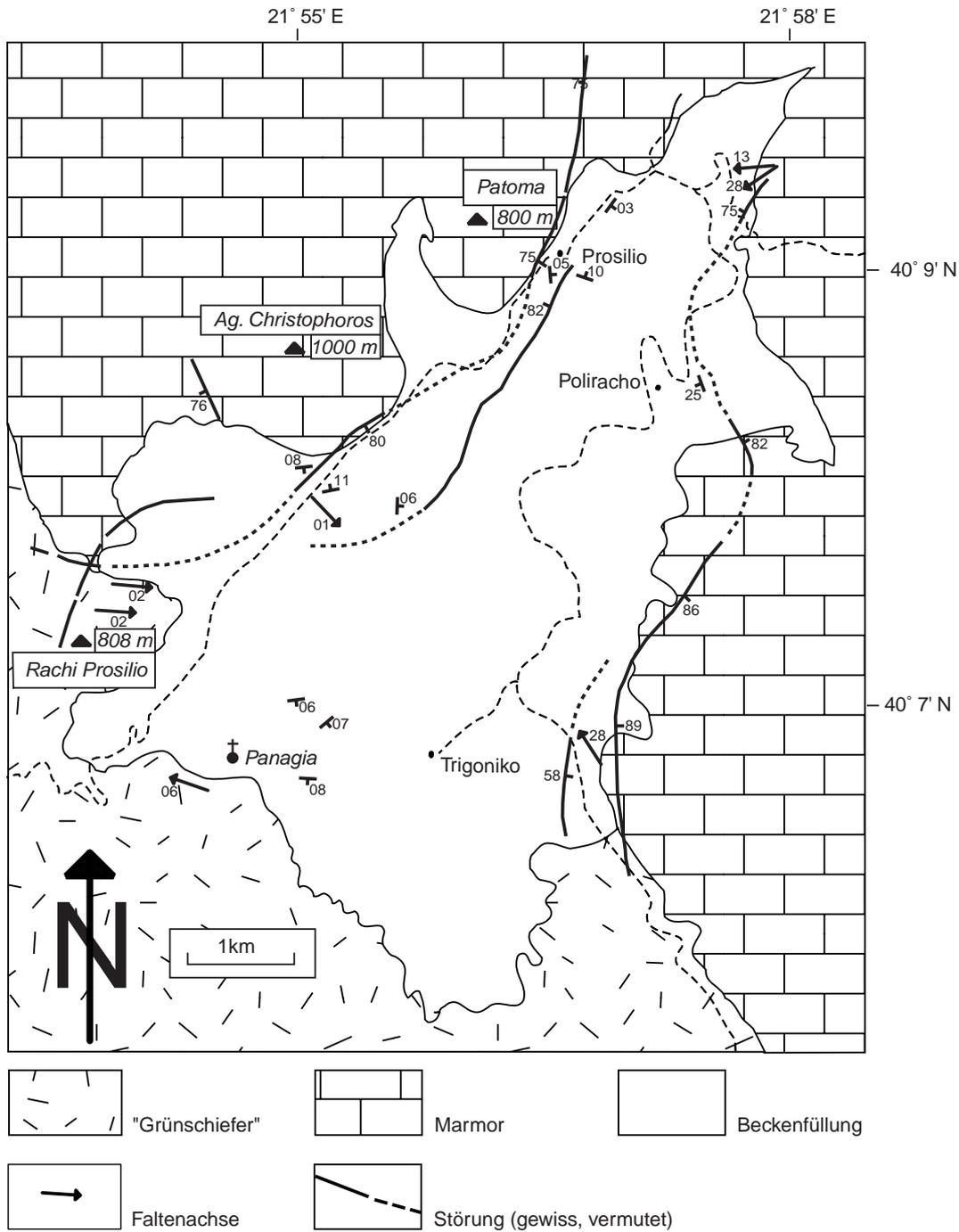


Abbildung 26: Tektonische Elemente im Kartiergebiet

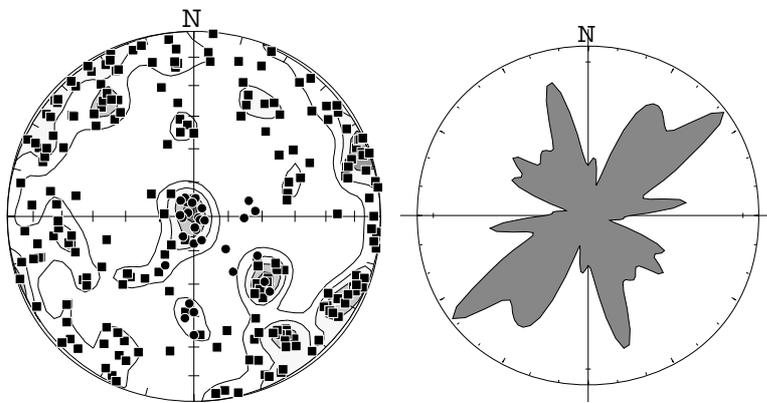
Wie in Abbildung 26 festgehalten ist, haben die tektonischen Vorgänge im Kartiergebiet unterschiedliche Spuren in den Kartiereinheiten hinterlassen: Die tiefste Einheit, der paläozoische

Grünschiefer ist stark verfaltet, zeigt jedoch keine Bruchtektonik. Bei den massigen Marmore dagegen, welche den Grünschiefer gebietsweise überlagern, dominieren zahlreiche Störungen und Klüfte die vereinzelt auftretenden Falten. Die Sand-Diatomit-Wechsellagen schliesslich, welche die Beckenfüllung im Wesentlichen ausmachen, wirken mit einigen Störungen und synsedimentären Falten im Vergleich zum Basement eher strukturarm. Schliesslich sind an verschiedenen Stellen im Becken Rutschungen zu beobachten. Diese sind teils älteren, teils neueren Datums. Einige Rutschungen — darunter eine frühere Müllhalde an der Strasse zwischen Trigonikó und Políracho, die sich nach Berichten der Dorfbewohner „vor einigen Jahren“ über einige Hundert Höhenmeter in das benachbarte Tal ergossen hat — wurden womöglich durch das heftige Erdbeben vom 13. Mai 1995 in Gang gesetzt.

3.2 Schichtflächen und Klüfte

Im Schmidtschen Netz ergeben die Pole der eingemessenen Schicht- und Klufflächen aller Kartiereinheiten ein nur mässig prägnantes Muster (Abbildung 27), die Richtungsrose der Abbildung 28 zeigt jedoch, dass in den Klüften NE-SW und NW-SE Streichrichtungen bevorzugt auftreten.

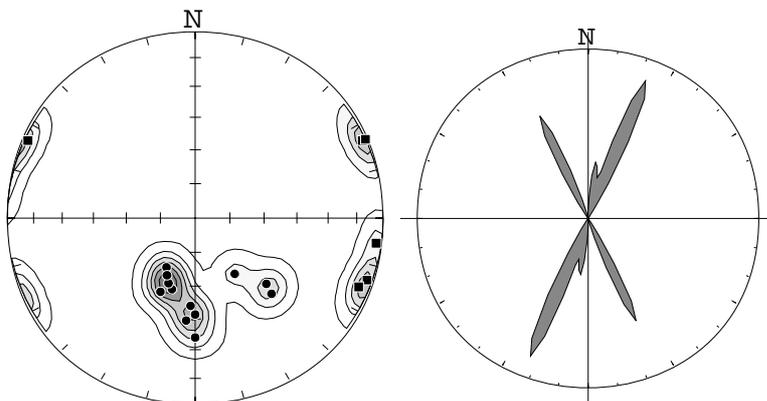
Diese Tendenz bestätigt sich, wenn man die Flächenpole nach Grünschiefern, Kalkmarmoren und Sand-Diatomit-Wechsellagen sortiert (Abbildungen 29 bis 34).



Abbildungen 27 und 28: Schicht- und Klufflächen aller Kartiereinheiten

Links: Poldarstellung und Anzahl-dichte. Schichtflächen sind mit Punkten, Klufflächen mit Quadraten bezeichnet (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, $N=252$).

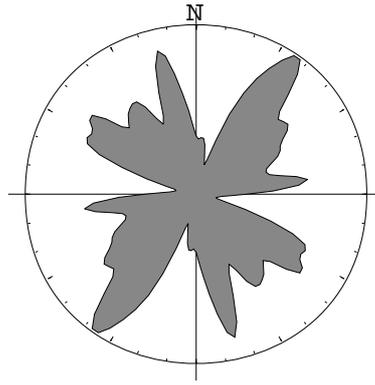
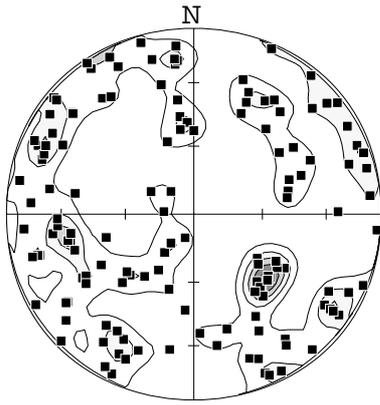
Rechts: Streichrichtungen der Klufflächen aller Kartiereinheiten, $N=221$, Maxima bei 53° und 165°



Abbildungen 29 und 30: Schicht- und Klufflächen in der Kartiereinheit Grünschiefer

Links: Poldarstellung und Anzahl-dichte. Schichtflächen sind mit Punkten, Klufflächen mit Quadraten bezeichnet. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, $N=14$).

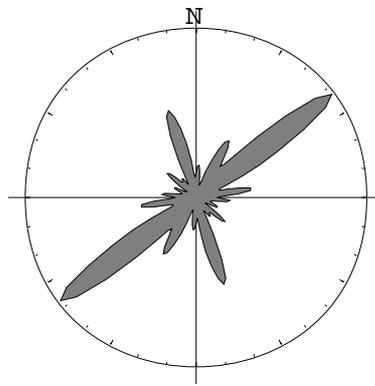
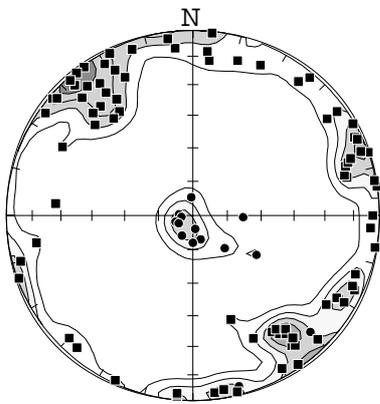
Rechts: Streichrichtungen der Klufflächen, $N=6$, Maxima bei 23° und 155° .



Abbildungen 31 und 32: Kluftflächen in der Kartiereinheit Marmor

Links: Poldarstellung und Anzahldichte. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, N=144).

Rechts: Streichrichtungen der Kluftflächen, N=144, Maxima bei 36° , 82° , 127° , 145° und 165° .



Abbildungen 33 und 34: Schicht- und Kluftflächen in der Beckenfüllung

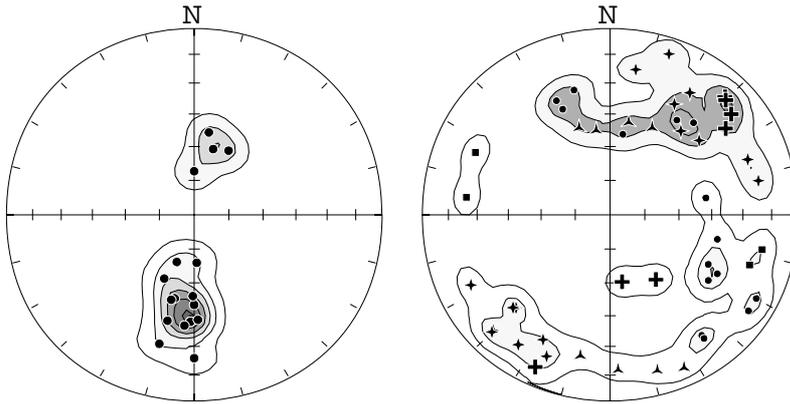
Links: Poldarstellung und Anzahldichte. Schichtflächen sind mit Punkten, Kluftflächen mit Quadraten bezeichnet. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, N=80).

Rechts: Streichrichtungen der Kluftflächen, N=71, Maxima bei 53° und 163° .

3.3 Falten

Der Grünschiefer zeigt sich überall im Kartiergebiet stark verfaltet (siehe die Abbildung 37). Die Faltenachsen liegen horizontal und zeigen in E-W-Richtung, die Faltenachsebenen sind durchweg S vergent. Mögliche Gründe dafür haben wir schon angedeutet: Gestein, welches (i) weich ist und (ii) unter (allseitigem) lithostatischem Druck steht, was man vom paläozoischen Grünschiefer, der vom triadisch-jurassischen Marmor überfahren bzw. überlagert wurde, annehmen kann, reagiert unter Spannung eher duktil als spröde, das heisst, es wird sich eher in Falten legen als zu brechen.

Der Marmor ist weniger stark verfaltet als der Grünschiefer, dennoch weisen alle Marmorsteinbrüche am E-Rand des Beckens Faltenstrukturen auf. Die Faltenachsen weisen — abgesehen vom Aufschluss 49 — ins Beckeninnere und tauchen unter flachen Winkeln auch dorthin ab.



Abbildungen 35 und 36: Poldarstellungen und Anzahl­dichten der Falten­schenkel

Links: Grün­schiefer (Schmidtsches Netz, untere Halb­kugel, $N=18$). Das obere Cluster besteht zu scharniernahen, das untere aus scharnierfernen Flächen­polen. Die Falten­achsenebene liegt S vergent bei \mathcal{S} 015/61.

Rechts: Marmor (Schmidtsches Netz, untere Halb­kugel, $N=62$). Flächen­pole gleicher Signatur gehören zur selben Falte. Im Einzelnen gilt:

	Falten­achse	Falten­achsenebene	Aufschluss
▲	252/13	166/72	15
●	228/28	146/82	16
■	016/01	107/84	49
+	309/29	024/66	85
+	131/01	221/87	92

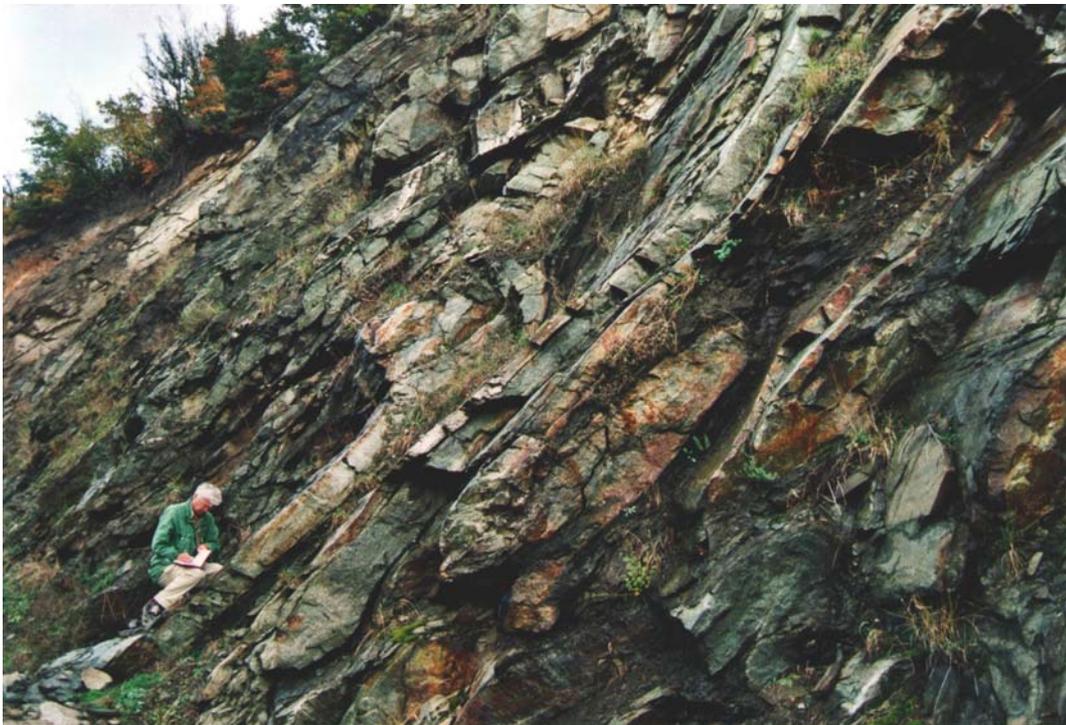


Abbildung 37: Isoklinal­falten im Grün­schiefer, Aufschluss 6, W der Kirche Panagía. Die Falten­achse weist nach W (\mathcal{L} 281/07), die Falten­achsenebene (\mathcal{S} 015/61) zeigt S Vergenz.

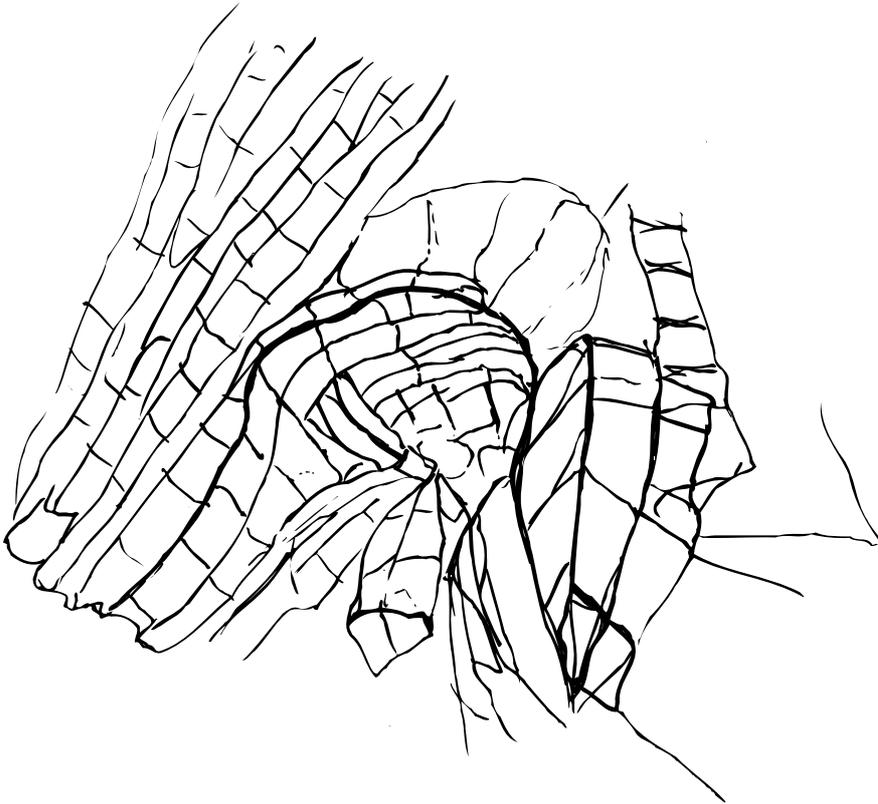


Abbildung 38: Faltenstruktur im Marmor, Aufschluss 16, NE Stená Pórtas. Die Faltenachse weist nach SW (\mathcal{L} 228/28), für die Faltenachsebene gilt \mathcal{S} 146/82. Zeichnung: Birgit Binder



Abbildung 39: Die Faltenstruktur von Abbildung 38 als Photographie.

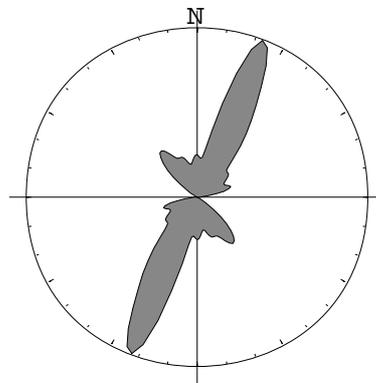
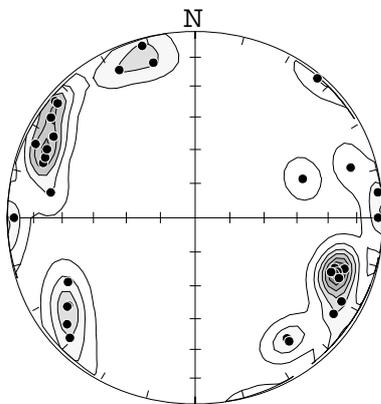
3.4 Störungen

Dank mehrerer aufgelassener Marmorsteinbrüche und einiger Strassenaufschlüsse lassen sich im Kartiergebiet zwei Störungssysteme recht klar identifizieren (siehe Abbildung 26):

- Das eine Störungssystem besteht aus zwei (räumlich getrennten) Scharen NNE-SSW gerichteter Störungen, von denen die eine Schar entlang der NW Grenze zwischen Basement und Beckenfüllung verläuft, die andere entlang der entsprechenden E Grenze.
- Das andere Störungssystem besteht aus mehreren NW-SE gerichteten, im Marmor angesiedelten, Störungen, die in ihren Richtungen über das Becken hinweg korrespondieren und auch im N Bereich der Beckenfüllung (nahe Prosílio) zu sehen sind.

Abbildung 41 quantifiziert, was schon Abbildung 26 nahe legt, dass nämlich NNE-SSW gerichtete Störungen zahlreicher vertreten sind als NW-SE gerichtete. Dies lässt vermuten, dass die das Becken erzeugenden Abschiebungen auf den NNE-SSW gerichteten Störungsflächen stattgefunden haben.

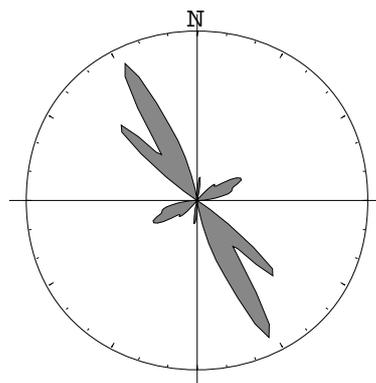
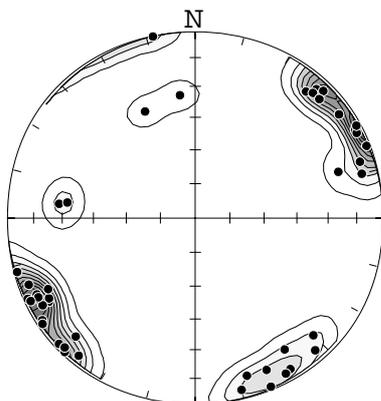
Störungen in der Beckenfüllung sind vor allem im Diatomit zu beobachten. Einige dieser Störungen nahe Prosílio sind wohl als Fortsetzung gleichgerichteter (und gleichen Einfallswinkel zeigender) Störungen im Marmor E Políracho anzusehen (und daher tektonisch zu deuten), während andere Störungen der Beckenfüllung — genauso wie die Faltenstrukturen mit denen zusammen sie auftreten — als synsedimentär anzusprechen, weil darunter liegende Schichten unversehrt sind.



Abbildungen 40 und 41: Störungsflächen im Marmor

Links: Poldarstellung und Anzahldichte der Störungsflächen. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, N=33).

Rechts: Streichrichtungen der Störungsflächen, N=33, Maxima bei 23° und 142° .



Abbildungen 42 und 43: Störungsflächen in der Beckenfüllung (Diatomit, Sand, Mergel)

Links: Poldarstellung und Anzahldichte der Störungsflächen. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, N=45).

Rechts: Streichrichtungen der Störungsflächen, N=45, Maxima bei 66° , 135° und 153° .

Im Grünschiefer haben wir keine Störungen gefunden. Zur Erklärung kommen (mindestens) drei Gründe in Betracht:

- Die Morphologie des Kartiergebietes legt den Schluss nahe, dass der Grünschiefer weicher ist als der Marmor. Unter Spannung wird er daher duktiler reagieren als der härtere Marmor, der eher bricht.
- Der paläozoische Grünschiefer wurde schon vor den obermiozänen bis pleistozänen Extensionsphasen vom triadisch-jurassischen Marmor überfahren und stand deshalb während der Extensionsereignisse unter höherem lithostatischem Druck als der Marmor. Gestein, das unter (allseitigem) lithostatischem Druck steht, widersteht nach dem Mohr-Coulombschen Bruchkriterium höheren Scherkräften, es wird auf die einwirkenden Kräfte also eher mit duktiler als mit bruchhafter Deformation reagieren. Gestützt wird diese Vermutung durch die Beobachtung, dass der Grünschiefer wesentlich stärker verfaltet ist als der Marmor.
- Die Abwesenheit von Störungen könnte auch mit unserer Wahrnehmung zu tun haben, denn der Grünschiefer ist insofern wesentlich schlechter aufgeschlossen als der Marmor, als darin keine Steinbrüche liegen.

Das schwere Erdbeben vom 13. Mai 1995 hat einige Untersuchungen zur Tektonik in der Region Kozáni angestoßen, die bei der Interpretation der Störungen im Kartiergebiet hilfreich sind (z.B. Doutsos & Koukouvelas, 1998, Mountrakis, D. *et al.*, 1998, Stiros, 1998).

Diesen Untersuchungen zufolge dürften Störungen im Kartiergebiet häufig aktiviert oder neu angelegt werden, denn der Hauptast der Aliakmonas Störungszone läuft nur etwa zwei bis drei Kilometer ausserhalb der NW-Grenze des Kartiergebietes entlang (siehe die Abbildungen 44 und 45). Bei Stená Pórtas, am nordwestlichsten Punkt des Kartiergebietes, befindet sich die E von zwei „segment boundaries“ an denen die Aliakmonas Störung um etwa zwei Kilometer nach E (zum Becken von Prosílio hin) versetzt wird. Es liegt deshalb nahe, die das Becken von Prosílio konstituierenden Abschiebungen als Zweige der Aliakmonas (Haupt)störung anzusehen. Angesichts der räumlichen Nähe ist anzunehmen, dass sich Aktivitäten der Hauptstörung — wie sie sich zuletzt bei dem schweren Erdbeben vom 13. Mai 1995 manifestiert haben — auch ihren Ausläufern im Becken von Prosílio mitteilen. Belegt werden Erdbeben für die allernächste Vergangenheit durch historische Nachforschungen von Stiros (1998). Aus archäoseismischen Befunden sowie aus lokalen und zeitlichen Häufungen von Kirchenreparaturen (darunter eine Reperaturgenehmigung der Hohen Pforte für die Kathedrale von Kozáni im Jahre 1702) schliesst er auf sieben bis neun schwere Erdbeben in den letzten 2000 Jahren im Umfeld der Aliakmonas Störungszone.

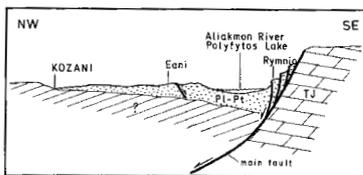


Abbildung 44: Modell zur Erklärung des Erdbebens vom 13. Mai 1995 mit Hilfe einer Abschiebung. Der Hauptast der Aliakmonas Störungszone ist mit „main fault“ bezeichnet. TJ steht für triadisch-jurassische Kalke, Pl-Pt für Pliozäne und Quartäre kontinentale Ablagerungen. Der Weiler Rymnio liegt unweit der SW Ecke des Kartiergebietes. Siehe auch Abbildung 45. (aus Mountrakis *et al.*, 1998)

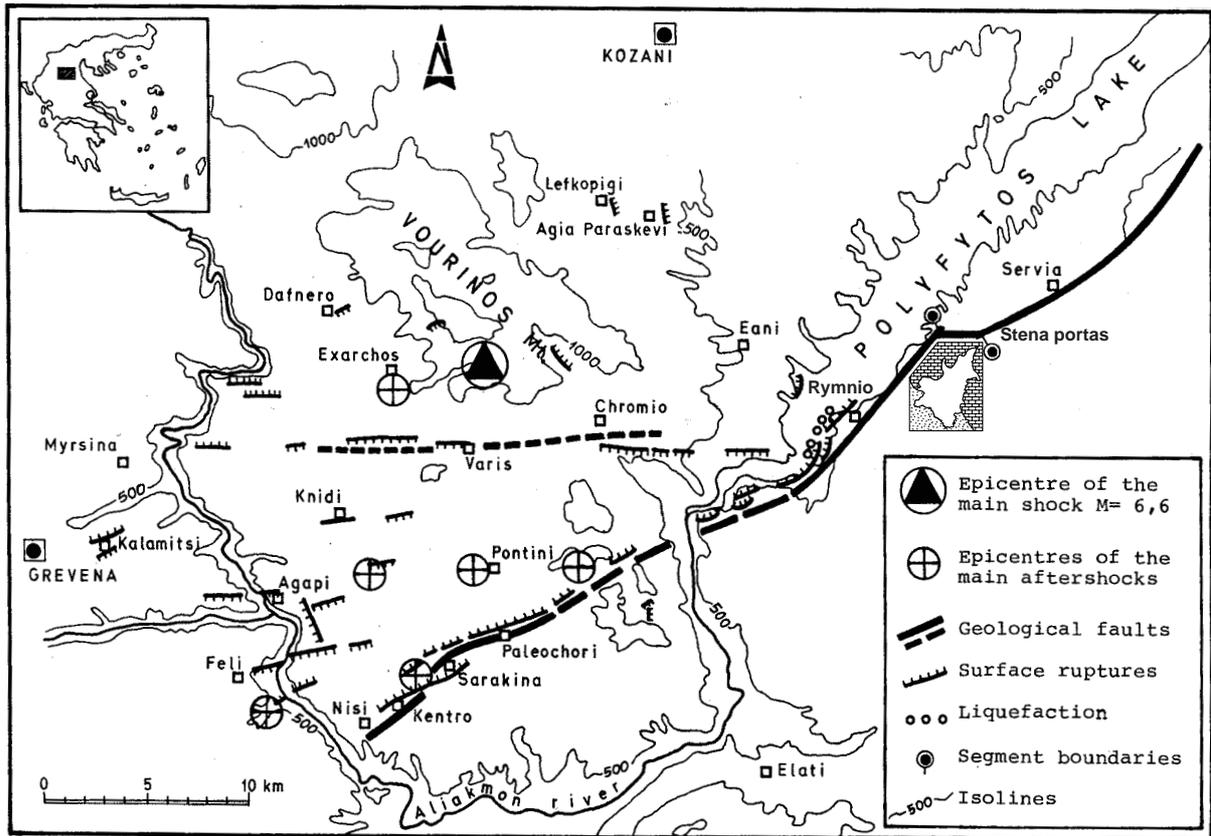
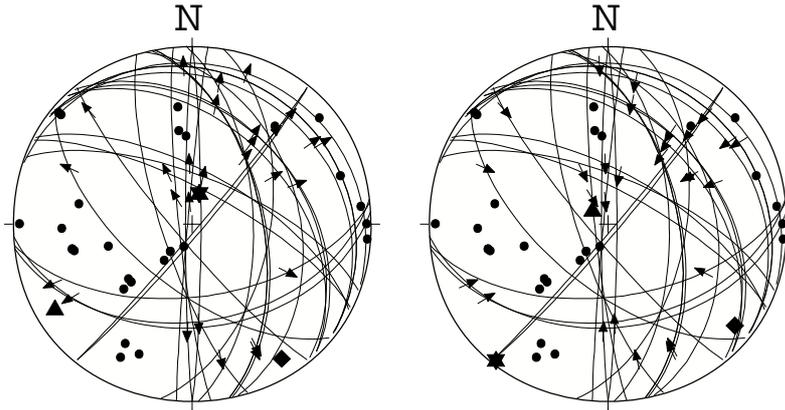


Abbildung 45: Grossräumige Störungen in der Nachbarschaft des Kartiergebietes. Das Kartiergebiet liegt S des Polyfytos Lake etwa zwischen der Ortschaft Rymnio und der Lokalität Stená Pórtas bei der E „segment boundary“. Beim Erdbeben vom 13. Mai 1995 wurde das SW Segment der Aliakmonasstörung — es streicht durch die Weiler Kentro, Sarakina, Paleochori und Rymnio — aktiviert, das an Sérvia vorbeiziehende Störungssegment NE der E „segment boundary“ bei Stená Pórtas blieb hingegen ruhig. (aus Mountrakis *et al.*, 1998)

3.5 Paläospannungen und Interpretation der tektonischen Strukturen

Mehrere — vor allem den Marmor durchschlagende — Störungsflächen weisen Lineare auf, welche als Spuren der aneinander entlang schrammenden Gesteinsblöcke gedeutet werden können. Leider lässt sich der Richtungssinn dieser Lineare nicht mehr eindeutig ablesen. Wir haben daher in den Abbildungen 46 und 47 die beiden einfachsten Möglichkeiten — alle Lineare sind Abschiebungsspuren oder sämtliche Lineare gehen auf Auf- bzw. Überschiebungen zurück — in der üblichen Weise (Störungsflächen als Grosskreise samt zugehörigen Flächenpolen, Lineare inklusive Durchlaufsinne als Pfeile durch die Grosskreise) dargestellt. Die jeweiligen Hauptspannungsrichtungen wurden mit der P-T-Methode von Turner (Turner, 1953) berechnet und eingezeichnet (das Sechseck steht jeweils für σ_1 , die grösste Hauptspannungsrichtung, das Viereck für σ_2 und das Dreieck für σ_3 , die kleinste Hauptspannungsrichtung).

Interpretiert man die Bewegung entlang der Lineare als Abschiebung, so ergibt sich die Haupttensionsrichtung σ_3 zu $\mathcal{L} 239/11$, also in NE-SW Richtung. Im Falle einer Deutung als Auf-/Über-



Abbildungen 46 und 47: Störungsflächen mit Linearen aller Kartiereinheiten. Die Störungsflächen sind als Grosskreise und Flächenpole (Punkte) dargestellt, die Lineare als Pfeile auf den entsprechenden Grosskreisen. (Schmidtsches Netz, untere Halbkugel, $N_{\text{Pole}}=28$, $N_{\text{Lineare}}=28$). Der Durchlaufsinne der Lineare ist nicht eindeutig festzustellen. Es gibt daher zwei Möglichkeiten (das Sechseck bezeichnet σ_1 , das Viereck σ_2 und das Dreieck σ_3):

Links: Falls man von einer Abschiebung ausgeht, ergeben sich die Paläospannungen σ_1 : \mathcal{L} 013/76, σ_2 : \mathcal{L} 147/10, σ_3 : \mathcal{L} 239/11.

Rechts: Postuliert man eine Überschiebung, dann lauten die Paläospannungen σ_1 : \mathcal{L} 219/01, σ_2 : \mathcal{L} 129/10, σ_3 : \mathcal{L} 314/80.

schiebung folgt für die Hauptkompressionsrichtung σ_1 : \mathcal{L} 219/01, also ebenfalls NE-SW Richtung.

Wir neigen dazu, die Störungen als Abschiebungsflächen aufzufassen, denn diese Interpretation steht im Einklang mit den folgenden Indizien:

- (i) Im Aufschluss 31 sind konjugierte Störungsflächen zu beobachten, wie sie für Abschiebungen typisch sind (Abbildungen 48 und 49).
- (ii) Pavlidis & Mountrakis (1987) haben im Becken von Ptolemáís, welches etwa 50 km NNE des Beckens von Prosílio liegt und dessen Geschichte in vielerlei Hinsicht teilt (Jacobshagen, 1986), zwei Extensionsphasen nachgewiesen: eine Phase mit NE-SW gerichteter Extension im Obermiozän/Pliozän und eine zweite Phase mit NW-SE gerichteter Extension im Quartär.
- (iii) Jacobshagen (1986) gibt als Beginn der Sedimentation im Becken von Prosílio (er bezeichnet es als eines der „Süd-Becken“ des Beckens von Kozáni) das Messinien (Obermiozän) an.

Da bei der Entstehung eines Beckens die Sedimentation mit Raum schaffenden tektonischen Ereignissen einherzugehen pflegt, spricht Indiz (iii) dafür, die Störungen im Kartiergebiet mit der obermiozänen/pliozänen NW-SE gerichteten Extensionphase aus Indiz (ii) in Verbindung zu bringen. Dies führt über die Turnersche P-T-Methode zur Abschiebungsdeutung (mit der Hauptextensionsrichtung σ_3 : \mathcal{L} 239/11), welche wiederum mit Indiz (i) in Einklang steht. Das Becken von Prosílio ist tektonisch demnach als Graben zu deuten, der sich seit dem Messinien entlang zweier subparallel NNE-SSW gerichteten Störungsscharen an seinen (heutigen) NW und E Grenzen eingesenkt hat (siehe Abbildung 26).

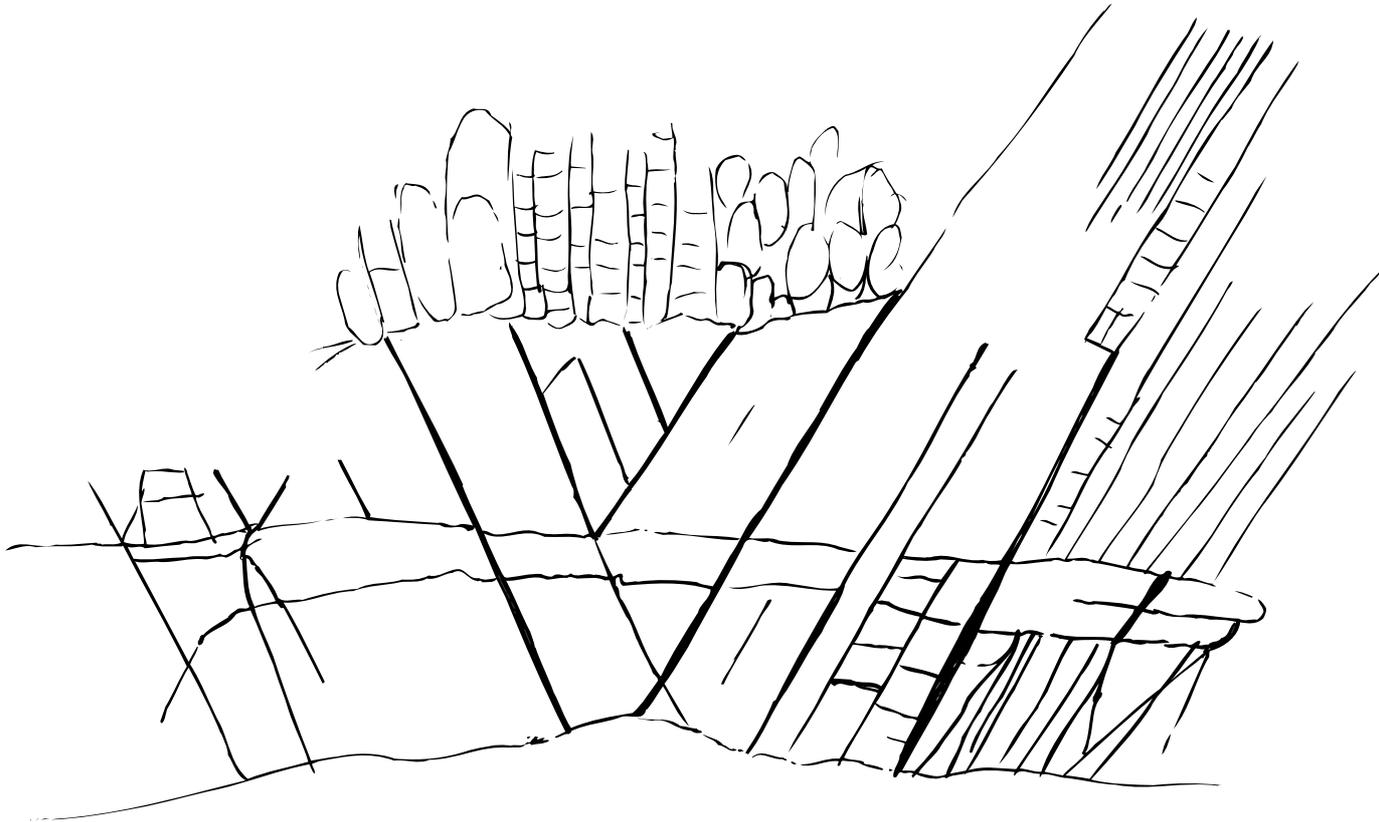


Abbildung 48: Konjugierte Bruchflächen im Marmor. Aufschluss 31, aufgelassener Steinbruch S Polfracho. Zeichnung: Birgit Binder



Abbildung 49: Abbildung 48 als Photographie. Die konjugierten Bruchflächen sind gut zu erkennen.

4. Zusammenfassung

Wenn wir unsere stratigraphischen und tektonischen Befunde mit den aus der Literatur bekannten grossräumigen und regionalen Vorgängen verknüpfen, dann ergibt sich für die Entwicklung des Beckens von Prosílio ungefähr folgender Ablauf:

Als Folge der Subduktion der afrikanischen Platte unter die kontinentale ägäische Mikroplatte, welche an der Wende vom Mittel- zum Obermiozän eingesetzt hat, senkt sich ab dem Obermiozän (Messinien) das Becken von Prosílio entlang zweier subparallel NNE-SSW gerichteten Störungsscharen ein.

Die Braunkohlefunde in den unteren Sedimentlagen und die Tatsache ihrer Überlieferung verweisen auf ein anfänglich waldfreundliches und hohen Sedimenteintrag begünstigendes — mithin feucht-warmes — Klima, sowie Wälder, die entweder unmittelbar am See oder nicht weit davon flussaufwärts bestanden haben (siehe Abbildung 51).

Im Laufe der Zeit wird das Klima trockener, die Vegetation büsst an Üppigkeit ein, es werden keine Kohleflöze mehr gebildet. Nachlassende tektonische Aktivitäten bewirken, dass das Becken mit Sediment aufgefüllt wird. Es ist weiterhin warm, der See trocknet zeitweilig aus, dabei entstehen Caliche-artige Kalkbänke (siehe Abbildung 51). Damit ist die vorquartäre Entwicklung des Beckens abgeschlossen.

Stamatakis et al. (1989) geben ein ähnliches Szenario für die klimatische Entwicklung im benachbarten Becken von Kozáni.

Legende zu Abbildung 51:

	Braunkohle		Turbidit
	Störung		Sand
	Marmor		Diatomit
	"Grünschiefer"		Mergel

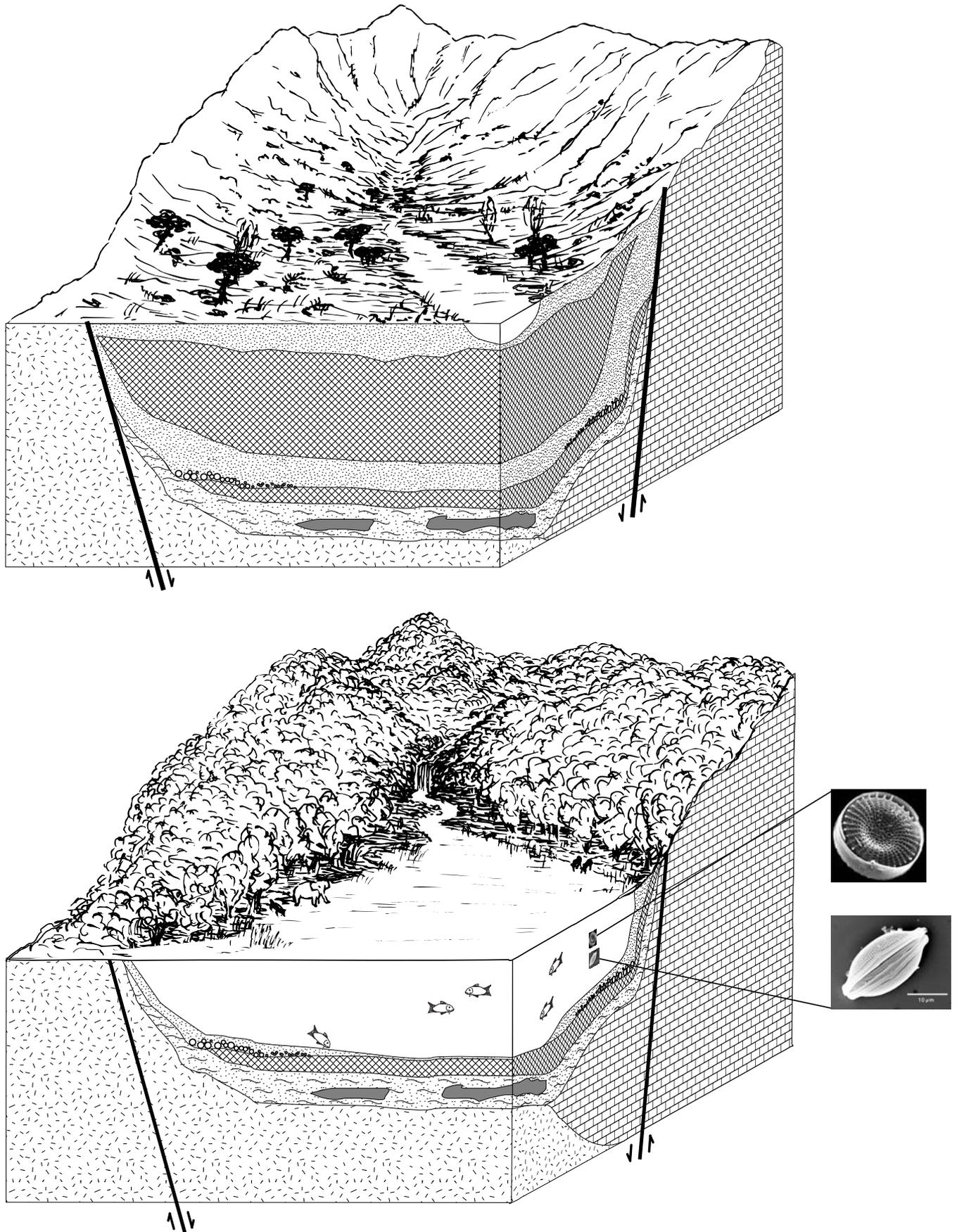


Abbildung 51: Vermutete Entwicklung des Beckens von Prosilio. Unten: Das Becken in seiner frühen, tektonisch aktiven, feucht-warmen Phase. Oben: In späteren, tektonisch ruhigeren, trocken-warmen Zeiten füllt sich das Becken allmählich. Die Diatomeen gehören den Gattungen *Cyclotella* und *Amphora* an. Zeichnungen von Birgit Binder



5. Literatur

- Bobrowski, J. (1978) in *Deutsche Unsinnspoesie*, Stuttgart: Philipp Reclam jun..
- Calvo, J. P., Stamatakis & M. G., Magganas, (1995) clastic Huntite in upper Neogene Formations of the Kozani Basin, Macedonia, Northern Greece. *Journal of Sedimentary Research* **A65**, 627-632.
- Doutsos, Th. & Koukouvelas, I. (1998) Fractal Analysis of Normal Fault in Northwestern Aegean Area, Greece. *Journal of Geodynamics* **26**, 197-216.
- Duyster, J. (1999) *StereoNett*, Institut für Geologie, Ruhr-Universität-Bochum.
- Higgins, M. D. & Higgins, R. (1996) *A Geological Companion to Greece and the Aegean*, London: Duckworth.
- Jacobshagen, V. (1986) *Geologie von Griechenland*, Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Kilias, A. & Mountrakis, D. (1987) Zum tektonischen Bau der Zentral-Pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N-Griechenland). *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* **138**, 211-237.
- Mountrakis, D., Pavlides, S., Zoros, N., Astaras, Th. & Chatzipetros, A. (1998) Seismic fault Geometry and Kinematics of the 13 May 1995 Western Macedonia (Greece) Earthquake. *Journal of Geodynamics* **26**, 175-196.
- Pangaea (1995) *Spheristat for Windows, Version 2.0*, Pangaea Scientific.
- Pavlidis, S. B. & Mountrakis, D. M. (1987) Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of Structural Geology* **9**, 385-392.
- Sfeikos, A. (1992) *Geology, Analysis of Deformation and Kinematics of the Pelagonian Nappe System, Kamvounia Mountains (North Thessaly, Greece)*, Tübingen: Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A **12**.
- Stamatakis, M. G. (1995) Occurrence and genesis of huntite-hydromagnesite assemblages, Kozani, Greece — important new white fillers and extenders. *Transactions of the Institute of Mineralogy and Metallurgy (Sect. B: Applied Earth Sciences)* **26**, B179-B186.
- Stamatakis, M., Economou, M., Kolokotroni M. & Christoula M. (1989) Petrology and Geochemistry of the Neogene Mg-rich Sediments of Kozani-Eani-Servia Area, Northern Greece. *Bulletin T. C de l'Académie Serbe de Sciences et des Arts, Classe des Sciences mathématiques et naturelles, Sciences naturelles* **31**, 13-23.
- Stiros, C. S. (1998) Historical Seismicity, Palaeoseismicity and Seismic Risk in Western Macedonia, Northern Greece. *Journal of Geodynamics* **26**, 271-287.
- Turner, F. J. (1953) Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Sciences* **251**, 276-298.

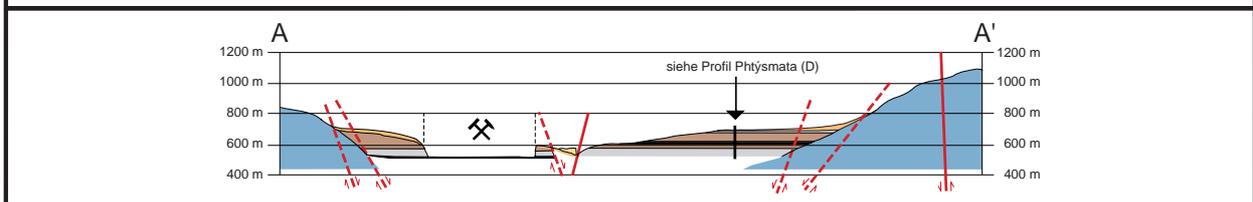
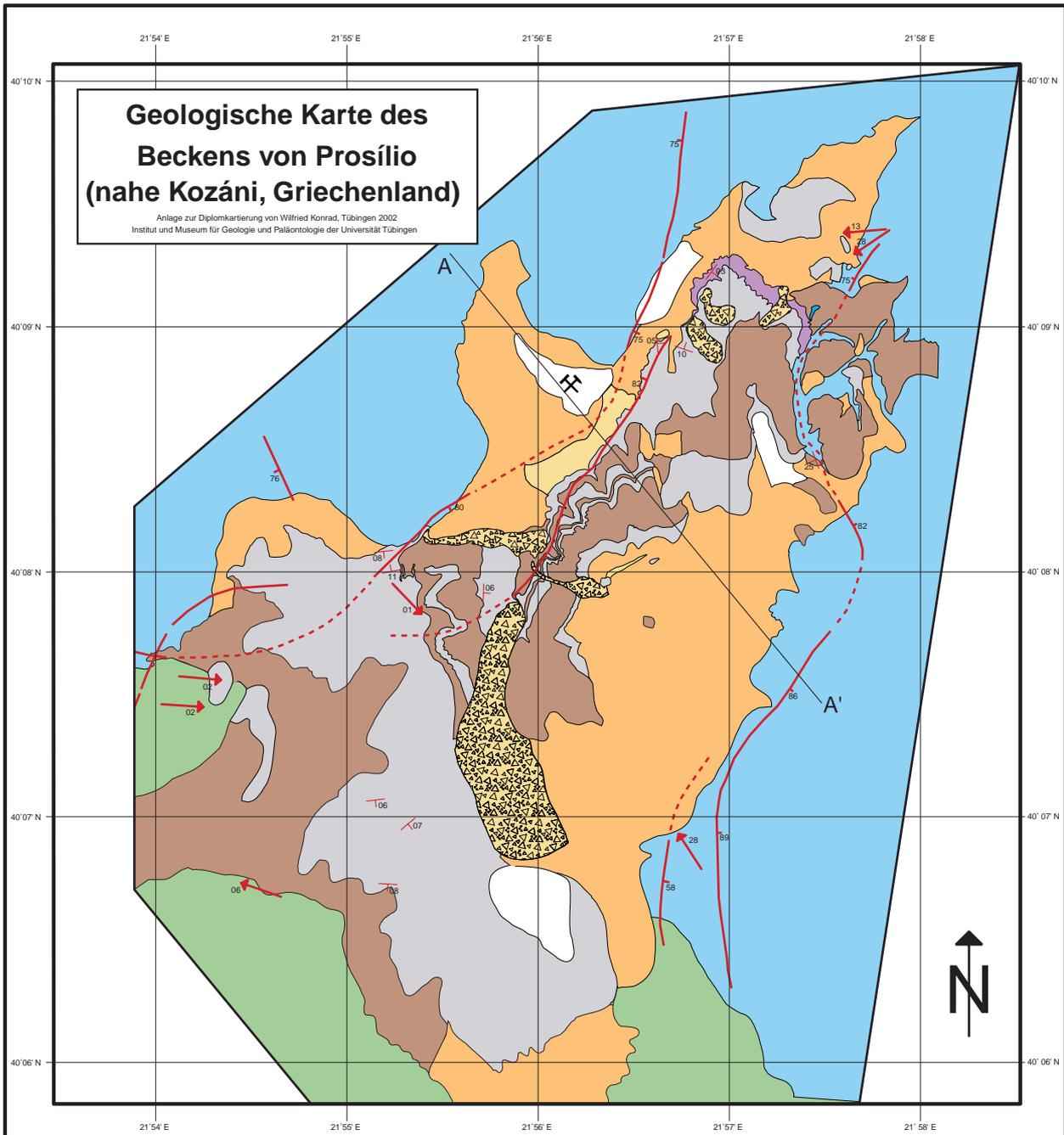


6. Lateinische Umschrift griechischer Ortsnamen

Kozáni	<i>Κοζάνη</i>
Sérvia	<i>Σέρβια</i>
Prosílio	<i>Προσήλιο</i>
Trigonikó	<i>Τριγωνικό</i>
Políracho	<i>Πολίραχο</i>
Flórina	<i>Φλώρινα</i>
Stená Pórtas	<i>Στενά Πόρτας</i>

7. Karte und Querprofil

Karte und Profil im Massstab 1:10.000 sind der Arbeit beigelegt. Eine auf etwa 1:40.000 verkleinerte Version davon ist auf der folgenden Seite zu finden.



Legende

<p> Streichrichtung und Fallwinkel</p> <p> Faltenachsen mit Abtauchwinkel</p> <p> Störung (vermutet) mit Fallwinkel</p>	<p>1 0.5 0 1 2 km</p> <p>Masstab 1:42.105</p>	<p> Kohle</p> <p> Quartäre Ablagerungen</p> <p> Marmor</p> <p> Diatomit</p> <p> "Grünschiefer"</p> <p> Mergel</p> <p> Sand</p> <p> Rutschungen</p> <p> Abraumhalden</p> <p> Bergwerk, Dörfer</p>
---	---	--

8. Epilog

8.1 Danksagungen

Einige Danksagungen liegen mir am Herzen:

- Volker Mosbrugger hat mir ein Kartiergebiet zugewiesen, in dem ich meine Begeisterung für Licht- und Schattenseiten der griechischen Mentalität aufs Breiteste ausleben konnte.
- Jimmy Nebelsick hat die Ausarbeitung des Kartierberichts in sehr angenehmer Weise begleitet.
- Dieter Korn, Elmar Link, Heike Riefler, Michael Montenari und Jimmy Nebelsick haben meinen über die Jahre gewachsenen Verdacht, das Geologiestudium sei vor allem als Initiationsritus für ein kollektives, sämtliche Geologen und Paläontologen einschliessenden Wahnsystem anzusehen, etwas zerstreut. Sie haben meine Gesteinsfunde nämlich *unabhängig voneinander* angesprochen, und kamen selbst bei undeutlich dahin genuschelten Antworten unwilliger Handstücke im Wesentlichen zu denselben Ergebnissen wie ich!
- Birgit Binder hat mich ins Gelände begleitet und dafür sogar extra Urlaub genommen. Ausserdem hat sie viele Tiere, Pflanzen und Steinbruchwände gezeichnet. Etliche dieser Zeichnungen finden sich in dieser Arbeit wieder.
- Die Einwohner von Prosilio haben uns freundlich aufgenommen, trotz historisch trüber Erfahrungen mit den Deutschen, welche Prosilio während des Zweiten Weltkrieges gleich zweimal zerstört und etliche seiner damaligen Bewohner auf dem Gewissen haben.
- Die heilige Barbara schliesslich hat mich erfolgreich vor dem vorschnellen Zugriff des langen Arms der griechischen Ordnungsmacht bewahrt, und das auch noch, ohne dass ich sie eigens hätte anrufen müssen.

Ansonsten fühle ich mich in der Arbeitsgruppe Mosbrugger sehr wohl. Ich möchte mich deshalb auch bei denen, die hier nicht explizit genannt werden, für den ausnahmslos angenehmen Umgang bedanken.





Der badische Greif erhebt sich über die württembergischen Niederungen. Zeichnung von Birgit Binder.

Freundesgruß

Lieblich erschallt
vom Rahnsdorfer Wald
Pilzfreund Bielers Posaune.

Johannes Bobrowski