

**DIE KÄNOZOISCHEN ABLAGERUNGEN DES WESTLICHEN
MECSEKGEBIRGES**

I. EINLEITUNG

Die ausführliche geologische Kartierung des Mecsekgebirges ist durch den Beschluss des Geologischen Rates im Jahre 1955 vorgesehen worden. Die geologische Aufnahme des Östlichen Mecsekgebirges wurde durch die Ungarische Geologische Anstalt, die des Westlichen Mecsekgebirges dagegen von den Mitarbeitern der Mecseker Erzbergwerke durchgeführt. Die Untersuchung der einzelnen Formationsgruppen und stratigraphischen Einheiten im Östlichen Mecsekgebirge war einheitlich durchgeführt, während im Westlichen Mecsekgebirge in erster Linie die paläozoisch-mesozoischen Schichten ausführlicher erforscht wurden.

In beiden Gebieten wurde die Kartierung im Massstab 1:10 000 durchgeführt. Die im Zuge der Aufnahmen gewonnenen Erfahrungen sind teils in gedruckten Karten und anschliessend in Erläuterungen, oder in anderen Publikationen, teils — darunter leider der Grossteil des Westlichen Mecsekgebirges — in Manuskript veröffentlicht worden.

Die im Zuge der Kartierung des Östlichen Mecsekgebirges gesammelten Daten und Ergebnisse sind auch in zusammenfassenden Studien veröffentlicht worden und die Untersuchungen wurden im Jahre 1983 durch die Veröffentlichung der geologischen Landschaftskarte 1:25 000 des Gebietes zum 200 Jahrestag des Mecseker Bergbaues abgeschlossen.

In den von jüngeren Sedimenten überlagerten Bereichen des Westlichen Mecsekgebirges sind die Ergebnisse der Untersuchungen noch nicht publikationsreif.

1978 wurde die Südtransdanubische Abteilung der Ungarischen Geologischen Anstalt (MÁFI) vom Ungarischen Geologischen Amt beauftragt, die geologische Landschaftskarte des Westlichen Mecsekgebirges im Massstab 1:25 000 in enger Zusammenarbeit mit dem Mecseker Bergwerksunternehmen (MÉV) zu erstellen. Dabei musste man in Zusammenhang mit den geologischen Gegebenheiten die Kartierung der Ablagerungen des Deckengebirges (känozoische Schichten) im Massstab 1:10 000 oder 1:25 000 durchführen. (Die älteren Formationen wurden von MÉV aufgenommen.) In Durchführung dieser Aufgabe nahmen unter den Mitarbeitern der Südtransdanubischen Abteilung G. CHIKÁN, Frau G. CHIKÁN, J. ERDÉLYI, A. KÓKAI, Frau I. STOGICZA und Gy. TOMKA teil. Vom Jahre 1978 an wurde die Untersuchung der känozoischen Bildungen und die Leitung der geologischen Kartierung vom Verfasser übernommen.

Die Aufnahme und Redaktionsarbeit wurde durch die Veröffentlichung einer geologischen Karte 1:25 000 der vortertiären Schichten abgeschlossen. Letztere schliesst sich der Landschaftskarte des Östlichen Mecsekgebirges an und stellt die geologischen Ablagerungen des Westlichen Mecsekgebirges dar. In meiner Studie mache ich einen Versuch die von stratigraphisch-paläontologischer und wirtschaftsgeologischer Hinsicht nutzbaren Ergebnisse dieser Aufnahme zusammenzufassen.

Die Abgrenzung und die geographischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes

In dieser Arbeit befaße ich mich mit den postmesozoischen Formationen des auf der geologischen Karte des Westlichen Mecsekgebirges (Beilage I.*) dargestellten Gebietes. Die Grenze dieses Bereiches ist im Norden durch die Linie Tormás—Liget, im Osten durch die Linie Mecsekpölöske—Pécs, im Süden durch den Abschnitt der Hauptstrasse N° 6 zwischen Pécs und Szentlőrinc und im Westen durch die Linie Szigetvár—Kaposvár bestimmt.

Das Westliche Mecsekgebirge befindet sich im Gebiet des Komitats Baranya und der Komitatsstadt Pécs. Die grösste Höhe im vorliegenden Bereich wird auf dem Tubes erreicht (612 m.ü.Mh.), während sich der tiefste Punkt in der Umgebung von Szentlőrinc befindet (115 m.ü.Mh.). Die ganze bearbeitete Landschaftseinheit kann als ein sich auf das Hauptmassiv des Gebirges stützendes Hügelland betrachtet werden, wo der grösste Höhenunterschied 497 m beträgt und der durchschnittliche Höhenunterschied — der relative Unterschied zwischen den Talsohlen und den Hügelrücken — normalerweise 100 m nicht übersteigt. Die morphologischen Strukturen sind zum grössten Teil durch die den Untergrund aufbauenden Gesteine bestimmt; in den Bereichen der paläozoischen und mesozoischen Gesteine sind meistens Gebirgsformen, im Falle der jüngeren Sedimenten Hügelformen entstanden.

Bezüglich der Entwässerung gehört der Grossteil des vorliegenden Gebietes zum Einzugsgebiet des Flusses Dráva. Davon kann das kleinere, zum Einzugsgebiet des Flusses Kapos gehörende Gebiet durch die sich zwischen Csebény—Karácodfa—Tekeres und Orfű im Zickzack erstreckende Linie abgegrenzt werden.

Eine herkömmliche Vegetationsdecke kann man nur auf den Bergen finden, aber hier haben menschliche Einflüsse schon zu wesentlichen Veränderungen geführt. Anderswo wurde die natürliche Vegetationsdecke von Pflanzenanbau völlig verdrängt.

* Die Beilagen, die Abbildungen und die Tabellen sind in dem ungarischen Text zu finden.

II. ÜBERBLICK DER ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Die Stadien der geologischen Untersuchung des Gebietes, Kurzfassung der früheren Arbeiten

Die Zusammenstellung einer detaillierten Erforschungsgeschichte, die Aufzählung und Auswertung der Studien, die sich mit der Untersuchung der känozoischen Sedimente des Gebirges befassen, würde wohl zum Gegenstand einer besonderen Studie ausreichen. Deshalb halte ich nur die Darstellung der wichtigsten Ergebnisse der einzelnen Stadien der Erforschung für angemessen.

Die geologische Untersuchung des Westlichen Mecsekgebirges kann auf mehrere Stadien untergliedert werden. Der erste Abschnitt dauerte von den ersten Vorarbeiten bis 1870, der zweite von 1870 bis 1910, der dritte von 1910 bis 1935, der vierte von 1935 bis 1955, der fünfte von 1955 bis 1978 und der sechste von 1978 bis 1985.

Die Untersuchungen des ersten Abschnittes wurden ausschliesslich auf Beschreibungen beschränkt, denen nur vereinzelte, unvollständige Daten entnommen werden können (F. S. BEUDANT, C. PETERS). Im zweiten Abschnitt spielen die erste planmässige Kartierung von Ungarn, im Massstab 1:144 000 und deren Ergebnisse eine bestimmende Rolle. In erster Linie legten die Tätigkeit von J. БÖCKH, L. RÓTH und die anschliessenden Spezialuntersuchungen den Grund zur weiteren Erforschung des Gebietes. Obwohl sich die im Jahre 1876 von J. БÖCKH veröffentlichte Studie auf die Umgebung von Pécs beschränkt, dennoch ist ihre stratigraphische Einstufung sogar heute massgebend und kann auf das ganze, von uns untersuchte Gebiet verallgemeinert werden.

In der geologischen Erkenntnis des Mecsekgebirges hat die Tätigkeit von E. VADÁSZ eine grundlegende Rolle gespielt. Zwischen 1911 und 1935 veröffentlichte er zahlreiche Artikel über die Formationen des Westlichen Mecsekgebirges und seine veröffentlichte Karte 1:75 000, die den ganzen Bereich des Gebirges darstellte, war lange Zeit die beste geologische Karte des Gebietes. Im dritten Erforschungsabschnitt, der durch die Tätigkeit von E. VADÁSZ bestimmt war, müssen noch die Studien von L. STRAUZ erwähnt werden, die uns allerdings zum vierten Abschnitt führen, der teils durch Einzelforschungen, teils durch „Tieflandskartierung“ Anfang der fünfziger Jahre gekennzeichnet werden kann, und der, durch den Beschluss des Geologischen Rates 1955 über die ausführliche Kartierung des Mecsekgebirges abgeschlossen wurde.

Der fünfte Abschnitt, der mit diesem Beschluss anfang, ist von der Tätigkeit der Mecseker Erzbergwerke bestimmt. Die Kartierungsgruppe des Unternehmens, von Á. JÁMBOR geleitet, führt verschiedenartig detaillierte Aufnahmen durch, und obwohl ihre Aufgabe auf die Aufklärung der Perspektiven der Uranerforschung beschränkt ist, kommen sie hinsichtlich der neogenen Schichtfolge zu sehr wertvollen Resultaten. Diese werden später z.T. auch veröffentlicht. Ohne dieser Arbeit hätte es zum schnellen Abschluss des sechsten Abschnittes sicherlich nicht kommen können.

1978 hat sich auch die Geologische Anstalt in die Neuaufnahmen des Westlichen Mecsekgebirges eingeschaltet und zum Abschluss dieses Abschnittes wurde 1984 auch die geologische Karte des Gebirges 1:25 000 veröffentlicht.

III. STRATIGRAPHIE

Lithostratigraphische Charakterisierung der untersuchten Bildungen

Im Zuge der lithostratigraphischen Auswertung stützte ich mich in erster Linie auf die Monographie von G. HÁMOR (1970) über das Miozän des Östlichen Mecsekgebirges. Die einzelnen Gesteinseinheiten werde ich in ihrer wahrscheinlichen Aufeinanderfolge beschreiben, obwohl sie oft auch nebeneinander auftreten können. Im Laufe der Darstellung der lithostratigraphischen Untersuchungen werde ich das Alter der Gesteine erwähnen nur dann, wenn es sehr notwendig ist — ausführlicher werde ich diese Frage im Kapitel „Chronostratigraphie“ behandeln.

Der geologische Bau der Bildungen des Miozäns, ihre Abgrenzung und die Möglichkeit ihrer Gliederung

Ungefähr 60% des Gebietes des Westlichen Mecsekgebirges nehmen die Ablagerungen des Miozäns ein. Sie überlagern diskordant die darunter gelegenen Sedimente (obwohl ich im Kapitel „Biostratigraphie“ erwähnen muss, welche gegensätzliche Meinungen über diese Auffassung existieren), so bereitet ihre Abgrenzung von den tieferen Ablagerungen keine Schwierigkeiten. Aufwärts, abgesehen von wenigen Ausnahmen, ist das Miozän ebenfalls durch eine Diskordanzfläche von den Ablagerungen des Pannons und des Quartärs getrennt.

Die Formationen — wo es möglich war — wurden in verschiedene Glieder aufgeteilt.

Szászvárer Formation

Kárászér Glied

Die ältesten, gröbtkörnigen Sedimente, die im Laufe der zum Anfang Miozän eingetzten raschen klastischen Sedimentation abgelagert wurden, sind auf der Oberfläche des Untersuchungsgebietes nicht nachzuweisen. Auf Grund paläogeographischer Überlegungen und der Mächtigkeitsverhältnisse der aufgeschlossenen Bildungen ist es anzunehmen, dass sie aus den Sedimenten aufgebaut sind, die sich zwischen den höher gelegenen Gliedern der vorliegenden Formation und dem Grundgebirge befinden und meistens durch das Verwitterungsmaterial des benachbarten Grundgebirges vertreten sind. Die Bohrung Teke-res 1 hat diese Ablagerungen durchgeteuft. Die Mächtigkeit dieses Gliedes steigt 100 m wahrscheinlich nicht über.

Mázaer Glied

Diesem Glied können die ältesten zutage tretenden Ablagerungen zugeordnet werden. Es ist überwiegend durch grobklastische Ablagerungen verschiedener Korngrösse mit Tonmergeleinschaltungen vertreten.

Die Abgrenzung dieses Gliedes ist relativ schwer. Wenn es dem Grundgebirge auflagert, gibt es kein Problem, doch ist es nicht auszuschliessen, dass es in manchen Fällen

ebenfalls das Kárászter Glied umfasst. Normalerweise habe ich es so durchgeführt, dass ich das Liegende der Formation unter dem Rhyolituff dem Kárászter, das Hangende über dem Rhyolituff dem Mázaer Glied zuordnete. Die obere Grenze des Letzteren habe ich dort gezogen, wo der Anteil der gröberkörnigen klastischen Komponente abnahm und schon unter den feinkörnigen Sedimenten konnte man Kohlespuren finden.

In diesem Gebiet wurde dieses Glied in einigen Bohrungen und in zahlreichen Aufschlüssen untersucht.

Die Aufschlüsse befinden sich überwiegend auf beiden Seiten des Gorica-Tales, weiterhin südlich von Bakóca und Kisbeszterce. Für die Aufschlüsse ist es normalerweise typisch, dass das stellenweise lose Schottermaterial infolge des veränderlichen Anteils des Bindemittels verwittert und unabhängig von der ursprünglichen Schichtlagerung wird es mit dem Boden die ganze Oberfläche bedeckend vermischt. Im Hosszú-Tal, südlich von Gyulaer Meierhof können noch diese Sedimente in ihrer ursprünglichen Lage verhältnismässig gut beobachtet werden (Taf. I, II, III). Hier ist die Schichtfolge durch sandigen Kies und Konglomerat vertreten mit veränderlicher (1–3 m) Mächtigkeit. Die Bildung ist gelb, gelblich-braun und schlecht sortiert. Die Gerölle stammen aus karbonischen Aleuriten, Graniten, Quarz und Quarziten und aus jurassischen Kalksteinen vom Villányer-Typus. Ihr Längsdurchmesser liegt zwischen 1 und 25 cm. Sie sind gut gerundet und ihrer ursprünglichen Schichtlagerung entsprechend flach, oder abgerundet. Die Sande sind durch Quarz und Verwitterungsprodukte der oben erwähnten Gesteine vertreten. Stellenweise wurde das Gestein durch kalkige Matrix in 1–1,5 m Mächtigkeit in Konglomerat verfestigt. Es ist stark verfestigt und infolge der Verwitterung des Schottermaterials führt es eine unebene Schichtoberfläche. Diese Ablagerung ist völlig fossilfrei.

Die Änderung der Korngrösse innerhalb der Gesteinseinheit spiegelt sich sowohl in einem Abschnitt des Kartierungsbohrprofils Korpád 2 (Abb. 1a), als auch des Kartierungsbohrprofils Bakóca 4 (Abb. 2) anschaulich wider.

Das Glied erreicht eine maximale Mächtigkeit von 420 m (Bohrung Gorica 18), die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 180 m.

Mecsek nádásder Glied

Die untere Grenze des Gliedes wird auf Grund der wesentlichen Abnahme des grobkörnigen Schottermaterials und der vorherrschenden Erscheinung von bunten, beziehungsweise dicht veränderlich gefärbten Schichten bestimmt, während die obere Grenze durch Verschwinden der typisch limmo-fluvialen, dünnbankigen Ausbildungen gekennzeichnet ist.

Diese Bildungsgruppe ist im Untersuchungsgebiet weit verbreitet. Ihre Aufschlüsse befinden sich in nordwestlichen, westlichen Teilen des Gebietes, die östlichsten Vorkommen sind westlich von Háromház-Pusztá zu finden.

Für diese Ablagerungen ist es typisch, dass Schichteinheiten, die wirklich gut untersucht werden können, nur in Bohrungen zugänglich sind. Die zahlreichen Aufschlüsse sind für Durchführung ausführlicher stratigraphischer Untersuchungen nicht geeignet, weil das Schottermaterial hier im Vergleich zu den oben geschilderten Gliedern weniger verbreitet, aber ebenso verwittert ist und die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der Aufschlüsse verzerrt. Einige Aufschlüsse, die gut erhalten sind, kann man nur in der Umgebung von Korpád finden (Taf. IV, V).

In manchen Aufschlüssen (überwiegend in der Umgebung von Bakóca und Kisbeszterce) treten auch einige cm mächtige holzführende Braunkohleneinschaltungen auf.

Eine zuverlässige Dokumentation des Gliedes bieten die Bohrungsmaterialien an. Auf den Profilabschnitten der Kartierungsbohrungen Kán 4 (Abb. 3), Kán 9 (Abb. 4) und Karácodfa 2 (Abb. 5) kann man die zahlreichen Schichtenwechsel und ihr Verhältnis zu den abgrenzenden Gesteinskörpern beobachten.

Die höchste Mächtigkeit des Gliedes beträgt in der Wasserforschungsbohrung von Helesfa 300 m, die Durchschnittsmächtigkeit (auf Grund der Bohrungen, die das Liegende erreicht hatten) beträgt 69 m. Typische Ausbildungen einiger Aufschlüsse und der Bohrung Korpád 9019 sind auf den Tafeln VI. bis XI. geschildert.

Gyulakeszier Formation

Weder tritt im Untersuchungsgebiet diese Formation zutage, noch wurde sie in den neuen, von unserer Gruppe im Laufe der Kartierung niedergebrachten Bohrungen angetroffen. Deshalb muss ich mich bei ihrer Beschreibung auf die leider wenigen Daten der früher durchgeführten Bohrungen beschränken.

Die ausführlichsten Informationen über die vorliegende Formation unter ihren Vorkommen im Westlichen Mecsekgebirge sind der Schichtfolge der Bohrung Tekeres 1 zu entnehmen. Das Grundgebirge wird hier durch mattgrüne, Bentonit- und reine Biotitkristalle führende, 1,5 m mächtige Rhyolituffe überlagert.

Die Daten anderer Bohrungen ohne Beschreibung weisen darauf hin, dass die klassischen Ablagerungen des unteren Miozäns Einschaltungen von „Tuffen“, „Rhyolituffen“ und „Dazituffen“ enthalten. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten in einzelnen Bohrungen sind wahrscheinlich auf falsche Bestimmung zurückzuführen: manchmal wurden Tuffite und Tufftone in diese Kategorien eingestuft.

Keresztúrer Formation

In den westlich von dem Szentlőrinc-Bükköster-Tal, zunächst 1981, dann 1983 niedergebrachten Bohrungen wurde eine, im Westlichen Mecsekgebirge bisher nicht bekannte Ausbildung nachgewiesen. Sie wird durch die Tarer Formation, oder das Grundgebirge unterlagert, die darüber folgenden Schichten, unter denen die Ablagerungen des Baden die Ältesten sind, lagern ihr diskordant auf.

Die vollständigste Ausbildung dieser Formation, die schon von Bohrungen in der Umgebung von Dinnyeberki und Almáskeresztúr bekannt wurden, ist in der Kartierungsbohrung Almáskeresztúr 2 aufgeschlossen worden (Abb. 6).

Das Bohrprofil zeigt auf den unterlagernden Graniten eine 40 m mächtige Schicht-einheit von Schottern, Gesteinsschutt mit Sand, von sandigem Gesteinsschutt, und Sandsteinen zusammengesetzt. Von unten nach oben wird die Oxydationsfärbung allmählich reduzierter. Zwischen 124–138 m ist grauefärbter Ton mit Gesteinsschutt und Schotter zu beobachten, der reiches organisches Material mit vielen tuffigen Gemischkomponenten führt. Diese Schichten werden durch eine 8 m mächtige Dazituff-Lage der Tarer Formation mit tonigen Einschaltungen überlagert, darüber folgt wieder ein aus dichter Wechsellagerung von dünngeschichteten tonigen Sanden bestehender Abschnitt, der seinerseits von Sand, Kies und Gesteinsschutt überlagert wird. Letzteres ist durch fossilführende Schichten des Baden abgeschlossen.

Die grobklastischen Komponente sind schlecht gerundet. Sie sind fast gar nicht sortiert, es gibt Korngrößenverteilungskurven mit 4–5 Maxima. 90% des Gesteinsschuttes ist von Quarzporphyr und Granit zusammengesetzt, während die Matrix der feinerkörnigen Komponente hingegen aus Dazituffverwitterung stammt.

Geophysikalische Untersuchungen dieser Bohrung haben im untersten Teil des Profils, in der Nähe der Redoxgrenze radiometrische Anomalie in der von organischem Material angereicherten, kohleführenden Tonschicht nachgewiesen.

Die Höchstmächtigkeit der Formation beträgt 102,0 m, die Durchschnittsmächtigkeit erreicht 27,7 m.

Budafaer Formation

Pécsvárader Glied

Die Gesamtheit der zwei, leicht unterschiedlichen Ausbildungen dieses Gliedes besteht darin, dass seine typischen Horizonte mit vielen verkümmerten Congerien und Steinkernen in einer limnischen Umgebung abgelagert wurden. Seine untere Grenze ist eindeutig markiert. Die obere Grenze lässt sich schwieriger bestimmen: sie ist durch die Abnahme der Zahl der Congerienschichten und ihrer Einschaltungen und durch das Auftauchen feinkörniger, in tieferen Gewässern abgelagerter Sedimente bestimmt, die weiter hinauf zur Vorherrschaft kommen.

Es ist sowohl in Aufschlüssen, als auch in Bohrungen nachgewiesen, doch ist es überwiegend am Rande des einstigen Ablagerungsbeckens am weitesten verbreitet.

Sein westlichstes Vorkommen befindet sich östlich von Hetvehely, im oberen Horizont des Steinbruches bei der Mündung des Nyáras-Tales. Hier lagert es den Kalksteinen des Mitteltrias auf. Das Material ist überwiegend grobklastisch. Das Schottermaterial gilt ausschliesslich als das Verwitterungsprodukt der erwähnten Kalksteine. Die Matrix besteht aus Kalk und Ton.

Nach Osten sind die Vorkommen der vorhandenen Ablagerungen entlang des Randes des Auftauchens des Grundgebirges zu verfolgen. Sie überdecken die Oberfläche des Grundgebirges mit veränderlicher Mächtigkeit. Ihre typische Ausbildung ist in der Nähe von Mecsekrákos zu beobachten: hier, auf dem Hügel über Sárkánykút lagern sie mit einer 2–3 cm dünnen Sandsteinschicht den Aufschlüssen des Grundgebirges auf. Nach Westen von Mecsekrákos hingegen — vermutlich infolge intensiver Abrasionsprozesse — sind sie durch Konglomerate mit Einschaltungen von mehrere cm mächtigem Kalkstein- und Dolomitschutt des Anis vertreten. Auf dem Cigányberg, östlich von Mecsekrákos sind sie als Kalksandsteine am Rande der Dolinen der verkarsteten, aus Karbonatgesteinen zusammengesetzten Oberfläche des Trias anzufinden. Eine ähnliche Ausbildung lässt sich in der Bohrung Orfű 23 und in der Kartierungsbohrung Bános 1 zu beobachten.

Die Höchstmächtigkeit des Gliedes beträgt 7,6 m (Bohrung Abaliget—6) während es im Durchschnitt 1—2 m nicht übersteigt. Eine typische Congerienbank zeigen die Tafeln XII, XIII.

Komlóer Glied

Es ist eine der am weitesten verbreiteten Ausbildungen des Miozäns im Westlichen Mecsekgebirge. Auf der Oberfläche und in den Bohrungen ist es in zahlreichen Vorkommen nachgewiesen. Es wird durch das Grundgebirge, die Szászvárer Formation oder das Pécsvárader Glied unterlagert, im Randgebieten ist es durch das Mánfaer Glied, im Beckeninneren durch die Tekereseer Formation überdeckt.

Es besitzt zwei verschiedene Ausbildungstypen, die auch in Gesteinszusammensetzung voneinander abweichen. Im westlichen Teil des Gebirges sind der länger existierenden fluviatilen Ablagerungsverhältnissen zufolge, überwiegend grobklastische Ausbildungen typisch, östlicher hingegen sind diese Ablagerungen unter hochmarinen Verhältnissen, im Stockwasser, oder in Lagunen entstanden, in denen fluviatile Sedimente nur durch Einschaltungen vertreten sind.

Die Korngrösse der Ablagerungen nimmt von Westen nach Osten allmählich ab. In der Nähe von Helesfa, Korpád, Kán, wo fluviatiler Transport eine bestimmende Rolle spielte, ist die grosse Anzahl von grobklastischen Einschaltungen typisch. Die Zusammensetzung der Gerölle dieses grobklastischen Materiales weicht von der der Szászvárer Formation kaum ab, aber die Durchschnittslänge der Grossachsen der Körner der ersteren ist wesentlich kleiner und sie sind besser gerundet. Ihr Material ist überwiegend durch karbonische Aleurite, Sandsteine, Granite, Quarz und Quarzit, jurassische Kalksteine und verschiedene Metamorphite vertreten.

Da die Aufschlüsse dieses Ausbildungsgebietes schlecht erhalten sind, lassen sich die vorliegenden Ausbildungen an Hand des Kartierungsbohrprofils Kán 4 besser beschreiben (Abb. 7).

In dieser Bohrung wird das Mecseknádasder Glied durch das Komlóer Tonmergelglied überlagert. Das Liegende der Schichtfolge fängt mit einem 11 m mächtigen grobklastischen Schuttmaterial an, das durch zwei dünnere feinkörnige Einschaltungen unterbrochen wird. Im grobklastischen Material sind karbonische Schluff- und Sandsteine mit verschiedenen Metamorphiten und wenigem Quarzporphyr vorherrschend. Die Gerölle sind gut gerundet, die feinere Fraktion ist mittelmässig, oder kaum gerundet. Dieser Schotterhorizont ist durch einen 13 m mächtigen, überwiegend von Schluffkomponenten bestehenden Abschnitt überlagert, der seinerseits von mit verhältnismässig hohem Sandgehalt gekennzeichneten Schichten von zwischen 0,4—3,8 m schwankender Mächtigkeit zusammengesetzt ist. Darauf folgt eine 5 m mächtige Wechsellagerung von Schluff- und Schotter-schichten, weiter darüber herrschen feinerkörnige Sedimente, durch Wechsellagerung von Schluff- und Sandhorizonten. Letztere werden wieder durch 12 m mächtige Schluff- und Schotterablagerungen überdeckt. Infolge kurzfristiger vulkanischer Tätigkeit wird diese Schichtfolge durch eine Dazituffeinschaltung unterbrochen, die ihrerseits durch 8 m mächtigen Schotter und 8,5 m mächtigen sandigen Schluff überlagert wird.

Zum Beckeninneren nähernd nimmt die Anzahl der fluviatilen Einschaltungen und die Korngrösse allmählich ab. Einen Übergangszustand spiegelt die Schichtfolge in der Linie Hetvehely—Kékespuszta—Kisbeszterce wider. Neben der noch verhältnismässig grossen Menge von grobklastischem Material ist schon das Vorhandensein von Congerienkalksteinen und Sandsteinen in einer ziemlich hohen Lage ganz typisch. In Kartierungsbohrprofil Karácodfa 2 konnten 15 Congerenschichten beobachtet werden (Abb. 8).

Östlich dieses Gebietes wurden schon typische Beckensedimente abgelagert: die Strukturforschungsbohrung XIV. (Abb. 9) wurde noch in der Nähe der ehemaligen Flussmündung abgeteuft, der Transport des terrestrischen Schuttmaterials spielte da eine verhältnismässig bestimmende Rolle. Im Falle eines mesozoischen, karbonatischen Hintergrundes (in der Nähe von Mecsekrákos) nimmt der Anteil der klastischen Komponente wesentlich ab, der Karbonatgehalt wird hingegen höher (Kartierungsbohrung Bános 2; Abb. 10).

In diesem Gebiet ist eine Wechsellagerung von schluffigem Mergel, Mergel und Tonmergel typisch. Sie führen reiche Fauna, unter denen Fischreste vorherrschend sind (Tafel XIV).

Der Anteil des in Randgebieten noch überwiegenden Gesteinsschutts nimmt nach Osten ab. Vereinzelt Pyritknollen und kohleführende Dünnschichten können ebenfalls nachgewiesen werden.

Die Mächtigkeit des Komlóer Tonmergelgliedes in Rand- und Übergangslage beträgt 20—50 m, im Beckeninneren kann es dagegen sogar 200 m übersteigen (die Höchstmächtigkeit von 263,9 m wurde in der Strukturforschungsbohrung XIV. ermessen).

Mánfaer Glied

Das Mánfaer Glied ist die Randbildung der transgressiven Schichtfolge des Karpat in hoher Lage. Seine Schichten sind östlich von Bükkösd bis zum Ostrande des Untersuchungsgebietes anzutreffen, stellenweise mit weiter lateraler und vertikaler Verbreitung.

Es kann durch das Grundgebirge, den Pécsvárader Kalkstein, oder durch das Komlóer Tonmergelglied unterlagert werden. In seinem Hangenden wird im Beckeninneren der Tekereser Schlier durch einen kontinuierlichen Übergang gelagert. In Bohrungen und Aufschlüssen lassen sich die Bildungen des Mánfaer Gliedes in gleicher Weise gut beobachten.

In Zusammenhang mit den Lagerungsverhältnissen und der Entfernung vom Grundgebirge sind 3 Hauptbildungen zu unterscheiden: In der Umgebung von Mánfa—Sikon-

da—Szentimreerdő, bzw. Hetvehely sind überwiegend grobklastische Bildungen von fluviatilen Schottern aufzufinden. In der Linie Hetvehely—Abaliget—Mecsekrákos sind in diesem Glied grobklastische Abrasionsbildungen von Küstenablagerung, während zwischen Okorvölgy und Kishajmás eine feinerkörnige, klastische Flachwassersedimentfolge zu beobachten.

Die gröbtkörnigen Sedimente, die Gerölle der Gesteine von weiter gelegenen Gebieten gleichfalls enthalten und fluviatile Ausbildung aufweisen, sind im östlichen Teil des Gebietes verbreitet. Hier sind grobkiesiges Konglomerat und Sandsteine mit lokalen Einschaltungen von feinerkörnigen Sandsteinschichten dominierend. In einigen Profilen ist es zu beobachten, dass die aufgeschuppten Späne des unterlagernden, Fischschuppen führenden Tonmergels auch in den unteren Sandsteinen vorhanden sind. Das vorliegende Schottermaterial wird durch das vorherrschende Vorkommen gut gerundeter, gut abgerollter, aus zumeist mesozoischem Gesteinsmaterial bestehender und aus dem südlichen Gebirgsvorland stammender Gerölle gekennzeichnet. Von Osten nach Westen ändert sich die Zusammensetzung: das mesozoische Material wird allmählich durch Quarzporphyr ersetzt (Taf. XV, XVI).

Es sind ausgeprägte grobklastische Abrasionsbildungen von Hetvehely bis zu Mecsekrákos zu beobachten. Sie lagern dem Grundgebirge auf. Das schönste Beispiel dieses Vorkommens ist am Profil der Eisenbahnböschung bei Hetvehely zu beobachten (Abb. 11).

Die Makro- und Mikrofossilfunde dieser Gesteine weisen auf ein marines Milieu mit normalem Salzgehalt hin.

In ähnlicher Ausbildung haben wir südlich von Abaliget eine Ostreenschale gefunden, der sich im Inneren eine Einzelkoralle angefestigt hat.

Diesem Ausbildungstyp sind auch die zu diesem Glied gehörenden Abschnitte des Bohrprofils Tekeres 1 und Kishajmás 3 (Abb. 12) zuzuordnen.

Im Grabensystem, südlich vom Abaligeter Bahnhof ist brackische Einwirkung zu beobachten, von welcher im Östlichen Mecsekgebirge schon von vielen Orten berichtet worden ist: hier lagern sich stellenweise einige Congerienbänke zwischen Lithothamniensandsteinen.

Die Mächtigkeit des Mánfaer Gliedes beträgt 40—150 m.

Fóter Formation

Diese, im Östlichen Mecsekgebirge allgemein, im Westlichen Mecsekgebirge nur stellenweise verbreitete Ausbildungsserie ist in erster Linie im nordöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes, in einigen Aufschlüssen in der Umgebung von Mecsekpölöske und Bodolyabér zu beobachten.

Die Schichten der Fóter Formation lagern sich zwischen denen der Tekereser und der Péccszabolcser Formation. Normalerweise bildet sie sich von dem marinen Tonmergel der unterlagernden Sedimente aus, mit einer allmählichen Anreicherung an Sandkomponenten. Nach oben im Profil wird der Salzgehalt in der Schichtfolge abnehmen, und fast parallel wird damit die Zahl der Foraminiferenarten reduziert. Makrofossilien sind zerbröckelt, schlecht erhalten. In einigen Schichten sind auch die bearbeiteten, zerbröckelten Blöcke des Liegenden zu beobachten.

Die Mächtigkeit der Ausbildungsserie schwankt zwischen 10 und 60 m.

Tarer Formation

Im Untersuchungsgebiet ist diese Formation sowohl in Aufschlüssen, als auch in Bohrungen zu beobachten. Das Tuffmaterial wird in mehreren Stufen zwischen den Sedimenten des Karpat gelagert. Man kann es sowohl in ursprünglicher Lage als auch umgelagert beobachten; selten wird es direkt von dem Grundgebirge unterlagert. Der vulkanische

Schutt wurde durch typischen Lufttransport angehäuft. Das Material ist weiss, graulich-weiss, stellenweise mit grüner Färbung, unterschiedlich verwittert. Makroskopisch kann man normalerweise Gesteinsglas und Biotit unter den verschiedenen Komponenten unterscheiden. Eine sehr ausgeprägte Erscheinungsform ist durch aus eigenem Material bestehende Akkretionskügelchen — sog. Pellets — mit Durchmesser von 0,5—1,0 cm vertreten. In mehreren Bohrungen sind Dünnschichteinschlaltungen von tonigen Sanden und sandigen Schluffen zu beobachten, die mit sehr hohem Biotitgehalt charakterisiert werden können.

Die Durchschnittmächtigkeit beträgt 4,3 m, die grösste Gesamtmächtigkeit von 11,9 m wurde in der Strukturforschungsbohrung XIII. verzeichnet.

Tekereser Formation

Diese Bildungsgruppe wurde durch Vollentfaltung der im frühen Karpat eingesetzten Transgression gestaltet. Die ausgeprägten Hochmarin- und Flachwassersedimente werden in Randgebieten von dem Mánfaer Glied, der Budafaer Formation, im Beckeninneren von dem Komlóer Glied unterlagert. Sie können durch die Fóter Formation, die Pécsszabolcser Formation, oder durch die Szilágyer Formation überlagert werden. Sowohl in Aufschlüssen, als auch in Bohrungen können sie ausführlich untersucht werden.

Der ausgeprägteste Gesteinstyp der Formation ist der schluffige Tonmergel, in dem sich auch Zwischenlagen mit erhöhtem Sandgehalt befinden. In der Bohrung Tekeres 1 werden die Bildungen der Formation von grünen, grünlich-grauen, mässig schluffigen, weichen, oft dünne Tuffstreifen und Tuffzwischenlagen enthaltenden Tonmergeln zusammengesetzt.

In der Bohrung Kishajmás 2 (Abb. 13) ist auch der schluffige Tonmergel dominierend, obwohl hier infolge der geringen Entfernung vom Beckenrand die durchschnittliche Korngrösse ein wenig gröber wird.

Die Schichtfolge der Kartierungsbohrung Tekeres 1 (Abb. 14) weist auf eine Lage näher zum Beckeninneren hin. In dieser Bohrung ist die in 35 m mächtigem Abschnitt durchgeteufte Tekereser Formation fast ausschliesslich durch schluffiges Material vertreten, das lediglich von einer 0,1 m mächtigen Sandsteinschicht unterbrochen wird.

Im Untersuchungsgebiet ist diese Bildung nur durch wenige Bohrungen durchgequert worden, so, hinsichtlich ihrer Mächtigkeit können wir nur die Information geben, dass die mächtigste Abfolge von 307,5 m in der Bohrung Tekeres 1 verzeichnet wurde.

Einige Aufschlüsse dieser Formation sind in den Tafeln XVIII—XX. dargestellt.

Pécsszabolcser Formation

Die Küstenablagerungen, deren Bildung teils gleichzeitig mit der Sedimentation der Tekereser Formation vorging, teils später folgte, gehören zur Pécsszabolcser Formation.

Diese Ablagerungen sind teils für die nördlichen, nordöstlichen Teile des Untersuchungsgebietes kennzeichnend, teils sind sie in einigen Bohrungen im Westen des Bereiches aufzufinden. In den nördlichen Gebieten wurde diese Bildungsgruppe den guten Aufschlussverhältnissen zufolge nur durch eine Bohrung, im Westen durch 4 Bohrungen erkundet.

Die ausgeprägten Ausbildungen des nördlichen Bereiches sind die sogenannten Leithakalke, bzw. deren sandige Varianten von unterschiedlichem Sandgehalt, stellenweise in Form von Kalksandsteinausbildungen (Taf. XXI—XXV).

In der Kartierungsbohrung Husztót 1 (Abb. 15) sind diese Schichten durch schluffigen Sand, fein- und mittelkörnigen Sand, tonigen Schluff, schluffigen Mergel und weissen Sandkalkstein vertreten.

Im westlichen Untersuchungsbereich, in der Umgebung von Ibafa und Almáskeresztúr sind für diese Ablagerungen geringerer Kalkgehalt und massgebend terrestrischer Materialtransport kennzeichnend. In der Kartierungsbohrung Ibafa 1 (Abb. 16) sind die in

Mächtigkeit von 22,4 m durchgeteufte Schichten überwiegend von Sanden von unterschiedlichem Schluffgehalt zusammengesetzt.

Eine ähnliche Ausbildung der Ablagerungen der Pécsszabolcser Formation wurde in der Kartierungsbohrung Almáskeresztúr 2 angetroffen (Abb. 17).

Im Vergleich zu ihrer Verbreitung wurde diese Ausbildung nur in wenigen Bohrungen des Untersuchungsgebietes erkundet, deshalb kann man sich bezüglich ihrer Mächtigkeit vor allem auf die bei der Aufstellung von geologischen Profilen gewonnenen Daten stützen: es ist mit einer, zwischen 10 m und 150 m schwankenden Mächtigkeit zu rechnen, wobei die karbonatischen Ausbildungen dünner, die klastischen Abfolgen hingegen mächtiger sind.

Fertőrákoser Formation

Sie ist in zwei kleinen Flecken des Untersuchungsgebietes aufzufinden: in der Böschung eines verlassenen Feldweges neben Mecsekpölöske und in der Böschung neben dem Gebäude der ehemaligen Kishajmáser Eisenbahnstation. Makroskopisch kann sie von den ähnlichen Ausbildungen der Pécsszabolcser Formation praktisch nicht getrennt werden. Das Auftreten von ein Paar m mächtigen, gelben, gelblich-weißen, oolitischen, ungeschichteten Lithothamnienkalken wäre möglicherweise in der Bodolyabéer Mulde auch bestätigt werden können, aber mangels ausreichender Bohrdaten können sie nicht kartiert werden. Ihre Mächtigkeit beträgt höchstens 10 m.

Szilágyer Formation

Der Leithakalkabfolge, die in Randgebieten abgelagert wurde, entspricht im Beckeninneren der hochmarine Szilágyer Tonmergel. Er wird von der Tekereser Formation unterlagert und von der Kozárder Formation überdeckt. Sowohl in Bohrungen, als auch in Aufschlüssen ist er aufzufinden, in einer auf den nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkten Ausbreitung.

Die ausgeprägtesten Bildungen dieser Abfolge sind die grünlich-grauen, ungeschichteten, stark geklüfteten, schluffigen Mergel und Tonmergel, die eine vielfältige Molluskenfauna führen (Taf. XXVI—XXVIII).

Ein ausgeprägtes Vorkommen wurde durch die Forschungsbohrung Magyarszék 1 (Abb. 18) durchgebohrt, in der der vorherrschende Gesteinstyp durch grünen, grünlich-grauen, anderswo hellgrauen, schluffigen Tonmergel vertreten ist. Er enthält eine grosse Menge von Molluskenschalenresten und sogar mit blossem Auge erkennbare Foraminiferen.

Die Mächtigkeit der Formation im Untersuchungsgebiet kann auf 30—150 m geschätzt werden, wobei die Höchstmächtigkeit von ungefähr 140 m in Lignitforschungsbohrung Magyarthertelend 1 verzeichnet wurde.

Tinnyeer Formation

Die ausgeprägten brackischen Sedimente des späten Miozäns in der Nähe des Küstenrandes können zur Tinnyeer Formation gezählt werden.

Nur spärliche Daten stehen über die Bildungsgruppe zu unserer Verfügung. Ihre Ausbisse sind in erster Linie in der Umgebung der Bodolyabéer Mulde aufzufinden. Es gibt nur wenige Bohrungen, die diese Abfolge durchteufen.

Ein typisches Kennzeichen der in Beckenrandgebieten abgelagerten Bildungsgruppe ist, dass die Mehrzahl der Schichtfolgen durch mit dem unterlagernden Leithakalk analoge, aber oolitreichere, weisse, gelblich-weiße, hochporöse Grobkalksteine vertreten sind. Stellenweise (meistens in der Umgebung von Magyarszék) kann die Verzahnung der Ausbildungen der Randgebiete und des Beckeninneren vermutet werden.

Ein merkwürdiges Kennzeichen lieferte die auf der Bodolyabéerer Mulde niedergebrachte Kartierungsbohrung Kovácsszénája 1 (Abb. 19), wonach die typisch in diese Formation eingestuften Kalkstein- und Kalkmergelschichten, ihrer Küstenrandlage entsprechend, eine grosse Menge von aus dem unmittelbaren Untergrund umgelagerten Materialien enthalten. Die Bohrung wurde in gelblich-weissem, hochporösem Kalkstein eingestellt, der beträchtliche Menge von Lithothamienschutt führt.

Die westlichsten Vorkommen, die dieser Formation zugeordnet werden können, befinden sich nördlich von Kishajmás. 1961 wurde hier in der Böschung der ehemaligen Eisenbahnlinie, bzw. Strasse eine 1 m mächtige Bentonitschicht in der Schichtenfolge von Á. JÁMBOR gefunden. Diese Bildung entspricht vermutlich der sogenannten „oberen Rhyolituffstufe“.

Die Mächtigkeit der Tinnyeer Formation beträgt ungefähr 15–20 m.

Kozárder Formation

In gleichem Niveau mit der Tinnyeer Formation sind im Beckeninneren Ablagerungen von hochmariner Fazies zustande gekommen. Diese haben wir in die Kozárder Formation eingestuft.

Die im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes verbreitete Bildungsgruppe wurde in einigen Bohrungen und Aufschlüssen bekannt.

Die bezeichnendsten Ausbildungen der Formation werden durch schluffigen Mergel und mergeligen Schluff charakterisiert, die grün und grünlich-grau gefärbt, im allgemeinen wohl geschichtet, massiv und verfestigt sind und reiche Mikro- und Makrofossilien führen.

Ihre schönste Ausbildung wurde in der Kartierungsbohrung Magyarszék 3 (Abb. 20) durchgeteuft. In der Basis wird hier eine 10 m mächtige Abfolge von Mergel, Tonmergel, schluffigem Mergel gelagert mit dominierend grünlich-grauer Färbung und vielen Molluskenschalen-Bruchstücken.

Im Untersuchungsgebiet erreicht die Mächtigkeit der Formation etwa 40–70 m.

Peremartoner Hauptgruppe

Diese räumlich begrenzte Ausbildungsgruppe ist teils im nördlichen Vorland, im Ligeter Becken, teils im südlichen Vorland, in der Nähe von Kővágószőlős bekannt.

In der Bohrung Liget 14 kann eine Wechsellagerung von Tonmergel von hohem Kalkgehalt und grünlich-grauem Sandstein beobachtet werden. Im südlichen Vorland wurde von Á. JÁMBOR (1967a) in zwei Aufschlüssen, östlich von dem Kővágószőlőser Verbindungswegs im Jahre 1967 während der Aufnahme des Kartenblattes Kővágószőlős 1:10 000 eine Wechsellagerung von grauen Ton-, Sand- und dünnen Schotterschichten beobachtet. Das letztere Vorkommen enthält auch gröbere Gerölle, in einigen von denen können für das Campan des Mecsekgebirges typische Bruchstücke der Muschel-Lumascellen von *Myophoria costata* ZENK. nachgewiesen werden.

In einer beträchtlicheren Mächtigkeit sind die Ablagerungen der Peremartoner Hauptgruppe weiter vom Untersuchungsgebiet entfernt ausgebildet.

Die Resultate der mineralogisch-lithologischen und chemischen Untersuchungen der miozänen Bildungen

In den vergangenen Jahren wurden zahlreiche Untersuchungen an jungen Sedimenten des Westlichen Mecsekgebirges in den Laboratorien der Ungarischen Geologischen Anstalt und des Staatlichen Geologischen Forschungs- und Bohrunternehmens durchgeführt.

Die vorliegende Übersicht wird die Resultate zusammenfassen, die eine wichtige Rolle bei der lithostratigraphischen Charakterisierung der Sedimente spielen. Es wurden dabei auch diejenigen Angaben verwendet, welche die in den vergangenen Jahren durchgeführ-

ten Untersuchungen ergaben. Unter ihnen befinden sich sowohl die publizierten (Á. JÁMBOR—J. SZABÓ 1961), als auch die in der Datensammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt zugänglichen Daten.

Die Untersuchungen habe ich entsprechend der im vorigen Kapitel verfolgten Formations- und Gliedeinteilung gruppiert.

Szászvárer Formation

Kárászér Glied

Anlässlich der Aufnahmen wurden die Ablagerungen dieses Gliedes weder in Aufschlüssen, noch in Bohrungen angetroffen, so stehen keine Resultate von laboratorien Untersuchungen der genannten Schichten zur Verfügung.

Mázaer Glied

Es stehen mehrere Resultate der Laboruntersuchungen der Ablagerungen dieses Gliedes sowohl von Tagebau-Aufschlüssen, als auch von Bohrproben zur Verfügung. Die grobklastischen Ausbildungen wurden 1961 von Á. JÁMBOR und J. SZABÓ einer ausführlichen Untersuchung unterzogen, wobei Korngrösse, Morphologie und Material erkundet wurden (Abb. 21). Hinsichtlich dieser Eigenschaften lieferten unsere Untersuchungen keine neuen Daten.

Die seit 1978 durchgeführten Untersuchungen beziehen sich in erster Linie auf die feinerkörnigen Sedimente. Die Veränderungen in der Korngrösse spiegeln die Untersuchungskurven der Abb. 1., 2. anschaulich wider.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrößen an Hand von 41 Analysen zeigt folgende Verteilung:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 22,9 | Sand | 39,0 |
| Schluff | 37,5 | Kies | 0,6 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt an Hand von 41 Analysen beträgt 10,51%.

Auf Grund der Derivatographuntersuchungen, die an ganz feinkörnigen Sedimenten durchgeführt wurden, können im Gesteinsmaterial in erster Linie die Tonminerale der Illit-Montmorillonit-Gruppe mit gemischter Gitterstruktur, seltener (überwiegend im Falle der Proben, die auch Tuffmaterial führen) Montmorillonit, weniger Muskovit, Quarz, 5–20% Calcit und gelegentlich Limonit nachgewiesen werden.

Auf Grund der mikromineralogischen Untersuchungen einiger Proben ist das Material grundsätzlich aus metamorphen, untergeordnet aus magmatischen Mineralien zusammengesetzt. Die am häufigsten auftretenden Schwerminerale sind in Reihenfolge ihrer Häufigkeit Folgende: Epidot, Granat, Magnetit, braunes Turmalin, Titanit, Disthen, Staurolith, Biotit (überwiegend matt) und Rutil. Unter den Leichtmineralien ist Quarz am häufigsten verbreitet, daneben enthält das Material viel metamorphes Gesteinsschutt und Orthoklas mit weniger Mikroklin und Plagioklas.

Zufolge der Untersuchungen der Abrundung mit der MIHÁLTZ-Methode ist der Typ 2. unter den Sandkörnchen dominierend (60–80%), der K-Index schwankt zwischen 1,7–1,9.

Einige Proben wurden speziellen Untersuchungen unterzogen. Die Resultate der chemischen Analyse des zwischen 72,3–75,0 m auftretenden Schluffes in der Kartierungsbohrung Bakóca 4 sind in der nachfolgenden Tabelle dargestellt (%):

| | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------|------|
| SiO ₂ | 44,15 | Na ₂ O | 0,31 |
| TiO ₂ | 0,25 | K ₂ O | 1,91 |
| Al ₂ O ₃ | 14,66 | +H ₂ O | 4,78 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,06 | –H ₂ O | 8,68 |

| | | | |
|-----|-------|-------------------------------|------|
| FeO | 0,5 | P ₂ O ₅ | 0,0 |
| MnO | 0,18 | SO ₃ | 0,16 |
| MgO | 2,72 | CO ₂ | 7,25 |
| CaO | 10,92 | | |

Mecseknádasder Glied

Im Rahmen der Laboruntersuchungen des vorliegenden Gliedes wurde überwiegend die Korngrösse und der Karbonatgehalt erkundet. Die Resultate der Untersuchungen der grobklastischen Bildungen bezüglich der Zusammensetzung der Gerölle wird wieder nach Á. JÁMBOR und J. SZABÓ (1961a) dargestellt (Abb. 22).

Die im Zuge der Neuaufnahme durchgeführten Untersuchungen beziehen sich meistens auf die feiner-körnigen Sedimente. Die Diagramme, die die Veränderungen der Korngrösse in den einzelnen Bohrungen schildern, wurden bei der lithologischen Beschreibung im vorangehenden Kapitel angegeben (Abb. 3—5). Auf Grund dieser Angaben und der Resultate der Laboruntersuchungen anderer Bohrungen wird der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen an Hand von 578 Analysen das folgende Bild zeigen:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 25,9 | Sand | 37,7 |
| Schluff | 35,7 | Kies | 0,7 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt an Hand von 580 Analysen 17,7%.

Durch Derivatographuntersuchungen wurde das Vorhandensein von Illit, Montmorillonit, Quarz, Calcit (+Dolomit), Limonit, Pyrit und organischem Material nachgewiesen, in vereinzelt Proben waren auch Chlorit und Kaolinit aufzufinden.

An einigen feinerkörnigen Proben wurden chemische Vollanalysen vorgenommen. Die Resultate zeigt die folgende Tabelle (in Gewichtprozenten):

| | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------------------|------|
| SiO ₂ | 63,4 | Na ₂ O | 0,78 |
| TiO ₂ | 0,32 | K ₂ O | 1,46 |
| Al ₂ O ₃ | 14,71 | +H ₂ O | 5,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,12 | -H ₂ O | 5,0 |
| FeO | 0,44 | P ₂ O ₅ | 0,02 |
| MnO | 0,0 | SO ₃ | 0,36 |
| MgO | 1,26 | CO ₂ | 0,0 |
| CaO | 1,46 | | |

Die mikromineralogischen Untersuchungen wiesen unter den Schwermineralien das Dominieren von Epidot, Limonit, Granat und braunem Turmalin, unter den Leichtmineralien das Vorherrschen von Quarz, Muskovit, Mikroklin, Biotit und metamorphen Gesteinsschuttkörnern nach.

Gyulakeszier Formation

Keine der in vergangenen Jahren niedergebrachten Bohrungen hat die Bildungen dieser Formation erreicht. Die 1964 durchgeführte Bohrung Tekeres 1 ist für die Kennzeichnung dieser Ablagerungen auch nicht geeignet, weil dieses Material keinen laboratorien Untersuchungen unterzogen wurde.

Keresztúrer Formation

Bezüglich der Ablagerungen dieser Formation stehen — obwohl sie nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen räumlich ziemlich begrenzt sind — viele laboratorien Untersuchungen zur Verfügung. Das ist in erster Linie einer, stellenweise mehreren Schichten die-

ser Sedimente zu verdanken, die radiologisch aktive Materialien enthalten. Grundsätzlich sind die Daten der Kartierungsbohrung Almáskeresztúr 2 am meisten charakteristisch, aber die Ergebnisse der in der Umgebung von Dinnyeberki durchgeteufte flacheren Bohrungen können gleichermaßen verwendet werden.

Auf Grund der Untersuchungen der Korngrößenverteilung an Hand von 174 Analysen zeigt der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngruppen das folgende Bild:

| | | | |
|---------|------|-----------------------|------|
| Ton | 11,9 | Sand | 69,9 |
| Schluff | 13,5 | Kies (Gesteinsschutt) | 4,7 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt ist sehr gering und beträgt nur 0,48%.

Die Derivatographuntersuchungen (in Einklang mit den Röntgenanalysen, dem grossen Anteil der tuffhaltigen Materialien entsprechend, die einen hohen Prozentsatz in diesen Sedimenten aufweisen) haben vor allem das Vorhandensein von Illit, Montmorillonit, Quarz, Kaolinit, Gesteinsglas, stellenweise wenig Limonit und Pyrit nachgewiesen.

(Einige feinerkörnigen Proben wurden auch chemischen Untersuchungen und Spektralanalyse unterzogen, der Prozentsatz der verschiedenen Verbindungen wird in der nächsten Tabelle geschildert.

| | | | |
|--------------------------------|------|-------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 70,3 | Na ₂ O | 1,12 |
| TiO ₂ | 0,38 | K ₂ O | 4,39 |
| Al ₂ O ₃ | 12,7 | +H ₂ O | 2,62 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,4 | -H ₂ O | 2,61 |
| FeO | 1,3 | P ₂ O ₅ | 0,023 |
| MnO | 0,4 | SO ₃ | 0,08 |
| MgO | 0,5 | CO ₂ | 0,34 |
| CaO | 1,05 | | |

Resultate der Spektralanalyse (in ppm):

| | | | |
|----|-----|----|-----|
| Ag | 0,1 | Ni | 30 |
| As | — | Pb | 65 |
| B | 30 | Sb | 65 |
| Ba | 800 | Sc | — |
| Be | 8 | Sn | 6 |
| Bi | 16 | Sr | 500 |
| Co | 10 | Te | — |
| Cr | 60 | Ti | — |
| Cu | 12 | V | 75 |
| Ga | 13 | W | 100 |
| In | — | Zn | 80 |
| La | — | Zr | 900 |
| Mo | 6 | Y | 80 |
| Mn | 200 | | |

Budafaer Formation

Pécsvárader Glied

Die Ausbildungen dieses Gliedes sind für eine ausführliche mineralogisch-lithologische Untersuchung, einerseits wegen der Mächtigkeitsverhältnisse, andererseits infolge der Gesteinsausbildung nicht geeignet. Die stellenweise vorhandenen lockeren Zwischenschaltungen sind nicht ganz typisch, die verfestigten Sandsteine, bzw. Konglomerate können daneben nur fast ausschliesslich in Dünnschliffen untersucht werden.

Die Resultate der an einigen losen Proben durchgeführten Untersuchungen zeigen grosse Ähnlichkeit mit den Ablagerungen des Komlóer Gliedes, die später behandelt wer-

den: die Ursache dieser Erscheinung hängt mit dem gemeinsamen, fließenden lateralen und vertikalen Ineinandergreifen der beiden Glieder zusammen.

Anhand Untersuchungen der Korngrößenverteilung kann das Material der feinkörnigen Zwischenlagen als toniger Schluff betrachtet werden (46,3% Schluff; 38,6% Ton) mit niedrigem (15,1%) Sandgehalt. Der durchschnittliche Karbonatgehalt ist hoch, er beträgt 53,6%. Die Derivatographuntersuchungen haben das Vorhandensein von Muskovit, Illit, Montmorillonit, Calcit, Dolomit und organischem Material nachgewiesen. Den Untersuchungen der Dünnschliffe zufolge ist das Bindemittel der Sandstein- und Konglomeratschichten durch mikrokristallines Calcit vertreten. Dementsprechend wird auch unter den Sand- und Kiesfraktionen das (zumeist karbonatisches) Gesteinschuttmaterial der benachbarten Berggebiete überwiegen, mit untergeordnetem Quarzgehalt und mit einigen allochemischen Mengteilen.

Komlóer Glied

Die Bildungen dieses Gliedes sind räumlich ausgedehnt. Es ist in erster Linie den vielen Bohrungen zu verdanken, dass sich mineralogisch-lithologischen Gegebenheiten dieses Gliedes den guten Aufschlussverhältnissen zufolge ausführlich untersuchen lassen. Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrößengruppen laut Resultaten von 813 durchgeführten Korngrößenanalysen wird in der nachstehenden Tabelle geschildert.

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 30,5 | Sand | 27,9 |
| Schluff | 39,3 | Kies | 2,3 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 16,94%.

Natürlich spiegeln diese Durchschnittswerte die Wirklichkeit nicht ganz richtig wider: Im westlichen und mittleren Teilen des Gebietes, wo fluvialer Materialtransport am längsten überwog, kann in Einzelfällen sogar in einigen Bohrprofilen ein Kiesgehalt von 21% nachgewiesen werden. Im mittleren Teil des Gebietes, im Übergangsbereich der Stillwassersedimente zu fluvialen Ablagerungen wird der Ton-, Schluff und Sandgehalt fast gleichmässig sein (Strukturforschungsbohrung XIV; 136 Analysen: 26,8%, 33,9% bzw. 39,1%). Im Beckeninneren, in der Umgebung von Orfú und Mecsekrákos steigt der Ton- und Schluffgehalt gemeinsam auf 90%. Ein guter Zusammenhang kann zwischen der Kornzusammensetzung und dem Karbonatgehalt nachgewiesen werden, weil von einigen Ausnahmen abgesehen, der Zuwachs feinerkörniger Komponente mit der Zunahme des Karbonatgehalts zusammenfällt. Die höchsten Karbonatwerte von ungefähr 50% wurden in den Bohrungen in Orfú und Bános gemessen.

Als Ergebnis der Untersuchungen der Abrundung mit der MIHÁLTZ-Methode, ähnelt die Gestalt der Körnchen am meisten der Form der weniger gerundeten, fluvial transportierten Typen. Der Durchschnittswert des K-Indexes beträgt 1,88; der Prozentgehalt des Typs 1 liegt bei 18,0%, der des Typs 2 bei 75,6%, der des Typs 3 bei 6,4% und gutgerundete Körnchen des Typs 4 kommen nur in einer Probe vor, mit einem winzigen Gehalt von 0,4%.

Die mineralogische Zusammensetzung (die im Falle der gröberklastischen Ausbildungen durch mikromineralogische, bei den tonigen Ausbildungen durch derivatographische Messungen bestimmt wurden) ähnelt dem Material des unterlagernden Mecseknádasder Gliedes: unter den Schwermineralien sind Magnetit-Ilmenit, Granat, Epidot, Disthen und Turmalin vorherrschend, während unter den Leichtmineralien neben dem dominierenden Quarz (ungefähr 70%) Muskovit, Feldspat und verwitterter metamorpher Gesteinschutt überwiegen. Die Derivatographuntersuchungen haben in erster Linie Tonmineralien des Typs Illit-Montmorillonit mit gemischter Gitterstruktur, weniger Kaolinit, Quarz, Muskovit, vereinzelt Limonit, Pyrit, organisches Material, Calcit und untergeordnet Dolomit

nachgewiesen. In der Bohrung Orfú 23, die lagunäre Ablagerungsverhältnisse beweist, konnte auch eine geringe Menge von Gips ermittelt werden.

Die chemische Vollanalyse und die informativen Spektralanalysen, denen die feinkörnigen Ablagerungen unterzogen wurden, ergaben keinen wesentlichen Unterschied im Vergleich zu den Durchschnittswerten der Erdkruste, obwohl das Fehlen der Karbonatkomponenten bemerkenswert ist.

Der durchschnittliche Prozentsatz der chemischen Verbindungen ist wie folgt (in Gewichtprozenten):

| | | | |
|--------------------------------|--------|-------------------------------|------|
| SiO ₂ | 62,50 | Na ₂ O | 0,19 |
| TiO ₂ | 0,02 | K ₂ O | 0,74 |
| Al ₂ O ₃ | 16,53 | +H ₂ O | 5,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,70 | -H ₂ O | 3,82 |
| FeO | 0,37 | P ₂ O ₅ | 0,10 |
| MnO | Spuren | SO ₃ | 0,11 |
| CaO | 1,19 | CO ₂ | 0,00 |
| MgO | 1,75 | | |

Die informative Spektralanalyse wies auf keine wesentliche Anreicherung irgendeines Elementes hin, den Untersuchungen zufolge stiegen nur das B (50 ppm), das Cr (50 ppm), das Cu (20 ppm), das Ga (5 ppm), das Mn (400 ppm), das Ni (25 ppm), das Pb (50 ppm), das V (250 ppm) und das Zr (200 ppm) die Wahrnehmungsschwelle über.

Mánfaer Glied

Das Glied kann mit dem Überwiegen von gröberklastischen Bildungen gekennzeichnet werden. Die Ursache dieser Tatsache liegt darin, dass diese Bildungen teils in einem Flussdelta, teils in Seeküstengebieten abgelagert wurden. In erster Linie muss der hohe Sandgehalt hervorgehoben werden. Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Fraktionen wird anhand von 106 Analysen in der nächsten Tabelle geschildert.

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 18,1 | Sand | 61,0 |
| Schluff | 26,4 | Kies | 4,5 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 7,93%.

Die Gerölle der gröberkörnigen Komponente sind gut gerundet, gut geschliffen, die durchschnittlichen Abrundungswerte weisen auf Grund der Untersuchungen der Sandkörnchen mit der MIHÁLTZ-Methode auf fluviatilen Transport in:

| | |
|-------|-------|
| Typ 1 | 16,5% |
| Typ 2 | 74,9% |
| Typ 3 | 8,6% |
| Typ 4 | 0,0% |

Der K-Index beträgt 1,92.

Die mikromineralogischen Untersuchungen weisen vor allem auf aus metamorphen Gesteinen aufgebauten Abtragungsbereich: Magnetit, Ilmenit, Epidot, Granat, Turmalin, Biotit, Zirkon und Rutil treten als die häufigsten Schwerminerale auf, während neben dem dominierenden Quarz Muskovit, Biotit und metamorphe Gesteinsschuttkörnchen unter den Leichtmineralien kennzeichnend sind.

Nach den, von Á. JÁMBOR und J. SZABÓ durchgeführten Untersuchungen (Abb. 23) überwiegen in den grobklastischen Bildungen Serizitschiefer und Sandsteine des Karbon, dann folgen Sandsteine und Metamorphite der oberen Trias; der gemeinsame Anteil von Graniten, metamorphem Gesteinsschutt und Quarz unter den Körnchen steigt 30% über.

Die Derivatographuntersuchungen der feinkörnigen Sedimente wiesen das Vorhandensein von Limonit, Muskovit, Illit, Montmorillonit, Calcit, Dolomit, Quarz, wenigem Pyrit und Chlorit nach.

Einige Proben wurden chemischer Vollanalyse unterzogen, der Prozentsatz der verschiedenen Komponente wird in der nachfolgenden Tabelle geschildert:

| | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------------------|-----|
| SiO ₂ | 69,9 | Na ₂ O | 1,9 |
| TiO ₂ | 0,45 | K ₂ O | 1,2 |
| Al ₂ O ₃ | 11,45 | +H ₂ O | 3,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,6 | -H ₂ O | 1,8 |
| FeO | 1,9 | P ₂ O ₅ | 0,4 |
| MnO | 0,05 | SO ₃ | 0,5 |
| MgO | 2,21 | CO ₂ | 0,9 |
| CaO | 2,10 | | |

Den Resultaten der Spektralanalyse zufolge treten das Ba und das Sr in verhältnismässig grosser Menge auf, andere hervorspringende Werte sind nicht verzeichnet worden. Die Durchschnittswerte in ppm:

| | | | |
|----|------|----|------|
| B | 140 | Nb | 25 |
| Ba | 1600 | Ni | 30 |
| Be | 2 | Pb | 60 |
| Cr | 60 | Sc | 15 |
| Co | 3 | Sr | 1200 |
| Cu | 60 | V | 180 |
| Ga | 30 | Zr | 1450 |
| La | 25 | Y | 15 |
| Mn | 850 | | |

Fóter Formation

Mecsekjánoser Glied

Es gab lediglich einige Aufschlüsse dieses räumlich ziemlich begrenzten Gliedes, die für lithologische Untersuchungen geeignete Materialien lieferten. Dem Regressionscharakter entsprechend wird diese Sedimentgruppe an grobklastischen Materialien reicher, als die unterlagernden Schichten. Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngruppen an Hand von 4 Analysen:

| | |
|---------|------|
| Ton | 23,7 |
| Schluff | 33,3 |
| Sand | 43,0 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 28,2%.

Nach den Derivatographuntersuchungen treten in den feinkörnigen Sedimenten Illit, Montmorillonit, Muskovit, Calcit (mit Mg-Gehalt) und Limonit auf.

Tarer Formation

Die Formation bildet einen wichtigen Horizont in der miozänen Schichtfolge, weshalb, ihrer Bedeutung entsprechend, wurde sie verhältnismässig gründlicheren Untersuchungen unterzogen. Es muss erwähnt werden, dass der Tuffaustrieb im Gebiet nicht auf eine Periode beschränkt wurde, sondern mit kürzeren und längeren Unterbrechungen vor sich ging, in denen fluviale Sedimentzwischenlagerung einsetzte. Das letztere wird teils damit bewiesen, dass sich in verschiedenen Profilen Tuffschichten in mehreren Lagen übereinander befinden und teils mit der Tatsache, dass sich die Tuffe zwischen den Sedimenten verschiedener Formationen und Glieder lagerten.

Ihre Korngrößenverteilung zeigt ein ausgeglichenes Bild; die Ton- und Sandfraktionen sind nahezu gleichmässig vertreten, während der Schluffgehalt dominiert.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen ergibt an Hand von 25 Analysen:

| | |
|---------|------|
| Ton | 29,8 |
| Schluff | 43,6 |
| Sand | 26,6 |

Der (teilweise epigene) Karbonatgehalt beträgt durchschnittlich 1,08%.

Die Derivatographuntersuchungen wiesen normalerweise hohen Tonmineraliengehalt an, mit dem Vorherrschen von Montmorillonit. Weniger Illit, vereinzelt Kaolinit, Zeolit, stellenweise Muskovit, Quarz, in Einzelfällen Pyrit, Calcit und gewöhnlich ein sehr hoher Gehalt von Gesteinsglas können im Material beobachtet werden.

Die chemische Zusammensetzung der Tuffe zeigt eine gut nachweisbare Übereinstimmung mit den Resultaten der an den Dazituffen des Östlichen Mecsekgebirges durchgeführten analogen Untersuchungen. Die durchschnittlichen Prozentwerte der Resultate der an 26 Proben durchgeführten chemischen Vollanalysen werden in der folgenden Tabelle gegeben (in Klammern stehen die Extremwerte).

| | | |
|--------------------------------|------|---------------------|
| SiO ₂ | 56,2 | (76,3; 22,5) |
| TiO ₂ | 0,2 | (0,8; 0,0) |
| Al ₂ O ₃ | 16,0 | (21,9; 4,7) |
| Fe ₂ O ₃ | 2,8 | (4,9; 0,2) |
| FeO | 1,0 | (2,6; 0,1) |
| MnO | 0,1 | (0,2; 0,0) |
| MgO | 1,8 | (4,2; 0,1) |
| CaO | 3,3 | (33,8; 0,8; Tuffit) |
| Na ₂ O | 1,9 | (6,0; 0,3) |
| K ₂ O | 2,0 | (4,4; 0,5) |
| +H ₂ O | 5,6 | (7,5; 2,6) |
| -H ₂ O | 7,6 | (15,6; 0,4) |
| P ₂ O ₅ | 0,1 | (0,3; 0,0) |
| SO ₃ | 0,1 | (0,6; 0,0) |
| CO ₂ | 1,4 | (27,3; 0,0; Tuffit) |

Auf Grund der Resultate der Spektralanalysen sind nur 12 Spurenelemente in den Bildungen der Formation aufzufinden, die in fast jeden Proben nachgewiesen werden können. Diese sind (mit ihren durchschnittlichen ppm) die Folgenden:

| | | | |
|----|-----|----|------|
| B | 60 | Mn | 500 |
| Ba | 660 | Ni | 16 |
| Be | 2 | Pb | 70 |
| Cr | 20 | Sr | 450 |
| Cu | 20 | V | 100 |
| Ga | 10 | Zr | 1000 |

Ausser den oben aufgezählten Elementen konnten in wenigen Proben in geringer Menge Ag, As, Co, Ln, Mo, Sc, Zn und Y nachgewiesen werden.

Tekereser Formation

Die grosse Zahl der Laboruntersuchungen, denen die Sedimente dieser Formation unterzogen wurden (295 untersuchte Proben) ermöglicht ganz gute Schätzungen der verschiedenen Parameter; die Untersuchungen wurden in der Ausstrichszone der Ablagerungen an lateral und vertikal gleichmässig verstreut genommenen Proben durchgeführt; durch mehrere Bohrungen wurden die unterlagernden Gesteine erreicht, so entsprechen die Durchschnittswerte fast der typischen Zusammensetzung.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen beträgt:

| | |
|---------|------|
| Ton | 33,7 |
| Schluff | 44,5 |
| Sand | 21,8 |

Dementsprechend kann das Gestein im Durchschnitt als toniger Schluff eingestuft werden, obwohl es erwähnt werden muss, dass die tatsächliche Zusammensetzung der Sedimente von dem oben bezeichneten natürlich abweicht, stellenweise wird die Ausbildung sandiger (in der Umgebung von Kishajmás), anderswo wird sie toniger (Barátúr).

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 26,2% und schwankt zwischen den Werten von 66,85% und 0,84%.

Den Derivatographuntersuchungen zufolge sind die hauptsächlichsten, thermisch aktiven Bestandteile durch Illit, Montmorillonit, Muskovit, Chlorit, organisches Material, Pyrit, Calcit, Dolomit, Siderit und Quarz vertreten.

Die mikromineralogischen Untersuchungen, denen die Proben mit erhöhtem Sandgehalt unterzogen wurden, weisen auf häufiges Überwiegen von magmatischen Mineralien. Die ausgeprägtesten Schwermineralien sind durch Biotit, Hornblende, Magnetit, Ägirin und Oxyamphibol vertreten. Es gibt auch eine bemerkenswerte Menge von metamorphen Mineralien, unter denen das metamorphe Chlorit vorherrscht. In vielen Proben sind Limonit und Steinkohlekörnchen zu beobachten.

Die Durchschnittswerte der Untersuchungen der Kornabrundung der sandigeren Proben nach der MIHÁLTZ-Methode sind die Folgenden:

| | |
|-------|-------|
| Typ 1 | 17,0% |
| Typ 2 | 77,9% |
| Typ 3 | 4,8% |
| Typ 4 | 0,3% |

Der K-Index beträgt 1,88.

Die chemischen Untersuchungen einiger Proben ergaben folgende Durchschnittswerte (in Gewichtprozenten):

| | | | |
|--------------------------------|-------|-------------------------------|------|
| SiO ₂ | 56,27 | Na ₂ O | 1,66 |
| TiO ₂ | 0,44 | K ₂ O | 2,84 |
| Al ₂ O ₃ | 10,48 | +H ₂ O | 4,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,72 | -H ₂ O | 2,79 |
| FeO | 2,02 | P ₂ O ₅ | 0,25 |
| MnO | 0,07 | SO ₃ | 1,50 |
| MgO | 1,12 | CO ₂ | 5,98 |
| CaO | 8,40 | | |

Pécsszabolcser Formation

Die Bildungen der Formation enthalten von Osten nach Westen immer weniger Bindemittel, sie werden immer lockerer. Im Osten des Gebietes trugen vor allem Dünnschliffanalyse, während im Westen die für lockere Sedimente angewendeten Untersuchungsmethoden zur Aufklärung der mineralogisch-lithologischen Verhältnisse der Ablagerungen bei.

Bezüglich der Korngrösse ist ein ziemlich ausgeglichenes Sand-Schluff Verhältnis zu beobachten, Kieshorizonte sind lediglich in der Kartierungsbohrung Almáskeresztúr 2 aufzufinden. Ein guter Zusammenhang kann auch zwischen der Korngrösse und dem Karbonatgehalt nachgewiesen werden, weil der niedrigere Sandgehalt normalerweise mit erhöhtem Karbonatgehalt zusammenhängt.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen an Hand von 78 Untersuchungen:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 22,8 | Sand | 39,0 |
| Schluff | 37,8 | Kies | 0,4 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 15,27%, die Extremwerte sind 0,14% und 29,99%.

Die Durchschnittswerte der Untersuchungen der Abrundung sind an Hand einiger Analysen wie folgt (in Gewichtprozenten):

| | |
|-------|------|
| Typ 1 | 14,1 |
| Typ 2 | 80,2 |
| Typ 3 | 5,7 |
| Typ 4 | 0,0 |

Der K-Index beträgt 1,89.

Aufgrund der mikromineralogischen Untersuchungen und Dünnschliffanalysen stammt ein Teil der Mineralien aus magmatischen und metamorphen Abtragungsgebieten, doch gibt es eine beträchtliche Menge von lokal gebildeten Karbonaten, die teils als klastischer Mengteil (Biocalcit), teils als Bindemittel zu beobachten sind.

Die Derivatographuntersuchungen wiesen gleichweise eine grosse Menge von Karbonaten (vor allem Calcit, weniger Dolomit), weniger Tonminerale der Illit-Montmorillonit-Gruppe, Muskovit und in Einzelfällen wenig organisches Material nach.

Szilágyer Formation

Es handelt sich um eine sehr schlecht aufgeschlossene Bildungsgruppe, aus der nur 12 Proben genommen werden konnten. Die Untersuchungen dieser Proben haben folgende Resultate gebracht.

Bezüglich der Korngrösse ist ein sehr geringer Sandgehalt kennzeichnend. Neben verhältnismässig hohem Karbonatgehalt ist die Schluff-Fraktion dominierend.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen ergibt:

| | |
|---------|------|
| Ton | 32,5 |
| Schluff | 66,2 |
| Sand | 1,3 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 21,17%.

Die Derivatographuntersuchungen haben das Vorhandensein von Illit, Muskovit, Montmorillonit, Calcit, Siderit, Dolomit, Limonit, Quarz, Pyrit und organisches Material nachgewiesen.

Tinnyeer und Kozárder Formationen

Es handelt sich um verhältnismässig schlecht aufgeschlossene Vorkommen des Sarmat. Auf Grund der drei Bohrungen, die sie durchteuften, lohnt es sich sie zusammen zu behandeln, weil die geringe Zahl der Daten eine ausführlichere Auswertung unmöglich macht.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrössengruppen der Lockersedimente ergibt:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 32,7 | Sand | 21,8 |
| Schluff | 45,4 | Kies | 0,1 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 28,69%, ein Teil davon ist als Bindemittel, der andere als klastischer Mengteil vertreten.

Die Derivatographuntersuchungen wiesen verhältnismässig wenige Mineralien nach. Illit, Montmorillonit, Muskovit, Calcit sind vorherrschend mit dem Auftreten organischer Materialien in den hochmarinen Bildungen.

Peremartoner Hauptgruppe

Über die Bildungen dieser Formation stehen im vorliegenden Gebiet keine Untersuchungsergebnisse zu unserer Verfügung.

Die geologischen Verhältnisse der pannonischen Schichtfolge

Grosse Teile des Untersuchungsgebietes werden von pannonischen Ablagerungen überdeckt. Überall lagern sie diskordant die unterlagernden Schichten über und ihre verschiedene Ausbildungstypen können einfach unterschieden werden. Die ganze Schichtserie kann in die Transdanubische Hauptgruppe eingestuft werden, aber auf Grund der zur Verfügung stehenden Daten war es nicht möglich, diese Serie auf verschiedene Formationen zu untergliedern.

Bei der Bezeichnung und Untersuchung der Eigenschaften der vorliegenden Schichtgruppe habe ich — neben meinen eigenen Erfahrungen und Ergebnissen — als grundsätzliches Quellenwerk die 1973 veröffentlichte Monographie von B. KLEB über die pannonischen Bildungen des Mecsekgebirges verwendet.

Drei hauptsächliche Ausbildungstypen sind im Untersuchungsgebiet zu unterscheiden. Der erste fasst die Ablagerungen des unmittelbaren Streifens in Küstennähe und der Küstenlinie, der zweite die Ausbildungen von mehr geschlossenen Stillwassergebiete des Sedimentationsbeckens, der dritte die von Randgebieten weit entfernten, und für das ganze Gebiet von Transdanubien charakteristischen Sedimente in sich.

Die Ausbildungen der Abrasionsküste sind in der Umgebung von Pécs am besten zu untersuchen. Hier können ihre Bildungen in drei, voneinander einfach trennbaren Horizonten beobachtet werden. Die älteste Abrasionsbildung kann neben der Erdész-Strasse erkundet werden. Hier ist monomikttes, dunkelgraues, bituminöses, ausschliesslich aus anisichen Kalksteingeröllen bestehendes Konglomerat in Form von gelben, stark kalkigen Sanden und Sandsteinen aufzufinden. Die Gerölle weisen gute Abrundung auf und können ein Durchmesser von 20—30 cm erreichen. In einer um etwa 160 m niedrigerer Seehöhe wurde in der Bohrung Mat. 40 mit Fossilfunden bewiesenes oberpannonisches Konglomerat aufgeschlossen, dessen Gesteinsmaterial die Brocken von Migmatit, Phyllit, Sandsteinen des unteren Lias sowie Sand- und Kalksteine der unteren Trias enthalten. Feinerkörnige Sedimente der unmittelbaren Küstennähe wurden aus den Aufschlüssen der S-SÖ-Flanke des Makárer Berges beschrieben, hier sind die Ablagerungen des Küstenrandes durch gelbe, braunlich-gelbe, feinkörnige, limonitführende Sand- und Sandsteinschichten vertreten.

Das pannonische Basiskonglomerat ist auf der nördlichen Flanke des Gebirges ebenfalls vertreten (Taf. XXX).

Der zweite charakteristische Ausbildungstyp tritt in isolierten Flecken auf der Oberfläche des Grundgebirges auf. Diese Bildung kann man in der Bodolyabéer Mulde, auf dem Altberg (Öreghegy) zwischen Kishajmás und Kisbeszterce und in einigen Flecken zwischen Korpád und Hetvehely beobachten. Das hauptsächliche Kennzeichen dieser Bildung ist der Umstand dass sie in den, mit überwiegend karbonatischen Gesteinen umgebenen Becken, als Schichtfolge mit Vorherrschen von feinkörnigen Komponenten abgelagert wurde. Die typischen Bildungen sind durch Sandsteine, mergelige Schluffe und schluffige Mergel vertreten. Die miozänen Schichten diskordant übergreifender, gelber, mergeliger Schluff wird im Tafel XXXI dargestellt, eine ähnliche Ausbildung wurde auch in der Bohrung Korpád 9019 aufgeschlossen (Taf. XXIX und XXXII).

Der wesentliche Teil des Untersuchungsgebietes wird durch die Bildungen des dritten Typs eingenommen: die ausgeprägtesten und mächtigsten Sedimente des Oberpannons wurden vom Gebirgsrand weiter entfernt in einem verhältnismässigen Offenwassermilieu von unterschiedlicher Wassertiefe abgelagert. Der grösste Teil dieser Sedimente unterscheidet sich nicht von denen, die in ganz Südtransdanubien bekannt sind. Die hauptsächliche

Ausbildung wird durch gelben, hellbraunen, stellenweise limonitführenden, in Bohrungen grauen, feinkörnigen Sand bestimmt, der meistens von ungeschichteten, linsenförmig auftretenden Schluffen und Tonen zwischenlagert wird. Ungestörte Schichtenkörper treten selten auf, eher sind Gesteinsmischungen in veränderlichem Verhältnis der teilnehmenden Mengenteile kennzeichnend. Stellenweise können auch Zwischenlagen von Sandsteinen von beträchtlicher Mächtigkeit beobachtet werden (Taf. XXXIII). Unter den sedimentologischen Erscheinungen kommen Kreuzschichtung und auf bestimmte Turbulenz weisende Formen vor (Taf. XXXIV—XXXV). Die Ablagerungen sind im allgemeinen ruhig, nahezu flach geschichtet (Taf. XXXVI—XXXVII), aber stellenweise kann auch steileres Einfallen verzeichnet werden (Kisbeszterce, Taf. XXXVIII).

Eine Sonderausbildung ist durch den Quarzsand in der Umgebung von Bükkösd und Kán vertreten, deren Untersuchung von L. MOLDAVY (1955) und P. SZATMÁRI (1965) durchgeführt wurde und deren Ergebnisse auch B. KLEB (1973) darstellte, deshalb werde ich diese Schichten nicht eingehend behandeln.

Die typischen Ausbildungen des Pannon werden in den Abbildungen 24., 25., 26. vorgelegt, welche die Schichtfolge der Kartierungsbohrungen Szentlőrinc 1, Korpád 1 und Godisa 1 darstellen.

Die Resultate der laboratorialen Untersuchungen der pannonen Bildungen

Die verschiedenen Ausbildungstypen der räumlich ausgedehnten Sedimentgruppe konnten auf Grund zahlreichen Untersuchungen abgetrennt, bzw. gekennzeichnet werden. Vor allem standen die Korngrößenanalysen zu meiner Verfügung, deren Zahl (753) sogar eine statistische Auswertung ermöglichte. Daneben wurden Karbonatgehalt, die Abrundungsverhältnisse, mineralogische und in einigen Fällen chemische Zusammensetzung abgeschlossen.

Die Korngröße zeigt ein wesentliches Schwanken in Zusammenhang mit der Veränderung der Ablagerungsverhältnisse: die Extremwerte des Verhältnisses der verschiedenen Fraktionen sind die Folgenden: Sand 97,6% und 0,8%; Schluff 65,6% und 1,7%; Ton 41,6% und 1,6%. Der Anteil der vereinzelt vorkommenden Kiesfraktion schwankt zwischen 62,8% und 0,3%. Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngrößengruppen gestaltet sich folgend:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 25,8 | Sand | 34,0 |
| Schluff | 39,6 | Kies | 0,6 |

Der Karbonatgehalt zeigt auch ein beträchtliches Schwanken: stellenweise kommen neben völlig karbonatfreien Gesteinen auch Ablagerungen mit einem maximalen Karbonatgehalt von 58,3% vor. Der Durchschnittswert beträgt 10,78%.

Auf Grund der Erkundung der Gestalt der Sandkörnerchen mit der Miháltzschenschen Untersuchungsmethode gelangen wir zur Feststellung, dass der Durchschnittswert des K-Indexes — bei Extremwerten von 2,57 und 1,35 — 1,97 beträgt, und das bei den folgenden durchschnittlichen Prozentanteilen der verschiedenen Typen:

| | |
|-------|------|
| Typ 1 | 16,4 |
| Typ 2 | 70,5 |
| Typ 3 | 11,8 |
| Typ 4 | 1,3 |

Nach den mikromineralogischen Untersuchungen sind die vorherrschenden Schwermineralien durch Epidot, Disthen, Magnetit, Ilmenit, Turmalin, Antophyllit, Granat, Staurolith, Leukoxen, Titanit, Zoizit, Muskovit, Rutil und verschiedene Karbonatminerale vertreten. Unter den Leichtmineralien sind Quarz, verschiedene Feldspaten, Glaukonit und metamorpher Gesteinsschutt dominierend.

Durch Derivatographuntersuchungen wurden das Vorhandensein von Illit, Montmorillonit, Calcit, Quarz, Muskovit, Limonit, stellenweise Kaolinit, Pyrit, Siderit, organisches Material und Dolomit nachgewiesen.

Aufgrund unvollständiger chemischer Analysen kann man feststellen, dass die so charakteristische „limonitartige“ Färbung, bzw. Äussere der Bildungen in keinem Zusammenhang mit hohem Eisengehalt steht: der durchschnittliche Fe_2O_3 -Gehalt der Sedimente beträgt lediglich 3,0%.

*Die wichtigsten Bildungen des Quartärs und die Resultate
der Gesteinsanalysen*

P l e i s t o z ä n

Der Charakter der im Laufe des Pleistozäns gebildeten Ablagerungen wird auch im Gebiet des Westlichen Mecsekgebirges vor allem durch die intrapannonen- und postpannonen Hebungen bestimmt, die auf ganz Transdanubien übergriffen hatten. Die infolge der vertikalen und lateralen Bewegungen hervorgerufenen morphologischen Unterschiede haben ganz am Anfang des Pleistozäns die Abtragungsprozesse eingesetzt und zu dieser Zeit erfolgte die Tieferlegung der Erosionstäler, grösstenteils in mesozoische und tertiäre Gesteine. Der Abtragung zufolge kam es zu gross- oder kleinräumigen Akkumulationen dieses Materiales, die ihrerseits durch entscheidende Wirkung von Wind, Wasser und Gravitationskraft weiter gestaltet wurden. Diese verschiedentlichen Bildungen sollen in nachfolgenden eingehender behandelt werden.

Toniger Schluff, Sandiger Schluff (Lössvarianten), Schluff (typisches Löss), Rotlehm. Die am weitesten verbreiteten und mächtigsten Ablagerungen des Pleistozäns sind durch den äolisch ausgebildeten Löss und seine Varianten — die verschiedenen „umgelagerten“ Formen, die aus Ton- und sandigen Schluff-Fractionen bestehen — vertreten.

Tatsächlich vollzog sich die Lössbildung während des ganzen Pleistozäns und der ganze Bereich wurde durch den Löss, den Unebenheiten der einstigen Landschaft entsprechend, mit unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt. Nach L. MOLDAVAY (1964a) wurde der älteste Löss in diesem Gebiet während des Mindel-Glazials gebildet, dessen nur umgestaltete, umgelagerte Abfolgen, vor allem in der Umgebung von Bükkösd, zurückgeblieben sind.

Diese „veralteten Löss“ sind im allgemeinen braunlich-gelbe Sedimente mit hohem Limonit-, Karbonat- und Tongehalt, ihr Schluffgehalt wird oft auf 30% reduziert. Sie erscheinen massig und zeigen eine harte, bröckelige Struktur und niedrige Porosität. Sie enthalten viele Kalkkonkretionen von unterschiedlicher Grösse und „Rasselsteine“ von Faustgrösse. Sie können als fossilarm bezeichnet werden, es gab keine Proben, die für Alters-, oder Faziesbestimmung geeignete Molluskengemeinschaft geliefert hätten.

Im südlichen Teil des Gebietes, westlich vom Nagyréter-Tal, das sich durch den Dorf Boda streicht, können im Löss Horizonte verfolgt werden, die vor dem Würm abgelagert worden sind und die von Rotlehm unterlagert worden waren. Letzteres greift auf fluviatilen Kies über.

Im Hangenden einiger älterer Lössserien, meistens an Hügelflanken und Hügelflanken kann man die typischen Löss der Würmperiode in ihren ursprünglichen Lagerungsverhältnissen beobachten. Seine trockenlandschaftliche Variante lässt sich, als ein hellgelbes, graulich-gelbes Sediment mit vielen Kalkadern und Kalkröhren bezeichnen. Das Material ist gut sortiert mit ausgeglichener Korngrössenverteilung. Unter den Mineralbestandteilen sind gut gerundete Quarz- und winzige Muskovitglimmerkörnchen sogar mit blossem Auge wahrzunehmen. Er ist ungeschichtet, wird durch Säulen und eine prismaartige Spaltung bezeichnet und manchmal zeigt er dünnplattige, sogenannte „frostblättrige“

Struktur. In seiner Molluskenfauna spielen die typischen Lössschnecken eine entscheidende Rolle.

Der Vertreter der feuchten Lösslandschaft des typischen Lösses der Würmperiode ist der sogenannte „Infusionslöss“, der auch weitverbreitet und in unterschiedlicher Mächtigkeit vorkommt. Aber er lässt sich von den leicht aufgearbeiteten, oder mehrmals umgelagerten Lössserien schwierig abgrenzen, weil sich die Korngrösse, die mineralogischen und physikalischen Eigenschaften dieser Varianten beinahe als identisch erweisen.

In der Mikrofaunengemeinschaft kommen überwiegend feuchtigkeitsbeständige, bzw. aquatische Arten vor, so können wir nicht darauf schliessen, ob es sich um schon ursprünglich ins Wasser geratene, oder nachträglich vom Wasser überflutete Ausbildung handelt.

Die makroskopische Charakteristik dieser Bildungen zeigt eine ausgesprochene Vielfältigkeit auf. Die Färbung ändert sich von gelblich-grau bis braunlich-gelb, in der Kornzusammensetzung wiegt normalerweise die Schluff-Fraktion mit unterschiedlichem Ton- und Feinsandgehalt über. Der Anteil von Sand- und Tonkomponenten wurde durch die Verhältnisse des Ausblasungs- bzw. Ablagerungsortes bestimmt. Ausgeprägte Dünnschichtung, eine verhältnismässig grosse Menge von Limonit und organischem Material und im allgemeinen reiche Fossilführung sind kennzeichnend. Den Ausbildungsverhältnissen entsprechend können sie in Würm, oder als jünger eingestuft werden. Die umgelagerten Lössserien kommen normalerweise in unmittelbarer Nähe des typischen Lösses, an Hügelflanken, an flacheren Hängen und in Hangrinnen vor.

Stellenweise können die typischen und umgelagerten Sedimentkörper vertikal und lateral ineinander verzahnt beobachtet werden. Eine interessante Tatsache haben die Untersuchungen der fossilen Bodenhorizonte und der umgelagerten Lössse dieser Vorkommen ermittelt. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass die Parameter der Lehmschichten des typischen Lösses und die umgelagerten Lössse grosse Ähnlichkeit aufzeigen.

Schotter, Sand, Sand mit Gesteinsschutt, sandiger Ton, Ton. Die Ströme haben während des Pleistozäns eine verhältnismässig geringe Rolle in der Sedimentbildung gespielt, weil sie in erster Linie zur Abtragung beitrugen; sie leisteten bei der Ausräumung des Gebietes Hilfe. Wo es Täler mit flachen, breiten Sohlen gab, bildeten sich Wiesenlehm, bzw. fluviale klastische Sedimente. Das gilt meistens für die nördlichen und westlichen Teile des Untersuchungsgebietes. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt höchstens einige m. Ausgeräut pleistozäne Sedimente wurden durch die Kartierungsbohrungen Almamelék 1, Cserd 1 und Mecsekpölöske 1 aufgeschlossen (Abb. 27, 28, 29).

Pleistozän, Holozän

Die Ablagerungsprozesse, die sich während des ganzen Quartärs vollzogen, haben solche Gesteinsserien zustandegebracht, deren Bildung im Pleistozän begann, aber sie setzte sich während des Holozäns fort, bzw. dauert noch heute. Zu solchen Bildungen gehören der grosse Teil der Hangsedimente, die Quellenkalke und verschiedene Lössvarianten, die ich in diesem Kapitel behandeln werde.

Als *Hangsedimente* gelten solche Bildungen, bei deren Entstehung die Wirkung der Gravitationskraft entscheidende Rolle spielte, so wurden sie durch mechanische Zerkleinerung gestaltet. Dementsprechend sind sie im Untersuchungsgebiet allgemein verbreitet, weil das Westliche Mecsekgebirge auch durch beträchtliche morphologische Unterschiede gekennzeichnet werden kann. Lithologisch können sie durch sehr verschiedenartige Zusammensetzung und wechselnde Korngrösse charakterisiert werden, die Zusammensetzung wird ausschliesslich durch die Umgebung bestimmt. Im allgemeinen tritt unsortiertes, ungerundetes Schuttmaterial der „gebirgsnahen“ Umgebung mit meistens tonigem, oder sandigem Bindemittel auf. Die hauptsächlichsten Gesteinstypen sind die Folgenden: *toniger Sand* (in den Bereichen der Tekereser und Szilágyer Formationen); *toniger Kies* (im Ablagerungsbereich der Szászvárer Formation); *toniger Gesteinsschutt* (im Ablagerungsbereich

der Pécsszabolcser und Kozárder Formationen). Das Material des Gesteinsschuttes ist den geologischen Verhältnissen des Abtragungsgebietes entsprechend durch permische Sandsteine, teils durch Trias-Kalksteine und Dolomite, teils durch miozänen Kies und pannonischen Sandstein vertreten.

Das Verbindungsmaterial wurde aus dem Verwitterung des ursprünglichen Gesteines, aus eingewaschenem Boden, oder tonigem Schluff gestaltet. Die Bildungen führen normalerweise keine Fossilien.

Die schönsten Aufschlüsse kann man an Steilhängen, Hügelflanken und an den oberen Talabschnitten finden. Die Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt höchstens 10 m.

Hinsichtlich der genetischen Verhältnisse gilt der *Quellenkalk* als eine einmalige Sonderausbildung, und obwohl er mit Höchstmächtigkeiten von lediglich 1—2 m und räumlich begrenzt auftritt, wurden jedoch zahlreiche seiner Vorkommen aufgeschlossen. Auch makroskopisch ist er sehr charakteristisch geprägt: er führt eine gelblich-graue Färbung, hohe Porosität, keine Schichtung; einige Varianten führen sogar Abdrücke von Makroflora. Es kommen Quellkalk vor, die nur 1—2 cm mächtige Krusten bilden, sie sind massiv und führen keine Fossilienabdrücke. Seine Ausbildung wird zum Vorhandensein karbonatreicher, wasserführender Gesteine geknüpft, deshalb sind seine Vorkommen in erster Linie in der Umgebung der Quellen aufzufinden, die von den Gesteinen, bzw. in der Nähe des mesozoischen, karbonatreichen Grundgebirges, meistens in der Umgebung von Abaliget und Szágy aufdrängen. Es gibt auch Quellenkalk, die an jüngere Karbonatsedimente geknüpft sind, meistens im Ausbreitungsgebiet der Tekereser und Pécsszabolcser Formationen. Die anschaulichsten Aufschlüsse sind im Tal der Rodio-Quelle in der Umgebung von Magyar-szék und in den Nebentälern des Tekereser-Tales aufzufinden.

Die „*umgelagerten Löss*“, deren Gliederung auf pleistozäne und holozäne Schichten weder mit faunistischen noch mit anderen Methoden gelöst werden konnte, haben wir in diesen breiten Zeitintervall eingestuft. Ihre mineralogische und lithologische Kennzeichen zeigen in groben Zügen eine gute Übereinstimmung mit den oben geschilderten pleistozänen Lössvarianten, aber bestimmte, ausschliesslich pleistozäne Merkmale können in ihnen nicht nachgewiesen werden, deshalb sind sie für eine genaue Altersbestimmung nicht geeignet.

Ihre hauptsächlichlichen Vorkommen werden durch tonigen Schluff, sandigen Schluff und Schluff mit Gesteinsschutt geprägt, denen sich nicht selten eine beträchtliche Menge einer dritten Komponente anschliesst. Die besten Aufschlüsse sind in der Umgebung von Tekeres zu beobachten, ihre Mächtigkeit steigt 5 m nie über.

Holozän

Den grössten Teil der Oberflächen-Sedimente macht die jüngste Gesteinsgruppe des Gebietes aus, die als Resultat natürlicher und künstlicher Prozesse zustande gekommen ist.

Die während des Pleistozäns herrschende Hebungstendenz setzte sich im Holozän fort. Dieser Prozess rief in den nördlichen Gebieten mit abwechslungsreicher Morphologie eine Tendenz zur Landschaftseinebnung hervor, die so durch Flächen- wie durch lineare Erosion zum Ausdruck kam, in den südlichen Gebieten hingegen führte es in der Nähe der Talsohlen zu mehr oder weniger beträchtlicher Akkumulation der Sedimente.

Diese Sedimente sind vertikal und lateral verhältnismässig geringfügig verbreitet, ihre Mächtigkeit beträgt höchstens 8 m. Den Ablagerungsverhältnissen entsprechend unterscheidet man zwischen den folgenden genetischen Typen: durch Gravitationswirkung geprägte Hangsedimente, durch fluviatilen Transport geprägte torrentielle Ablagerungen, Stromsedimente und manchmal Stock- und Stillwassersedimente.

Die holozänen Hangbildungen sind durch rezente Steinflüsse vertreten. Sie sind fast an allen Steilhängen anzutreffen. Ein ständiger Prozess von Materialzufuhr und Abtransport kann in diesen Bildungen beobachtet werden, das heisst, dass sie in ständiger Bewegung sind, oft ziehen sie sich über die Inflektionspunkte der Hänge hin. Im allgemeinen

sind sie von Körnchen und Gerölle verschiedenartiger Grösse und Abrundung zusammengesetzt, die immer aus den Gesteinen der unmittelbaren Umgebung stammen. Oft handelt es sich um monomiktigen Gesteinsschutt. Eine Tendenz für Sortierung kann man im Schuttmaterial beobachten, dementsprechend nimmt der Durchmesser der Gerölle vom Gebirgsrand nach oben ab. Es ist kein Bindemittel vorhanden, die Ablagerung führt keine Fossilien. Die besten Aufschlüsse kann man im Nagyboldogasszonyer-Tal in dem SÖ-Teil des Gebirges beobachten.

Die andere grosse Sedimentgruppe befindet sich in fluvialer Umgebung. In rezenten Stromtälern, im Unterlauf der energiereichen Ströme, wo sie das Flachland erreichen, entstehen die Schuttfächer von unterschiedlicher Mächtigkeit, gleicherweise mit ständigem Ablauf von Materialzufuhr und Abtransport. Infolge der ständigen Änderung der Wasserzufuhr werden die Sedimente immer unsortiert und verschiedenartig gerundet. Sowohl das Vorhandensein von frisch zerstückelten Gesteinsbrocken, als auch das Auftauchen durch mehrfache Umlagerung besser gerundeter Gerölle ist kennzeichnend. Die mineralogische Zusammensetzung wird auch durch den Abtragungsbereich bestimmt, aber abgesehen von Einzelfällen, handelt es sich um polymiktiges, den Hangsedimenten gegenüber mehr gemischtes und vielfach umgelagertes Material. Normalerweise kommen sie, als *sandiger Kies*, *toniger Gesteinsschutt* und *toniger Schluff* vor. Einer der schönsten Aufschlüsse ist in der Umgebung von Bükkösd, im Tal des Sormáser Stroms zu beobachten.

Räumlich begrenzte, geringmächtige Schichten von mässiger Bedeutung vertreten die Stockwassersedimente, die in flachen, oft überfluteten Gebieten abgelagert wurden. Hier wurde während der Diagenese des tonigen Schluffes und schluffigen Tons „Moorlehm“, oder „Wiesenlehm“ gebildet, deren Mächtigkeit ungefähr 1 m beträgt. Vor allem sind sie im südlichen Gebiet, in der Umgebung von Szentlőrinc aufzufinden.

Ähnliche Bildungen sind in der Umgebung, wo periodische Wasserströme die Oberfläche einer Geländestufe durchqueren, bzw. in eingeebneten Tälern zu beobachten.

Die andere grosse Gruppe der holozänen Sedimente machen die künstlich gebildeten Ablagerungen aus, die durch menschliche Eingriffe geprägt wurden. Dementsprechend kommen solche Ablagerungen in erster Linie in der Umgebung von besiedelten Regionen vor, doch sind zahlreiche ihrer Vorkommen auch ausser diesen Regionen bekannt.

In Städten, Dörfern und anderen bevölkerten Gebieten kommen vor allem bei Bauarbeiten und bei Anlagen von Kommunalwerken künstliche Verschüttungen, natürlich gebildete Gesteinsanhäufungen — Anlage von Stützmauern, Zisternen und Brunnen — und leider eine beträchtliche Menge von legal und illegal geschütteten Mülldeponien — vor allem verlassene Grubenhöfe — zustande.

Gleichmässig grosse Bedeutung hat die Anlage von Grubenhalden, die infolge des Abbaues verschiedener Rohstoffe die ganze Landschaft bestimmen. In erster Linie kann man in der Umgebung von Komló, Pécsbánya und Kővágószőlős gemischten Grubenschutt antreffen. Er ist aus unsortiertem permischem, jura- und miozänem Gesteinsschutt zusammengesetzt, oft mit Kunststoff-Materialien gemischt. Ihre Mächtigkeit kann 30—40 m erreichen, in diesem Fall wird das Material schon bemerkenswert verfestigt. Es wurde schon mit der Rekultivation der älteren Vorkommen begonnen.

Die Anhäufung des ungerundeten Gesteinsschutts von unterschiedlicher Korngrösse, der sich während des Steinabbaues als taub erwiesen hat, kann in geringerer Mächtigkeit, aber häufig beobachtet werden. Er ist meistens zu den Gebieten geknüpft, wo die Trias- und Miozän-Sedimente verbreitet wurden.

Hier muss die Existenz von künstlichen Seen bei Orfű erwähnt werden, die auf die Umgebung eine positive Wirkung ausüben und die, gleichzeitig als kleine Sedimentationsbecken gelten.

Das Gebiet hat eine archäologische Bedeutung; das künstlich angehäuften Gesteinsmaterial bei der Páloser Ruine gilt als eine Feldburg aus der Avarerzeit.

Einige typische Bildungen der pleistozänen und holozänen Sedimente sind in den Tafeln XXXIX und XL illustriert.

Vor der Darstellung der Resultate der laboratoralen Untersuchungen der quartären Sedimente muss man bemerken, dass dank der Tatsache, dass die Lössе und ihre Varianten im Untersuchungsgebiet am weitesten verbreitet sind und die besten Aufschlüsse aufweisen, wurde fast hundert Prozent der Analysen an diesen Sedimenten ausgeführt. Die Korngrössenanalysen zeugen davon, dass die Kiesvorkommen in erster Linie nur auf die Ebene der fluviatilen Sedimentbildung beschränkt sind (Bohrungen Dinnyeberki 18, Dinnyeberki 25, Kartierungsbohrungen Hetvehely 3, Szentkatalin 1, Oroszló 1). Der Schluffgehalt erreicht entscheidende Bedeutung, seine Extremwerte liegen bei 84% und 9,3%. Der Sandgehalt ist niedrig, mit Extremwerten von 78,3% und 0,3%, der maximale und minimale Tongehalt beträgt 43,8%, bzw. 11,1%.

Der durchschnittliche Prozentsatz der verschiedenen Korngruppen an Hand 912 Analysen:

| | | | |
|---------|------|------|------|
| Ton | 33,3 | Sand | 13,0 |
| Schluff | 53,6 | Kies | 0,1 |

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 5,57%, er kann ein beträchtliches Schwanken zwischen 59,19% und 0% zeigen.

Die Bedeutung der Wirkung des Windes spiegelt sich in den Kornabrundungsverhältnissen nicht wider:

| | |
|-------|-------|
| Typ 1 | 17,0% |
| Typ 2 | 62,8% |
| Typ 3 | 19,2% |
| Typ 4 | 1,0% |

Der K-Index beträgt 2,04.

Nach den Derivatographuntersuchungen sind in der mineralogischen Zusammensetzung die Mineralien Quarz, Muskovit, Limonit, Illit, Montmorillonit, Chlorit, Calcit und Dolomit vorherrschend.

Die Resultate der paläontologischen Untersuchungen der Sedimente des Untersuchungsgebietes; die Möglichkeiten und Schwierigkeiten der biostratigraphischen Gliederung

In diesem Kapitel werden die Untersuchungen und Feststellungen zusammengefasst, die sich auf die Fossilien beziehen, die während der 1978 eingesetzten Kartierung gesammelt wurden. Die Untersuchungen wurden von den Fachleuten der Ungarischen Geologischen Anstalt und des Komlóer Laboratoriums des Staatlichen Geologischen Forschungs- und Bohrunternehmens durchgeführt. Die Foraminiferen wurden von Frau I. KORECZ-LAKY und Frau K. KERNER-SÜMEGI, die Mikroflora von E. BODOR, J. BÓNA und Frau M. SÜTŐ-SZENTAI, die Ostracoden von A. KORECZ und M. SZÉLES, die Diatomeen von Frau M. OROSZ-HAJÓS, die Nannoplanktone von M. GÁL und A. NAGYMAROSI, die Mollusken von Frau M. BOHN-HAVAS, Frau M. KÖRPÁS-HÓDI und E. KRLOPP bestimmt, die Resultate dieser Untersuchungen werden in paläontologischen Tabellen angegeben.

Für die Fossilien ist es kennzeichnend, dass während sie in einigen Horizonten massenweise, mit grossem Arten- und Individuenreichtum auftreten (das Pollenmaterial des Komlóer Tonmergels, die Foraminiferen der Tekereser Formation), tauchte in anderen Gebieten ausser verkümmerten, nicht näher bestimmbareren Bruchstücken nichts auf (Szászvárer Formation, Mázaer Glied). Diese Tatsache bringt natürlich das grundsätzliche Problem der biostratigraphischen Gliederung auf: einige Serien können exakt eingestuft werden, während „die Lücken“ zwischen ihnen vom biostratigraphischen Gesichtspunkt nicht ausgefüllt werden können.

Foraminiferen. Entsprechend den Entstehungsverhältnissen der verschiedenen Ausbildungen im Untersuchungsgebiet erscheinen die Foraminiferen erst im oberen Abschnitt des mittleren Miozän. In den beigelegten Tabellen sammelten wir die Untersuchungsergebnisse nach verschiedenen Formationen zusammen, deren Untersuchung die Feststellung ermöglicht, dass die Foraminiferen in dem Mánfaer Glied der Budafaer Formation, in den Ablagerungen der Tekereseer Formation, ferner in den Fóter, Pécsszabolcser, Szilágyer, Kozárder und Tinnyeer Formationen anzutreffen sind.

Während der Untersuchung der Foraminiferen des Westlichen Mecsekgebirges wurden mehrere Stufen und Fazies in den miozänen Schichten von Frau I. KORECZ-LAKY getrennt.

In der Tabelle 1. wird das Verhältnis zwischen den im Östlichen Mecsekgebirge abgetrennten Foraminiferenstufen und den Formationen des Westlichen Mecsekgebirges dargestellt; unter den Planktonforaminiferen vertreten die nachgewiesenen Taxa die Zonen N7—N14.

Mikroflorenanalysen. Die Mikroflora der untersuchten Schichten gilt als die arten- und individuenreichste Fossiliengruppe des Westlichen Mecsekgebirges. Die Ablagerungsverhältnisse begünstigten in erster Linie die Anhäufung und die Erhaltung von palynologischen Materialien, dementsprechend tritt eine beträchtliche Menge von bestimmbareren Pollenmaterialien in zahlreichen, lithostratigraphisch umgrenzten Einheiten auf. Von der Szászvárer Formation bis zur Transdanubischen Hauptgruppe können zahlreiche stratigraphische Einheiten abgesondert werden, doch tritt in einem Teil der lithostratigraphischen Einheiten dasselbe Pollenmaterial auf.

Zu erwähnen ist, dass neuerdings in mehreren Publikationen über palynologische Untersuchung aus Südtransdanubien von paläogenen Ablagerungen berichtet wurde. Dementsprechend wurde seit 1982 von J. BÓNA in mehreren Bohrungen im Westlichen Mecsekgebirge paläogenes Pollenmaterial bestimmt, die nach seiner Auffassung eine autochtone Lage einnehmen. Diese Ergebnisse stammten in erster Linie aus den lithostratigraphisch in die Szászvárer Formation eingestufteten Ablagerungen. In einigen Fällen wurden auch solche Schichten als Paläogen bestimmt, die sogar makroskopisch als die Sedimente des Komlóer Tonmergelgliedes bestimmt werden können. Deswegen habe ich — bis neue Beweise zum Tageslicht kommen — bestimmte Vorbehalte hinsichtlich der paläogenen Daten.

In den beigelegten paläontologischen Tabellen habe ich die Ergebnisse der palynologischen Analysen nach verschiedenen Formationen zusammengefasst.

Die Verhältnisse zwischen den verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten und den neogenen palynologischen Zonen werden in der Tabelle 2. dargestellt.

Ostracodenuntersuchungen. Während der Kartierung haben wir nur in den Ablagerungen der Transdanubischen Hauptgruppe auf bestimmbare Ostracodenfauna gestossen. Sie hat uns ermöglicht die pannonischen Sedimente des Gebietes auf zwei Stufen zu trennen.

Die beigelegte paläontologische Tabelle enthält eine bestimmte Ostracodenfauna, auf Grund der Gliederung von M. SZÉLES (1985) kommt diese Fauna in den unteren und mittleren Teilen des Oberpannon (s.l.) vor, der obere Abschnitt konnte nirgends nachgewiesen werden.

Diatomeenuntersuchungen. Gegenüber den verhältnismässig reichen Diatomeeneinheiten des Östlichen Mecsekgebirges ist es uns lediglich in zwei Bildungen des Untersuchungsgebietes, und zwar im Mecsekjánoser Glied der Fóter Formation und in der Kozárder Formation gelungen, bestimmbare Diatomeenflora zu sammeln. Daneben kann ihre stratigraphische Bedeutung mit den Foraminiferen keineswegs verglichen werden, weil die überwiegende Mehrzahl der festgestellten Taxonen vor allem als fazieskennzeichnend gilt.

Unter den in der paläontologischen Tabelle dargestellten Florenelementen kommen keine bestimmte Leitfossilien vor, doch wird auf Grund Analogien die aus der Fóter For-

mation bestimmte Gruppe der vierten neogenen Diatomeenzone, ferner die Diatomeen der Kozárder Formation der siebenten Diatomeenzone zugeordnet.

Nannoplanktonuntersuchungen. Vom Gebiet des Westlichen Mecsekgebirges standen während der Auswertung nur Nannoplanktonanalysen von einigen Bohrungen zur Verfügung. Seit dem Bericht von A. NAGYMAROSI (1980) gelten die Bestimmungen von M. GÁL von den Kartierungsbohrungen Kishajmás 3 und Kovácsszénája 2 als neue Daten. Mit der Verwendung dieser Daten habe ich die paläontologische Tabelle zusammengestellt. Auf Grund dieser Analysen gehören diese Fossilien zu den Zonen NN5—6.

Molluskenuntersuchungen. Bezüglich der Makrofauna kann nichts anders festgestellt werden, als bei den anderen paläontologischen Gruppen: einige Zonen enthalten Fauna von bestimmbarer Menge und Qualität, andere können hingegen hinsichtlich der Makrofauna als steril bezeichnet werden.

Von den Ablagerungen des Mecseknádasder Gliedes der Szászvárer Formation, von den Pécsvárader und Komlóer Gliedern der Budafaer Formation kam in erster Linie eine, als Leitfossilie geltende Molluskenfauna zum Vorschein. Besser erhaltene und bestimmbarere Fauna enthielten die Sedimente des Mánfaer Gliedes, der Tekerereser, Pécsszabolcser, Szilágyer und Kozárder Formationen, der Transdanubischen Hauptgruppe und des Quartärs. Der wesentliche Teil dieser Faunen gilt auch eher als fazies-, und nicht als altersbestimmend, aber auf Grund von Analogien können sie gleichweise für die Bestimmung verschiedener Zonen verwendet werden. Die paläontologischen Tabellen stellen die bestimmten Faunenelemente nach Formationen (Gliedern) dar, aus denen es auch hervorkommt, dass die grossen stratigraphischen Abteilungen (Miozän, Pannon, Pleistozän) gut abgesondert werden können, während es innerhalb dieser Abteilungen schon zu wesentlichen Überdeckungen kommt.

Vereinzelte Daten. Während der Kartierung kamen noch ausser den oben geschilderten, mehr oder weniger bestimmbare Vertreter anderer stratigraphischer Einheiten zum Vorschein, die allerdings bis jetzt von Fachleuten keinen ausführlichen Untersuchungen unterzogen wurden.

Eine relativ grosse Menge von Makrofauna enthalten einige Schichten der Mecseknádasder, Komlóer, und Mánfaer Glieder, der Tekerereser Formation und der Transdanubischer Hauptgruppe. L. KORDOS hat 1981 im Ottnangien der Kartierungsbohrung Kán 9 Überreste von Kleinsäufern gefunden. In manchen Aufschlüssen der Pécsszabolcser Formation kann man eine grosse Menge von gut erhaltenen Echinoideenresten beobachten, die auch für Bestimmung geeignet sind, doch verfügen sie über geringe biostratigraphische Bedeutung.

Biostratigraphische Zusammenfassung

Die Tabelle 3. schildert die Verhältnisse zwischen den verschiedenen stratigraphischen Zonen und den paläontologischen Gruppen. Dieser Tabelle ist es leicht zu entnehmen, wie grosse Meinungsverschiedenheiten hinsichtlich der biostratigraphischen Gliederung herrschen; es gibt eine Menge stratigraphischer Zonen und Einheiten, deren Bestimmung sich mit biostratigraphischen Methoden als unmöglich erweist.

Vergleich der biostratigraphischen und lithostratigraphischen Gliederungen: chronostratigraphische Auswertung

Die Bezeichnung der lithostratigraphischen Einheiten und die Aufzählung der biostratigraphischen Daten verstärken die Tatsache, dass die gemeinsame, allgemeingültige Anwendung der zwei verschiedenen Gliederungen als unmöglich beurteilt werden muss. Die Ursache dieser Tatsache liegt einerseits in dem Gepräge der einzelnen geologischen

Bildungen, andererseits in der geringen Zahl der für paläontologische Bestimmung geeigneten Fossilien.

Hinsichtlich der Entstehung der Bildungen der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten stehen von verschiedenen Orten und geologischen Zeitabschnitten auf verschiedene paläogeographische Umwelt, auf unterschiedliche Transport- und Akkumulationsverhältnisse und auf verschiedenartige Ablagerungsorte hinweisende Daten zur Verfügung. Diese paläogeographischen Faktoren beeinflussen — mindestens teilweise — die Bedingungen der Anhäufung und Erhaltung der einzelnen Fossilien, bzw. Fossilengruppen. Die Analysen, bezüglich der Fauna und der Flora fassen ziemlich kurze Zeitabschnitte um, gleichzeitig muss man auf Grund der Mächtigkeit der Ablagerungen mit längeren Bildungsprozessen rechnen. Die Abb. 30 stellt die Korrelation der litho- und biostratigraphischen Daten und deren Verhältnisse zur chronostratigraphischen Einstufung dar. Zu dieser Korrelation habe ich die Tabelle von G. HÁMOR et al. vom Jahre 1985 verwendet. Leider standen keine radiometrischen Messergebnisse zu meiner Verfügung, so stellte ich die chronostratigraphische Skala auf Grund von Analogien und allgemein angenommenen Daten zusammen.

Nach der Untersuchung der Daten bezüglich der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten kann man die folgende Bilanz ziehen:

Die Szászvárer Formation ist vom Gesichtspunkt der Lithostratigraphie auf drei Stufen zu trennen. Die unteren zwei Glieder — die Kárászser, bzw. Mázaer Glieder — lassen sich auf Grund der Gesteinsserien komplizierter, das obere Mecseknádasder Glied hingegen eindeutig einstufen; die genannte Formation führt im Westlichen Mecsekgebirge eine geringe Zahl von Fossilien, auf Grund der palynologischen Untersuchungen kann nur das Alter und die Fazies des Mecseknádasder Gliedes bestimmt werden (Pollenzone 4), die vereinzelt vorkommenden Mollusken und Kleinsäugetierenreste ermöglichen lediglich eine Faziesbestimmung. Die Formation wird ins Eggenburgien und Ottningien eingestuft.

Die Bildungen der Gyulakeszier Formation sind im Untersuchungsgebiet ausschliesslich aus Bohrungen bekannt. Mit lithostratigraphischen Methoden lassen sie sich von den umgebenden Sedimenten eindeutig abgrenzen, doch können sie mit den Bildungen der Tarrer Formation makroskopisch leicht verwechselt werden. Diese Formation kann dem Grenzbereich Eggenburgien—Ottningien zugewiesen werden.

Die Keresztúrer Formation lässt sich mit lithostratigraphischen Methoden einfach von den Ablagerungen der Szászvárer, bzw. Budafaer Formationen trennen. Die lithostratigraphische Bedeutung der in dieser Formation auftretenden palynologischen Überreste ist gering, deshalb kann sie keiner bestimmten Zone zugeordnet werden, doch gibt es eine indirekte Angabe, indem die als P5 Pectinidenzone eingestufte Fauna in ihrem Hangenden auftritt.

Die Budafaer Formation besteht aus drei lithostratigraphisch abtrennbaren Gliedern (obwohl die Grenzlinie zwischen ihnen gegen Westen immer verschwommener wird). Die stratigraphische Bedeutung der Fossilien des Pécsváradder Gliedes ist gering, sie enthält eher faziesbestimmende Arten. Das Komlóer Glied kann palynologisch auf weitere Stufen gegliedert werden, die palynologischen Überreste gehören zur Pollenzone 5. Die vereinzelt vorkommenden Mollusken-, Fisch- und Pflanzenreste haben keine stratigraphische Bedeutung. Im Mánfaer Glied wird die biostratigraphische Stufe nunmehr durch Foraminiferen, Mollusken und Nannoplankton angezeigt: sie gelten als die N9 Plankton-Foraminiferenzone, die P5a Pectinidenzone und die NN4—5 Nannozone. Die Grenzlinie zwischen dem Karpat und dem Baden zieht sich durch die Formation hin.

Die Tekereseer Formation kann sowohl lithostratigraphisch, als auch biostratigraphisch bestimmt werden. Sie lagert sich zwischen den Budafaer und Szilágyer Formationen. Auf Grund von Foraminiferen-, Nannoplankton- und Molluskenangaben ist sie eindeutig den N7—N10 Foraminiferenzonen, den NN4—6 Nannozonen und der P5a Pectinidenzone zuzuweisen. Die Grenzlinie des Karpatien und Badeniens zieht sich durch die Bildungen der Formation hin.

Das Mecsekjánoser Glied der Fóter Formation lässt sich mit lithostratigraphischen Methoden von ihrem Hangenden und Liegenden abgrenzen, daneben nehmen nur die Foraminiferen und Diatomeen in der Gestaltung einer paläontologischen Einheit von biostratigraphischer Bedeutung teil. Doch liefern sie teilweise widersprüchliche Daten, da die Foraminiferen schon auf das Baden, während die D4 Zone der Diatomeen auf den unteren Abschnitt des Karpat hinweisen.

Die Bildungen der Tarer Formation können bezüglich ihres lithostratigraphischen Charakters nur mit der Gyulakeszier Formation verglichen werden, sie können sogar in Einzelfällen makroskopisch miteinander verwechselt werden.

Die Leithakalk- und Kalksandsteinserie der Pécsszabolcser Formation verfügen über gut trennbare lithostratigraphische Kennzeichen. Durch palynologische, Mollusken- und Foraminiferenanalysen konnte ihre biostratigraphische Lage eindeutig in den PN—6 Pollen-, N9—10 Foraminiferen- und P5a Pectinidenzonen festgestellt werden. Sie nimmt also eine mit dem Mánfaer Glied identische Position ein.

In den lithologisch leicht abtrennbaren Ablagerungen der Szilágyer Formation gibt es auch eine Möglichkeit für exakte biostratigraphische Einstufung. Auf Grund der Foraminiferen gehört sie zur Zone N11—12, palynologische Untersuchungen ordneten sie der PN—8 Zone zu, während sie die Pectinidenzonation in die P5b Zone einstuft. Diese Zonen gehören zu den oberen Abfolgen des Baden; wenn wir für die untere Grenze des oberen Badeniens 15 Millionen Jahre annehmen, müssen wir die Schichten der vorliegenden Formation für jünger als diese Grenze betrachten.

Auch zu erwähnen ist die Frage des Fehlens, oder des Vorhandenseins der Schichten der Fertőrákos Formation. Mit lithostratigraphischen Methoden kann sie nicht nachgewiesen werden, allerdings ist es uns gelungen, zwei, mit der Foraminiferenfauna des Oberbadens und Sarmat gekennzeichnete Proben von dieser Formation zu nehmen. Die Formation hat eine sehr beschränkte Ausdehnung, gleichzeitig ist es nicht auszuschliessen, dass sie durch ausführlichste paläontologische Untersuchungen auch in anderen Gebieten nachgewiesen werden könnte.

Die Bildungen der Kozárder und Tinnyeer Formationen sind in erster Linie auf Grund biostratigraphischer Methoden von der Pécsszabolcser (Fertőrákos?), bzw. Szilágyer Formationen abzutrennen. Doch zeugt die Foraminiferen- und Molluskenfauna der ersten beiden eindeutig von ihrer Verschiedenheit: die Foraminiferen weisen die N13—N14 Zonen nach, während die Mollusken über die Fazies eines aussüsenden Ablagerungsbeckens berichten. Die Kozárder und Tinnyeer Formationen vertreten die unteren und mittleren Teile des Sarmat.

Die Peremartoner Hauptgruppe (die Abschlusserie des Miozäns) wird durch wenige Vorkommen vertreten, die keine biostratigraphisch verwendbaren Komponenten führen.

Die lithologisch eindeutig abtrennbare Bildungsgruppe der Transdanubischen Hauptgruppe lässt sich auf Grund der Ostracoden mit biostratigraphischen Methoden auf zwei Stufen gliedern, während ihre Molluskenfauna in erster Linie für verschiedene Faziesbereiche kennzeichnend ist. Das Pollenmaterial liess uns keine Möglichkeit für eine genauere Einstufung. Bezüglich ihres radiometrischen Alters verfügt man über keine Daten im Untersuchungsgebiet, konventionell wird ihr Alter zwischen 5,5 und 2 Millionen Jahren angegeben.

Die quartären Sedimente lassen sich sowohl auf Grund ihrer biostratigraphischen Kennzeichen, als auch an Hand des paläontologischen Fundmaterials von dem Liegende trennen. Doch hat der wesentliche Teil der Mollusken eher fazies-, als altersbestimmende Rolle, dementsprechend gibt es keine Möglichkeit für genauere Einstufung. Nach einer, als allgemein angenommen geltenden Auffassung wurde der grösste Teil der bisher aufgeschlossenen quartären Sedimente während Mindel- und Würm abgelagert.

IV. PALÄOGEOGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE, FAZIESANALYSEN

Die Veränderungen der paläomorphologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes

Zum Beginn der känozoischen Sedimentbildung kam es zur Verlandung des ganzen Untersuchungsgebietes. Südlich dieses Bereiches zog sich eine leicht erhöhte Hügel- und Schollengebirgslandschaft hin, während das Sedimentbecken selbst, teils als Flach-, teils als Hügellandschaft, oder als Pedimentfläche galt. Der NNO—Teil des Gebietes ist später ein Süßwasserablagerungsbecken geworden, während die Morphologie der Umgebung keine wesentliche Änderung erlitten hat. Während des Karpatien kam es schon zu Bewegungen: die paläo-mesozoische Hauptmasse des Gebirges bildete einen flachen Abtragungshintergrund, das einstige Ablagerungsbecken befand sich auf der Ebene der gegenwärtig in der Seehöhe von 350 m liegenden Schichten (höher als dieses Niveau sind keine Congerenschichten anzutreffen). Die schon früher als limnisches Ablagerungsgebiet geltendes Becken war auch weiter Beckenbereich geblieben, während im westlichen Teil des Gebietes die gegen Norden strömenden Gewässer die noch immer leicht herausragende, trockengelegene Altlandschaft zerschnitten.

Die sich im Karpatien eingesetzte Transgression verlief in einem morphologisch dem oben beschriebenen ähnlichen Gebiet: die Linie der Abrasionsküste zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Congerenschichten, aber die Relikte dieser Küstenlinie sind heute nur in der Seehöhe von ungefähr 250 m zu beobachten. Westlich vom Bükköder-Tal nehmen sie ein wenig niedrigere morphologische Lage, in der Seehöhe von ungefähr 180—200 m ein. Diese morphologische Situation war während des ganzen Badenien aufrechterhalten geblieben, doch zeugt die Ausdehnung der Ablagerungen des Sarmat und des unteren Pannon davon, dass zu diesen Zeiten viel grössere Gebiete trockengefallen waren.

Während der Ablagerung der Sedimente der Transdanubischer Hauptgruppe wurde der wesentliche Teil des Gebietes überflutet, davon sind die an der westlichen Flanke des Misina-Daches gegenwärtig in der Seehöhe von 370—390 m streichenden Abrasionsablagerungen Zeugen. Das Oberpannon liess immer weitere Gebiete der Landschaft trocken, während zum Beginn des Quartärs die Hauptzüge der morphologischen Verhältnisse dem heutigen Zustand entsprechend gestaltet waren, die flächenhafte Erosion hat während des Quartärs das endgültige Gepräge der gegenwärtigen Landschaft entwickelt.

Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse

In Zusammenhang mit den in vorangehendem Kapitel geschilderten Änderungen der morphologischen Situation kam es auch zu ständigen Änderungen der paläogeographischen Verhältnisse. Im folgenden wird die Paläogeographie des Untersuchungsgebietes, der in der Abbildung 30. geschilderten Situation entsprechend, stufenweise dargestellt.

Am Anfang der miozänen Sedimentbildung galt der wesentliche Teil des Bereiches als Trockengebiet, auf das die von Süden strömenden Flüsse ihre Sedimente ablagerten (Abb. 31). Es ist anzunehmen, dass diese Flüsse das Untersuchungsgebiet in der Umgebung des Árpádtető, bzw. des Bükköder Tales erreichten. Die Grenzlinie des Abtragungsbereiches

und der Akkumulationszone kann schätzungsweise zwischen Dinnyeberki—Hetvehely—Mecsekrákos gezogen werden. Nach Verfassers Auffassung zog sich in der Nähe des gegenwärtigen Austrittes der Trias ein Sperrdamm hin, das die sedimentbildenden Flüsse von beiden Seiten umgehen mussten. Gleichzeitig vollzog sich im Gebiet auch vulkanische Tätigkeit, deren Tuff- und Tuffitablagerungen mit den fluviatilen Sedimenten verzahnt erscheinen. Später kam es zur Absenkung des NÖ-Teiles des Gebietes, das zu einem Süßwassersedimentationsbecken geworden ist, wohin teils durch die fortan aktiven Flüsse transportierte Sedimente, teils moorige, Stockwasser- und limnische Serien abgelagert wurden. Kleinere Nebenbecken sind auch in den Randbereichen entstanden, in denen es zur geringfügigen Braunkohlebildung kam. Diese Lage wird in Abb. 32. geschildert.

Anfang des Karpat herrschten ähnliche paläogeographische Verhältnisse, obwohl sich die einzelnen Fazies besser abgrenzten. Die fluviatilen Sedimentbildung spielte noch immer eine wichtige Rolle; diese Ablagerungen sind in der Umgebung von Bükkösd, Hetvehely und Almáskeresztúr anzutreffen. Die Sedimente, die an der Mündung der Flüsse, die das Becken von SW und NO erreichen, abgelagert wurden, sind in der Umgebung von Mánfa, Barátúr, Hetvehely und Képespuszta ausgebildet.

Am Beckenrand, in der Küstenzone sind die Abrasionsbildungen des Pécsvárader Gliedes, im Beckeninneren dagegen die Ablagerungen des Komlóer Gliedes zustande gekommen (Abb. 33).

Im Bereich westlich vom Bükköser-Tal, in der Umgebung von Dinnyeberki und Almáskeresztúr fand terrestrische Sedimentbildung statt. Infolge der gleichzeitig eingesetzten Tufftätigkeit wurden Dazittuff und Tuffit in die Schichten des Komlóer Gliedes und der Keresztúr Formation eingeschaltet. Auf die infolge der fortsetzenden Senkung des Untergrundes eingesetzten marinen Ablagerungsverhältnisse weist zunächst das Auftauchen von marinen Einschaltungen im Komlóer Glied, später sind in den Beckengebieten die Tekereser Formation, in den Randbereichen die foraminiferenführenden Schichten des Mánfaer Gliedes abgelagert worden. In dem N—NÖ—Teil des Gebietes kam es am Ende des Karpat zu einer kleineren Regression; das Mecsekjánoser Glied der Fóter Formation ist in der Bodolyabéer Mulde und weiter östlich nachgewiesen worden. Die Transgression erfolgte in Richtung W—NW, das auch damit bestätigt wurde, dass die Fauna des Baden im Westlichen Mecsekgebirge schon in der Budafaer Formation erscheint, während sie im Östlichen Mecsekgebirge noch nicht nachgewiesen werden konnte.

Während des Badenien kam es zur Stabilisation der marinen Ablagerungsverhältnisse. An den Randbereichen wurden gleichzeitig die Leithakalke der Pécsszabolcser Formation und die Schlierserie der Tekereser Formation gebildet (Abb. 34). Es ist nicht auszuschliessen, dass die Leithakalke der Bodolyabéer Mulde keine Randbildungen sind, sondern müssen als Kliffablagerungen eines Inselmeeres angesehen werden — diese Situation wird in unserer Abbildung geschildert.

Die typischen Braunkohlenlagerstätten des Östlichen Mecsekgebirges sind im Westlichen Mecsekgebirge nicht ausgebildet worden. Der obere Teil des Badenien wird in den Randbereichen durch die Fertőrákos Formation (?), während im Beckeninneren durch die Schichten der Szilágyer Formation vertreten, das die Stabilisation der marinen Ablagerungsverhältnisse bestätigt (Abb. 35).

Im Sarmat herrschten weiterhin den oben ausgeführten ähnliche Ablagerungsverhältnisse: in Rand- und Flachmeergebieten sind die — stellenweise das aufgearbeitete Material des liegenden Leithakalkes führenden — Grobkalksteine der Tinnye Formation, in hochmarinen Gebieten die Tonmergel der Kozárder Formation zu beobachten. Da die unterpannonischen Sedimente eine räumlich sehr begrenzte Verbreitung aufweisen und in gleichem Milieu mit den Ablagerungen des Sarmat gebildet wurden, sind ihre paläogeographischen Verhältnisse in der gleichen Abbildung dargestellt (Abb. 36).

Zum Oberpannon kam es zur Änderung der paläogeographischen Lage: weitere grosse Gebiete wurden vom Meer überflutet, wobei die Salinität dieses Meeres ständig abnahm. Die Bildungen der Abrasionsküste sind sowohl im südlichen, als auch im westlichen

Vorland des Gebirges zu beobachten, während die auf unterschiedliche Wassertiefe hinweisenden Sedimente der flachen Küste im westlichen und nördlichen Vorland des Gebirges — stellenweise mit einer eigenartigen Quarzsandschicht gekennzeichnet — aufzufinden sind (Abb. 37).

Am Ende des mittleren Zeitabschnittes des Oberpannon hob sich das Gebiet heraus. Im Laufe des Quartärs kam es schon zur typischen terrestrischen Sedimentbildung, die in der Ablagerung von Hangschutt und fluviatilen Sedimenten, Lössen und Quellschichten, schliesslich von durch menschliche Einflüsse geprägten und gemischte Zusammensetzung aufweisenden Verschüttungen zum Ausdruck kam.

Faziesverhältnisse

Neben den auf die verschiedenen Fazies hinweisenden Daten, die im Laufe der Kartierung gewonnen wurden, besitzen die in den vorliegenden Bildungen vorgefundenen Fossilien eine beträchtliche Menge von die Faziesverhältnisse bestimmenden Merkmalen. Die systematische Einstufung und die Bestimmung der auf die Bildungsweise hinweisenden Merkmale dieser Fossilien wurde von den Fachleuten, die die laboratorien Untersuchungen durchführten, erläutert. Häufig reichen aber die paläontologischen Angaben allein nicht für fazielle Bestimmungen aus, deshalb wurde eine andere Methode ausgewählt: durch die Modifizierung der von B. K. SAHU (1974) entwickelten und angewendeten Methode der statistischen Auswertung der Resultate der Korngrössenanalysen wurden die klastischen Sedimente der einzelnen Formationen in verschiedene, auf Grund der Untersuchungen von rezenten Ablagerungen aufgestellte Faziesbereiche eingestuft.

Die Anwendung der Methode von B. K. SAHU in Faziesanalysen; die Möglichkeit der Anwendung der Methode von SAHU für die Faziesanalyse von Bohrproben

Durch analytische Auswertung von mehreren Hunderten von Korngrössenanalysen in der Südtransdanubischen Abteilung der Ungarischen Geologischen Anstalt bei unveränderter Verwendung der Richtlinien des Diagramms von SAHU und seiner Rechenmethoden sind die sogenannten Faziesfelder, die auch bei der Untersuchung der jungen Ablagerungen des Westlichen Mecsekgebirges verwendet wurden, zustande gekommen. In nachfolgenden werden die Resultate der Korngrössenanalysen bezüglich der einzelnen Formationen ausgelegt und geschildert. Zunächst werden die Durchschnittswerte der Korngrösse der verschiedenen Formationen (Abb. 38) verglichen, ferner die Faziesdiagramme dargestellt.

Die in nachfolgenden dargelegten Faziesdiagramme werden zur Rekonstruktion der paläogeographischen Lage und der Faziesverhältnisse verwendet. Durch kurze Erklärungen der einzelnen Diagramme strebte ich an, die im nächsten Kapitel darzustellenden Auffassungen mit konkreten Daten zu unterstützen. Die Zahl der zu einzelnen Diagrammen gehörenden Daten sind unter dem Namen der Formation angegeben.

Die Punkte des von 41 Daten zusammengestellten Diagramms des Mázaer Gliedes der Szászvárer Formation (Abb. 39) liegen überwiegend im fluviatilen Faziesfeld, eine grössere Dichte werden sie im Bereich der Kornmengen von niedrigerem Energieanspruch aufzeigen. Das bestätigt die Tatsache, dass die untersuchten Proben von Gebieten genommen wurden, die von der einstigen Stromlinie weiter entfernt liegen und werden einen bestimmten Übergang zu den Stockwasserablagerungsverhältnissen vertreten. Die oben geschilderten Daten weisen höchstwahrscheinlich auf rhythmischen Sedimenttransport hin.

Die Proben aus dem Mecseknádasder Glied der Szászvárer Formation (Abb. 40) stellen eine ähnliche Verteilung dar, obwohl der Prozentsatz der im fluviatilen Faziesfeld gele-

genen Punkte niedriger ist. Die Analyse der einzelnen Datenserien lässt darauf schliessen, dass obwohl die Stockwassersedimente vorherrschen, können manchmal auch fluviatile Einschaltungen wahrgenommen werden. Die übrigen Ablagerungsverhältnisse werden zur Verschiebung der konzentrierten Zonen links (stillere Gewässer), bzw. rechts (Transportmittel mit höherer Energie) führen.

Eine Sonderlage wird das Faziesdiagramm der Keresztúr Formation unter den anderen Diagrammen einnehmen (Abb. 41). In diesem Diagramm haben sich Punkte von mindestens drei Faziesfelder zusammengedrängt: die höchste Energie für den Transport benötigendes, grobklastisches Material vertritt die Hangsedimente, ferner sind die leicht feinerkörnigen Ablagerungen unter fluviatilen, während die stellenweise auftretenden Toneinschaltungen unter Stockwasser-, oder mässigen Strömungsverhältnissen zustande gekommen.

Das Faziesdiagramm des Komlóer Gliedes der Budafaer Formation (Abb. 42) zeigt dem Mecseknádasder Glied ähnliche Lage, obwohl die Resultate eine grössere Streuung zeigen. Die Mehrzahl der Punkte liegt auch im Bereich der Stillwasser-, oder mässiger Strömungsverhältnisse, aber die stellenweise auftretenden fluviatilen Einschaltungen können im Diagramm auch nachgewiesen werden.

Die verhältnismässig spärlichen Daten des Mánfaer Gliedes zeigen eine grössere Verdichtung im Grenzbereich der Stillwasser- und fluviatilen Fazies (Abb. 43); es gibt nur eine geringe Zahl auf fluviatilen Transport verweisender Daten.

Das Faziesdiagramm der Seriengruppe der Tarer Formation (Abb. 44) spiegelt eine Sonderlage wider: einerseits gibt es eine Verdichtung der auf intensivere Bewegung des Transportmittels verweisenden Daten, andererseits lässt sich im Feld des niedrigeren Energieniveaus auch eine Verdichtung erkennen, letzteres verweist wahrscheinlich auf die Folgen der Residuelverwitterung.

Die Abbildung 45 stellt die im Laufe der Bildung der Tekereseer Formation herrschenden Verhältnisse dar.

Die wenigen Daten der Péccszabolcser Formation (Abb. 46) zeigen verhältnismässig starke Streuung auf, obwohl sich die Tatsache vom Diagramm durchaus erkennen lässt, dass die erwähnte Formation unter mit intensiverer Wasserbewegung gekennzeichneten Verhältnissen zustandekam, als die anderen Schichten.

Das zusammenfassende Faziesdiagramm der Kozárder und Tinnyeer Formationen (Abb. 47) lässt infolge der geringen Zahl der vorliegenden Daten keine Folgerungen zu.

Die grösste Streuung unter allen Faziesdiagrammen ist auf dem die Bildungen der Transdanubischen Hauptgruppe darstellenden Diagramm zu beobachten (Abb. 48). Ihre Ursache liegt in der zu dieser Zeit gemeinsamen Entwicklung von sehr verschiedenartigen Ablagerungen; ausser den hochmarinen Bildungen kamen auch Küsten- und Lagunenfazies zustande.

Das Faziesdiagramm der quartären Sedimente (Abb. 49) schildert vor allem eine Verdichtung, die dem Felde des Lösses entspricht. Das hängt in erster Linie damit zusammen, dass der Löss und seine Varianten in quartären Ablagerungen die weiteste laterale und vertikale Verbreitung aufzeigen.

Auf Grund des Vergleiches der Faziesdiagramme ist es festzustellen, dass die Resultate dieser Methode in erster Linie nur Informationscharakter besitzen und ohne Einbeziehung anderer Methoden nur für approximative Faziesanalysen angewendet werden können.

Die Anwendungsmöglichkeit der oben geschilderten Methode der Faziesanalysen wurde auch an Bohrproben erkundet. Leider führte aber die ständige und als Funktion der Tiefe geltende Schilderung der X—Y Werte der einzelnen Proben stellenweise zur Bildung eines chaotischen Liniennetzes, dem die Unauswertbarkeit den Wert der vorhandenen Information vernichtet hat.

*Die Beziehung der Fazies- und paläogeographischen Verhältnisse
mit den Ablagerungen von vergleichbarem Alter des Östlichen Mecsekgebirges
und weiter gelegener Gebiete*

Die Untersuchung der Fazies- und paläogeographischen Verhältnisse weist darauf hin, dass die scharfe Trennung des östlichen und westlichen Teiles des Gebirges an Hand der im Laufe des Känozoikums nachgewiesenen Vorgänge nicht begründet ist. Die nachweisbaren Unterschiede in der Entstehungsgeschichte des als eine Einheit betrachteten Gebirges sind in erster Linie zu zeitlichen Faktoren der erdgeschichtlichen Ereignisse geknüpft, natürlich kam es zu bestimmten Unterschieden auch infolge der Verschiedenheiten der morphologischen Lage und der tektonischen Entwicklung, letztere haben aber keine solche Bedeutung, wie der Unterschied zwischen dem südlichen Vorland und dem nördlichen Teil des Gebirges.

Im Laufe des Eggenburgien und Ottmangien vollzog sich sowohl in Westlichem, als auch in Östlichem Mecsekgebirge terrestrische Sedimentbildung, den Abtragungshinterland dazu kann man im Bereich der Umgebung des heutigen Villányer-Gebirges annehmen. Diese, auf terrestrische Sedimentbildung weisenden Spuren können im Bereich Südtransdanubiens in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen werden, natürlich bei unterschiedlicher lithologischer Zusammensetzung.

Die im Laufe des Karpatien entstehenden unterschiedlichen Ablagerungsverhältnisse sind so im Östlichen wie im Westlichen Mecsekgebirge zu beobachten; einen bestimmten Unterschied vertritt die terrestrische Abfolge der Keresztúr Formation, die im östlichen Teil des Gebirges nicht ausgebildet wurde. In Südtransdanubien sind im grössten Teil der Bohrungen vor allem hochmarine Sedimente zu beobachten, neben den Bildungen des Komlóer Gliedes sind stellenweise die dem Mánfaer Glied entsprechenden Deltaschichten ausgebildet. Die Regression am Ende des Karpat griff gleichweise auf die östlichen und nördlichen Bereiche über (obwohl sie auf das Westliche Mecsekgebirge eine schwächere Wirkung ausübte), in anderen Gebieten Südtransdanubiens gibt es keine Hinweise auf diese Ablagerungen.

Die marinen Ablagerungsverhältnisse des Baden verbreiteten sich auf den ganzen Bereich Südtransdanubiens. Den Daten der Bohrungen zufolge wurden Leithakalke in den Flachwasserregionen mit Inselmeercharakter und Tonmergel in Tiefwasserbereichen gebildet. Diese Situation lässt sich in der Nähe der einstigen Küstenlinie (im Bereich des Gebirges) gut erkennen und die verschiedenen Gesteine können hier nicht nur aufeinander, sondern auch nebeneinander beobachtet werden.

Auf den regressiven Charakter des mittleren Teiles des Baden hinweisende Daten sind nur vom Östlichen Mecsekgebirge bekannt.

Die Ablagerungsverhältnisse des Sarmat sind mit dem Baden vergleichbar; diese, auf Grund der Bohrungen bestätigte Feststellung gilt praktisch auf das ganze Gebiet Südtransdanubiens.

Unterpannonische Sedimente sind im Westlichen Mecsekgebirge räumlich begrenzt — wahrscheinlich zu dieser Zeit entstand der grösste Unterschied zwischen den Ablagerungsverhältnissen in den zwei Bereichen des Gebirges. Gleichzeitig sind die Bildungen der Peremartoner Hauptgruppe im Gebiet Südtransdanubiens beinahe allgemein verbreitet; sie greifen stellenweise transgressiv auf die Oberfläche der Sedimente des Sarmat über.

Die Sedimente des Oberpannon können im wesentlichen sowohl im westlichen wie in östlichen Teilen des Gebirges, als auch in Südtransdanubien, als einheitliche Ausbildung betrachtet werden. Die kleineren Unterschiede lassen sich nur durch den wenig verschiedenen Ablagerungsverhältnissen zufolge auftretende lokale, spezifische Bildungen bemerken — wie zum Beispiel der Quarzsand von Bükkösd. Im allgemeinen muss es aber im ganzen Gebiet mit der Aussüsung des Binnenmeeres, mit Oszillationsbewegungen und mit Aufschüttung gerechnet werden. Vom Gebirgsrand weiter entfernt kann man auch die Sedimente der oberen Serie des Oberpannon beobachten.

Bezüglich der quartären Ablagerungen in Südtransdanubien ist die Ausbildung von periglazialen Serien am meisten typisch; hinsichtlich der Ausdehnung und der Mächtigkeit gilt die Wirkung des Windes als bestimmender sedimentbildender Faktor (Löss und Flug-sand), daneben spielte die Gravitationswirkung auch eine bedeutende Rolle (Hangsedimente).

Die für die lithologische und altersmässige Einstufung wesentlichen vulkanischen Bildungen müssen in einem selbständigen Kapitel behandelt werden. Der sogenannte „untere Rhyolittuff“ (Gyulakeszier Formation) ist im Westlichen Mecsekgebirge und in seiner Umgebung, bzw. in den östlichen Gebieten Südtransdanubiens allgemein verbreitet und erreicht beträchtliche Mächtigkeit. Im Westlichen Mecsekgebirge sind nur seine Spuren (bzw. 1–2 m mächtige Einschaltungen) zu beobachten. Die geringe Mächtigkeit der höchstwahrscheinlich aus mehreren Ausbruchszentren stammenden Bildung im Westlichen Mecsekgebirge lässt auf einen vermutlich weit gelegenen Ausbruchsort schliessen.

Die Spuren der im Östlichen Mecsekgebirge Ende der Ottung verlaufenden andesitvulkanischen Tätigkeit konnten im Westlichen Mecsekgebirge nicht nachgewiesen werden. Das zeugt höchstwahrscheinlich davon, dass der überwiegende Anteil des Andesits als subvulkanischer Körper in die Sedimente eingedrungen war, deshalb wurde diese vulkanische Tätigkeit von keinem wesentlichen Tuffaustrieb begleitet. In Südtransdanubien kann die mächtige Andesitabfolge in der Umgebung von Mezőcsokonya als mit dem Mecseker Andesit gleichaltrig betrachtet werden.

Die obere Grenze des Karpat nachweisender „mittlere Rhyolittuff“ (Tarér Formation) kann im Westlichen ebenso wie im Östlichen Mecsekgebirge gleichmässig in beträchtlicher Verbreitung, obwohl in geringerer Mächtigkeit, als der „untere Rhyolittuff“ verfolgt werden. Die Ausbruchszentren kann man — in Zusammenhang mit der Abnahme der Mächtigkeitswerte von Süden nach Norden — im südlichen Vorland des Gebirges annehmen, obwohl auch mehrere, vom Gebirge nördlich gelegenen Ausbruchszentren auf Grund der im ganzen Gebiet Südtransdanubiens bekannten Schichtgruppen auch eine Alternative anbieten.

Der im Sarmat gebildete „obere Rhyolittuff“ (Galgavölgyer Formation) kann sowohl im Östlichen, als auch im Westlichen Mecsekgebirge (Kishajmás) nur in Spuren nachgewiesen werden, er ist nicht einmal im Gebiet Südtransdanubiens allgemein verbreitet.

Die Spuren der am Anfang des Pleistozäns eingesetzten basaltvulkanischen Tätigkeit konnten ausser dem Bärer Vorkommen nur in einigen Bohrungen nachgewiesen werden — nicht einmal diese konnte man im Westlichen Mecsekgebirge bisher entdecken.

V. TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Schwierigkeiten beim Registrieren von tektonischen Angaben

Die Ausbildungstypen der miozänen, bzw. pannonischen Serien ermöglichen nur das Registrieren einer geringen Zahl tektonischer Angaben. Im Falle mancher stratigraphischer Stufen stösst man sogar bei den Messungen der Einfallenswerte der Schichten an Schwierigkeiten. Um diese Hindernisse überwinden zu können, widmete Verfasser grössere Aufmerksamkeit den mikrotektonischen Erscheinungen, und führte eine statistische Untersuchung der Talrichtungen aus, die später ausgelegt wird.

In der Bohrung Magyarhertelend 2 kommen die Vertreter des Mecseknádasder Gliedes, mit den unterlagernden dolomitischen Kalksteinen, Überschiebungsflächen entlang, mehrmals wiederholt in Berührung.

In der Bohrung Bakóca 2 sind die miozänen und pannonischen Serien in gestörter Lage, stellenweise mit Einfallen von 80—90° zu beobachten.

In der Kartierungsbohrung Hetvehely 2 kommen die Serien des Karpat und die Trias-Dolomite einer Überschiebung entlang in Berührung.

In der Bohrung Kővágószőlős 1428 befinden sich die Ablagerungen des Karpat unter Perm- und Jura Sedimente tektonisch eingeklemmt.

Unter den Oberflächendaten können die ausgeprägtesten Erscheinungen in der Nähe der Bodolyabéer Mulde beobachtet werden. In der Mulde kann man die folgende Schichtfolge registrieren: Tekereseer Formation—Fóter Formation—Pécsszabolcser Formation—Tinnyeer Formation—Transdanubische Hauptgruppe. Die Sedimente zeigen auf der nördlichen Flanke ein Einfallen von 14—25°, auf der SW—S Flanke sind die Schichten auch gegen Nordosten, aber mit geringerem Einfallen gerichtet. In dieser Haupttendenz kann man auch geringe Schwankungen beobachten.

Das gegen Norden gerichtete, ungefähr 45° Einfallen der Schichten der Pécsszabolcser Formation in der Umgebung von Mecsekpölöske gab zum Beispiel gut anwendbare Daten in der Nähe der nördlichen Überschiebungszone an. Dieses Einfallen lässt sich fast dem ganzen nördlichen Gebirgsrand entlang verfolgen, doch lässt es sich nicht nur in den Schichten der Pécsszabolcser Formation, sondern auch in der Tekereseer Formation (nördlich von Kishajmás) und auch in der Szászvárer Formation (Bakóca) erkennen, sogar sind die Serien der Transdanubischen Hauptgruppe südlich von Kisbeszterce mit einem gegen Norden gerichteten 45° Einfallen zu beobachten.

Der überwiegende Anteil der mikrotektonischen Daten stammt auch aus den Ablagerungen, in denen auch einige tektonische Erscheinungen ans Tageslicht kommen. Einige lokale Dislokationen von geringer Bedeutung sind auf den Phototabellen dargestellt, die allerdings bei der statistischen Auswertung eine grössere Bedeutung erreichen können (Tabelle III.1, Tabelle XXIII.2, Tabelle XXXV.2, Tabelle XXXVII.1).

Statistische Analyse der Talrichtungen

Durch Verwendung der oben geschilderten geringen Anzahl von Untersuchungsdaten wäre es schwer, ein zuverlässiges Bild über die tektonischen Hauptzüge des Untersuchungsgebietes anzubieten. Für die Unterstützung der oben ausgeführten Auffassungen

und für die Feststellung der tektonischen Hauptrichtungen hat Verfasser versucht die Statistik der Talrichtungen und Tallängen anzuwenden. Die Resultate der auf der topographischen Karte zu 1:25 000 durchgeführten Ermessungen sind in Abb. 50 dargestellt; die Länge der Täler ist proportional zu der Länge der in ihrer Richtung gezogenen Geraden. Ich habe die Daten aller Täler, die länger, als 100 m sind, angegeben (doch nur deren, die im Gebiet der neogenen Schichten liegen).

Die Auswertung des Diagrammes erklärt mehrere Tatsachen. Auf alle Fälle kommt das unterschiedliche Verhältnis der östlichen und westlichen Flanken anschaulich zum Ausdruck. Von NO nach SW und von SO nach NW erstreckt sich eine beträchtlich grössere Menge von geringfügig längerer Täler. Diese Tatsache lässt sich teilweise mit dem orographischen Bau des Gebietes erklären, also damit, dass die am meisten herausgehobene topographische Einheit im Zentralbereich des östlichen Teiles des Gebietes zu finden ist — obwohl damit die grosse Zahl der von NO nach SW streichenden Täler in keinem Zusammenhang steht.

Auf Grund des Verhältnisses zwischen den Tallängen und Talbreiten muss die NO—SW Richtung auf alle Fälle als Hauptrichtung angesehen werden. Diese Richtung zeigt eine Übereinstimmung mit zahlreichen Hauptstrukturelementen und mit der das ganze Gebiet Südtransdanubiens bestimmenden tektonischen Linie. Geringe Unterschiede können natürlich nachgewiesen werden; die Talrichtungen allein sind zu einer exakten Darstellung der tektonischen Verhältnisse nicht ausreichend.

Die Altersbestimmung der Bewegungen, das Alter der einzelnen tektonischen Hauptrichtungen

Im Zuge der Darstellung der paläogeographischen Verhältnisse legte Verfasser schon die zwischen den einzelnen Teilgebieten vorhandenen Unterschiede aus. Die Ursache dieser Verschiedenheiten ist einerseits in isostatischen Bewegungen, andererseits in der tektonischen Entwicklungsweise zu suchen. Trotz der oben aufgezählten Schwierigkeiten wurde — mit Hilfe der eingehenden tektonischen Analyse von G. HÁMOR (1970) — der Versuch unternommen, die in Bezug auf das Alter und die Bedeutung der einzelnen tektonischen Hauptrichtungen hervorgebrachten Auffassungen in Folgenden zusammenzufassen:

Vor dem Auftakt der känozoischen Sedimentbildung sind zahlreiche, für den Aufbau des Gebirges wesentliche tektonische Elemente zustande gekommen. Zu dieser Zeit entstand der hauptsächlich Faltenbau der paläo- und mesozoischen Abfolgen und im Laufe der österreichisch-subvariszischen Phase kam es auch zur Entwicklung von Schuppenstrukturen. Demnach, schon während der Savischen Orogenese kam es zur Entstehung des grosstektonischen Baues, der für lange Zeit eine wichtige Rolle in der Bestimmung der Ablagerungsverhältnisse spielte: damals folgte die Aufhebung des südlichen und die Absenkung des nördlichen Vorlandes des Gebirges. Die den NO—SW streichenden Hauptflächen entlang gebildeten Streifen führten zur Entstehung der Altlandschaften, wo einerseits Abtragungs-, andererseits Akkumulationsmechanismen herrschten: im Süden kam ein herausgehobenes Trockengebiet, im Norden auch ein trockenes, aber niedriger gelegenes Festlandbecken zustande.

Während der Steirischen Phase ging in erster Linie die Aufspaltung der oben erwähnten Längsbrüche und die weitere Differenzierung der Landschaft vor. Damals entstanden und entwickelten sich weiter die sedimenttransportierenden Kanäle, die den anhaltenden Transport der Sedimente von südlicher Richtung und das Bestehen des fluviatilen Mechanismus zwischen Pécs—Árpádtető—Mánfa, bzw. in dem gegenwärtigen Bükkösdertal aufrechterhielten. Die Verwerfungen die diese Kanäle hervorbrachten sind beinahe senkrecht zur Längsrichtungen orientiert. Diesen Ereignissen folgte ein weiterer tektonischer Prozess, der die kleinen Nebenbecken zustande brachte. Letztere wurden während der badenien Transgression vom Meer überflutet.

Die Feststellung der tektonischen Elemente der Savischen und Steierischen Phasen ist durch die Tatsache erschwert worden, dass sich der grösste Teil der zu dieser Zeit entstandenen Verwerfungen später wieder aktivisierte und eine wichtige Rolle im Zustandekommen der gegenwärtigen Landschaft spielte.

Die Rhodanische Phase übte eine sehr wichtige tektonische Wirkung auf die Gesteine des Gebietes aus: es kam zur Entstehung von Falten- und Schuppenbildungen und bruchtektonischen Strukturen; diese Elemente sind mit höchster Sicherheit nachweisbar. Unter den Faltenstrukturen kann die Entstehung der Bodolyabéerer Mulde (in den Leithakalken der vorliegenden Mulde können auch Mikrofaltensstrukturen beobachtet werden: Tafel XXIII.2), weiterhin kann der Kishajmáser und Háromházapusztaer Sättel dieser Phase zugeraut werden. Gleichweise können die bei den registrierten tektonischen Elementen aufgezählten, in Bohrungen (Magyarhertelend 2, Kartierungsbohrung Hetvehely 2, Kóvágószőlős 1428) nachgewiesenen und die miozänen Schichten betreffenden Überschiebungen auch den Wirkungen dieser Phase zugeschrieben werden; dann wurden auch die in den miozänen und pannonischen Schichten stellenweise messbaren extremen Einfälle hervorgehoben (Bakóca 2, Kisbeszterce usw.). Die Mehrheit der Verwerfungen kam den im Laufe der vergangenen Phasen entstandenen tektonischen Linien entlang zustande.

Während der Rumänischen Phase setzte sich die Hebung der Hauptmasse des Gebirges fort, als Beweise der abschnittsmässigen Heraushebung gelten die auf der südlichen Flanke des Misnadaches (Misinatető) in mehreren Stufen nachgewiesenen Abrasionsspuren. Als Beispiele junger tektonischer Ereignisse gelten die in den ruhig gelagerten Serien des oberen Pannon stellenweise auftretenden, kleinen Dislokationen (Tafel XXXVII.1). L. MOLDVAY (1964b, 1966) untersuchte die Möglichkeit und Bedeutung der auf junge pleistozäne Sedimente wirkenden tektonischen Bewegungen; in mehreren Fragen kam er zu neuen Auffassungen bezüglich der Bewegungen der quartären Schichten. Es gab keine Möglichkeit grössere Aufmerksamkeit diesen Bewegungen während der Kartierung zu widmen, deshalb kann ich nicht seine Resultate mit neueren Angaben ergänzen.

VI. WIRTSCHAFTSGEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Bisher wurde keine eingehende wirtschaftsgeologische Analyse über die känozoische Sedimentfolge des Westlichen Mecsekgebirges gemacht. Im folgenden soll eine kurze Zusammenfassung über die Bildungen und die Rohstoffe angeführt werden, die sich für perspektive Untersuchung von Wert erweisen können.

Die Perspektiven der nutzbaren mineralischen Rohstoffe, Rohstoffindikationen

Uranerz. In den — zwischen den Sedimenten der Keresztúrer Formation eingeschalteten — Tonabfolgen und deren Umgebung kann eine beträchtliche radiometrische Anomalie nachgewiesen werden.

Braunkohle. In der neogenen Sedimentfolge sind in vier Stufen dünne, nach unseren heutigen Kenntnissen für Grossbetriebsanbau ungeeignete Braunkohleflöze zu beobachten: in dem Mecseknádasder Glied der Szászvárer Formation, in dem Komlóer Glied der Budafaer Formation, in der Sonderausbildung der Péccszabolcser Formation, und schliesslich zwischen den Sedimenten der Transdanubischen Hauptgruppe.

Ölschiefer. Die Gesteine des Komlóer Gliedes der Budafaer Formation wurden ausführlichen Untersuchungen unterzogen, bezüglich der Frage, ob sie als Erdölmuttergesteine in Betracht gezogen werden können. Nach den Untersuchungen von Frau A. BRUKNER—WEIN und I. SZÜCS (1982) wurde das Vorhandensein von 1% gering umgewandeltem, organischem Material in den Sedimenten nachgewiesen, das ein geeignetes Muttergestein vermuten lässt. Die vorliegende Abfolge hat bisher nur ein niedriges Umbildungsstadium erreicht.

Bentonit. Vom Gebiet des Gebirges wurden bisher nur über zwei kleine Bentonitindikationen von Á. JÁMBOR (Á. JÁMBOR—I. GERZSON 1960, Á. JÁMBOR 1967b) berichtet, keine neueren Informationen stehen darüber zur Verfügung.

Bausteine. Im Gebiet des Gebirges wurden mehrere stratigraphische Stufen abgeschlossen, deren Sedimente nutzbare bauwirtschaftliche Materialien liefern könnten. Unter den Sandsteinen können die Bildungen des Mánfaer Gliedes, der Budafaer Formation und die Sandsteinzwischenlagen der Transdanubischen Hauptgruppe erwähnt werden. Unter den Kalksteinen können die Leithakalke der Péccszabolcser Formation und die typischen Grobkalksteine der Tinnyeer Formation als nutzbare Bausteine nicht in Frage kommen.

Grobkeramische Rohstoffe. Der wesentliche Teil der känozoischen Gesteine kann als potenzieller grobkeramischer Rohstoff angesehen werden. Die sich auf Grund der makroskopischen Beobachtungen mehr oder weniger perspektiv erweisenden Sedimente wurden 1985 technologischen Untersuchungen unterzogen. Die Schichtgruppen, die für Benutzung in Frage kommen können, sind die Folgenden: das Komlóer Glied der Budafaer Formation, die Tekereser Formation, die Szilágyer Formation, die Kozárder Formation, die Transdanubische Hauptgruppe und die quartäre Abfolge.

Sand. Der wesentliche Teil der känozoischen Bildungen enthält eine bestimmte Menge von Sand. Diese Bildungen besitzen aber bezüglich der Kornzusammensetzung und der Korngrößenverteilung normalerweise ungünstige Eigenschaften. Es sind in erster Linie die Ablagerungen der Transdanubischen Hauptgruppe, deren Verbreitung und Korngrößenverteilung dazu beitragen, dass sie als Rohstoffe am meisten in Frage kommen können.

Schotter. Mehrere Stufen der miozänen Schichtfolge enthalten eine wesentliche Menge von Schotter. Sie gelten im allgemeinen als Sedimente mit äusserst gemischter Korngrößenverteilung, dazu noch verfügen sie über stark veränderliche materielle Zusammensetzung, deshalb können sie normalerweise nicht als nutzbare Materialien angesehen werden. Ein Teil der 1985 technologischen Untersuchungen unterzogenen Sedimentgruppen enthält allerdings auch nutzbares Schottervorkommen.

IRODALOM—SCHRIFTTUM

- BARANYI I. 1959: Jelentés a hollófészeki gravitációs maximum és ettől DK-re elhelyezkedő területek geoelektromos kutatásáról. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- BARANYI I. 1961: Jelentés a Mecsek hegység Ny-i szegélyén, valamint Mórától D-re fekvő területen végzett geoelektromos és mágneses kutatások eredményeiről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- BARANYI I. 1968: Jelentés a Mecsekben 1957—1967 években végzett geofizikai mérések eredményeiről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- BARANYI I.—SZEDERKÉNYI T. 1967: A Gorica 18. sz. perspektivikus kutatófúrás telepítési javaslata. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- BARTHA F. 1964: A Mecsek hegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- BELLOSEVICH S.—REMÉNYI P.—VÖLGYESI S. 1955: Sikonda fürdő vízellátása. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- BEUDANT F. S. 1922: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1918. — Paris.
- BOHNNÉ HAVAS M. 1973: A Kelet-Mecsek torton Mollusca faunája. — Földt. Int. Évk. 53. (4.)
- BÓNA J.—KERNERNÉ SÜMEGI K. 1966: Mikropaleontológiai vizsgálatok a Tekerés 1. sz. földtani alapfúrás miocén képződményein. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
- BÖCKH J. 1874—1876: Kaposvár és Bükkösd vidékének földtani térképe. E 11-es lap. M=1:144 000 — Földt. Int. Térképtár.
- BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — M. kir. Földt. Int. Évk. 4.
- BÖCKH J. 1880: Adatok a Mecsek hegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. I. Stratigraphia, II. Paleontológiai rész. — Értekezések a természettudományok köréből. 10. (11.)
- BRUKNERNÉ WEIN A.—SZÜCS I. 1982: A mecseki halpikkelyes agyagmárga bituminológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról.
- CHIKÁN G. 1983: Középső-miocén regressziós szelvény a Nyugati-Mecsekből. — Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről.
- CHIKÁN G.—CHIKÁN G.-NÉ 1980: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat, Magyarszék. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—CHIKÁN G.-NÉ 1982: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat, Szentlőrinc. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—CHIKÁN G.-NÉ—KÓKAI A. 1985a: Magyarázó a Nyugat-Mecsek 1:25 000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—CHIKÁN G.-NÉ—KÓKAI A. 1985b: A Nyugati-Mecsek hasznosítható ásványi nyersanyagainak előprognózisa. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—CHIKÁN G.-NÉ—KONRÁD Gy. 1982: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat, Bükkösd. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—KONRÁD Gy. 1981: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat, Szágy. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—KONRÁD Gy. 1982: A nyugat-mecseki földtani térképezés újabb eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról.
- CHIKÁN G.—KONRÁDNÉ DOBOSI I. 1981: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 25 000-es sorozat, Felsőmindszent. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- CHIKÁN G.—WÉBER B. 1984: A Dinnyeberki térképező 2. sz. (Büt. 11.) fúrás földtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1982-ről.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSKY M.—KÓKAI A. 1983: Felső-pannóniai abráziós színlő a Misina-Tubes vonulat (Mecsek hegység) DNy-i oldalán. — Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről.

- CHIKÁN G.-NÉ—KÓKAI A. 1984: Adatok a Pécsi-víz (Fekete-víz) völgyének negyedidőszaki fejlődéstörténetéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1982-ről.
- CSÁSZÁR G.—HAAS J. szerk. 1983: Magyarország litosztratiográfiai formációi. — Budapest.
- FOLK, R. L.—WARD, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — Journ. Sed. Petr. 27.
- FORGÓ L.—MOLDVAY L.—STEFANOVITS P.—WEIN Gy. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L—34—XIII—Pécs. — Budapest.
- FÜLÖP J. et al. 1975: A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. — Budapest.
- GÁL M. 1984: A Kishajmás-3. sz. fúrás miocén szelvényének Nannoplankton vizsgálata. — Folia Comloensis. 1.
- GERZSON I.—JÁMBOR Á. 1960: Jelentés az 1959. évben a Mecsek hegység ÉNy-i részén végzett radiológiai kutatásokról. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- GERZSON I.—VINCZE V. 1982: Előzetes jelentés a Gyűrűfü környékén végzett geofizikai kutatásokról. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyaréreggy diatomás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról.
- HÁMOR G. 1964a: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- HÁMOR G. 1964b: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.
- HÁMOR G. 1964c: A mecseki slír biofációs vizsgálata. — Földt. Közl. 94. (3.)
- HÁMOR G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — Földt. Int. Évk. 53. (1.)
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1964: A K-i és Ny-i Mecsek miocén képződményeinek párhuzamosítási lehetőségei. — Földt. Közl. 94. (1.)
- HÁMOR G. et al. 1985: The Biostratigraphy of the Hungarian Miocene. — VIIIth RCMNS Congress, Abstracts, Budapest.
- JÁMBOR Á. 1961a: A II. sz. kut. csop. jelentése a lelőhelytől É-ra levő terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á. 1961b: Jelentés a Sásvölgytől É-ra levő terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á. 1963: Jelentés a II. sz. kut. csop. 1963. évi működéséről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á. 1967a: Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 10 000-es sorozat, Kővágószőlős. — Budapest.
- JÁMBOR Á. 1967b: A mecsekrákosi 1:10 000-es térképlap miocén képződményeinek leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á.—GERZSON I. 1960: A II. sz. kutatócsoport jelentése a Mecsek hegység ÉNy-i részéről. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961a: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. 91. (3.)
- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961b: Jelentés a lelőhelytől É-ra levő terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. (A II. sz. kutatócsoport 1960. évi jelentése). — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- JÁMBOR Á. et al. 1985: General characteristic of Pannonian s. l. deposits in Hungary. — VIIIth RCMNS Congress, Abstracts, Budapest.
- JUHÁSZ J. 1964: Magyarszék környékének vízföldtana. — Hidr. Közl. 44.
- KASZÁS F. 1967: Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Bükkösd. — MÉV Adattár, kézirat. (MS)
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — Földt. Int. Évk. 53. (3.)
- KÓKAI A. 1980: Magyarázó Pécs város mérnökgeológiai térképsorozatához. 10 000-es sorozat. Pelérd. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KÓKAI A. 1981a: Magyarázó Pécs város mérnökgeológiai térképsorozatához. 10 000-es sorozat. Patacs. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KÓKAI A. 1981b: Magyarázó Pécs város mérnökgeológiai térképsorozatához. 10 000-es sorozat. Pálosrom. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KÓKAI A. 1982: Magyarázó Pécs város mérnökgeológiai térképsorozatához. 10 000-es sorozat. Magyarürög. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)

- KÓKAI A. 1983: Magyarázó Pécs város mérnökgeológiai térképsorozatához. 10 000-es sorozat. Fehérkúti menedékház. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KÓKAI A.—CHIKÁN G.-NÉ 1984: Földtani magyarázó Pécs város 1:20 000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KONRÁD GY.—CHIKÁN G. 1983: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Mecsekrákos. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KONRÁDNÉ DOBOSI I. 1983: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Boda. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KORECZNÉ LAKY I. 1968: A Keleti-Mecsek miocén Foraminiferái. — Földt. Int. Évk. 52. (1.)
- KOVÁCSNÉ PRANTNER E.—CHIKÁN G. 1983: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Abaliget. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- KROLOPP E. 1966: A Mecsek hegység környéki löszképződmények biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
- MOLDVAY L. 1955: Összefoglaló jelentés a mecseki öntödei homokelőfordulásról. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- MOLDVAY L. 1964a: Adatok a Mecsek hegységi lösz földtani viszonyainak vizsgálatához. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.
- MOLDVAY L. 1964b: Adatok a Mecsek hegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.
- MOLDVAY L. 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdése a Mecsek hegységben és a magyar közép-hegységekben. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
- NAGY E. in HÁMOR G. et al. 1985: The Biostratigraphy of the Hungarian Miocene. — Abstract. VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bp. 1985.
- NAGY L.-NÉ 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 52. (2.)
- NAGYMÁROSY A. 1980: A magyarországi bádenien korrelációja nannoplankton alapján. — Földt. Közl. 110. (2.)
- PAPP K. 1915: A Magyar Birodalom vasérc és kőszénkészlete. — Budapest.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1973: A kelet-mecseki miocén képződmények ásvány-kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 53. (2.)
- SAHU B. K. 1974: Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. — Journ. of Sedim. Petrology. 34: 73–83.
- SCHÖNVINSZKY L. ifj. 1961: Sikondafürdő hidrológiai viszonyai az utóbbi évek kutatásainak tükrében. — Pécsi Műszaki Szemle. 6. (3.)
- SOÓS I.—JÁMBOR Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegység helvétii kavicsösszetételéből. — Földt. Közl. 90. (4.)
- STRAUSZ L. 1923: Mecsekjánosi, Szopok és Mecsekpölöske környékének geológiája. — Földt. Közl. 55. (1–3.)
- STRAUSZ L. 1926: A Mecsek-hegység mediterrán rétegei. — Mat. és Term. tud. Ért. 43.
- STRAUSZ L. 1936: Megjegyzések a mecseki mediterránról. — Földt. Közl. 66. (4–6.)
- STRAUSZ L. 1942: Adatok Dunántúl neogén tektonikájához. — Földt. Közl. 72. (1–3.)
- STRAUSZ L. 1950: Óslénytani adatok Baranyából. — Földt. Közl. 80. (7–9.)
- STRAUSZ L. 1952: A Dunántúl DK-i részének földtani felépítése. — Földt. Közl. 82. (4–6.)
- SÜMEGHY J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről.
- SZALAY T. 1940: A dunántúli miocén. — Földt. Közl. 70. (7–9.)
- SZATMÁRI P. 1965: Értékelő jelentés a nyugat-mecseki kvarchomokkutatásról. 1961–63. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- SZEDERKÉNYI T. 1974: A Nyugati-Mecsek homokprognózisa. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- SZÉLES M. in JÁMBOR Á. et al. 1985: General Characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. — Abstract. VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bp. 1985.
- UNGÁR T.—JAKUCS L. 1952: Jelentés a Szentlőrinc, Pécs és Pécsvárad jelű, 1:25 000-es méretarányú térképlapok 1951. évi felvételéről. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- VADÁSZ E. 1917: A Mecsek hegység nyugati része. — Földt. Int. Évi Jel. 1916-ről.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. — Magyar Tájak Földt. Leírása. I. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.

- VENKOVITS I. 1954: Orfű környékének (Mecsek hegység) vízföldtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.
- VÉGH S.-NÉ 1968: Nemércek földtana. — Budapest.
- VITÁLIS I. 1922: Jelentés Komló, Mecsekjánosi és Szopok községek határainak geológiai bejárásáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat (MS)
- VITÁLIS I. 1928: Jelentés Abaliget, Mecsekszakáll, Tekeres, Kovácsszénája, Husztót, Szentkatalin és Karácodfa községek területén végzett geológiai kutatásról. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- WEIN Gy. 1951: Jelentés a magyarszéki és magyaregregyi homokelőfordulásokról. — Földt. Int. Adattár, kézirat. (MS)
- WÉBER B. 1979: A XII. sz. szerkezetkutató fúrás harmadidőszaki képződményei. — Magyarhoni Földt. Társ. előadás, Pécs.

FÚRÁSTÁBLÁZAT
BOHRTABELLE

| A fúrás neve, száma Name und Nummer der Bohrung | Quarter | Dunántúli | Peremartoni | Kozárdi | Tinnyei | Szilágyi | Pécsszabolcsi |
|--|---------|-----------|-------------|----------|---------|----------|---------------|
| | | Főcsoport | | FORMÁCIÓ | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Abaliget 1. | 5,0 | | | | | | |
| 2. | 21,0 | | | | | | |
| 3. | | | | | | | |
| 5. | | | | | | | |
| 6. | 3,0 | | | | | | |
| 7. | 22,6 | | | | | | |
| 8. | 10,2 | | | | | | |
| 17. | 1,5 | | | | | | |
| 19. | 8,3 | | | | | | |
| 2169. | | | | | | | |
| 2170. | | | | | | | |
| 2174. | | | | | | | |
| 2179. | | | | | | | |
| 2187. | | | | | | | |
| 2188. | 19,0 | | | | | | |
| 2191. | | | | | | | |
| 2196. | 15,0 | | | | | | |
| 2197. | | | | | | | |
| 3155. | | | | | | | |
| 3172. | | | | | | | |
| 3173. | 31,0 | | | | | | |
| 3216. | | | | | | | |
| VII. | 18,2 | | | | | | |
| XIV. | 8,8 | | | | | | |
| Almamellék-vízút | 26,0 | 109,0 | | | | | (179,5) |
| Almáskeresztúr 1. | 2,5 | (58,0) | | | | | |
| 2. | 2,4 | 64,1 | | | | | |
| 4. | 29,6 | 132,6 | | | | | |
| Almáskeresztúr-térk. 1. | 22,8 | (100,0) | | | | | |
| 2. | 6,6 | | | | | | 54,5 |
| Bakóca 1. | | | | | | | |
| 2. | 8,0 | 189,5 | | | | | |
| Bakóca-B1. | 8,4 | (12,0) | | | | | |
| Bakóca-térk. 1. | 8,1 | (45,0) | | | | | |
| 2. | 11,0 | (30,0) | | | | | |
| 3. | 28,4 | (50,0) | | | | | |
| 4. | 8,6 | 38,2 | | | | | |
| 5. | | (55,0) | | | | | |
| Bános-térk. 1. | 15,2 | | | | | | |
| 2. | 9,0 | | | | | | |
| Baranyaszentgyörgy-térk. 1. | 28,1 | (35,0) | | | | | |
| Barátúr-térk. 1. | 11,0 | | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------------------|------|--------|---|---|---|---------|---|
| Boda 1. | 10,3 | 24,0 | | | | | |
| Bodolyabér K1. | 8,0 | | | | | (120,0) | |
| K2. | 15,0 | | | | | (60,0) | |
| K3. | 13,0 | | | | | (60,0) | |
| I. | 25,4 | | | | | (72,0) | |
| Botykapeterd-térk. 1. | 25,0 | (50,0) | | | | | |
| 2. | 25,7 | (50,4) | | | | | |
| Bükkösd 1. | 7,5 | | | | | | |
| 2. | 30,2 | 45,6 | | | | | |
| 3. | 28,3 | 44,7 | | | | | |
| 4. | 11,8 | 32,1 | | | | | |
| 4a | 26,8 | 36,6 | | | | | |
| 5. | 21,8 | 29,8 | | | | | |
| 6. | 20,8 | 27,0 | | | | | |
| 7. | 32,2 | 40,6 | | | | | |
| 8. | 39,3 | 39,7 | | | | | |
| 9. | 42,4 | 45,7 | | | | | |
| 10. | 7,0 | (30,0) | | | | | |
| 11. | 0,6 | (28,8) | | | | | |
| 14. | 41,4 | 53,2 | | | | | |
| 15. | 37,8 | 45,0 | | | | | |
| 16. | 29,7 | 45,4 | | | | | |
| 17. | 40,3 | 55,6 | | | | | |
| 18. | 40,3 | 50,9 | | | | | |
| 19. | 42,5 | 43,6 | | | | | |
| 20. | 32,5 | 56,7 | | | | | |
| 21. | 37,9 | 52,9 | | | | | |
| 22. | 35,1 | 39,6 | | | | | |
| 23. | 31,1 | 58,6 | | | | | |
| 24. | 32,1 | 57,5 | | | | | |
| 25. | 34,2 | 44,1 | | | | | |
| 26. | 27,6 | (65,3) | | | | | |
| 28. | 17,2 | (62,2) | | | | | |
| 32. | 5,4 | (32,6) | | | | | |
| 33. | 37,7 | (51,6) | | | | | |
| Bükkösd 1. (kő) | 3,4 | | | | | | |
| 2. (kő) | 20,6 | | | | | | |
| 3. (kő) | 4,3 | | | | | | |
| 4. (kő) | 9,0 | | | | | | |
| Bükkösd (Egéd) 8002. | 24,7 | | | | | | |
| 8003. | 43,8 | | | | | | |
| Bükkösd 8004. | 51,5 | | | | | | |
| 8005. | 14,4 | | | | | | |
| Bükkösd (Egéd) 8009. | 35,0 | | | | | | |
| Bükkösd I. | 0,7 | (28,0) | | | | | |
| II. | 16,7 | 56,9 | | | | | |
| III. | 10,6 | | | | | | |
| XIII. | 25,0 | 80,0 | | | | | |
| Cserdi 6. | 11,0 | 17,0 | | | | | |
| Cserdi-térk. 1. | 44,9 | (50,0) | | | | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------------|-------|------|--------|---|---|---|---|---|
| Dinnyeberki | 1. | 12,0 | (30,0) | | | | | |
| | 2. | 4,0 | (39,9) | | | | | |
| | 3. | 9,7 | 12,8 | | | | | |
| | 4. | 9,1 | 17,4 | | | | | |
| | 5. | 12,6 | 18,8 | | | | | |
| | 6. | 12,2 | 16,3 | | | | | |
| | 7. | 13,7 | | | | | | |
| | 8. | 12,5 | 14,4 | | | | | |
| | 9. | 13,0 | | | | | | |
| | 10. | 8,9 | | | | | | |
| | 11. | 13,3 | 17,4 | | | | | |
| | 12. | 12,5 | 14,3 | | | | | |
| | 13. | 9,7 | 12,8 | | | | | |
| | 14. | 5,8 | 11,2 | | | | | |
| | 15. | 10,7 | | | | | | |
| | 16. | 13,5 | | | | | | |
| | 17. | 14,4 | 21,0 | | | | | |
| | 18. | 15,0 | 18,5 | | | | | |
| | 19. | 9,6 | 20,0 | | | | | |
| | 20. | 11,4 | 14,8 | | | | | |
| | 21. | 15,6 | | | | | | |
| | 22. | 13,3 | | | | | | |
| | 23. | 13,7 | 17,0 | | | | | |
| | 24. | 10,4 | | | | | | |
| | 25. | 14,0 | | | | | | |
| | 26. | 11,6 | 20,2 | | | | | |
| | 27. | 12,5 | | | | | | |
| | 28. | 12,0 | 19,5 | | | | | |
| | 29. | 8,8 | 27,6 | | | | | |
| | 30. | 6,5 | | | | | | |
| | 9013. | 29,0 | 93,2 | | | | | |
| | 9014. | 22,0 | 29,8 | | | | | |
| | 9015. | 7,6 | | | | | | |
| | 9017. | | 11,2 | | | | | |
| Dinnyeberki-térk. | 1. | 27,2 | 35,2 | | | | | |
| | 2. | 12,1 | 12,8 | | | | | |

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|---|------|----|----|----|------|----|------|-------|----|
| — | | | | | | | | | |
| — | | | | | | | | | |
| — | 43,0 | | | | 39,9 | | | | |
| — | | | | | 45,4 | | | | P |
| — | | | | | 36,4 | | | | P |
| — | | | | | 49,7 | | | | P |
| — | 40,9 | | | | 32,9 | | | | |
| — | | | | | 45,6 | | | | P |
| — | 40,7 | | | | 35,2 | | | | |
| — | | | | | 44,7 | | | | P |
| — | 37,4 | | | | 28,4 | | | | |
| — | | | | | 47,4 | | | | P |
| — | 26,2 | | | | 22,5 | | | | |
| — | | | | | 26,3 | | | | P |
| — | | | | | 20,7 | | | | P |
| — | | | | | 52,9 | | | | P |
| — | | | | | 35,0 | | | | P |
| — | | | | | 39,1 | | | | P |
| — | 39,6 | | | | 34,7 | | | | |
| — | | | | | 40,1 | | | | P |
| — | 32,8 | | | | 27,9 | | | | |
| — | | | | | 34,3 | | | | P |
| — | | | | | 28,8 | | | | P |
| — | 37,1 | | | | 34,3 | | | | |
| — | | | | | 41,2 | | | | P |
| — | 46,9 | | | | 38,0 | | | | |
| — | | | | | 51,8 | | | | P |
| — | | | | | 64,9 | | | | Y |
| — | | | | | 40,1 | | | | P |
| — | 20,5 | | | | 20,3 | | | | |
| — | | | | | 37,7 | | | | P |
| — | 38,1 | | | | 36,5 | | | | |
| — | | | | | 45,5 | | | | P |
| — | 38,5 | | | | 29,4 | | | | |
| — | | | | | 39,7 | | | | P |
| — | 42,1 | | | | 40,0 | | | | |
| — | | | | | 43,6 | | | | P |
| — | | | | | 41,6 | | | | P |
| — | 38,4 | | | | 31,0 | | | | P |
| — | | | | | 29,7 | | | | P |
| — | | | | | 64,9 | | | | Y |
| — | | | | | 52,3 | | | | P |
| — | 37,8 | | | | 31,3 | | | | |
| — | | | | | 41,0 | | | | P |
| — | | | | | | | | 158,0 | Y |
| — | | | | | | | | 59,0 | P |
| — | | | | | | | 36,2 | | P |
| — | 35,8 | | | | 30,2 | | | | |
| — | | | | | 43,0 | | | | P |
| — | | | | | | | 44,8 | | P |
| — | | | | | 44,4 | | | | P |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------------------|------|---------|---|---|---|---|---|
| Donátus-térk. 29a. | 0,2 | 1,5 | | | | | |
| 30. | 1,3 | 12,8 | | | | | |
| Felsőegerszeg K1. | 8,5 | (63,0) | | | | | |
| K2. | 11,0 | (52,4) | | | | | |
| K3. | 22,0 | (350,0) | | | | | |
| Felsőmindszent K1. | 18,0 | (107,5) | | | | | |
| K2. | 19,9 | (120,0) | | | | | |
| Felsőmindszent-térk. 1. | 4,4 | (30,0) | | | | | |
| Godisa K1. | 10,6 | (211,5) | | | | | |
| K2. | 21,0 | (111,0) | | | | | |
| K3. | 28,3 | (173,0) | | | | | |
| Godisa-térk. 1. | 13,4 | (45,0) | | | | | |
| Gorica 2. | 0,1 | | | | | | |
| 3. | 0,5 | | | | | | |
| 4. | | | | | | | |
| 5. | 41,9 | | | | | | |
| 6. | 1,0 | | | | | | |
| 8. | | 41,5 | | | | | |
| 9. | 9,0 | 27,0 | | | | | |
| 18. | 13,8 | | | | | | |
| Gorica 1. (homok) | 20,3 | 31,4 | | | | | |
| Gorica 2. (homok) | 9,5 | (58,7) | | | | | |
| Gorica 3. (homok) | 17,2 | 46,3 | | | | | |
| Gorica I. | 25,9 | 47,1 | | | | | |
| II. | | (55,5) | | | | | |
| III. | 0,8 | (37,7) | | | | | |
| Gyümölcsény-térk. 1. | 32,5 | (40,0) | | | | | |
| Gyűrűfű 1. | 15,0 | (71,5) | | | | | |
| 2. | 3,9 | 13,1 | | | | | |
| 3. | 3,1 | 16,9 | | | | | |
| 4. | 8,0 | 21,0 | | | | | |
| 5. | 6,5 | 32,0 | | | | | |
| 9000. | | 42,0 | | | | | |
| 9001. | | 10,3 | | | | | |
| 9002. | 3,0 | 15,5 | | | | | |
| 9005. | 14,0 | | | | | | |
| 9006. | 12,0 | 85,0 | | | | | |
| 9007. | 33,0 | 55,0 | | | | | |
| 9008. | 4,0 | 10,6 | | | | | |
| 9009. | 4,0 | 5,0 | | | | | |
| 9010. | 6,0 | 49,4 | | | | | |
| 9011. | 36,6 | 53,6 | | | | | |
| 9012. | 19,4 | 53,2 | | | | | |
| Helesfa 1. | 35,8 | | | | | | |
| 2. | 8,0 | (113,4) | | | | | |
| 3a. | | 72,8 | | | | | |
| Helesfa-térk. 1. | 9,8 | 38,2 | | | | | |
| Helesfa-Vízkút | 20,0 | | | | | | |
| Hetvehely 1. | 10,0 | | | | | | |
| 2. | 6,0 | | | | | | |
| 5069. | | | | | | | |
| 5071. | | | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------|------|---------|---------|---------|---|--------|--------|
| Hetvehely-térk. 1. | 26,2 | | | | | | |
| 2. | 26,0 | | | | | | |
| 3. | 11,0 | | | | | | |
| Horváthertelend-térk. 1. | 10,5 | 43,6 | | | | | |
| Husztót-térk. 1. | 14,0 | | | | | | (80,2) |
| 2. | 1,0 | | | | | | |
| Ibafa B1. | 32,5 | | | | | | 149,0 |
| Ibafa-térk. 1. | 13,2 | | | | | | 35,6 |
| 2. | 16,4 | 117,3 | | | | | |
| Karácodfa-térk. 1. | 11,0 | 36,9 | | | | | |
| 2. | 10,0 | 60,8 | | | | | |
| Kán 1. | 9,0 | | | | | | |
| 2. | 2,7 | | | | | | |
| 3. | 9,6 | 17,9 | | | | | |
| 4. | 18,0 | (35,0) | | | | | |
| 5. | 2,0 | 34,3 | | | | | |
| I. | 2,6 | (27,1) | | | | | |
| II. | 1,9 | (17,4) | | | | | |
| III. | 2,2 | 15,9 | | | | | |
| IV. | | 23,0 | | | | | |
| Kán-térk. 1. | 14,0 | (30,0) | | | | | |
| 2. | 20,0 | | | | | | |
| 3. | 8,4 | 31,0 | | | | | |
| 4. | 6,3 | | | | | | |
| 8. | 9,0 | | | | | | |
| 9. | 25,8 | 34,8 | | | | | |
| Keresztespuszta 1. | 6,1 | 248,6 | | | | | |
| 2. | | 249,2 | | | | | |
| 3. | | 334,0 | | | | | |
| Kishajmás 1. | 0,5 | 11,7 | | | | | |
| 2. | 15,0 | | | | | | |
| 3. | | | | | | | |
| Kishajmás-térk. 1. | 20,1 | 23,8 | | | | | |
| 2. | 7,6 | | | | | | |
| 3. | 16,2 | 38,3 | | | | | |
| 4. | 8,0 | | | | | | |
| Kisvaszar-térk. 1. | 16,0 | (25,8) | | | | | |
| Komló LXXIII. | 7,5 | | | | | | |
| Korpád 9019. | 17,4 | 43,2 | 72,0 | | | | |
| Korpád-térk. 1. | 18,5 | 30,0 | | | | | |
| 2. | | | | | | | |
| Kovácsszénája-térk. 1. | 19,9 | 40,6 | | | | (60,0) | |
| 2. | 9,5 | | | | | | |
| Liget 1. | 1,0 | 125,7 | (161,0) | | | | |
| 2. | 8,0 | 213,8 | | (426,0) | | | |
| 3. | 4,0 | (238,7) | | | | | |
| 4. | 3,6 | (130,6) | | | | | |
| 5. | 8,5 | (105,9) | | | | | |
| 6. | 4,2 | (173,0) | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------------------------|------|---------|--------|---------|---|---------|-----|
| Liget 6a. | 55,0 | (236,7) | | | | | |
| 7. | 18,9 | (166,8) | | | | | |
| 8. | 31,5 | (310,1) | | | | | |
| 10. | 25,8 | (350,0) | | | | | |
| 11. | 22,5 | (184,6) | | | | | |
| 14. | 10,0 | 345,0 | 382,0 | 451,0 | | 524,0 | |
| 15. | 6,5 | 300,0 | | (370,0) | | | |
| 16. | 4,0 | (305,0) | | | | | |
| 17. | 24,5 | 139,8 | | (332,2) | | | |
| Magyarhertelend 1. (lignit) | 34,4 | | | 44,4 | | (184,0) | |
| 2. (lignit) | 20,9 | | | | | | |
| Magyarhertelend 1. (víz) | 8,1 | | | | | | 8,8 |
| Magyarhertelend-térk. 1. | 21,2 | | | | | | |
| Magyarszék I. | 64,5 | | | | | | |
| II. | 3,3 | 18,8 | | (20,5) | | | |
| III. | 8,8 | (24,8) | | | | | |
| IV. | 8,9 | 32,1 | | (38,0) | | | |
| V. | 3,8 | 22,6 | | (24,7) | | | |
| Magyarszék B1. | 2,6 | | | | | | |
| K2. | 5,9 | | | 65,8 | | (120,0) | |
| Magyarszék-térk. 1. | 10,4 | | | | | (57,8) | |
| 2. | 47,1 | | | (60,0) | | | |
| 3. | 6,6 | | | (60,2) | | | |
| Mánfa 39. | 0,5 | | | | | | |
| Mecsekalja-térk. 10. | 2,5 | (17,2) | | | | | |
| 13. | 2,6 | 10,2 | | | | | |
| 15. | 7,1 | (10,0) | | | | | |
| 20. | 7,2 | (17,5) | | | | | |
| 21. | 8,2 | (13,0) | | | | | |
| 24. | 5,2 | (19,0) | | | | | |
| 29. | 3,8 | (7,3) | | | | | |
| 30. | 0,7 | (8,4) | | | | | |
| 33. | 9,3 | (11,0) | | | | | |
| 34. | 5,5 | (12,0) | | | | | |
| 35. | 6,9 | (15,5) | | | | | |
| 40. | 5,0 | 12,9 | (13,6) | | | | |
| 42. | 3,8 | (18,0) | | | | | |
| 43. | 5,4 | (16,0) | | | | | |
| Mecsekpölöske I. | 0,8 | | | | | | |
| Mecsekpölöske-térk. 1. | 54,4 | (54,9) | | | | | |
| Mecsekrákos 1. | 8,0 | | | | | | |
| Megyefa 1. | 25,3 | | | | | | |
| Nagyváty I. | 2,0 | (77,2) | | | | | |
| II. | 10,2 | (54,3) | | | | | |
| Nagyváty-térk. 1. | 31,4 | (50,0) | | | | | |
| 2. | 8,3 | (25,6) | | | | | |
| Nyugotszenterzsébet I. | 4,0 | (20,0) | | | | | |
| II. | 49,3 | (60,0) | | | | | |
| Okorvölgy 1. | 45,0 | | | | | | |
| 2. | 25,8 | | | | | | |
| K2. | 4,5 | | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|------------------|------|---------|--------|---------|---|---|---|
| Orfű 1. | 24,5 | | | | | | |
| 6. | 6,0 | | | | | | |
| 12. | 13,5 | | | | | | |
| 20. | | | | | | | |
| 21. | 7,8 | | | | | | |
| 22. | 17,8 | | | | | | |
| 23. | 6,1 | | | | | | |
| Orfű-térk. 1. | 26,6 | | | | | | |
| Oroszló I. | 60,7 | (66,6) | | | | | |
| K1. | 19,6 | (141,4) | | | | | |
| K2. | 12,4 | (431,6) | | | | | |
| K3. | 12,4 | (128,6) | | | | | |
| K4. | 13,5 | (250,4) | | | | | |
| K5. | 59,5 | (165,4) | | | | | |
| K9. | 11,4 | (126,0) | | | | | |
| Oroszló-térk. 1. | 15,6 | (35,0) | | | | | |
| Patacs-térk. 3. | 3,3 | 13,0 | (20,0) | | | | |
| Pellérd-térk. 5. | 2,7 | 14,4 | | | | | |
| 6. | 6,3 | (15,5) | | | | | |
| 7. | 4,0 | (10,0) | | | | | |
| 8. | 4,1 | (15,5) | | | | | |
| 9. | 6,0 | (15,0) | | | | | |
| Pécs B18. | 1,2 | (68,8) | | | | | |
| B25. | 4,0 | (68,0) | | | | | |
| B60. | 7,6 | 21,0 | | (66,0) | | | |
| B61. | 2,0 | 95,4 | | (153,6) | | | |
| B62. | 4,2 | 36,0 | | 65,0 | | | |
| B67. | 9,0 | 61,0 | | 75,0 | | | |
| B83. | 10,3 | (17,6) | | | | | |
| I.1a | 2,3 | (10,8) | | | | | |
| I.2. | 3,4 | (10,8) | | | | | |
| I.3. | 2,6 | (10,4) | | | | | |
| I.4. | 3,0 | (10,8) | | | | | |
| I.5. | 3,8 | (10,0) | | | | | |
| K42. | 61,4 | 105,2 | | | | | |
| 4/2. | 6,0 | (13,7) | | | | | |
| 4/3. | 4,0 | (13,0) | | | | | |
| 4/4. | 8,0 | (10,0) | | | | | |
| 4/13. | 8,3 | (12,2) | | | | | |
| 4/17. | 9,0 | (11,0) | | | | | |
| 4/18. | 6,8 | (12,2) | | | | | |
| 4/20. | 5,4 | (7,8) | | | | | |
| 4/22. | 6,9 | (10,0) | | | | | |
| Ph 2. | 2,8 | (20,0) | | | | | |
| Ph 3a. | 4,6 | (25,0) | | | | | |
| Ph 4a. | 7,0 | (26,5) | | | | | |
| Ph 5. | 4,6 | (21,0) | | | | | |
| Ph 6. | 7,8 | (23,0) | | | | | |
| Ph 7. | 5,8 | (16,0) | | | | | |
| Ph 7a. | 5,0 | (25,0) | | | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------------------|------|---------|---|---|------|---------|------|
| Pécs Ph 16. | 3,5 | (25,7) | | | | | |
| Ph 17. | 3,1 | (22,7) | | | | | |
| Ph 18. | 5,6 | (23,0) | | | | | |
| TV 2. | 3,2 | (22,2) | | | | | |
| TV 3. | 2,5 | (12,2) | | | | | |
| TV 4. | 4,9 | (10,0) | | | | | |
| TV 6. | 2,9 | (19,0) | | | | | |
| TV 9. | 6,0 | (20,1) | | | | | |
| TV 17. | 4,6 | (18,2) | | | | | |
| TV 31. | 8,0 | (8,2) | | | | | |
| TV 32. | 7,0 | (11,2) | | | | | |
| Sásd B5. | 10,9 | (52,5) | | | | | |
| B8. | 12,5 | (120,0) | | | | | |
| B10. | 12,2 | (125,0) | | | | | |
| III. | 22,0 | (45,6) | | | | | |
| V. | 21,5 | (56,3) | | | | | |
| K6. | 8,2 | (116,6) | | | | | |
| Sikonda II. | | | | | | (524,0) | |
| IV. | 16,8 | | | | | | |
| V. | 9,5 | | | | | | |
| V.a | 11,4 | | | | | | |
| Szentkatalin 1. | 3,0 | 9,2 | | | | | |
| 2. | 15,0 | | | | | | |
| 3. | 8,2 | 10,0 | | | | | |
| I. | 9,1 | 14,7 | | | | | |
| II. | 8,3 | 13,9 | | | | | |
| III. | 4,6 | 17,8 | | | | | |
| Szentkatalin-térk. 1. | 12,0 | | | | | | |
| 2. | 3,0 | | | | | | |
| 3. | 32,0 | | | | | | |
| 4. | 16,4 | 25,2 | | | | | |
| Szenlőrinc-térk. 1. | | (60,0) | | | | | |
| Tekeres 1. | 19,8 | | | | 26,3 | | 72,5 |
| Tekeres-térk. 1. | 4,7 | | | | | | |

T = triász

P = perm

γ = gránit

(58,0) = fúrás mélysége (m) — Tiefe der Bohrung (m)

ŐSLÉNYTANI TÁBLÁZATOK
PALÄONTOLOGISCHE TABELLEN

| FÓTI FORMÁCIÓ Mecsekjános Tagozat | FELSZÍNI FELTÁRÁS Oberflächen- Aufschluss |
|--------------------------------------|--|
| | Fm. 195. |
| Spiroplectammina carinata | x |
| Robulus cultratus | x |
| Nonion boueanum | x |
| Elphidium crispum | x. |
| Eponides haidingerii | x |
| — schreibersii | x |
| Rotalia papillosa | x |
| Asterigerina planorbis | x |
| Pullenia bulloides | x |
| Globigerina bulloides | x |
| — concinna | x |
| — foliata | x |
| Globigerinoides triloba | x |
| Cibicides dutemplei | x |

| SZILÁGYI FORMÁCIÓ | FELTÁRÁS Aufschluss | FURÁS Bohrung |
|---------------------------|------------------------|------------------|
| | Msz. 123. | Msz. 1. |
| Spiroplectammina carinata | | x |
| — deperdita | | x |
| — exilis | | x |
| Quinqueloculina buchiana | | x |
| — costata | | x |
| — pulchella | | x |
| — seminula | | x |
| Adelosina laevigata | | x |
| Spiroloculina striatula | | x |
| — tenuis | | x |
| Sigmoilina arenaria | | x |
| — celata | | x |
| Nummuloculina contraria | | x |
| Triloculina consobrina | | x |
| Robulus cultratus | | x |
| Guttulina communis | | x |
| Nonion boueanum | | x |
| Bulimina aculeata | | x |
| — affinis | | x |
| — elongata | | x |
| Virgulina schreibersiana | | x |
| Bolivina antiqua | | x |
| Hopkinsina bononiensis | | x |
| Eponides haidingerii | x | x |
| Rotalia beccarii | | x |
| — papillosa | | x |
| Cassidulina crassa | | x |
| — laevigata | | x |
| Cassidulinoides bradyi | | x |
| Pullenia bulloides | | x |
| Globigerina apertura | | x |
| — bulloides | | x |
| — decoraperta | | x |
| — falconensis | | x |
| — foliata | | x |
| — praebulloides | | x |
| — woodi | | x |
| Globigerinoides druryi | | x |
| — triloba | | x |
| Orbulina suturalis | | x |
| Cibicides boueanus | | x |
| — tenellus | | x |

SPORA, POLLEN

| SZÁSZVÁRI FORMÁCIÓ Mecsek-nádasdi Tagozat | FÚRÁS Bohring | | | |
|--|------------------|--------|---|---|
| | Kán-t. 8. | Kh. 3. | | |
| | 1 | 2 | | |
| Palaeoperidinum sp. (töredék) (Fragmente) | x | | | |
| ? Cooksonella circularis | | x | | |
| Mikroforaminifera | | x | | |
| Botryococcus braunii | x | x | | |
| Pediastrum sp. | | x | | |
| Wetzeliella sp. | | x | | |
| Fungi sp. | x | | | |
| Mycophyta | | x | | |
| Phragmothyrites sp. | | x | | |
| Azolla sp. | | x | | |
| Echinatisporis sp. | | x | | |
| Echinosporis microechinatus | | x | | |
| Gleicheniidites sg. Tviremisporites umbonatus f. minor | | x | | |
| Ricciaesporites sp. | | x | | |
| Gleicheniidites sp. | | x | | |
| Cicatricosisporites minimus | | x | | |
| — rugulatearis | | x | | |
| — chattensis minor | | x | | |
| — sp. | | x | | |
| Leiotriletes wolffi | | x | | |
| — sp. | | x | | |
| Baculatisporites sp. | | x | | |
| Trilites sp. | | x | | |
| Polyodiaceoisporites gracillimus | | x | | |
| — miocaenicus | | x | | |
| — gracillimus granoverrucatus | | x | | |
| — sp. | | x | | |
| Mecsekisporites miocaenicus | | x | | |
| — sp. | | x | | |
| Lycopodiumsporites oligocaenicus | | x | | |
| Retritriletes sp. | | x | | |
| Laevigatosporites haardti | | x | | |
| — sp. | | x | | |
| Perinomonoletes spicatus | | | | x |
| Polyodiisporites histiopteroides minor | | | | x |
| — favus | | | | x |
| — alienus | | | x | |
| — balticus subfsp. balticus | | | | x |
| Verrucatosporites sp. | | | | x |
| Verrucingulatisporites sp. | | | | x |
| Perimonoletes sp. | | | | x |
| Favosporis trifavus | | | | x |
| Punctatisporites tanndorfensis | | | | x |
| — cf. lutaticus | | | | x |
| Pityosporites labdacus | | | x | |
| Abiespollenites sp. | | | | x |
| Podocarpidites sp. | | | | x |
| Légszákos fenyőpollen (Pinus típus) (Kieferpollen mit Luftsack, Pinus Typ) | | | | x |
| Magnoliaepollenites sp. | | | | x |
| Ephedripites sp. | | | | x |
| Liquidambarpollenites sp. | | | | x |
| Polyadopenites sp. | | | | x |
| Lythraceapollenites bavaricus | | | | x |
| Tricolporopollenites sp. | | | | x |
| Ilexpollenites iliacus | | | | x |
| Tricolporopollenites sp. (Ilex) | | | | x |
| Caprifoliipites andreanszkyi | | | | x |
| — sp. | | | x | |
| Lonicerapollenites sp. | | | | x |
| Diervillapollenites megaspinosus | | | | x |
| Intratrirporopollenites sp. (Tilia) | | | | x |
| Heliotropioidearumpollenites gracilis | | | | x |
| Dipterocarpacearumpollenites hidasensis | | | | x |
| Ericipites sp. | | | | x |
| Proteacidites egerensis | | | | x |
| Compositaepollen sp. | | | x | |
| Chenopodiopollenites multiplex | | | x | x |
| Tetracolporopollenites sp. (Sapotaceae) | | | | x |
| — sp. | | | | x |
| Celtipollenites sp. | | | x | |

| | |
|--|---|
| Carpinidites carpinoides | x |
| Polyporopollenites sp. (? Carpinus) | x |
| Alnipollenites verus | x |
| Betulaepollenites betuloides | x |
| — sp. | x |
| Faguspollenites sp. | x |
| Quercopollenites sp. | x |
| Tricolporopollenites cingulum | x |
| — sp. | x |
| — sp. (massula) | x |
| Tripoporopollenites cf. crassus | x |
| — sp. (cf. Corylus) | x |
| Juglanspollenites verus | x |
| — sp. | x |
| Pterocaryapollenites stellatus | x |
| — sp. | x |
| Caryapollenites simplex | x |
| Engelhardtoidites microcaryphaeus | x |
| Platycaryapollenites miocaenicus | x |
| Ulmipollenites undulosus | x |
| Polyporopollenites stellatus | x |
| — verrucatus minor | x |
| — sp. | x |
| Myricipites rurensis | x |
| Triatriopollenites sp. (Myricaceae) | x |
| Cyperaceapollis piriformis | x |
| Graminidites crassiglobosus | x |
| Momipites punctatus | x |
| Mono-colpopollenites tranquillus | x |
| — sp. | x |
| Monoletes | x |
| Cristaepollis sp. | x |
| Oligopollis pentapollis | x |
| Orapollis cf. potsdamensis | x |
| Incertae sedis | x |
| Inaperturopollenites hiatus | x |
| Cedripites sp. | x |
| Cedrus typ. | x |
| Sequoiapollenites polymorfofus | x |

| KERESZTÚRI FORMÁCIÓ | FÚRÁS Bohrung | | |
|---|------------------|---------|---------|
| | Db. 14. | Db. 19. | Db. 20. |
| Phaeocerosporites baranyaensis | x | | x |
| Echinatisporites sp. | | x | |
| Ricciaesporites sp. | x | x | |
| Cicatricosisporites pannonicus | | x | |
| Gleicheniidites sp. | x | x | |
| Leiotriletes microlepidoidites | | | x |
| Polyodiaceoisporites lusaticus | x | x | |
| — sp. | | x | x |
| Mecsekisporites miocaenicus | | | x |
| — zengővárkonyensis | x | | x |
| — sp. | | | x |
| Laevigatosporites haardti | | x | |
| Triletes indet. | | | x |
| Verrucatisporites inequalis | x | | |
| Verrucatus szerkezetű trilet spóra | | x | |
| Légsákos fenyőpollen (Kieferpollen mit Luftsack) | x | x | |
| Caryophyllidites microreticulatus | x | | |
| Caryapollenites simplex | x | | |
| Tricolporopollenites sp. | | x | |
| Engelhardtoidites microcoryphaeus | | x | |
| Platycaryapollenites miocaenicus | | x | |
| Ulmipollenites undulosus | | x | |
| Momipites punctatus | | | x |
| Pollenites indet. (cf. Concentricistes rubinus) | | | x |

| BUDAFAI FORMÁCIÓ Komlói Tagozat | FELSZÍNI FELTÁRÁS Oberflächen-Aufschluss | | | | | | | | | | FŰRÁS Bohrung | | | | | | | |
|---|---|----------|---------|-------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|------------------|------------|-------|-------|-------|-------------|-------------|--------|
| | Fm. 335. | Fm. 421. | Ab 173. | Mr 38 | Mr. 58. | Mr. 59. | Mr. 97. | Mr. 128. | Mr. 133. | Mr. 143. | Kb. 3. | K. LXXIII. | A. 6. | A. 7. | A. 8. | VII. szerk. | XIV. szerk. | O. 23. |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| <i>Hytrichosphaeridium</i> sp. | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| <i>Baltisphaeridium ciliatum</i> | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| <i>Leiosphaeridia</i> sp. | | | | X | | | X | X | X | | | | | | | | X | |
| <i>Hidasia flexibilis</i> | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| — <i>duigana</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| <i>Ceratocystidiopsis</i> sp. | | | | X | | | | | | | | | | | | | | |
| Plankton „A” | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| <i>Cymatiosphaera hungarica</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| <i>Cooksonella circularis</i> | | | X | X | X | X | | | | | | | | | | X | X | |
| — sp. | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| <i>Spirogyra</i> sp. | | | X | X | X | | | | X | | X | | | X | X | X | X | X |
| <i>Ovoidites ligneolus</i> | | | | | | | | | X | | | X | | X | X | X | X | |
| Mikroforaminifera sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Bothryococcus braunii</i> | | X | X | X | X | X | X | X | X | | X | X | | X | X | X | X | X |
| Fungi sp. | | | | | | | | X | | | X | X | X | X | X | X | X | X |
| <i>Rudolphisporites</i> sp. | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| <i>Phaeocerosporites baranyensis</i> | X | X | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| <i>Ricciaepollenites hungaricus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| <i>Ricciaesporites transdanubicus</i> | | | | | | | | | | | | X | | | X | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| <i>Phaeocerosporites baranyaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — <i>transversus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| <i>Gleichenidites (Tremisporites)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>umbonatus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | X | X | | | | | | X |
| <i>Semigleichenidites duplex</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| cf. <i>Selaginella</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| <i>Echinatisporis</i> cf. <i>cycloides</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| <i>Echinatisporites wisaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | X | | | | | X | |
| <i>Brandenburgisporis tenera</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| <i>Murigerisporites</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| <i>Osmundacidites gemmatus</i> | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| <i>Leiotriletes wolffi</i> ssp. <i>wolffi</i> | | X | X | | | | | X | | | X | | | X | X | X | X | X |
| — <i>wolffi</i> ssp. <i>brevis</i> | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| — <i>miocaenicus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — <i>maxoides</i> ssp. <i>maxoides</i> | | | X | | | X | | | | | | | | | | | X | X |
| — <i>maxoides</i> ssp. <i>minoris</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| — <i>hidasensis</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| — <i>sinosuoides</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | X | | X | | | X | X | | | | X | X | | | | | X | |
| <i>Punctatisporites</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| <i>Lygodioisporites solidus</i> | | | | | | | | | | | | | | X | | | X | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Podocarpidites sp. | | | | | | X | X | | | | | X | | | X | | X | X |
| — microreticuloidata | | X | X | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — papillionis | | X | | | X | | | | | | | | | | | | | |
| Dacrydiumites quillauminii | | | X | X | | | | | X | | | | | | | | | X |
| — balansaeformis | | | | | | | | | | | | X | | | | | | X |
| — taxoidiformis | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |
| Gymnospermae töredék (Fragmente) | | | | | | | | | | | | | X | | X | | | |
| Phyllocladipollenites grandis | | | X | | | | | | | | | X | | | X | | | |
| Tetracentracearumpollenites komlóensis | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — minimus | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Nupharoides sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Liquidambarpollenites formosanaeformis | | | X | X | | | | | | | | X | | | | | | X |
| — orientalisformis | | | | | | | | | | X | | | | | | | | |
| — styracifluaeformis | | | X | | | | | | X | | | | X | | | | | X |
| — sp. | | | | | | X | | | | | | | | | | X | | X |
| Nymphaeaepollenites sp. | | | | | | X | | | | | | | | | X | | | X |
| cf. Hammamelidaceae | | | | | | X | | | | | | | | | | | | X |
| Slowakipollenites cechovici | | | | | | | | | X | | | | | | | | | X |
| — hippophae | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — neogenicus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | | X | | X | | | | | | | | | X |
| Sporotrapoides erdtmani | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| Alangiopollenites simplex | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sibirica | | | X | X | | | | | | | | | | | | | | X |
| — barghoornianum | | | | | | | | | | | | X | | | | X | | X |
| Nyssapollenites kruschi analepticus | | X | | | X | X | X | | | | | X | | | | | | X |
| Nyssapollenites sp. | | | | | | | | X | | | | | | | X | | | X |
| Myrtacearumpollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Rutacearumpollenites komlóensis | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |
| — sp. | | | | X | | | | X | | | | | | | | | | X |
| Polygalacearumpollenites miocaenicus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Rhoipites pseudocingulum | X | X | X | X | X | X | | X | | | | X | X | X | X | | X | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| Aceripollenites rotundus | | | X | | X | | | X | | | | | X | | | | | X |
| — reticulatus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |
| — sp. | X | X | | | X | X | X | | | | | X | X | | X | | | X |
| Ilexpollenites propinquus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| — margaritatus | | | | | | | | | | | | | | X | | | | X |
| — margaritatus typ. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | X | | | | | X |
| Siphonodontipollenites hungaricus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Spinuliferoidaepollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Cyrrillaceaeepollenites exactus | X | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — megaexactus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cyrillaceapollenites sp. | | | | X | | X | | X | | | | | | | X | | | X |
| Araliaceopollenites euphorii | | | | | | X | | X | | | | X | | | X | X | X | X |
| — edmundi | X | | | X | X | | | X | | | | X | | | X | X | X | X |
| — sp. | | | X | X | X | | | X | X | | | | | | X | | | X |
| Tricolporopollenites edmundi | X | | X | | | | | | | | | X | | | X | | X | X |
| — satzveyensis | | | | | | | | | | | | | | | X | | X | |
| — kruschi | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| Caprifoliipites andreanszkyi | | | | X | X | X | | | | | | | | | X | X | | |
| — gracilis | | | | X | X | X | | | | | | | | | X | | X | |
| — sambucoides | | | X | | | X | | | | | | | | | X | | | |
| — sp. | X | | X | | | | | X | X | | | | | | X | | X | |
| Loniceraepollenites sp. | | | | X | | | | | | | | | | | | | | X |
| Scabiosaepollenites magnus | | | | | | | | | | | | | X | | X | | | X |
| — minimospinosus | | | | | | | | | | | | | X | | X | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | X | | X | | | X |
| Intratropopollenites instructus | | X | | X | | | | X | | | | X | X | | X | X | X | X |
| — insculptus | | | | | | | | | | | | X | | | | | X | |
| — polonicus | | X | X | | | | | | | | | | | | | | | |
| — sp. | | | | | | | X | | X | | | | | | | | | X |
| Malvacearumpollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Oleoidearumpollenites reticulatus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — chinensis | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Heliotropioidearumpollenites gracilis | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| Utriculariaepollenites elegans | | | | X | | | | | | | | | | | | | X | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | X | X |
| Plataginacearumpollenites sp. | | | | | | | | X | | | | | | | | | X | |
| Cistacearumpollenites rotundus | | X | | | X | | | | | | | X | | | X | | X | X |
| — sp. | | | | X | | | | | | | | | | | | | X | X |
| Lobeliaepollenites erdtmani | | | | | | | | | | | | X | | | | | | X |
| Tubulifloridites sp. | | | | | | | | | | | | X | | | X | | | |
| Lobeliaepollenites sp. | | | | | | | | | | | | X | | | X | | | |
| Artemisiaepollenites sellularis | | | X | | | | X | | | | | X | | | X | | X | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Tricolporopollenites chletraceiformis | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — densus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Ericipites ericius | | | | | | | | | | | | | X | | | | X | X |
| — hidasensis | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — cf. hidasensis | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — sp. | | | | X | | X | X | | | | | X | X | | X | | X | X |
| Chenopodipollenites maximus | | | X | | | | | X | | | | | | | | | | |
| — neogenicus | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — cf. neogenicus | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| Chenopodiaceapollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Vaclavipollenites sp. | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| Sapotaceoidaeipollenites microrhombus | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — cf. biconus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sapotaceoidapollenites | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| biconicus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| — cf. obscurus | | | | | | | X | | | | | X | | | | | X | |
| — obscurus | | | | | | | | | | | | X | | | X | X | X | X |
| — cf. kirchheimeri | | | | | X | X | X | | | | | X | | | X | | X | X |
| — rotundus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — sapotoides | | | | X | | | X | | X | | | X | | | | | X | X |
| — turgidus | | | | | | X | | | X | | | X | | | | | | |
| — sp. | | | | | | X | X | | | X | | X | | | X | | X | X |
| Porocolpopollenites latiporis | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — stereiformis | | X | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — triangulus | | | | | | | | | | | | X | | | | | X | |
| — hidasensis | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | X | X |
| Persicarioipollis lusaticus | | | | | | | | | X | | | | X | | | X | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | X | X |
| Ulmipollenites stillatus | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — maculosus | | X | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — miocaenicus | | | X | X | | | | | | X | | | | | | | | |
| — undulosus | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| Celtipollenites sp. | | | X | | X | X | | | | | | | | | | | | |
| Ulmipollenites sp. | | | X | X | X | X | X | X | X | | | X | X | X | X | | X | X |
| Zelkovaepollenites potonieii | | | | X | | | | | | | | X | | | | | | X |
| — thiergarti | | X | X | | X | | | | | | | X | | | X | X | | X |
| — sp. | | | | | X | X | | | X | | | X | | | X | | X | X |
| Carpinuspollenites carpinoides | | | | | | | | | X | | | | | | | | | |
| — sp. | | | X | | | | | | | | | X | | | | X | | X |
| Ostryapollenites rhenanus | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| — sp. | | | | | X | | | | X | | | X | | | | | X | X |
| Betulaepollenites betuloides | | X | X | X | | X | X | | X | X | | X | | | | X | X | X |
| — prominens | | | | | X | | X | | | | | X | | | | | X | |
| — sp. | | | | X | X | X | | | | | | | | | X | | | |
| Alnipollenites verus | | | X | | | X | | X | X | | | X | | X | X | X | X | X |
| — sp. | | X | | | | | | | | | | X | | | | | X | X |
| Faguspollenites minor | | | X | | X | X | X | | | | | | | | X | | X | X |
| — vivus | | | X | | X | | X | X | | | | X | | | X | | | X |
| — sp. | | X | X | X | | X | | | X | | | X | | | X | X | X | X |
| Utriculariaepollenites sp. | | X | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Quercopollenites robur typ. | | | | X | | | | | | | | | | | | | X | |
| — petrea typ. | | | | X | | | | | | | | X | | | | | | X |
| — sp. | | | | X | X | X | | | X | | | X | | | X | X | X | X |
| Tricolporopollenites liblarensis | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| — cingulum ssp. fusus | | X | | | | | | | | | | X | | | | | X | X |
| — cingulum ssp. oviformis | | X | | | | | | | | | | X | | | | | X | |
| — microhenrici | | | X | | | | | | | | | X | | X | X | X | X | X |
| — villensis | | | | X | | | | | | | | X | | | | | | X |
| — asper | | | | | | X | X | | | | | X | | | | | | X |
| — cingulum typ. | | | | | X | X | | | | | | | | | | | X | |
| — dolium | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — genuinus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| — henrici | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tricolporopollenites | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| microhenrici ssp. intrabaculatus | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — kruschi | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| — porasper | | | X | | X | | X | | X | | | X | | | | | | X |
| — robustus | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — sustmani | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — sp. | | | X | X | | X | | | X | | | | | | | | X | |
| — cingulum ssp. pusillus | | | | | | X | X | | | | | | | X | | | X | |
| Juglanspollenites verus | | | | X | | | X | | | | | | | | | X | | |
| — sp. | | | X | X | | X | X | | X | | | | | X | | X | X | X |
| Pterocaryapollenites mecsekensis | | | X | | X | | | | | | | X | | | X | | | |
| — stellatus | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — rotundiformis | | | | | | | X | | | | | | | | | | | |
| — sp. | | | X | X | | X | | X | X | | | | | X | X | X | X | X |
| Caryapollenites simplex | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — sp. | | | | X | | | | | | | | | | | | | X | |
| Engelhardtoidites | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| microcoryphaeus | | | X | | | | X | | | | | X | | | | | X | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | X | | X | X | X | X |
| Platycaryapollenites miocenicus | | | | X | X | | | | | | | | | | | | X | X |
| — sp. | | | X | | X | X | X | | | | | | X | | | | X | X |
| Plicatopollenites plicatus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Subtriporopollenites sp. | | | | X | | | | | | | | | | | | | | |
| Momipites punctatus | | X | X | X | X | X | X | X | X | | | X | | | X | X | X | X |
| — quetus | | | | | | | | | | | | | | | | | X | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | X | | | | | | X |
| Myricipites rurensis | | X | | | X | X | X | | X | | | X | X | | X | | X | X |
| — myricoides | | | | | | | | X | X | | | | | X | X | | X | X |
| — sp. | | | X | X | X | | | | | X | | | | | | | X | |
| Salixipollenites densibaculatus | | | | | | | | | | | | | | X | | | X | X |
| — helveticus | | | | | | | X | | | | | | | | | X | | |
| — sp. | | X | X | | X | | | | X | | | X | | X | | X | X | X |
| Liliacidites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Cyperaceae-pollis sp. | | | | | | | | | | X | | | | | | | | |
| Graminidites media | | | | | | | | | X | | | | | | | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | X | | | | | X | |
| Arecipites tranquillus | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| — chamaedoriformis | | | | | | | | | | | | | | | X | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | X | | X | | |
| Sabalpollenites papillosus | | | | | | | | | | | | X | | | | | | |
| — retareolatus | | | | | | | | | | | | | | | X | | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | X | | X | | X |
| Sparganiaceae-pollenites | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| polygonalis | | X | X | X | X | X | | | | | | X | | | | X | | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | X | | | X | | | X |

| BUDAFAI FORMÁCIÓ Mánfai Tagozat | FELTÁRÁS | |
|--|------------|----------|
| | Aufschluss | |
| | Ab. 139. | Ab. 140. |
| Cooksonella circularis | | x |
| Ovoidites ligneolus | | x |
| Spirogyra sp. | | x |
| Botryococcus braunii | | x |
| Leiotriletes wolffi | | x |
| Polypodiaceosporites gracillimus | | x |
| — verrucosus | | x |
| Bifacialisporites cf. medius | | x |
| — sp. | | x |
| Mecsekisporites zengővárkonyensis | | x |
| Laevigatisporites haardti | | x |
| Pityosporites labdacus | | x |
| Abiatinaepollenites microalatus | | x |
| Piceapollenites neogenicus | | x |
| Abiespollenites absolutus | | x |
| Cedripites crassus | | x |
| — sp. | | x |
| Podocarpidites macrophylliformis | | x |
| Liquidambarpollenites formosanaeformis | | x |
| — stryacifluaeformis | | x |
| Rutacearumpollenites komloensis | x | |
| Aceripollenites sp. | | x |
| Araliaceoipollenites euphorii | | x |
| Tricolporopollenites edmundi | | x |
| Intratrisporopollenites instructus | | x |
| Cistacearumpollenites rotundus | | x |
| Artemisaepollenites sellularis | | x |
| Ericipites sp. | | x |
| Sapotaceoideaepollenites sapotoides | | x |
| Ulmipollenites sp. | | x |
| Zelkovaepollenites potonieii | | x |
| Betulaepollenites betuloides | | x |
| Alnipollenites verus | | x |
| Faguspollenites sp. | | x |
| Quercopollenites sp. | | x |
| Tricolporopollenites villensis | | x |
| — cingulum typ. | | x |
| Juglanspollenites sp. | | x |
| Pterocaryapollenites sp. | x | x |
| Caryapollenites simplex | x | x |
| Myricipites sp. | x | x |
| Graminidites media | | x |
| — sp. | x | |
| Sparganiarumpollenites polygonalis | | x |

| TEKERESI FORMÁCIÓ | FELTÁRÁS | | | | | FŰRÁS |
|-----------------------------------|------------|-----------|-----------|--------|---------|---------|
| | Aufschluss | | | | | Bohrung |
| | Msz. 286. | Msz. 280. | Msz. 365. | Mr. 2. | Mr. 30. | Ksz. 2. |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 | |
| Palaeocystodinium golzowense | | | | | | X |
| Chytroeisphaeridia sp. | | | | | | X |
| Tasmanites sp. | | | | | | X |
| Dinoflagellata | | | | | | X |
| Hemicystodinium zoharyi | | | | | | X |
| Spiniferites ramosus | | | | | | X |
| Hystrichosphaeridium choanophorum | | | | | | X |
| — stellatum | | | | | | X |
| Cordosphaeridium divergens | | | | | | X |
| — microtriaina | | | | | | X |
| Hystrichosphaeridae | | | | | | X |
| Micrhystridium operosum | | | X | | | |
| Leiotriletes wolffi | | | X | | | |
| — neddenoides | | | X | | | |
| Baltisphaeridium sp. | | X | | | | |
| Tythodiscus sp. | | X | | | | |
| Pleurozonaria concinna | | | | X | | |
| Spirogyra sp. | X | | | | | |
| Botryococcus braunii | X | X | | X | X | X |
| Pediastrum simplex | | | | | | X |
| Diatoma | | | | | | X |
| Piceapollis sp. | | | | | | X |
| Foraminisporis zonaloides | | | | | | X |
| Scolecodonta | | | | | | X |
| Fungi | X | | X | | | |
| Ricciaesporites sp. | | | | | | X |
| Echinatisporites sp. | | | | | | X |
| Leiotriletes adriennis | | | | | | X |
| — microlepidoidites | X | | | | | |
| — sp. | | | | | | X |
| Baculatisporites sp. (Osmunda) | | | | | | X |
| Lygodiisporites paucivallatus | | | | | | X |
| Trilites sp. | | | | | | X |
| Polypodiaceoisporites miocaenicus | | | | | | X |
| — lusaticus | | | | | | X |
| — sp. | | | | | | X |
| Verrucingulatisporites sp. | | | | | | X |
| Bifacialisporites sp. | | | | | | X |
| Laevigatosporites haardti | X | | X | | | X |
| Polypodiites sp. | | | | | | X |
| Polypodiisporites histiopteroides | | | | | | X |
| — clatiformis | | | | | | X |
| — favus | | | | | | X |
| Polypodiisporites potonieci | | | X | | | |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 |
|--|---|---|---|---|---|---|
| Polypodiisporites bockwitzensis | | | | | x | |
| Pityosporites labdacus | x | | x | x | x | x |
| Abietinaepollenites microalatus | | | | | | x |
| Inaperturopollenites hiatus | | | | | | x |
| Abiespollenites absolutus | x | | | | | |
| Cedripites sp. | x | | | | | x |
| Piceapollis sp. | | | | | | x |
| Cedripites balticum | | | x | | | |
| Dacrydiumites guillauminii | | | x | | | |
| Podocarpidites sp. | | | | | | x |
| Nymphaeapollenites sp. | | | | x | | |
| Liquidambarpollenites sp. | | | | | | x |
| Rhoipites pseudocingulum | x | | | | | |
| Ilexpollenites sp. | x | | | | | |
| Cyrtaceapollenites sp. | | | x | | | |
| Araliaceapollenites edmundi | | | x | | | |
| Caprifoliipites sp. | x | | | | | |
| Intratrisporopollenites sp. | | | | x | | |
| Dipterocarpaceaerumpollenites hidasensis | | | | | | x |
| Ericipites sp. | x | | | | | |
| Caryophyllidites microreticulatus | | | | | | x |
| Artemisia sellularis | x | | | | | |
| Chenopodipollenites sp. | | | | x | | x |
| Compositae | | | | | | x |
| Sapotaceoipollenites cf. turgidus | | | x | | | |
| Tetracolporopollenites sp. (Sapotaceae) | | | | | | x |
| Ulmipollenites undulosus | | | | | | x |
| — sp. | x | | | x | x | |
| Betulaepollenites betuloides | x | | | | | |
| Faguspollenites sp. | x | | | | | x |
| Alnipollenites verus | | | | | | x |
| Quercopollenites robur typ. | x | | | | | |
| Tricolporopollenites asper | | | x | | | |
| — microhenrici | | x | x | | | x |
| — porasper | | | x | | | |
| — sp. | | | | | | x |
| Ilexpollenites margaritatus | | | | | | x |
| Juglanspollenites verus | | | | | | x |
| Pterocaryapollenites stellatus | | | | | | x |
| Caryapollenites simplex | x | | | | | x |
| Engelhardtoidites microcoryphaeus | | | | | | x |
| Platycaryapollenites miocaenicus | | | | | | x |
| Polycolporopollenites sp. | | | | | | x |
| Triatrisporopollenites sp. (Myricaceae) | | | | | | x |
| Momipites punctatus | | | | | | x |
| Graminidites media | | | x | | | |
| — sp. | | | | | | x |
| Arecipites sp. | | | | | | x |
| Sparganiaceapollenites polygonalis | x | x | | | | |
| Pleurospermaepollenites sp. | | | | | | x |

| PÉCSSZABOLCSI FORMÁCIÓ | FELTÁRÁS | | FÜRÁS |
|------------------------------------|------------|-----------|---------|
| | Aufschluss | | Bohrung |
| | Msz. 287. | Msz. 288. | It. 1. |
| | 1 | 2 | 1 |
| Tythyodiscus sp. | | X | |
| Crassosphaera concinna | X | | |
| — sp. | | X | |
| Hidasia sp. | | | X |
| Spirogyra sp. | | | X |
| Plankton „A” | | | X |
| — forma | | | X |
| Botryococcus braunii | | X | X |
| Phaeocerosporites baranyaensis | | | X |
| Ricciaesporites hungaricus | | | X |
| Fungi sp. | | | X |
| Verrucingulatisporites mecsekensis | | | X |
| — sp. | | | X |
| Leiotriletes wolffi | | X | X |
| Polypodiaceosporites gracillimus | | X | X |
| — miocenicus | | X | X |
| — zengővárkonyensis | | | X |
| — sp. | | | X |
| Bifacialisporites mecsekensis | | | X |
| — sp. | | | X |
| Mecsekisporites zengővárkonyensis | | | X |
| — sp. | | | X |
| Laevigatosporites haardti | | | X |
| Polypodiisporites favus | X | X | |
| — histiopteroides | | X | |
| — potonieii | | X | |
| Pityosporites labdacus | | X | X |
| Abiatinaepollenites microalatus | | | X |
| Tsugaepollenites sp. | | X | X |
| Piceapollenites sp. | | | X |
| — neogenicus | | X | |
| Abiespollenites absolutus | | X | X |
| Cedripites crassus | | | X |
| — sp. | | X | X |
| Podocarpidites acmopylaeformis | | X | |
| — sp. | X | | X |
| Dacrydiumites balanseformis | | | X |
| — quillauminii | | | X |
| Ephedripites sp. | | X | |

| | 1 | 2 | 1 |
|--|---|---|---|
| Liquidambarpollenites formosanaeformis | | x | x |
| — styracifluaeformis | | | x |
| Nyssapollenites kruschi | | | x |
| Aceripollenites reticulatus | x | | |
| Rhoipites pseudocingulum | | x | |
| Aceripollenites rotundus | | | x |
| — sp. | | | x |
| Ilexpollenites iliacus | | x | x |
| — propinquus | | x | |
| Cyrillaceapollenites exactus | | x | |
| Araliaceapollenites edmundi | | x | |
| Caprifoliipites andreanszkyi | | x | |
| — gracilis | | | x |
| Intratriporopollenites instructus | | x | |
| Reevisiapollenites sp. | | | x |
| Cistacearumpollenites rotundus | | | x |
| — sp. | | | x |
| cf. Platanginacearumpollenites sp. | | | x |
| Tubulifloridites anthemidearum | | | x |
| Artemisiaepollenites sellularis | | | x |
| Ericipites sp. | | | x |
| Chenopodipollenites neogenicus | | | x |
| — multiplex | | | x |
| — sp. | | | x |
| Sapotaceoidaepollenites kicheimeri | | | x |
| — sp. | | | x |
| Ulmipollenites stillatus | | x | |
| Zelkovaepollenites potonieii | | | x |
| — sp. | | | x |
| Betulaepollenites betuloides | | x | x |
| Alnipollenites verus | | x | x |
| Faguspollenites minor | | | x |
| — vivus | | | x |
| Quercopollenites robur typ. | | | x |
| — sp. | | x | |
| Tricolporopollenites librarensis | | x | |
| — cingulum ssp. fusus | | x | |
| — sp. | | | x |
| Juglanspollenites sp. | | | x |
| Pterocaryapollenites sp. | | | x |
| Caryapollenites simplex | | x | x |
| Engelhardtoidites microcoryphaeus | | | x |
| Momipites punctatus | | x | x |
| Myricipites rurensis | | | x |
| Graminidites media | | | x |
| Sparaginaceapollenites polygonalis | | x | x |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|----------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|
| Persicarioipollenites sp. | | | | | | | | | | | | | X | X | | | X | X | |
| Ulmipollenites undulosus | | | | | | | | | | | | X | | X | | | | X | |
| — sp. | | | | | | | | X | | | X | | | | X | | X | | X |
| Celtipollenites sp. | | | | | | | X | | | | X | | | | X | | | | |
| Zelkovaepollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| Carpinuspollenites carpinooides | | | | | | | | | | | | X | | | | | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | X | | | | X | | | | |
| Ostryapollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| Triporopollenites coryloides | | | | | | | X | | | | X | | | | | | | | |
| Betulaepollenites betuloides | | X | | | | | | | | | | X | | X | | | | X | X |
| — sp. | | | | | | | X | | X | | | | | | X | | | | |
| Alnuspollenites cf. glutinosa | | | | | | | X | | | | | | | | | | | | |
| Keferstenoid typ. | | | | | | | | | | | X | | | | | | | | |
| Alnipollenites verus | | | | | | | | | | | X | X | X | X | | | | X | X |
| — sp. | | | | | | X | X | | | | X | | | | X | | X | | |
| Faguspollenites sp. | | | | | | | | X | | | | | | | X | | | | |
| Quercopollenites sp. | | | | | | | | X | | | X | X | X | X | X | | X | | |
| Tricolporopollenites sp. | | X | | | | X | | | X | | | | | | | | | | X |
| Juglanspollenites verus | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| — sp. | | | | | | | | | | | X | | | | X | | X | | |
| Pterocaryapollenites stellatus | | | | | | | | | | | | X | | X | | X | | X | X |
| — sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| Caryapollenites simplex | | | | | | | | X | | | X | X | X | X | X | X | | | X |
| — sp. | | | | | | | X | | | | | | | | | | | | |
| Myricipites myricoides | | | | | | | | X | | | | | | | X | | | | |
| — sp. | | X | | | | | | | X | | | | | | | | | | |
| Salixipollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | X | | | | | |
| Tricolporopollenites sp. (Salix) | | | | | | | | | | | X | | | | X | | | | X |
| Sagittaria sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| Potamogeton natans | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| (pollen) | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| — sp. | | | | | | | X | | | | X | | X | X | | X | | | |
| Cyperaceapollenites sp. | | | | | | | | | | | | | | | X | | | | |
| Graminidites sp. | | | | | | | | | | | X | | | | | | | | |
| Sparganiacearumpollenites | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| polygonalis | | | | | | | | | | | | | | | | | X | | |
| Sparganiaceapollenites sp. | | | | | | | X | | | | | | | | | | | | |
| Typha latifolia (pollen) | | | | | | | | | | | X | | | | X | | | | |
| Monoletes indet. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | X |
| Pollenites indet. (5–10 μ-os | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| sima formák) (glatte Formen) | | | | | | | | | | | | | | X | | X | | | X |

DIATOMA

| KOZÁRDI FORMÁCIÓ | FÜRÁS Bohrung | Magyarszék-t. 3. | | |
|--|------------------|------------------|--|---|
| | | | | |
| Achnanthes brevipes | X | | Dictyonis lorkoviczii | X |
| — fimbriata | X | | — tomašecii | X |
| Actinocyclus ehrenbergii | X | | Dimerogramma minor var. nana | X |
| — splendens | X | | Dimidiata saccula | X |
| — undulatus | X | | Diploneis crabro | X |
| Amphiprora sp. | X | | — nitescens | X |
| Amphora crassa var. punctata | X | | — smithii | X |
| — granulata | X | | — splendida | X |
| — gündleri | X | | Gephyria media | X |
| — intersecta | X | | Glyphodesmis distans | X |
| — ostrearia var. vitrea | X | | — lóczyi | X |
| — proteus | X | | — var. lanceolata n. var. | X |
| — terroris | X | | Grammatophora insignis var. doljensis | X |
| Anaulus minutus | X | | — oceanica var. macilenta | X |
| Bacillaria paradoxa | X | | — torosa | X |
| Bacteriastrium sp. | X | | Hyalodiscus radiatus | X |
| Biddulphia pulchella | X | | Mastogloia angulata var. sarmatica | X |
| — tridens | X | | — bahamensis f. doljensis | X |
| Caloneis bimaculata | X | | — castracanei | X |
| — boryana var. vittata | X | | — rogalli | X |
| — liber var. zagrabensis | X | | — spinosa | X |
| Campylodiscus fastuosus var. baldjikianus | X | | — splendida | X |
| — kidstanii | X | | — submarginata | X |
| — kuetzingii | X | | Melosira (Paralia) sulcata | X |
| Chaetoceros pantocseki | X | | — (Paralia) sulcata var. coronata | X |
| — sp. I. (kitartó spóra) | | | — (Paralia) sulcata f. radiata | X |
| (Dauersporen) | X | | Muelleriopsis limbata | X |
| — sp. II. (kitartó spóra) | | | Navicula baldjickiensis | X |
| (Dauersporen) | X | | — hennedyi | X |
| — sp. III. (serte) | X | | — latissima | X |
| Climacospheonia moniligera | X | | — lyra | X |
| Cocconeis andesitica | X | | — palpebralis | X |
| — kresteli n. sp. | X | | — transfuga var. plagiostoma | X |
| — quarnerensis | X | | Nitzshia coartata | X |
| — scutellum var. parva | X | | — doljensis | X |
| — scutellum var. raicana | X | | — plana | X |
| Coscinodiscus doljensis | X | | — spectabilis | X |
| — marginatus | X | | — triblionella var. biharensis | X |
| — nitidus | X | | Oestrupia musca | X |
| — sarmaticus | X | | Plagiogramma biharensis | X |
| Cymatosira biharensis | X | | — boryanum | X |
| Denticula hustedtii | X | | — truani | X |
| | | | Podosira lóczyi | X |
| | | | Pseudopodosira westii | X |
| | | | Rhabdonema adriaticum | X |
| | | | Rhaphoneis amphiceros | X |
| | | | — kinkerii | X |
| | | | — sp. I. | X |
| | | | — sp. II. | X |

| | | | |
|---|---|--------------------------------------|---|
| <i>Rhizosolenia alata</i> | x | <i>Triceratium balearicum</i> | |
| — <i>calcar-avis</i> | x | f. <i>biquadrata</i> | x |
| — <i>sarmatica</i> n. sp. | x | — <i>laetum</i> | x |
| <i>Rhopalodia gibberula</i> | x | <i>Zygoceros hungaricus</i> | x |
| — var. <i>rosmaniensis</i> | x | <i>Dictyocha slavnicii</i> | x |
| <i>Stephanopyxis eutycha</i> | x | <i>Distephanus crux</i> | x |
| <i>Surirella fastuosa</i> | x | — <i>crux</i> var. <i>longispira</i> | x |
| <i>Synedra crystallina</i> var. <i>fossilis</i> | x | — <i>speculum</i> | x |
| — sp. | x | <i>Ammodochium prismaticum</i> | x |
| <i>Thalassionema nitzschioides</i> | x | <i>Hermesinum adriaticum</i> | x |
| <i>Thalassiosira parva</i> | x | <i>Parathranium tenuipes</i> | x |
| | | <i>Monaxon; axea</i> | x |

| FÓTI FORMÁCIÓ Mecsekjános-i Tagozat | FELTÁRÁS Aufschluss |
|---|------------------------|
| | |
| <i>Hyalodiscus</i> aff. <i>praelaevis</i> | x |
| — aff. <i>kozlovii</i> | x |
| <i>Melosira kochii</i> | x |
| <i>Terpsione americana</i> | x |
| <i>Amphora</i> sp. | x |
| <i>Actinocyclus</i> sp. | x |
| <i>Synedra crystallina</i> | x |

NANNOPLANKTON

| TEKERESI FORMÁCIÓ | FŰRÁS Bohrung | | |
|------------------------------|------------------|--------------|-------------|
| | Tekeres 1. | Kishajmás 3. | Kovácsz. 2. |
| | 1 | 2 | 3 |
| Reticulofenestra minuta | X | | |
| — pseudoubilica | X | X | X |
| — cf. pseudoubilica | X | | |
| Coccolithus eupelagicus | X | X | |
| — pelagicus | X | X | X |
| — radiatus | X | | |
| — pateacus | | X | X |
| Cyclococcolithus jafari | X | | |
| — leptoporus | X | | |
| — roluta | X | X | |
| — stradneri | | X | X |
| Thoracosphaera sp. | X | | |
| Rhabdosphaera panonica | X | X | X |
| — poculi | X | | |
| Discolithus multiporus | X | X | X |
| — sparsiforatus | X | | |
| Helicopontosphaera kamptneri | X | X | X |
| — wallichi | X | | |
| — (cf.) selli | X | X | X |
| — sp. | | X | X |
| Syracosphaera pulchra | X | | |
| Sphenolithus heteromorphus | X | X | X |
| — moriformis | X | X | |
| — pacificus | | | X |
| Micrantholithus flos | X | | |
| — vesper | X | X | |
| Braarudosphaera bigelowi | X | X | X |
| Discoaster adamanteus | X | X | |
| — aulakos | | X | |
| — bouveri | X | X | |
| — deflandrei | | X | |
| — dilatus | X | | |
| — divaricatus | X | | |
| — druggi | X | | |
| — exilis | X | X | |
| — formosus | X | | |
| — kugleri | X | | |
| — lautus | X | | |
| — musicus | X | | |
| — nephados | X | | |
| — trinidadensis | X | | |
| — variabilis | X | | |
| Perforocalcinella petali | X | X | X |
| — fusiformis | | X | X |
| Lithostromation triangularis | X | X | |
| Cronocyclus nitescens | X | | |
| Cricolithus jonesi | X | X | X |
| Holodiscolithus macroporus | X | X | X |
| Cyclicorgolithus abisectus | | X | |
| Discolithnia millepuncta | | X | |
| Thoracosphaera sp. | X | | |
| Pontosphaera attentuatus | X | | |
| Watznaueria barnesae | X | | |
| Bidiscus sp. | X | | |
| Helicolthus trabeculatus | X | | |

MOLLUSCA

| SZÁSZVÁRI FORMÁCIÓ Mecsekánadasdi Tagozat | FÚRÁS Bohrung | |
|--|------------------|--------|
| | Kán-t. 9. | Mh. 2. |
| Congeria cf. clavaeformis | x | |
| — sp. | x | |
| ?Brotia sp. | | x |
| Hydrobia sp. | x | |
| ?Viviparus sp. | | x |
| Halpikkely (Fischschuppe) | | x |
| Otholith | x | |
| Mollusca héjtöredék (Schalenfragmente) | | x |

| BUDAFAI FORMÁCIÓ Komlói Tagozat | FELTÁRÁS Aufschluss | | FÚRÁS Bohrung |
|---|------------------------|----------|------------------|
| | Fm. 422. | Fm. 476. | Kán-t. 9. |
| Congeria cf. clavaeformis | | | x |
| — cf. ornithopsis | x | x | |
| — sp. I. | | | x |
| — sp. II. | | | x |
| Bithynia sp. | | x | |
| Hydrobia sp. | | | x |
| Planorbidae | | x | |
| Otholith | | | x |
| Szenes algaszálak (Verkohlte Algenfasern) | | | x |
| Szenes növ. törm. (Verkohlte Pflanzenschutt) | | | x |

| BUDAFAI FORMÁCIÓ Mánfai Tagozat | FELSZÍNI FELTÁRÁS Oberflächen-Aufschluss | | | | | | FÚRÁS Bohrung |
|------------------------------------|---|----------|----------|----------|----------|----------|------------------|
| | Fm. 451. | Fm. 479. | Fm. 585. | Fm. 628. | He. 176. | He. 217. | Ht. 1. |
| Nuculana fragilis | | | | | | x | |
| — sp. | | | | | | x | x |
| Anadara diluvii | | | | | | x | |
| Flabellipecten leythajanus | | x | | | | | |
| Chlamys cf. multistriata | | | x | | | x | |
| — sp. | | | | | | x | |
| Ostrea sp. | x | | | | | | |
| Lucina columbella | | | | | | x | |
| — sp. | x | | | | | | |
| Myrtea spinifera | | | | | | x | |
| Cardium sp. | x | | x | | | | |
| Pitaria sp. | x | | x | | | x | |
| Venus basteroti | | | | | | x | |
| — sp. | x | | | | | x | |
| Panopea menardi | | | | x | | | |
| Tellina sp. | | | | | | x | x |
| Corbula gibba | | | | | | x | |
| Pholadomya cf. alpina | | | | x | | | |
| Hinia sp. | | | | | | x | |
| Lutraria sp. | | | | | | x | |
| Natica sp. | x | | | | x | | |
| Turritella sp. | | | | | | x | |
| Terebra sp. | x | | | | | | |
| Conus dujardini | | | | | | x | |

| TEKERESI FORMÁCIÓ | FELTÁRÁS | | FÜRÁS | |
|---|------------|-------------|---------|---------|
| | Aufschluss | | Bohrung | |
| | Fm. 171. | Msz. 160/2. | Kh. 2. | Mht. 1. |
| <i>Nucula nucleus</i> | | x | | |
| <i>Nuculana fragilis</i> | | x | x | |
| <i>Anadara diluvii</i> | | | x | |
| — sp. | | | x | |
| <i>Glycymeris</i> sp. | | | x | |
| <i>Amussium cristatum badense</i> | | | x | |
| — sp. (<i>denudatum</i>) | | | x | x |
| <i>Chlamys latissima nodosiformis</i> | | | x | |
| <i>Diplodonta rotundata</i> | | | x | |
| <i>Ostrea</i> sp. | | | x | |
| <i>Cardita scalaris</i> | | | x | |
| <i>Isocardia cor</i> | x | | | |
| <i>Lucina</i> sp. | | | x | |
| <i>Myrtea spinifera</i> | | | x | |
| <i>Cardium</i> sp. | | | x | |
| <i>Pitaria islandicoides grundensis</i> | | | x | |
| <i>Venus scalaris</i> | | | x | |
| <i>Tellina</i> cf. <i>planata</i> | | | x | x |
| — sp. | | | | x |
| <i>Macoma elliptica</i> | | | x | |
| <i>Corbula gibba</i> | x | | x | x |
| — sp. | | x | x | |
| <i>Monodonta</i> cf. <i>orientalis</i> | | | x | |
| <i>Vaginella</i> cf. <i>austriaca</i> | | x | | |
| — sp. | | | | x |
| <i>Gibbula</i> sp. | | | x | |
| <i>Capulus</i> sp. | | | x | |
| <i>Natica millepunctata</i> | | | x | |
| <i>Ditrupa cornea</i> | | | x | |

| PÉCSSZABOLCSI FORMÁCIÓ | FELSZÍNI FELTÁRÁS | | | | | | | FÚRÁS | |
|------------------------------------|------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|---------------|
| | Oberflächen-Aufschluss | | | | | | | Bohrung | |
| | Fm. 138. | Fm. 255. | Msz. 62. | Msz. 84. | Msz. 86. | Msz. 89. | Msz. 90. | Ibafa-t. 1. | Almásk.-t. 2. |
| <i>Nucula fragilis</i> | | | | | | | | x | |
| — nucleus | | | | | | | | x | |
| <i>Anadara cf. diluvii</i> | | | | | | x | | | |
| <i>Glycymeris pilosa deshayesi</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Pecten sp.</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Flabellipecten leythajanus</i> | x | | | | | | | | |
| <i>Chlamys latissima</i> | x | | | | | | | | |
| — multistriata | | | | | | | | x | |
| <i>Anomia ephippium</i> | x | | | | | | | x | |
| <i>Ostrea sp.</i> | | | x | | | | | | |
| <i>Crassatella moravica</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Cardita scalaris</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Isocardia cor</i> | | x | | | x | | | | |
| <i>Lucina columbella</i> | | | | | | | | x | |
| — sp. | | | | | | | | | x |
| <i>Myrtea sp.</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Codokia sp.</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Cardium sp.</i> | | | x | x | | | | x | |
| <i>Laevicardium multicosatum</i> | x | | | | | | | | |
| <i>Pitaria sp.</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Venus basteroti</i> | x | | | | | | | | |
| — multilamella | x | | | | | | | | |
| <i>Solenocurtus antiquatus</i> | | | | | | | | x | |
| — sp. | x | | | | | | | | |
| <i>Calliostoma sp.</i> | | | | | | | | | x |
| <i>Gibbula sp.</i> | | | | x | | | | | |
| <i>Monodonta orientalis</i> | | | | | | | | x | |
| — rotellaris | | | | | | | | x | |
| <i>Neritina picta</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Turritella badensis</i> | | | | | | | | x | |
| — spirata | | | | | | | | x | |
| — subarchimedis | | | | | | | | x | |
| — sp. | | | | | | | | x | |
| <i>Cerithium europeum</i> | | | | | | | | x | |
| — sp. | | | x | | | | | | |
| <i>Terebralia cf. lignitarium</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Pirenella picta mitralis</i> | | | | | | | | x | |
| — sp. | | | | x | | | | | ? |
| <i>Natica catena helicina</i> | | | | | | | | x | |
| — millepunctata | x | | | | | | | | |
| <i>Erato levis</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Ancilla glandiformis</i> | | | | | | | | x | |
| — glandiformis conoidea | | | | | | | | x | |
| <i>Cancellaria gradata</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Clavata sp.</i> | | | x | | | | | | |
| <i>Mangelia subcylindrica</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Conus dujardini</i> | x | | | | | | | x | |
| — cf. ponderosus | | | | | | | | x | |
| <i>Beguina (Glans) rudista</i> | | | | | x | | | | |
| <i>Cadulus gadus</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Corbula sp.</i> | | | | | | | | | ? |
| <i>Dentalium sp.</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Ditrupea cornea</i> | | | | | | | | x | |
| <i>Hinia cf. limata</i> | | | | | | | | | |
| — sp. | | | x | x | | | | | |
| <i>Phalium sp.</i> | | | | | x | | | | |
| <i>Theodoxus pictus</i> | | | | | | | | | x |
| — sp. | | | | | | | | | x |
| <i>Lithothamnium</i> | | | | | | x | | | |

| SZILÁGYI FORMÁCIÓ | FÚRÁS |
|----------------------------------|---------|
| | Bohrung |
| | Msz. 1. |
| <i>Loripes dentatus</i> | x |
| <i>Venus multilamella</i> | x |
| <i>Lucina sp.</i> | x |
| <i>Tellina sp.</i> | x |
| <i>Macoma sp.</i> | x |
| <i>Corbula gibba</i> | x |
| <i>Hinia sp. ? hörnesi</i> | x |
| <i>Vaginella sp. ? austriaca</i> | x |
| Süntöredék | |
| (Echinoidenfragmente) | x |
| Halpikkely (Fischschuppe) | x |

| KOZÁRDI FORMÁCIÓ | FELTÁRÁS | FÚRÁS |
|-------------------------------|------------|---------|
| | Aufschluss | Bohrung |
| | Msz. 195. | Msz. 3. |
| <i>Abra reflexa</i> | | x |
| <i>Cardium inopinatum</i> | | x |
| — vindobonense | x | x |
| — sp. (? gleichenbergense) | | x |
| — sp. (? plicatofittoni) | | x |
| — sp. (? suessi) | | x |
| — sp. | | x |
| <i>Ervilia dissita</i> | | x |
| — sp. | | x |
| <i>Gibbula sp.</i> | | x |
| <i>Hydrobia sp.</i> | | x |
| <i>Irus sp. (? gregarius)</i> | | x |
| <i>Musculus sarmaticus</i> | | x |
| — sp. | | x |
| <i>Rissoa sp.</i> | | x |
| <i>Tapes sp.</i> | | x |

| DUNÁNTÚLI FŐCSOPORT | FELSZÍNI FELTÁRÁS Oberflächen-Aufschluss | | | | | FŰRÁS Bohrung | |
|---|---|-----------|---------|---------|---------|------------------|---------------|
| | Fm. 228/a. | Msz. 122. | B. 358. | B. 384. | H. 134. | Godisa-t. I. | Oroszló-t. I. |
| | | | | | | | |
| <i>Congeria croatica</i> | | | | X | | | |
| – rhomboidea | X | | | X | | | |
| – (cf.) triangularis | | X | | | | | |
| <i>Dreissena auricularis</i> | | | X | X | | | |
| – (cf.) auricularis simplex | | X | | | | | |
| – cf. sabbae | X | | | | | | |
| – serbica | | | | | | X | |
| – sp. | | X | | | | | |
| <i>Dreissenomya</i> sp. | | | X | | | X | |
| <i>Dressensiomya</i> (cf.) <i>schröckingeri</i> | | X | | | | | |
| <i>Gyraulus</i> cf. <i>brusinai</i> | | | | | | X | |
| – <i>radmanesti</i> | | | | | | X | |
| – sp. | | | X | | | | |
| <i>Hydrobia</i> <i>syrmica</i> | | | | | | X | |
| <i>Limnocardium</i> cf. <i>apertum</i> | | | | | | X | |
| – (cf.) <i>hungaricum</i> | | X | X | | | | |
| – cf. <i>kochi</i> | | | X | | | | |
| – <i>majeri multicostata</i> | X | | | | | | |
| – <i>ochetophorum</i> | | X | | | ? | | |
| – <i>otiophorum</i> | X | | | | | | |
| – (cf.) <i>penslii</i> | | | X | | | | |
| – cf. <i>riegeli</i> juv. | | | | | | X | |
| – cf. <i>rothi</i> | | | | | X | | |
| – (cf.) <i>schmidti</i> | | X | X | | X | | |
| – <i>szabói</i> | X | X | | | | | |
| – cf. <i>wurmbi</i> | | | | X | | | |
| – cf. <i>zagrabiense</i> | X | | | | | | |
| – sp. | | X | X | X | | X | |
| <i>Lithoglyphus acutus decipiens</i> | | | | | | X | |
| <i>Mikromelania coronatus</i> | | | | | | X | |
| – <i>laevis</i> | | | | | | X | |
| <i>Prosodacna</i> (cf.) <i>dainelli</i> | | | | | | X | |
| – cf. <i>vutskitsi</i> | | | | | | | X |
| <i>Prososthenia radmanesti</i> | | | | | | X | |
| – <i>sepulcralis</i> | | | | | | X | |
| <i>Pyrgula sergii</i> | | | | | | X | |
| <i>Theodoxus radmanesti</i> | | | | | | X | |
| – ind. | | | | | | X | |
| <i>Unio</i> sp. | | | X | | | X | |
| <i>Valvata</i> cf. <i>ilici</i> | | | | | | X | |
| – <i>kupensis</i> | | | | | | X | |
| – ind. | | | X | | | | X |
| <i>Viviparus sadleri</i> | | | | | | X | X |
| – ind. | | | | X | | | |

TÁBLÁK — TAFELN

I. Tábla—Tafel I

Szászvári Formáció, Mázaei Tagozat
Szászvárer Formation, Mázaer Glied

1. Barnássárga, kavicsos homokkőpad Györgymajortól D-re, a Hosszú-völgyben
Braunlich-gelbe, kiesige Sandsteinbank südlich von Györgymajor, im Hosszú-Tal
2. Jellegzetes feltárás a Hosszú-völgyben; középméretű durvaszemű homok, közbetelepült kavicsréteggel, mely ráomlik a partfalra
Typischer Aufschluss im Hosszú-Tal; mittel-grobkörniger Sand mit kiesiger Zwischenlage, die auf die Talflanke stürzt



II. Tábla—Tafel II

Szászvári Formáció, Mázai Tagozat
Szászvärer Formation, Mázaer Glied

1. Homokkő és polimikt kavicsanyag egymással váltakozó rétegei a Hosszú-völgyben
Wechselfolge von Sandstein und polymiktem Kies im Hosszú-Tal
2. Közép—durvaszemű, osztályozatlan, jól koptatott polimikt kavics feltárása a Hosszú-völgyben
Aufschluss mit mittel- und grobkörnigem, nicht sortiertem, gut gerundetem, polymiktem Kies im Hosszú-Tal



III. Tábla—Tafel III

Szászvári Formáció, Mázaí Tagozat
Szászvärer Formation, Mázaer Glied

1. Középszemű homokkő réteglapja a völgytalpon; a vízfolyás által szabdalt árkok a völgy irányával párhuzamosak (Hosszú-völgy)

Schichtfläche von mittelkörnigem Sandstein am Talboden; die von Wasserströmen eingeschnittenen Gräben laufen parallel mit der Talrichtung (Hosszú-Tal)

2. Középszemű homokkő rétegének kibúvása a Hosszú-völgyben

Ausbiss von mittelkörnigem Sandstein im Hosszú-Tal



IV. Tábla—Tafel IV**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied**

1. Felhagyott kavicsbánya Horváthertelendtől K-re; jellegzetes folyóvízi képződmény, polimikt kavicsanyaggal

Verlassene Schottergrube östlich von Horváthertelend; typische fluviatile Bildung mit polymiktem Schottermaterial

2. Az előbbi bányafal részlete. Középtájon egy zöldesszürke—ibolyásszürke, mintegy 1 m-es nagyságú „agyagkavics” látható

Teil der in Abb. 1. abgebildeten Grubenwand. Im mittleren Gebiet der Aufnahme ist ein grünlich-graues—violettgraues, 1 m mächtiges „Tongeröll” zu beobachten



V. Tábla—Tafel V**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied**

1. Tarka agyagos—kőzetlisztes rétegek a Györgymajorhoz vezető erdészeti út mellett. A középén látható hajlás atektonikus
Bunte tonig-schluffige Schichten am Forstwirtschaftsweg nach Györgymajor. Die Neigung im mittleren Teil ist atektonisch
2. A fenti feltárás távlati képe; a kőzetlisztrétegek kavicsrétegekkel váltakoznak
Perspektivaufnahme desselben Aufschlusses; es handelt sich um eine Wechselfolge von Schluff- und Schotter-schichten



VI. Tábla—Tafel VI

Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied

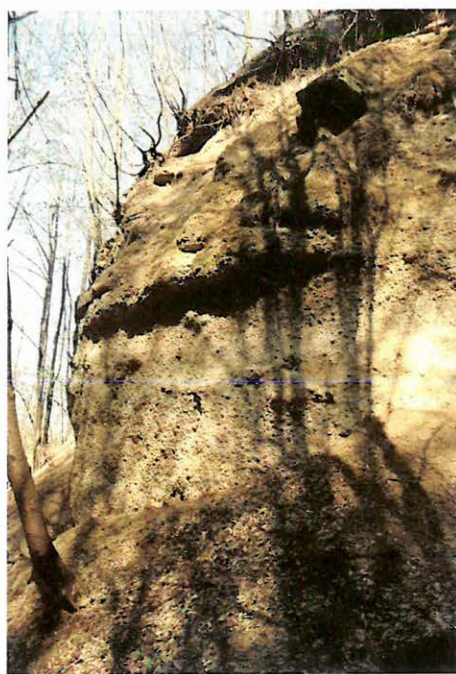
1. Diskordáns miocén—felső-pannóniai határ; az alsó tarka rétegek feletti 5 cm-es kavicsos rétegben rengeteg *Limnocardium* és *Congeria* maradvány látható (Kisibafa)
Diskordante Grenzlinie der miozänen und oberpannonischen Schichten; im 5 cm mächtigen kiesigen Paket über den unteren, bunten Schichten ist eine grosse Menge von *Limnocardien*- und *Congerien*resten zu beobachten (Kisibafa)
2. Diskordáns miocén—felső-pannóniai határ; a zöld színű réteg középszemű homok, a sárga, limonitos pedig homokos kőzetliszt (Ibafa, Lapsi-völgy)
Diskordante Grenzlinie der miozänen und oberpannonischen Schichten; die grüne Schicht wird als mittelkörniger Sand und die gelbe, limonitführende als sandiger Schluff bezeichnet (Ibafa, Lapsi-Tal)



VII. Tábla—Tafel VII

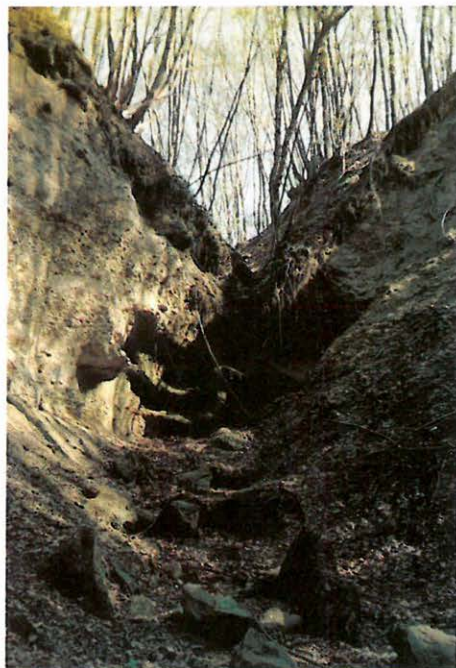
Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied

1. Meredek dőlésű homok és kavicsrétegek Bakócától DNy-ra
Steil einfallende Sand- und Kiesschichten SW von Bakóca
2. Durvaszemű, folyóvízi szállítású homok- és kavicsrétegek Bakócától DNy-ra
Grobkörnige, fluviatilem Transport unterworfenene Sand- und Schotterschichten SW von Bakóca



VIII. Tábla—Tafel VIII**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied**

1. Durvaszemű, kavicsos folyóvízi rétegek Bakócától DNy-ra, a völgyfőben
Grobkörnige, kiesige fluviatile Schichten im Talhaupt, SW von Bakóca
2. A fenti feltárás részlete, jól látható a homokkőpadok, rétegek kiékelődő jellege
Teil des oberen Aufschlusses. Der auskeilende Charakter der Sandsteinbänke und
-Schichten ist anschaulich



IX. Tábla—Tafel IX**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied**

1. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete, zöld—sárga, tarka betelepülés a kőzetlisztes homokban

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019. Eine grüne, gelbe, bunte Zwischenlage ist im schluffigen Sand zu beobachten

2. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete, sárga—ibolyásszürke kőzetlisztes homok, mellette 65° dőlésű harnis látható

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; gelblich- und violettgrauer schluffiger Sand und daneben ein 65° einfallender Harnisch sind zu beobachten



X. Tábla—Tafel X**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászárer Formation, Mecseknádasder Glied**

1. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete, 18 cm vastag földes—fás barnakőszén betelepülés közép—durvaszemű homokban
Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; eine 18 cm mächtige Zwischenlage von Braunkohle ist im mittel- und grobkörnigem Sand zu beobachten
2. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete, 65° dőlésű harnis világosszürke aleurolitban; mellette polimikt kavicsanyag látható
Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; ein 65° einfallender Harnisch ist in hellgrauem Schluffstein und daneben polymiktes Schottermaterial zu beobachten



XI. Tábla—Tafel XI**Szászvári Formáció, Mecseknádasdi Tagozat
Szászvárer Formation, Mecseknádasder Glied**

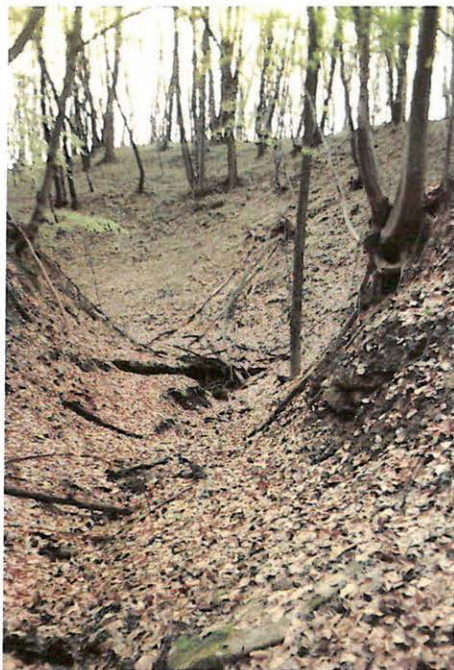
1. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; szenes növényi törmelékanyagot tartalmazó, szürke, kovás homokkőréteg
Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; graue, kieselführende Sandsteinschicht mit verkohlten Pflanzentrümmern
2. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; agyaggumós mocsári kiszáradási képződmény, felette középszemű kavicsbetelepülés látható
Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; moorige Austrocknungsbildung mit Tonknollen, darüber ist eine mittelkörnige kiesige Zwischenlage zu beobachten



XII. Tábla—Tafel XII

Budafai Formáció, Pécsváradai Tagozat Budafaer Formation, Pécsváradai Glied

1. Congeriás homokkőpad távlati képe a Háromházpusztától Ny-ra levő völgyben
Perspektivische Aufnahme einer Congeriensandsteinbank im Tal, westlich von Háromházpuszta
2. A fenti congeriás pad közelről; jól látható a kőzetalkotó mennyiségű Congeria kőből
Nahaufnahme der oberen Congerienbank; die Congeriensteinkerne von gesteinsbildender Menge können gut beobachtet werden



XIII. Tábla—Tafel XIII

Budafai Formáció, Pécsváradi Tagozat Budafaer Formation, Pécsváradder Glied

1. Congeriás homokkő—homokos mészkő réteglap felszíne a Háromházpusztától Ny-ra levő völgyben

Oberfläche einer Sandstein- und sandigen Kalksteinschichtfläche im Tal, westlich von Háromházpuszta

2. A Háromházpusztától Ny-ra levő völgyben, a congeriás mészkőpad alatti laza homokban tömegesen található mállott Congeria búbok

In einem Tal, westlich von Háromházpuszta sind verwitterte Congerienwirbel im losen Sand unter der Congerienkalksteinbank massenhaft zu finden



XIV. Tábla—Tafel XIV**Budafai Formáció, Komlói Tagozat
Budafaer Formation, Komlóer Glied**

1. Vékonyan rétegezett halpikkelyes agyagmárga feltárása az orfűi szerpentin kanyarjában
Aufschluss von dünngeschichtetem, fischschuppenführendem Tonmergel in der Kurve der Orfűer Serpentinstrasse
2. Halpikkelyes agyagmárga darabok a fenti feltárásból; a barna és szürke foltok halpikkelyek
Fischschuppenführende Tonmergelbrocken von oberem Aufschluss; die braunen und grauen Flecken sind Fischschuppen



XV. Tábla—Tafel XV**Budafai Formáció, Mátfai Tagozat
Budafaer Formation, Mánfaer Glied**

1. Durvakavicsos konglomerátum rétegek Magyarhertelendtől DK-re
Grobkiesige Konglomeratschichten südöstlich von Magyarhertelend
2. A fenti feltárás részlete, mintegy 1 m-es kiterjedésű meszes homokkőlencse a konglomerátumban
Abschnitt desselben Aufschlusses; eine 1 m lange kalkige Sandsteinlinse im Konglomerat ist zu beobachten



XVI. Tábla—Tafel XVI**Budafai Formáció, Mátfai Tagozat
Budafaer Formation, Mántfaer Glied**

1. Homok—homokkő—konglomerátumrétegek feltárása Magyarhertelendtől DK-re, a Szentimre-erdőben

Aufschluss von Sand-, Sandstein- und Konglomeratschichten südöstlich von Magyarhertelend, im Szentimre-Wald

2. A fenti feltárás részlete, enyhén hullámos rétegek, lencsés—pados homokkő betelepülésekkel

Abschnitt desselben Aufschlusses; mässig gewellte Schichten mit linsen- und bankartigen Einschaltungen von Sandsteinen sind zu beobachten



XVII. Tábla—Tafel XVII**Tari Formáció
Tarer Formation**

1. Kőfejtő a Nyáras-völgy bejáratánál, alul felső-campili mészkő, felül diszkordánsan települt dácittufa látható

Steingrube im Eingang des Nyáras-Tales, unten sind obercampiler Kalksteine, oben diskordant auflagernder Dazituff zu beobachten

2. A fenti kőfejtő felső szintje közelebről; a világosszürke, majdnem fehér dácittufa és a szürke campili mészkő között néhány dm vastag monomikt konglomerátum települ

Der obere Teil derselben Steingrube aus der Nähe; zwischen dem hellgrauen, fast weissen Dazituff und dem grauen Campilen-Kalkstein wird einige dm mächtiges, monomiktes Konglomerat gelagert



XVIII. Tábla—Tafel XVIII**Tekeresi Formáció
Tekereser Formation**

1. Mikrorétegzett kőzetlisztes agyagmárga rossz feltárása Magyarszék D-i végén
Aufschluss von schluffigem Tonmergel in schlechter Erhaltung bei der südlichen Ortsgrenze von Magyarszék
2. Kissé tufás, homokos, kőzetlisztes márga feltárása a Herman Ottó tó D-i gátjánál, Tekeressel szemben
Aufschluss von mässig tuffigem, sandigem, schluffigem Mergel am südlichen Damm des Herman Ottó Sees, gegenüber Tekeres



XIX. Tábla—Tafel XIX**Tekeresi Formáció
Tekereser Formation**

1. Sajátos kifejlődésű, kissé regresszív jellegű homokkőpados homok feltárása Kishajmástól É-ra
Aufschluss von mässig regressiv geltendem, kalksteinbankigem Sand von eigenartiger Ausbildung, nördlich von Kishajmás
2. Kissé keresztrétegzett, finomszemű, kőzetlisztes homok feltárása Kishajmástól ÉNy-ra
Aufschluss von mässig kreuzgeschichtetem, feinkörnigem, schluffigem Sand NW von Kishajmás



XX. Tábla—Tafel XX**Tekeresi Formáció
Tekereser Formation**

1. A XIX. tábla 2. kép részlete; meredek, $\sim 45\text{--}50^\circ$ -os dőlésű homokkőrétegek
Ein Teil der 2. Aufnahme der Tafel XIX; steil, mit $45\text{--}50^\circ$ einfallende Sandsteinschichten
2. Az előző feltárás részlete; egyenes kereszttrétegzettségű homok—homokkőrétegek
Ein Teil des vorigen Aufschlusses; gerade kreuzgeschichtete Sand- und Sandsteinschichten



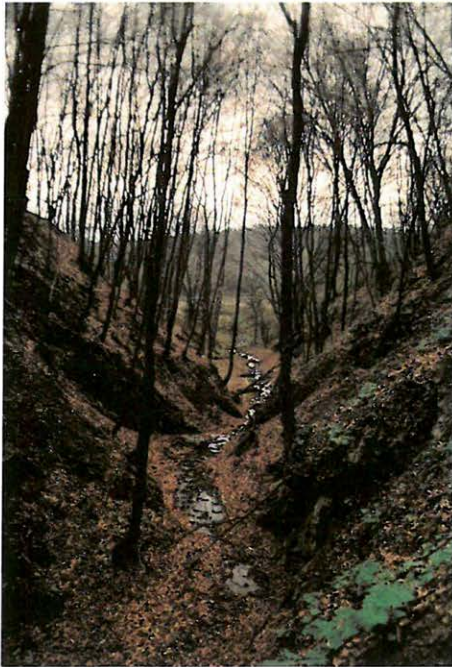
XXI. Tábla—Tafel XXI**Pécsszabolcsi Formáció
Pécsszabolcser Formation**

1. Jellegzetes lajtamésző feltárás Mecsekpölöskétől K-re, az országút mellett (dőlése $\sim 60^\circ$)

Typischer Leithakalk-Aufschluss östlich von Mecsekpölöske, neben der Landstrasse (Einfallen der Schichten beträgt $\sim 60^\circ$)

2. 60° -os dőlésű lajtamészőrétegeken áttörő patak Mecsekpölöskétől DK-re

Mit 60° einfallende Leithakalkschichten durchbrechender Strom SÖ von Mecsekpölöske



XXII. Tábla—Tafel XXII**Pécsszabolcsi Formáció
Pécsszabolcser Formation**

1. Tömeges kifejlődésű lajtamészkö feltárás Kishajmás É-i végén

Aufschluss von massig ausgebildeten Leithakalken bei der nördlichen Ortsgrenze von Kishajmás

2. Közelkép a fenti feltárásból, jól láthatók a mállott Mollusca kőbelek

Aufnahme des oberen Aufschlusses aus der Nähe, die verwitterten Molluskensteinkerne kann man gut beobachten



XXIII. Tábla—Tafel XXIII**Pécsszabolcsi Formáció
Pécsszabolcser Formation**

1. Jellegetes lajtamésző feltárás a bodolyabéri szinklinális D-i oldalán, a Merság-völgy völgyfőjében
Typischer Leithakalk-Aufschluss auf der südlichen Flanke der Bodolyabéerer Mulde im Taleingang des Merságer-Tales
2. Enyhén gyüredezett lajtamészőrétegek a bodolyabéri szinklinálisban
Mässig gefaltete Leithakalkschichten in der Bodolyabéerer Mulde



XXIV. Tábla—Tafel XXIV**Pécsszabolcsi Formáció
Pécsszabolcser Formation**

1. 4,5 m vastag lajtmészakőrétég a bodolyabéri szinklinálisban
4,5 m mächtige Leithakalkschicht in der Bodolyabérer Mulde
2. Lithothamnium gumók a lajtmészakőben (Merság-völgy)
Lithothamnienknollen im Leithakalk (Merságer-Tal)



XXV. Tábla—Tafel XXV.**Pécsszabolcsi Formáció
Pécsszabolcser Formation**

1. Echinodermata maradvány a Merság-völgy egyik mészhomokkő feltárásában
Echinodermenrest in einem Aufschluss von kalkigem Sandstein des Merságer-Tales
2. *Chlamys latissima* (BR.) a lajtamészköreteg alján (Bálint-völgy, bodolyabéri szinklinális)
Chlamys latissima (BR.) im unteren Teil der Leithakalkschicht (Bálint-Tal, Bodolyabéerer Mulde)



XXVI. Tábla—Tafel XXVI**Szilágyi Formáció
Szilágyer Formation**

1. Zöldesszürke, kőzetlisztes agyagmárga feltárása Bodolyabér közelében
Aufschluss von grünlich-grauem, schluffigem Tonmergel in der Nähe von Bodolyabér
2. Corbulák tömegét tartalmazó agyagmárga réteglap a fenti feltárásból
Massenhaftes Vorkommen von Corbula auf einer Schichtfläche im Tonmergel des oberen Aufschlusses



XXVII. Tábla—Tafel XXVII**Szilágyi Formáció
Szilágyer Formation**

1. Agyagmárga és meszes homokkő váltakozása Bodolyabér közelében
Wechselfolge von Tonmergel und kalkigem Sandstein in der Nähe von Bodolyabér
2. A fenti feltárás közelebbi képe; alul vékonyan rétegzett agyagmárga, felette meszes homokkő
Aufnahme desselben Aufschlusses aus der Nähe; unten ist dünngeschichteter Tonmergel, darüber kalkiger Sandstein zu sehen



XXVIII. Tábla—Tafel XXVIII**Szilágyi Formáció
Szilágyer Formation**

1. Hasadozott, rétegzettség nélküli kőzetlisztes agyagmárga feltárása
Aufschluss von geklüftetem, ungeschichtetem, schluffigem Tonmergel
2. Összemosott ősmaradványok (Chlamys, Corbula, Turritella) az agyagmárgából
Zusammengeschlämmte Fossilien (Chlamys, Corbula, Turritella) aus dem Tonmergel



XXIX. Tábla—Tafel XXIX**Peremartoni Főcsoport
Peremartoner Hauptgruppe**

1. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; nagyméretű, vastag héjú *Congeria* maradványok szürke, kőzetlisztes márgában

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; grosse, dickschalige *Congerien*reste sind in grauem, schluffigem Mergel zu beobachten

2. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; nagyméretű, vastag héjú *Congeria* maradványok a pannóniai képződménysor bázisán

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; grosse, dickschalige *Congerien*reste an der Basis der pannonischen Abfolge



XXX. Tábla—Tafel XXX**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. A pannóniai képződmények bázisrétegei Mecsekpölöske K-i végén
Basisschichten der pannonischen Bildungen an der östlichen Ortsgrenze von Mecsekpölöske
2. Enyhén ívelt, diszkordáns településű felső-pannóniai alapkonglomerátum Mecsekpölöske K-i végén
Mässig gewölbtes, diskordant gelagertes oberpannonisches Basiskonglomerat an der östlichen Ortsgrenze von Mecsekpölöske



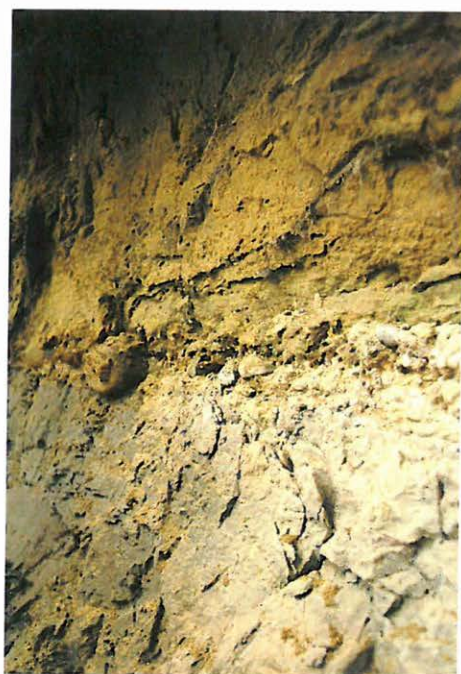
XXXI. Tábla—Tafel XXXI**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Zöldesszürke, miocén homokra települő sárga, limonitos, homokos kőzetliszt (Ibafa, Lapsi-völgy)

Grünlich-grauen, miozänen Sanden auflagernder gelber, limonitführender, sandiger Schluff (Ibafa, Lapsi-Tal)

2. Ibolyásszürke miocén rétegekre települő sárga, kőzetlisztes homok, alsó 5 cm-ében faunás, limonitos, kavicsos réteggel (Kisibafa)

Violettgrauen, miozänen Schichten auflagernder, gelber, schluffiger Sand, im unteren 5 cm mächtigen Teil mit faunen-, limonit- und schotterführenden Dünnschichten (Kisibafa)



XXXII. Tábla—Tafel XXXII**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; szürke, homokos kőzetliszt alatt sárga, kőzetlisztes homok 10° dőlésű rétegei láthatók

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; unter grauem, sandigem Schluff sind gelbe, 10° einfallende Schichten von schluffigem Sand zu beobachten

2. A Korpád 9019. sz. fúrás részlete; redox-határ a pannóniai kőzetlisztes homokban

Abschnitt der Bohrung Korpád 9019; eine Redoxgrenze ist im pannonischen schluffigen Sand zu beobachten



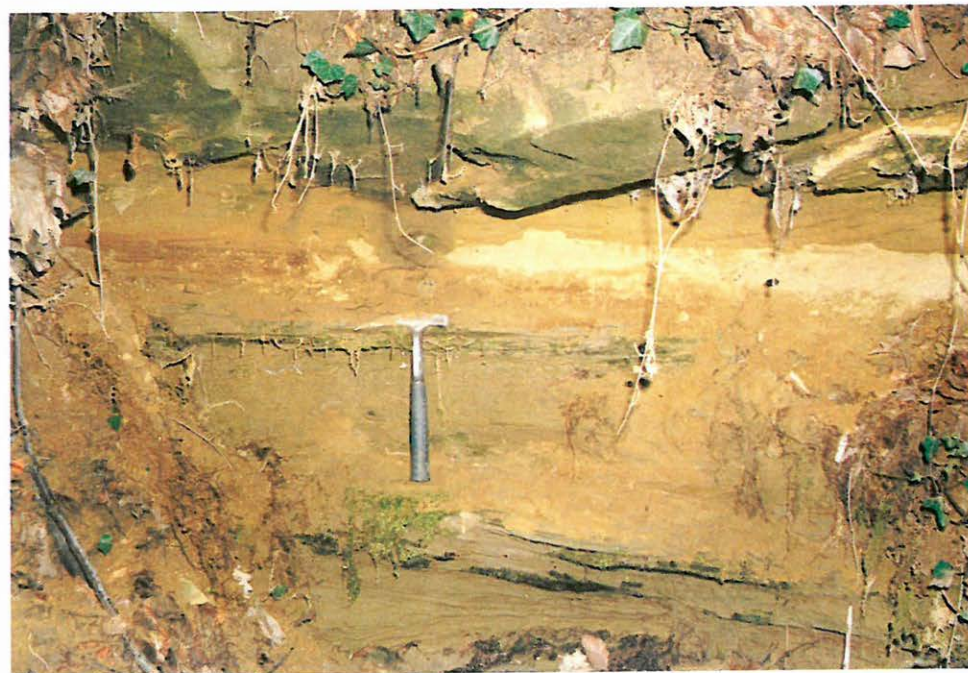
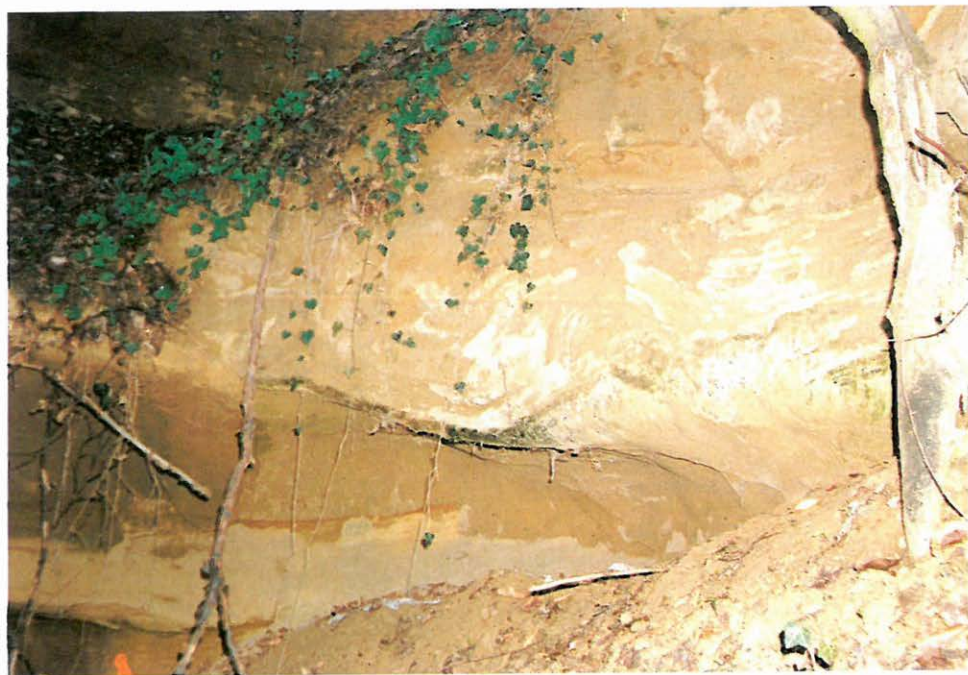
XXXIII. Tábla—Tafel XXXIII**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Jellegzetes homok—homokkő feltárás Almáskeresztúrtól DK-re
Typischer Sand- und Sandstein-Aufschluss SÖ von Almáskeresztúr
2. Homokkőpados homok 15° dőlésű rétegei Alsókövesd közelében
15° einfallende Schichten von sandsteinbankigem Sand in der Nähe von Alsókövesd



XXXIV. Tábla—Tafel XXXIV**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Turbulenciára utaló nyomok sárga, limonitos homok—homokkőben, Csebénytől ÉK-re
Auf Turbulenz hinweisende Spuren in gelben, limonitführenden Sand- und Sandsteinschichten, NÖ von Csebény
2. Vékony homokkő betelepülésekkel tagolt, keresztarégetett, limonitos homok feltárása Csebénytől ÉK-re
Aufschluss von kreuzgeschichtetem, limonitführendem Sand, NÖ von Csebény durch dünne Sandsteinschichten gegliedert



XXXV. Tábla—Tafel XXXV**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Erősen limonitos, ívesen keresztarétegzett finom—középszemű homok (Almáskeresztúr)
Stark limonitführender, bogenartig kreuzgeschichteter fein- und mittelkörniger Sand
(Almáskeresztúr)
2. Sárga, szürkéssárga, homokos kőzetliszt változó mértékben kötött rétegei
Almáskeresztúrtól DK-re
Verschieden verfestigte gelbe, graulich-gelbe, sandige Schluff-Schichten SÖ von
Almáskeresztúr



XXXVI. Tábla—Tafel XXXVI**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Vékonyan rétegzett, nyugodt településű felső-pannóniai képződmények a szentlőrinci homokbányában

Dünngeschichtete, ruhig gelagerte oberpannonische Bildungen in der Szentlőrincer Sandgrube

2. Homok, kőzetlisztes homok, márgás kőzetliszt váltakozása a szentlőrinci homokbányában

Wechselfolge von Sand, schluffigem Sand und mergeligen Schluffschichten in der Szentlőrincer Sandgrube



XXXVII. Tábla—Tafel XXXVII**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. 10 cm-es elmozdulás a nyugodt településű felső-pannóniai rétegsorban a szentlőrinci homokbányában

Eine 10 cm grosse Dislokation in der ruhig gelagerten oberpannonischen Folge in der Szentlőrincer Sandgrube

2. Kvarchomok (fehér) kibúvás az egykori bükkösdi homokbányában; felette negyedidőszaki löszrétegsor (sárga és vörös) látható

Ausbiss von Quarzsand (weiss) in der ehemaligen Bükkösder Sandgrube; darüber ist eine quartäre Lössfolge (gelb und rot) zu beobachten



XXXVIII. Tábla—Tafel XXXVIII**Dunántúli Főcsoport
Transdanubischer Hauptgruppe**

1. Meredek (50°) dőlésű felső-pannóniai kőzetlisztes homokrétegek Kisbesztercétől DNy-ra
Steil (50°) einfallende oberpannonische schluffige Sandschichten SW von Kisbeszterce
2. A fenti feltárás közelképe; a limonitos sávok az eredeti rétegdőléssel párhuzamosak
Nahaufnahme desselben Aufschlusses: die limonitführenden Streifen laufen parallel mit dem ursprünglichen Schichteinfallen



XXXIX. Tábla—Tafel XXXIX**Negyedidőszaki képződmények
Quartäre Bildungen**

1. Jelenkori édesvízi mészkőképződés a bodolyabéri szinklinális É-i szárnyán
Rezente Bildung von Süßwasserkalken auf dem nördlichen Flügel der Bodolyabéerer Mulde
2. Löss összlet; vályogszintek és löszszintek váltakozása az anisusi mészkő egyenetlen felszínén (Bükkösd, Becsali)
Lössfolge; Wechselfolge von Lehm- und Lösshorizonten auf der unebenen Oberfläche der anisischen Kalksteine (Bükkösd, Becsali)



XL. Tábla—Tafel XL**Negyedidőszaki képződmények
Quartäre Bildungen**

1. Pleisztocén mészbekéregzések, fagyzsák a felső-pannóniai képződmények felszínközeli részén (Mecsekpölöske)

Pleisztäne Kalkbekrustungen und ein Frostsack in den oberflächennahen Schichten der oberpannonschen Ablagerungen (Mecsekpölöske)

2. Lejtő mentén áthalmazott, kifagyási kéreggel bevont, máshol limonitos, miocénből származó homok és kavicsanyag Horváthertelendtől K-re

Entlang der Hänge umgelagerter, mit Frostkruste überzogener, stellenweise limonitführender, miozäner Sand und Kies, östlich von Horváthertelend



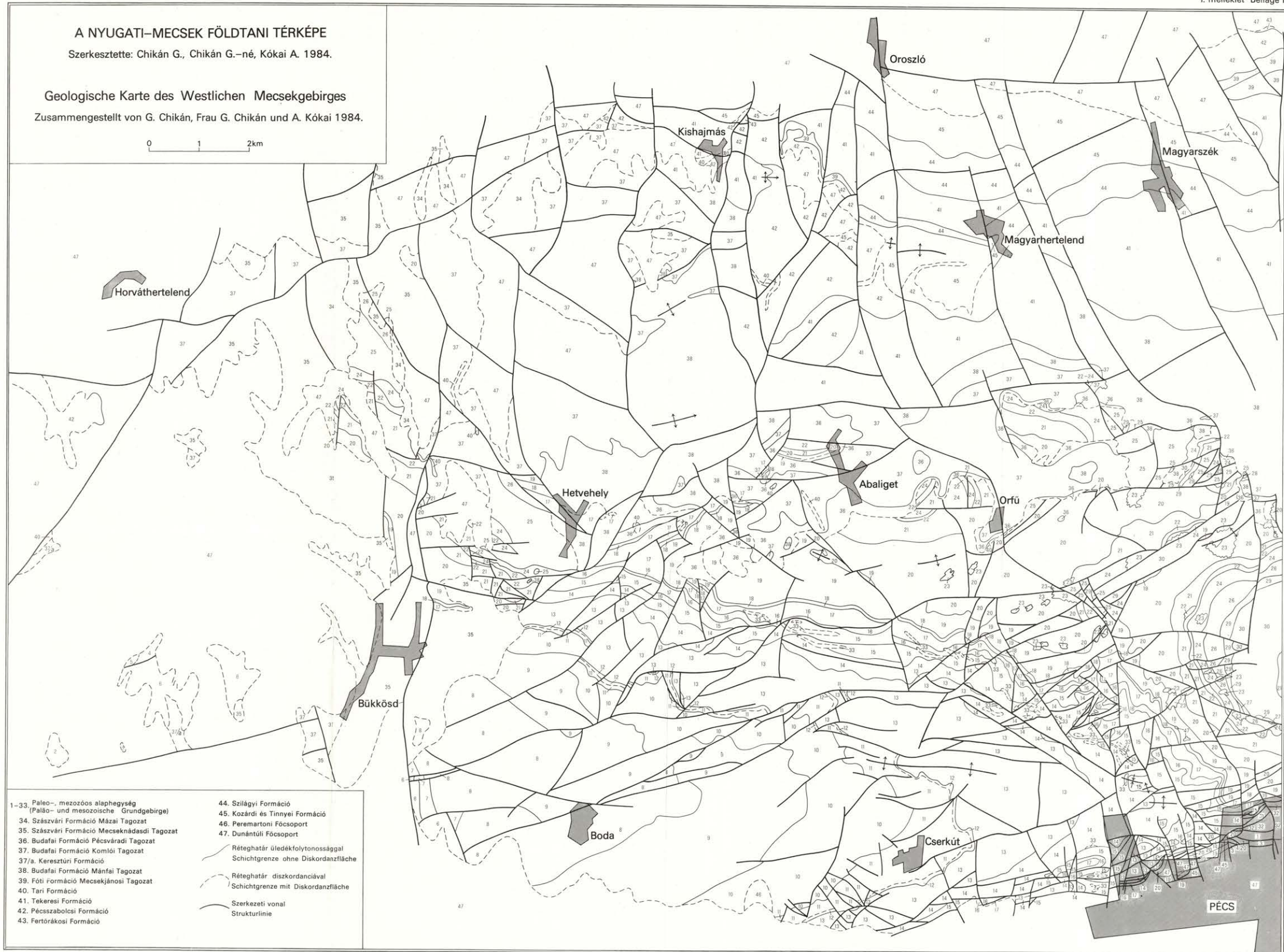
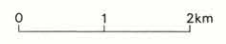
Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: dr. Hámor Géza
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Műszaki vezető: Bereczki Gábor — Műszaki szerkesztő: Ábrahám Julianna
A könyv formátuma: B5 — Terjedelem: 17,875 (A5) belív, 7,125 (A5) ív színes melléklet
A szedés a Műszaki Könyvkiadóban készült
Azonosítási szám: 02013/90

91/0074 Franklin Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mátyás Miklós igazgató

A NYUGATI-MECSEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

Szerkesztette: Chikán G., Chikán G.-né, Kókai A. 1984.

Geologische Karte des Westlichen Mecsekgebirges
Zusammengestellt von G. Chikán, Frau G. Chikán und A. Kókai 1984.



- 1-33. Paleo- und mesozoische Grundgebirge
 - 34. Szászvári Formáció Márai Tagozat
 - 35. Szászvári Formáció Mecseknyádasdi Tagozat
 - 36. Budafai Formáció Pécsváradai Tagozat
 - 37. Budafai Formáció Komlói Tagozat
 - 37/a. Keresztúri Formáció
 - 38. Budafai Formáció Mánfai Tagozat
 - 39. Föti Formáció Mecsekjányosi Tagozat
 - 40. Tari Formáció
 - 41. Tekerési Formáció
 - 42. Pécsszabolcsi Formáció
 - 43. Fertőrákosi Formáció
 - 44. Szilágyi Formáció
 - 45. Kozárdi és Tinnyei Formáció
 - 46. Peremartoni Főcsoport
 - 47. Dunántúli Főcsoport
- Réteghatár üledékfolytonossággal
Schichtgrenze ohne Diskordanzfläche
 - Réteghatár diszkordanciával
Schichtgrenze mit Diskordanzfläche
 - Szerkezeti vonal
Strukturlinie