

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS X.

1966

REDIGUNT

B. GÉCZY

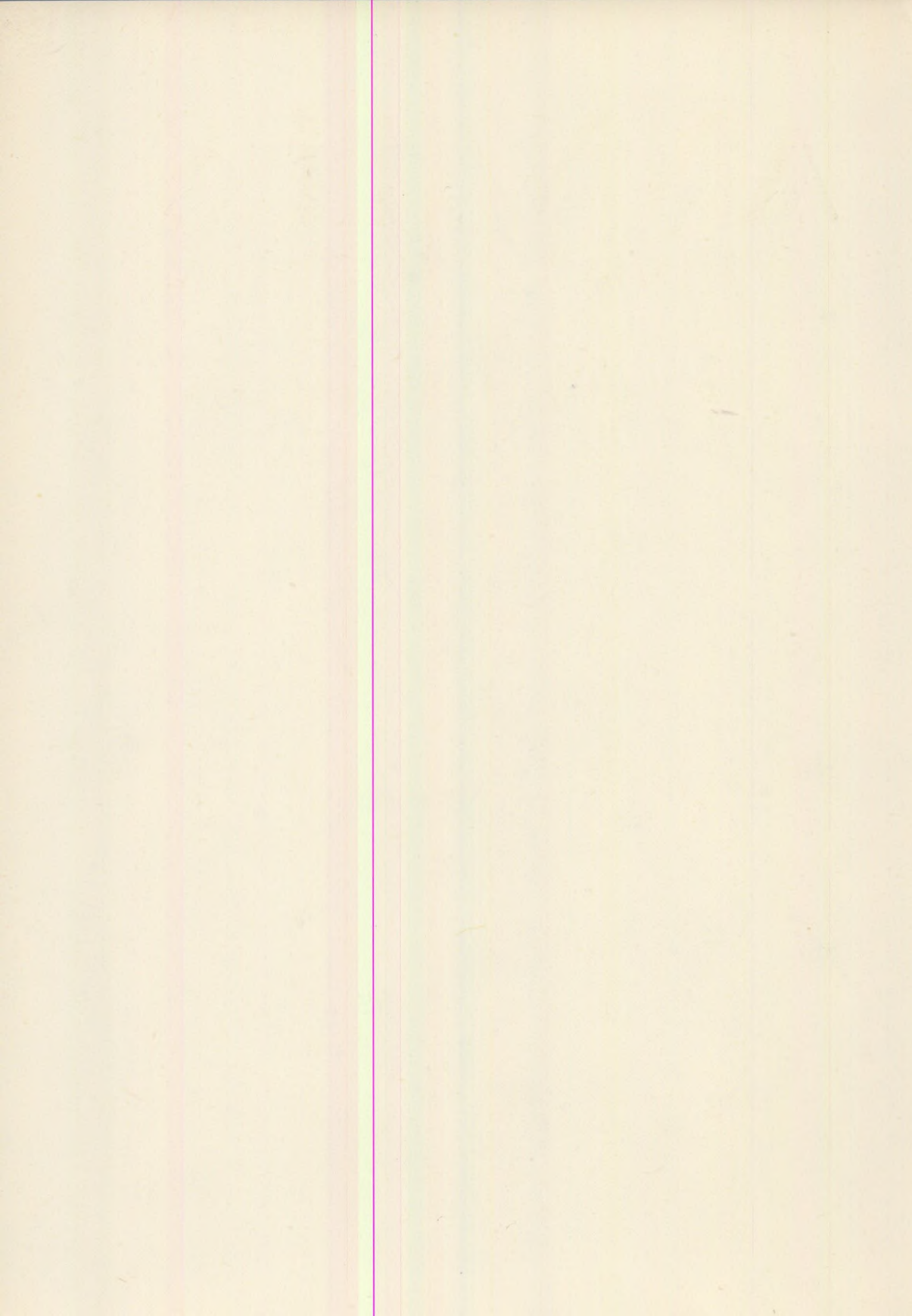
J. KISS

L. STEGENA



BUDAPEST

1967



ANNALES

UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS X.

1966

REDIGUNT

B. GÉCZY

J. KISS

L. STEGENA



BUDAPEST

1967

ANNALES

UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO BIOLOGICA
inceptit anno MCMLVII

SECTIO CHIMICA
inceptit anno MCMLIX

SECTIO GEOLOGICA
inceptit anno MCMLVII

SECTIO HISTORICA
inceptit anno MCMLVII

SECTIO IURIDICA
inceptit anno MCMLIX

SECTIO MATHEMATICA
inceptit anno MCMLVIII

SECTIO PHILOLOGICA
inceptit anno MCMLVII

SECTIO PHILOSOPHICA
inceptit anno MCMLXII

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ, ДЕЙСТВОВАВШИХ В ОЧАГЕ ВЕНГЕРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 12. I. 1956. Г.

Д. Л. ЧОМОР

(Геофизический институт университета имени Роланда Этвеша)
(поступила. 10.8.1966.)

SUMMARY

Using the dislocation theory given by Vvedenskaja, the dislocation space corresponding to the theoretical strength model of the focus has been compared with the first arrival of the earthquake of Dunaharaszti. (Origin time 12th January 1956). The two possible directions of the movement have been determined. Records of the seismological stations in the Soviet Union have been analysed. Results show the directions to be in good agreement with the directions of geological structure.

Недалеко от Будапешта, около города Дунахарсти 12. I. 1956 г. возникло землетрясение. Бальность в эпицентре землетрясения была 8 баллов. На основе неинструментальных данных глубина очага была определена равной 12 км (Чомор Д., Киш З.) а на основе инструментальных данных Бистричань Э. Чомор Д. — 3 км. Магнитуда этого землетрясения — около 5,5. Координаты эпицентра по Чомор Д., Киш З.; Бистричань Э., Чомор Д., $47^{\circ}29' \text{ С}$; $19^{\circ}04' \text{ В}$; время в очаге — $05^{\text{ч}} 46^{\text{мин}} 09,3^{\text{сек}}$.

Посмотрим, какие напряжения действовали в очаге землетрясения в Дунахарсти. Исследование проводится на основе материала наблюдений сейсмостанций Советского Союза. Рассматриваемое землетрясение было зарегистрировано 13 сейсмостанциями, но от 3 из них не получены ленты. Знаки первых смещений для волн Р определялись надежно. В таблице I указаны географические координаты (ψ , λ) станций, эпицентральные расстояния (Δ°) до наблюдающих станций; азимуты (Az°) с эпицентра к станции; углы (e°) касательных к лучам, исходящих из очага с горизонтальной плоскостью при глубине очага $h = 0$ км, и знаки первых смещений продольных волн Р.

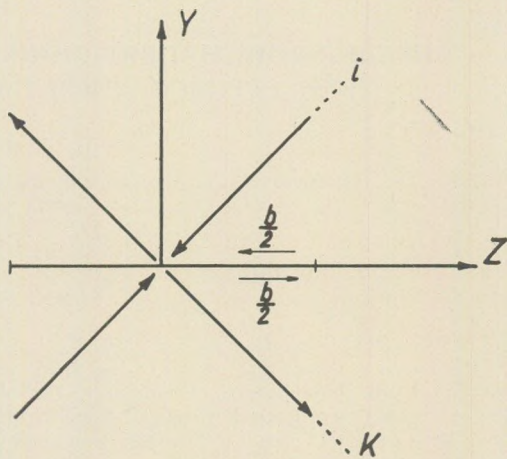
Наиболее вероятной причиной возникновения землетрясения является, как известно, разрушение сплошности среды в очаге, сопровождающееся скольжением одной стороны разрыва относительно другой.

Возникающие в очаге перемещения вызывают поле смещений в окружающей среде. При помощи теории дислокаций (Введенская А. В., 1956; 1959.) можно построить теоретический источник возмущений, которые

вызывает такое же поле смещений, как и наблюдаемое поле продольных и поперечных волн при землетрясениях. Такой теоретический источник (Введенская А. В., 1960) является силовой моделью очага.

Сопоставление теоретического и наблюдаемого полей дает возможность определить два возможных положения поверхности разрыва и направления главных напряжений, действующих в очаге.

Сопоставление выполняется при следующих условиях (Введенская А. В., Рупрехтова Л., 1961). Разрыв, сопровождающийся скольжением, рассматривается как ограниченная площадка. Это предположение обосновано, потому что область очага землетрясения можно ограничить конечным объемом. Пусть площадка разрыва имеет форму круга и пусть она будет расположена в плоскости XZ координатной системы XYZ , а положительная нормаль к ней направлена вдоль оси y , начало координат системы находится в центре круга. Грани разрыва внезапно сдвигаются одна относительно другой в плоскости XZ на величину b , как показано на фиг. 1.



Фиг. 1.

Пусть \overline{XYZ} будет вторая координатная система, имеющая общее начало с первой системой; а оси \overline{X} \overline{Y} \overline{Z} направлены на север, восток и зенит соответственно. Если x, y, z и $\overline{x}, \overline{y}, \overline{z}$ — координаты станций наблюдений, то

$$(1) \quad U_p = -\frac{c^2}{\pi a^2} \frac{yz}{R^2 \sqrt{R^2 - y^2}} \varrho b$$

$$(2) \quad U_{SV} = \frac{\varrho b}{2\pi R^2 \sqrt{R^2 - y^2} \sin e \cos e} [-2yz \sin^2 e + \overline{z}(zly + ylz)]$$

$$(3) \quad U_{SH} = \frac{\varrho b}{2\pi R^2 \sqrt{R^2 - y^2} \cos e} [Y(\overline{x}n_2 - \overline{y}m_2) + z(\overline{x}n_y - \overline{y}m_y)]$$

Эти выражения описывают теоретическое поле смещений продольных и поперечных волн, где a и c — скорости распространения продольной и поперечной волн; ϱ — радиус площадки разрыва, $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, m_j, n_j, l_j — косинусы углов, которые составляют направления y и z с осями $\overline{x}, \overline{y}, \overline{z}$ и $\sin e = \frac{\overline{z}}{R}$.

Таблица 1

№	Станция	Координаты станции		Δ°	Az° эп.-ст.	$\frac{e^\circ}{h=0}$	Знаки P
		φ	λ				
1	Львов	49°49'N	24°02'E	4,5°	52°	46°	-
2	Пулково	59°46'N	30°19'E	14,5°	24°	50°	+
3	Москва	55°44'N	37°38'E	14,5°	46°	50°	-
4	Сочи	43°35'N	39°43'E	15°	97°	50°	+
5	Горис	39°30'N	46°20'E	21,5°	102°	60°	+
6	Ашхабад	37°57'N	58°21'E	30°	93°	65°	+
7	Ташкент	41°20'N	69°18'E	35°	80°	66°	+
8	Самарканд	39°40'N	66°59'E	35,5°	85°	66°	+
9	Фрунзе	42°53'N	74°36'E	38°	74°	67°	-
10	Семипалатинск	50°24'N	80°15'E	39,5°	61°	67°	-

Кроме того предположим, что в продольной волне смещение положительное, если оно направлено от очага; в волне SV положительное смещение тоже направлено от очага, а в волне SH положительным считается смещение, направленное против часовой стрелке, если смотреть со стороны эпицентра. На основе этих выражений можно определить особенности теоретического поля смещений.

В поле смещений продольных волн существуют две взаимно перпендикулярные нодальные плоскости $y = 0$ и $z = 0$. С одной из этих плоскостей совпадает площадка разрыва. Оси сжимающих и растягивающих напряжений находятся в плоскости $x = 0$; они совпадают с биссектрисами углов, образуемых плоскостями $y = 0$ и $z = 0$, и составляют с площадкой разрыва углы в 45° .

Таким образом, зная распределение знаков первых смещений в продольных волнах по наблюдениям, можно определить два возможных положения плоскости разрыва и направления осей главных напряжений. Нодальные поверхности волн SV и SH определяются уравнениями:

$$y(\bar{x}n_z - \bar{y}m_z) + z(\bar{x}n_y - \bar{y}m_y) = 0 \text{ для волн SH,}$$

$$\text{и } -2yz \sin e + zl_y + yl_z = 0 \text{ для волн SV.}$$

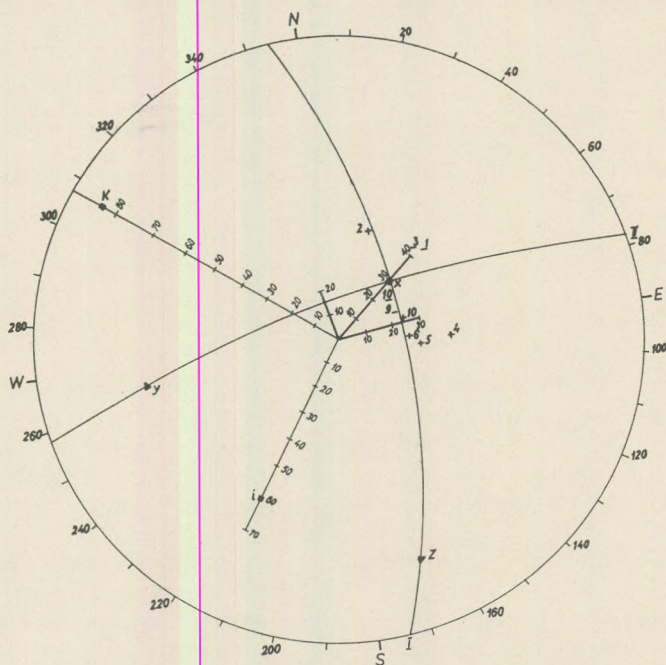
Они являются уравнениями конических поверхностей второго и третьего порядка, вершины которых находятся в начале координат. Эти поверхности пересекаются вдоль осей главных напряжений.

С помощью наблюдений над полем смещений волн SV и SH можно контролировать результат, полученный на основе наблюдений над полем смещений волн P.

Практически определение выполняется при помощи графического построения на сетке Вульфа (Голадзе О. А., Кейлис-Борок В. И, 1957).

Сетка Вульфа рассматривается как стереографическая проекция воображаемой сферы, окружающей очаг на диаметрально плоскость. Центр проекции совпадает с очагом землетрясения. Вертикальный диаметр направлен на север, горизонтальный — на восток и направление на зенит проектируется в центр сетки.

Положение наблюдающих станций на сетке Вульфа определяется с помощью двух сферических координат станций по отношению к очагу: Az° и e° .



Фиг. 2.

На сетке Вульфа азимут отсчитывается от направления на север вдоль экватора по часовой стрелке, угол e — от экватора к центру. Точки на сетке, соответствующие наблюдающим станциям, отмечаются знаками плюс и минус. Знак выбирается в зависимости от направления первого смещения в продольной волне на каждой станции, отмеченной определенным номером и в соответствии с таблицей 1. После нанесения точек, в плоскости проекции проводятся две взаимно перпендикулярных дуги большого круга, которые разделяют области с различными знаками смещений в продольных волнах. Эти дуги являются линиями пересечения воображаемой сферы с двумя nodальными плоскостями $y = 0$ и $z = 0$, в одной из которых происходило смещение граней разрыва. На сетке Вульфа полюсы плоскостей $y = 0$; $z = 0$ определяют положение осей y и z в пространстве. Пересечением плоскостей $y = 0$ и $z = 0$ определяется положение оси x , являющиеся осью промежуточных напряжений. В плоскости $x = 0$ находятся оси сжимающих и растягивающих напряжений i и h , которые направлены к площадке разрыва под углом 45° .

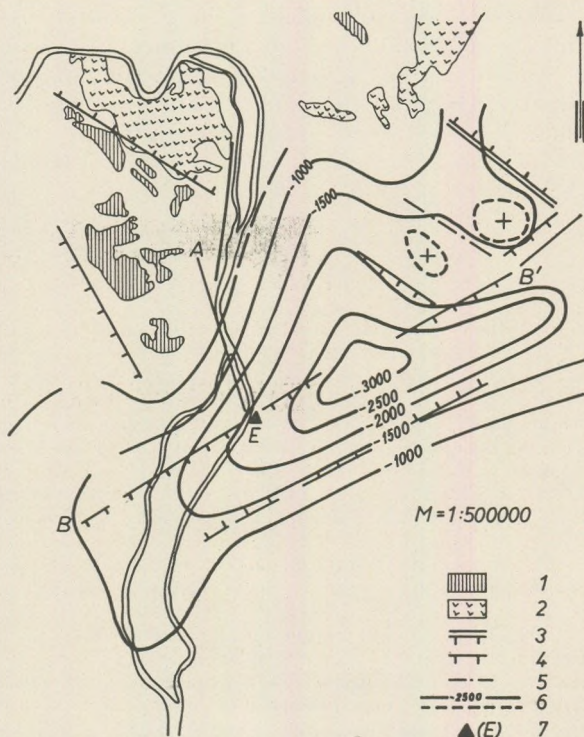
Построение, выполненное для нижней полуплоскости приведено на фиг. 2. При помощи этого построения можно найти угловые координаты Az° и угол падения e° (т. е. угол, образуемый данной плоскостью и горизонтом), которые определяют положение плоскостей — $y = 0$ и $z = 0$ в пространстве.

Можно также найти угловые координаты Az° и i° (т. е. угол, образуемый осями с направлением на зенит) осей сжимающих, растягивающих и промежуточных напряжений. В таблице 2 приведены эти данные.

Таблица 2

Возможное положение поверхности разрыва				Ось сжимающих напряжений		Ось растягивающ. напряжений		Ось X	
I		II		Az°	i°	Az°	i°	Az°	i°
Az°	e°	Az°	e°						
175°	65° w	80°	75° SSE	215°	60°	310°	85°	50°	30°

Одна из возможных плоскостей разрыва почти совпадает с меридиональной плоскостью. Азимут простирания для нее равен 175°. Плоскость падает к западу и составляет угол 65° с горизонтальной плоскостью. Азимут



Фиг. 3. Строение Венгерских бассейнов по Керешу (Деталь)

1. Обнажения основания бассейна на дневной поверхности. 2. Поверхностные вулканические породы третичного возраста. 3. Зоны нарушений первого порядка между макротектоническими блоками. 4. Зоны нарушений второго порядка в пределах макротектонических блоков, разделяющие глубинные массивы от менее глубоких. 5. Зоны нарушений третьего порядка. 6. Изогипсы поверхности основания бассейна. 7. Эпицентр землетрясения, происшедшего 12. I. 1956 г.

простираения другой возможной плоскости разрыва равен 80° ; т. е. плоскость имеет почти широтное простираение и составляет угол 75° с горизонтальной плоскостью, ее падение SSE.

Азимут оси сжимающего напряжения равен 215° и угол, который она составляет с горизонтальной плоскостью, равен 30° . Ось растягивающих напряжений почти горизонтальна, ее угол с вертикалью равен 85° , а азимут — 310° .

Посмотрим, как полученный результат согласуется с геологическими данными. На фиг. 3 показана тектоническая карта района эпицентра землетрясения по данным венгерского геолога Ласло Кереши (Кереши Л., 1963). Эпицентр обозначен на карте знаком (A) и буквой „E” На карте можно видеть, что вблизи эпицентра взаимно пересекаются почти перпендикулярные дислокационные пояса, которые отделяют друг от друга поверхности разных уровней внутри единой по структуре большой тектонической области. Падение двух главных структур дна бассейна в этой области совпадает с направлениями SSE и EEN. Как видно из сопоставления фигур 2 и 3, направления EA, и B'EB согласуются с найденными нами двумя возможными положениями плоскости разрыва в очаге. Однако, согласованность полученного результата с тектонической картиной в этой области не позволяет установить, в котором из двух возможных дислокационных поясов произошел разрыв, которым было вызвано землетрясение.

Большую помощь в проведении работы оказали автору А. В. Введенская и Е. И. Широкова. Им автор выражает глубокую благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- А. В. Введенская, 1961.; Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. Известия АН СССР, сер. геол. № 3.
- А. В. Введенская, 1959.; О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды. Известия АН СССР сер. геол. № 4.
- А. В. Введенская, 1960.; Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений по наблюдениям сейсмических станций. Известия АН СССР, сер. геол. № 4.
- А. В. Введенская и Л. Рупрехтова, 1961.; Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба Карпатской дуги. Известия АН СССР, сер. геол. № 7.
- О. Д. Голадзе, В. И. Кейлис-Борок, 1957.; Исследование механизма землетрясений. Труды Геофизического института № 40, (166). Издательство АН СССР Москва.
- Е. И. Широкова, 1959.; Определение напряжений, действующих в очагах Гиндукушских землетрясений. Известия АН СССР, сер. геол. № 12.
- Е. Е. Широкова, 1961.; О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии. Известия АН СССР, сер. геол. № 6.
- Е. И. Широкова, 1962.; О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов. Известия АН СССР, сер. геол. № 10.
- Csomor, D. Z. (1958 és 1962): Magyarország szeizmicitása. (О сейсмичности Венгрии) Geofizikai Közlemények, VII. 6-4, XI. 1-4. Budapest
- Biszticsány, E., Csomor, D. (1957): Az 1956. I. 12-i földrengés... (О землетрясении, происшедшем 12. I. 1956 г.) Geofizikai Közlemények, VI. 1-1. Budapest
- Körössy, L. (1963): A Magyar Medence tektonikai térképe. (Тектоническая карта Венгерского бассейна) Földtani Közlemények XСП. 2. Budapest.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ФОНА ПОМЕХ ПРИ НАБЛЮДЕНИЯХ НА СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ ВЕНГРИИ

Д. Л. ЧОМОР

(Геофизический институт университета имени Роланда Этвеша)
(поступила, 10. 8. 1966)

SUMMARY

The author examines the noise-level observed at seismological stations in Hungary. (30th April – 10th May 1965), applying empirical formulas determined in the Soviet Union. The results obtained make it desirable to perform a more detailed investigation of the noise-level at our seismological stations.

При создании новых сейсмических станций следует считать необходимым условием предварительное исследование частотного спектра и уровня интенсивности помех в избранном месте. Это изучение сейсмических шумов обязательно и для уже существующих станций с целью оценки допустимых увеличений высокочувствительной аппаратуры, устанавливаемой для наблюдений. К сожалению, на существующих венгерских сейсмических станциях таких предварительных исследований не осуществлялось.

Автором настоящей статьи в Москве сделана попытка оценить фон помех, существующих на действующих венгерских сейсмических станциях по сейсмограммам этих станций за время наблюдений с 30 апреля по 10 мая 1965 года. При этом использовалась рекомендованная методика. [Москвина А. Г., Шебалин Н. В., 1958; Архангельский В. Т., 1962).

Известно, что возможность выделения и измерений как амплитуд, так и периодов отдельных волн землетрясений и моментов вступления полезного сигнала зависит не столько от абсолютного увеличения сей-

Таблица 1

Период колебаний (фона) T (сек) при скорости развертки записи:		Допустимая двойная амплитуда помех ($2a_D$) в мм записи на ленте
30 мм/мин	60 мм/мин	
< 1 3 – 5	< 0,5 2 – 3	0,2 – 0,3 0,5 – 0,7

смографа, сколько от соотношения амплитуд полезного сигнала и помехи (уровня фона). Опытным путем устанавливается тот уровень шумов, который еще не мешает обработке записи землетрясения на сейсмограмме. Величина допустимой амплитуды помех в зависимости от периода их колебаний, установленная опытным путем в СССР, приводится в следующей таблице.

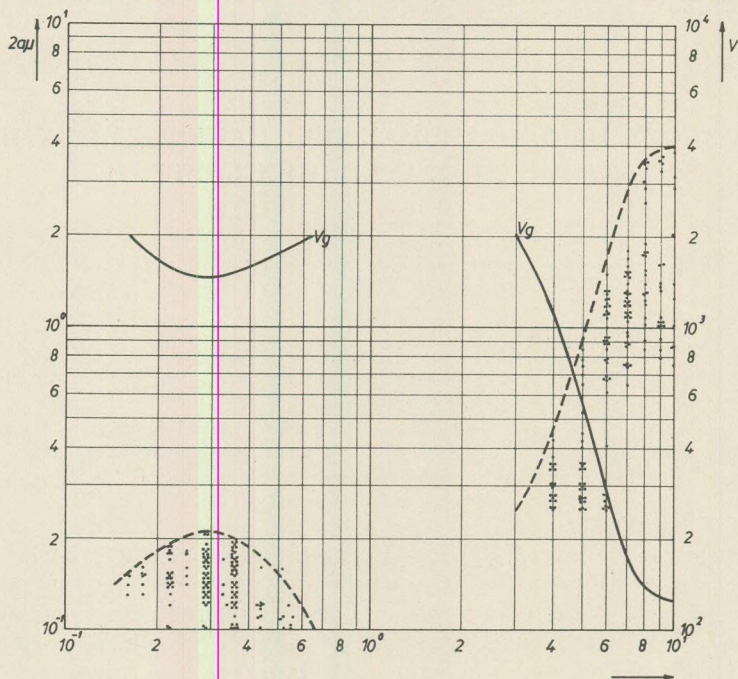


Рис. 1. Частотно-амплитудная кривая фона помех на сейсмической станции Будапешта.

Допустимая величина увеличения сейсмографа (V_D) рассчитывается, с учетом существующих смещений в фоне помех (y_n) для данного периода сейсмических волн (T_ω) по следующей формуле:

$$V_D(T_\omega) = \frac{1000 \cdot 2a_D(T_\omega)}{2y_n(T_\omega)},$$

где $2a_D$, берется из вышеприведенной таблицы, а величина $2y_n$ из кривой, выражающей функцию спектра существующих на данной станции помех (рис. 1.; 2.; 3.).

В настоящее время на наших сейсмических станциях установлена следующая сейсмическая аппаратура:

В Будапеште - трехкомпонентная установка сейсмографа общего типа (СК) и вертикальный сейсмограф ВЭГИК; в Пискештете два вертикальных сейсмографа: высокочувствительный (ВЧС); и СВК; в Шопроне - трехкомпонентная установка сейсмографов СК и - в Кечкемете - горизонтальный сейсмограф Крумбаха с прямой оптической регистрацией. Частотно-амплитудные характеристики перечисленных сейсмографов приведены на рис. 4.

Результаты исследованных помех на станциях представлены в таблице 2 и на рис. 1.; 2.; 3.

Таблица 2

Станция	Существующие помехи		Допустимое увеличение	Примечание
	Период T (сек)	Двойная амплитуда в микронах (макс.)		
Будапешт	0,3	0,21	1 450	по ВЭГИК (Z) по СГК (С - 10) по СВК
	7	2	300	
	9 - 10	4	160	
Пискештете	1	0,02	14 300	по ВЧС (Z) по СВК
	7	2,8	220	
Шопрон	7	1,5	400	по СГК по СВК
	8	3,3	190	
Кечкемет	0,1	8	—	(период трудно измерим)

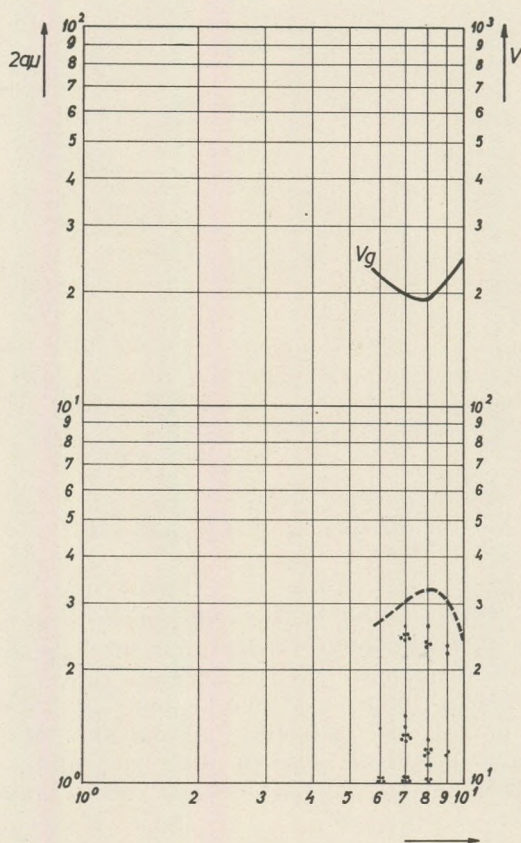


Рис. 2. Частотно-амплитудная кривая фона помех на сейсмической станции Шопрона

За указанное время наблюдений в Будапеште максимальная амплитуда помех промышленно-транспортного происхождения достигала 0,21 микрона на преобладающем периоде 0,3 секунды. Пункт наблюдений (обсерватория), хотя и расположена в большом городе, но преимуществом служит то обстоятельство, что аппаратура установлена в штольне на доломитовом скальном основании.

На сейсмической станции в Пискештете, расположенной в горе Матра на хорошем миоцено-вулканическом основании, уровень помех не высок и на периоде около 1 секунды наблюдались помехи с максимальной двойной амплитудой в 0,02 микрона.

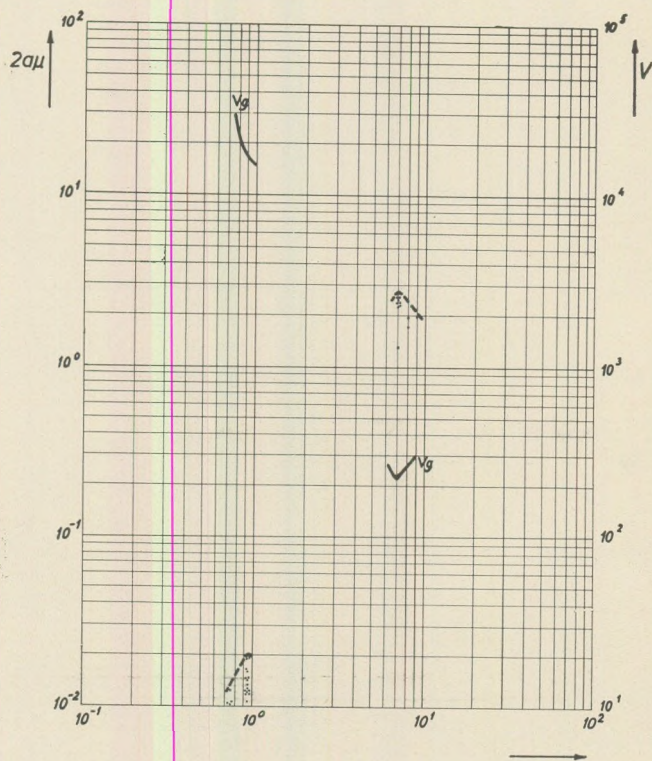


Рис. 3. Частотно-амплитудная кривая фона помех на сейсмической станции Пискештете.

На станции в Шопроне общий уровень шумов сравнительно мал и там проявлялись обычные длиннопериодные микросейсмы океанического происхождения.

Менее благополучное положение в районе станции Кечкемет, расположенной в центре города на мощной осадочной толще. Там преобладают высокочастотные помехи, вероятно, промышленно-транспортного характера с двойной амплитудой, достигающей 8 микрон на периодах менее одной десятой секунды.

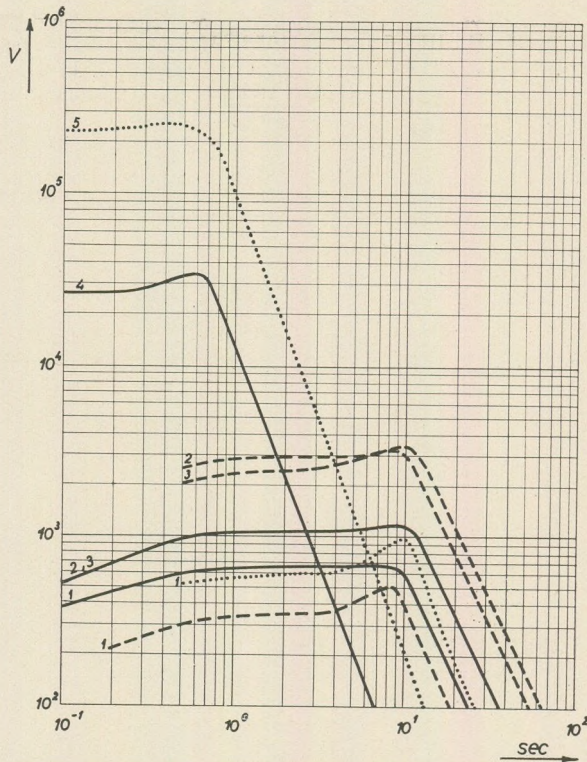


Рис. 4. Частотно-амплитудные характеристики (кривые увеличений) сейсмографов сейсмических станций.

- на сеймостанции Будапешта
- на сеймостанции Шопрона
- ... на сеймостанции Пискештете

1. вертикальные компоненты общего типа Кириоса
2. горизонтальный компонент $S-N$ общего типа Кириоса
3. горизонтальный компонент $E-W$ общего типа Кириоса
4. вертикальный компонент ВЕГНК-а
5. высокочувствительный вертикальный компонент

Общий микросейсмический фон на различных станциях почти одинаков: для периодов 7–10 секунд двойные амплитуды достигают, в среднем, 3–4 микрон на вертикальной компоненте и 1,5–2 микрона на горизонтальных.

Для правильного выбора нового оборудования и развития сейсмических станций и сейсмических наблюдений в нашей стране необходимы дальнейшие наблюдения и исследования фона помех при сейсмических наблюдениях. При этом следует изучить более детально частотный спектр локальных помех, сравнительный уровень их интенсивности и их изменения во времени.

ЛИТЕРАТУРА

- А. Г. Москвина и Н. В. Шебакин, 1958.; Частотные характеристики сейсмографов станции „Пулково”, Изв. АН СССР, сер. геофизич., II.
- В. Т. Архангельский и др., 1962.; Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР, изд. АН СССР, Москва.

GRAVITY INTERPRETATION AND INFORMATION THEORY II. SMOOTHING AND COMPUTATION OF REGIONALS

by

A. MESKÓ

(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 27 September 1966.)

SUMMARY

Some formulas proposed for smoothing and computation of the regional component of the original gravity field are discussed. It has been derived from the investigation of the transfer functions that the exponential smoothing formula possesses the best filtering properties. This formula has been generalized to form one- and two-dimensional sets of low-pass filters for performing the operations of smoothing and of the computation of regionals.

Introduction

In a previous paper, the author has begun a systematic investigation of linear transformations of gravity maps, using the concepts and relations of information theory (Meskó, 1966). He has given formulas for the computation of transfer functions, described some consequences of digital computation (aliasing etc.) and determined the frequency range to be investigated. The possibilities to represent the transfer functions have been treated, as well as examples concerning the details of averaging on circles and of grid methods.

The operation

$$f(x, y) = \sum_{k=1}^n c_k \overline{f(r_k)} \quad (1)$$

has the transfer function

$$S(\omega', \psi') \equiv S(\varrho') = \sum_{k=1}^n c_k J_0(\varrho' \mu_k); \quad (2)$$

where

$$\varrho'^2 = \omega'^2 + \psi'^2,$$

$$\omega' = \omega s,$$

$$\psi' = \psi s,$$

$$r_k = \mu_k s,$$

and J_0 is the zero-order Bessel function of the first kind.

The operation

$$f(x, y) = \sum_{k=1}^n c_k f(x + x_k, y + y_k) \quad (3)$$

has the transfer function

$$S(\omega', \psi') = \sum_{k=1}^n c_k e^{i(\omega' \xi_k + \psi' \eta_k)}; \quad (4)$$

where

$$\xi_k s = x_k,$$

and

$$\eta_k s = y_k.$$

The frequency range to be investigated is

$$0 \leq |\omega'| \leq 180^\circ; \quad 0 \leq |\psi'| \leq 180^\circ. \quad (5)$$

Making use of the formulas listed above, we shall deal in the present paper with the smoothing and computation of regionals.

The most abrupt changes in the gravity field have often no connection at all with the geological structures to be investigated. They originate from small disturbing bodies which lie near the surface, or, on the other hand, from errors of measurement (or reduction). To remove or decrease these effects is obviously useful. The operation performed with this end in view is called smoothing.

The regional part of the field is attributed to effects whose sources are too deep or too large to be of interest. If we knew the shape, depth and density contrast of the disturbing bodies causing the regional part of the field, we could compute an exact expression for regionals. In general, however, we have only a rough estimate of these parameters; consequently, the regionals have to be derived from the data system itself.

Smoothing and computation of regionals both represent cases of low-pass filtering: only the removed frequency ranges differ. Smoothing has to remove the highest frequency components while it has to preserve the others in a form as free as possible of distortions. The computation of regionals, on the other hand, has to preserve the lowest frequency components only.

In the next two paragraphs, the filtering performed by some commonly used formulas will be investigated.

Smoothing

Smoothing of data sets derived from uniformly spaced grids of measurements will be treated. In the one-dimensional case the formula (4) may be simplified as follows:

$$S(\omega') = \sum_{k=1}^n c_k e^{i\omega' \xi_k} \quad (6)$$

Now let

$$n = 2m + 1, \quad \xi_k = k - m - 1$$

and

$$c_k = c_{2m+2-k} = c_0 \cdot d_{m+1-k},$$

where c_0 is a constant factor.

On substituting these terms into (6) the transfer function becomes

$$S(\omega') = c_0 \left[d_0 + 2 \sum_{l=1}^m d_l \cos l\omega' \right]. \quad (7)$$

The formulas described by K. Jung (1961) have been investigated. Table I. contains the coefficient sets of the so called "simple formulas", as well as of binomial and exponential smoothing.

The general form of binomial smoothing reads

$$f_{sm}(x_0) = \frac{1}{2^{2n}} \sum_{k=0}^n \binom{2n}{n-k} [f(x_0 + ks) + f(x_0 - ks)] \varepsilon_k; \quad (8)$$

where

$$\varepsilon_0 = \frac{1}{2}, \quad \varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \dots = \varepsilon_n = 1.$$

The exponential formula has the general form

$$f_{sm}(x_0) = \frac{1}{\sqrt{n\pi}} \sum_{k=1}^n e^{-\frac{1}{n} \cdot k^2} [f(x_0 + ks) + f(x_0 - ks)]. \quad (9)$$

A further procedure sometimes employed is smoothing with the fourth differences, as defined by

$$f_{sm}(x_0) = f(x_0) - c \cdot \Delta^{(4)}(x_0), \quad (10)$$

where $\Delta^{(4)}(x_0)$, the fourth difference is evaluated from

$$\Delta^{(4)}(x_0) = 6f(x_0) - 4[f(x_0 + s) + f(x_0 - s)] + f(x_0 + 2s) + f(x_0 - 2s),$$

and $c_1 = 3/35$ or $c_2 = 1/12$.

The transfer functions of the "simple formulas" and of smoothing with the fourth differences are plotted in Figs. 1 and 2, respectively. The transfer functions of exponential and binomial formulas are shown in Figs. 3–6. Increasing n means an increasing degree of smoothing, i.e. more and more high-frequency components will be eliminated. At the same time, the differences between both the coefficients and the transfer functions of the exponential and binomial formulas decrease.

Table I.

Formulas	Coefficients (according to K. Jung)							
	c_0	d_0	d_1	d_2	d_3	d_4	d_5	d_6
"simple formula" 1	1/2	2	1					
"simple formula" 2	1/25	5	4	3	2	1		
"simple formula" 3	1/125	25	24	21	7	3	-2	-3
binomial (n = 1)	1	0,5	0,250					
binomial (n = 2)	1	0,375	0,250	0,062				
binomial (n = 3)	1	0,312	0,234	0,094	0,016			
binomial (n = 4)	1	0,273	0,219	0,109	0,031	0,004		
exponential (n = 1)	1	0,564	0,208	0,010				
exponential (n = 2)	1	0,399	0,242	0,054	0,004			
exponential (n = 3)	1	0,326	0,233	0,086	0,016	0,002		
exponential (n = 4)	1	0,282	0,220	0,104	0,030	0,005		

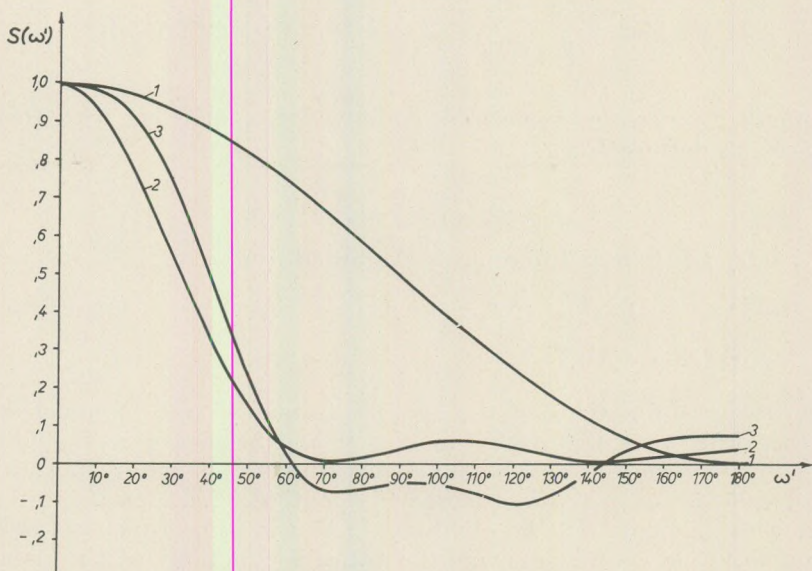


Fig. 1. Transfer functions of the "simple formulas".

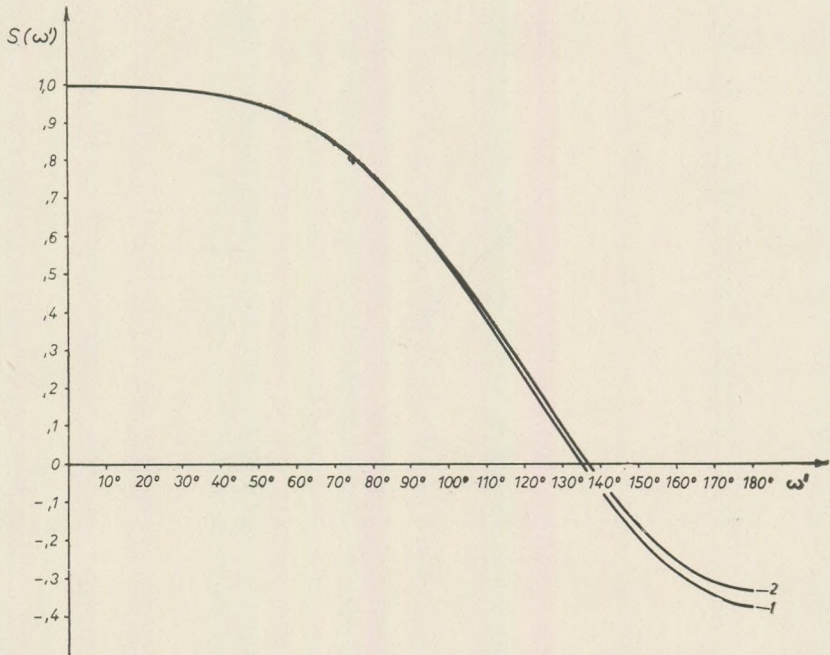


Fig. 2. Smoothing with the fourth differences. Transfer functions plotted for parameters
 $c_1 = 3/35$ (graph 1),
 and $c_2 = 1/12$ (graph 2).

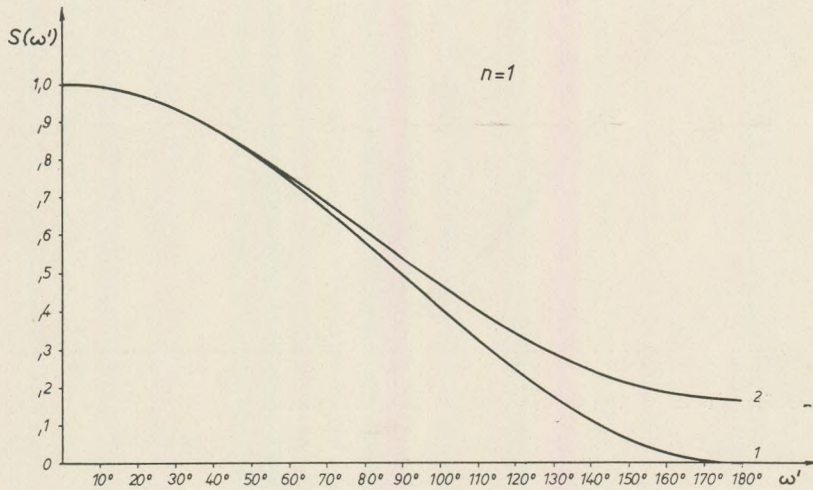


Fig. 3. Transfer functions of the binomial (1) and exponential (2) smoothing formula
 ($n = 1$).

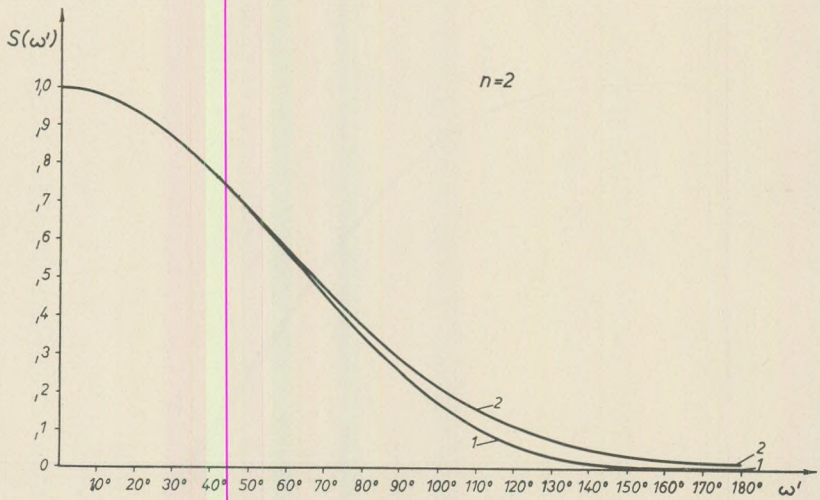


Fig. 4. Transfer functions of the binomial (1) and exponential (2) smoothing formula ($n = 2$)

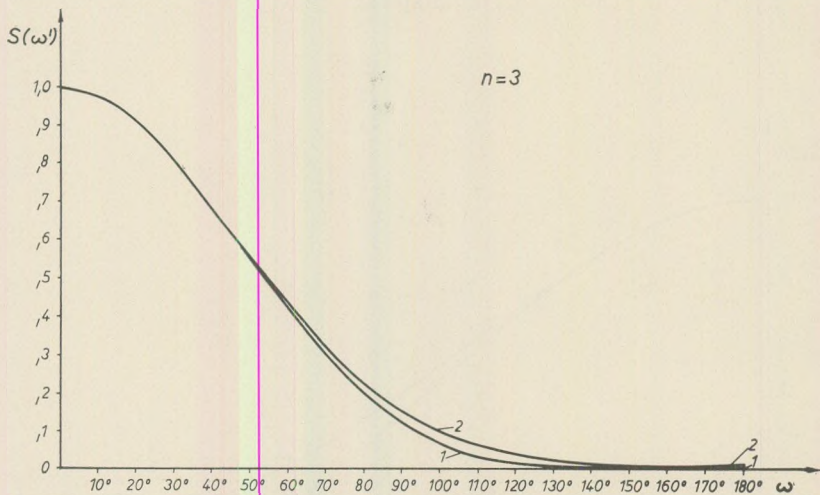


Fig. 5. Transfer functions of the binomial (1) and exponential (2) smoothing formula ($n = 3$).

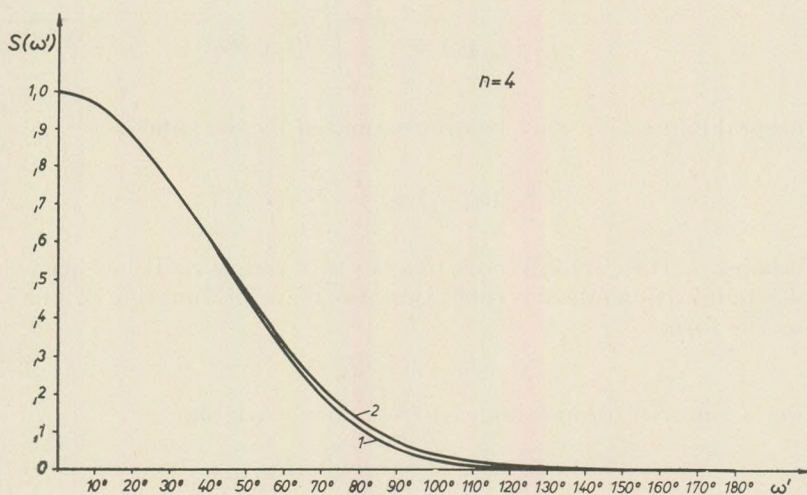


Fig. 6. Transfer functions of the binomial (1) and exponential (2) smoothing formula ($n=4$).

A continuous function, $f(x)$ can be smoothed by the formula

$$f_{sm}(x) = \sqrt{\frac{k}{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(u) e^{-k(x-u)^2} du. \quad (11)$$

Applying the symbol of convolution, equation (11) can be written as

$$f_{sm}(x) = f(x) * \sqrt{\frac{k}{\pi}} e^{-kx^2}. \quad (12)$$

the weighting function then yields directly

$$s(x) = \sqrt{\frac{k}{\pi}} e^{-kx^2}.$$

Thus the transfer function (the Fourier transform of the weighting function) becomes

$$S(\omega) = F \left\{ \sqrt{\frac{k}{\pi}} e^{-kx^2} \right\} = e^{-\frac{\omega^2}{4k}}. \quad (13)$$

Computation of regionals

There are several groups of methods for computation of regionals: various procedures of averaging, analytical continuations upward, statistical methods etc. We shall now treat some examples from the first and second groups.

One of the simplest methods is to consider the average of values observed on the circumference of a circle as the regional, i.e.

$$f_{reg}(x_0, y_0) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(r, \varphi) d\varphi. \quad (14)$$

This integral expression may be approximated by the sum

$$f_{reg}(x_0, y_0) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f(P_k) \quad (15)$$

(P_k is a point on the circumference of a circle of radius r .) It has been shown in a previous publication (Meskó, 1966) that the transfer function of the operation (14) has the form

$$S(\varrho; r) = J_0(\varrho r), \quad (16)$$

or, using a relative (dimensionless) frequency variable

$$S(\varrho'; \mu) = J_0(\varrho' \mu), \quad (17)$$

where

$$r = \mu s$$

The transfer functions of operation (15) have been computed for several values of N in the special case of points regularly distributed on the circumference of a circle. The degree of approximation has also been considered. Therefore we now present the transfer functions (17) for a few values of the parameter μ only (Fig. 7).

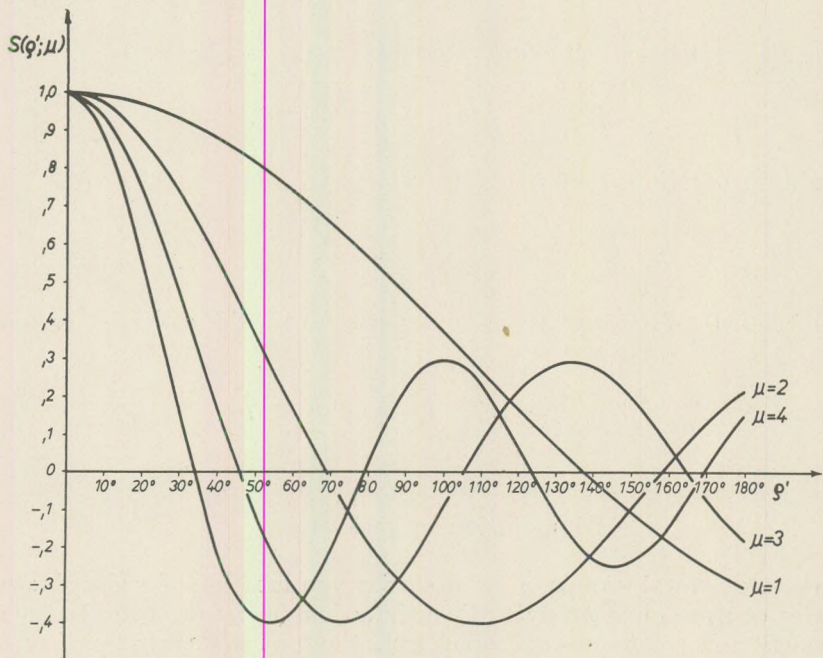


Fig. 7. Transfer functions of the averaging on the circumference of a circle for some values of the parameter $\mu = r/s$.

The transfer functions have relatively high values at high frequencies. Operation (14) does not sufficiently decrease the amplitudes of the high-frequency components.

It is more expedient to use the average of the observed values on the surface of a circular disk:

$$f_{reg}(x_0, y_0) = \frac{1}{R^2\pi} \int_{r=0}^R \int_{\varphi=0}^{2\pi} g(r, \varphi) r d\varphi dr. \quad (18)$$

Introducing in the frequency plane polar coordinates by the definitions

$$\omega = \varrho \cos \alpha; \quad \psi = \varrho \sin \alpha,$$

we have by equation (18)

$$\begin{aligned} S(\varrho\alpha) &= \frac{1}{R^2\pi} \int_{r=0}^R \int_{\varphi=0}^{2\pi} r e^{i\varrho r \cos(\alpha-\varphi)} d\varphi dr = \\ &= \frac{1}{R^2\pi} \cdot 2\pi \int_{r=0}^R r J_0(\varrho r) dr = \frac{2}{R^2} \left[\frac{r}{\varrho} J_1(\varrho r) \right]_{r=0}^R = \frac{2J_1(\varrho R)}{\varrho R}; \end{aligned} \quad (19)$$

where J_1 is the first-order Bessel function.

Using a relative (dimensionless) frequency variable and introducing the parameter $\mu = R/s$, equation (19) yields

$$S(\varrho'; \mu) = \frac{2J_1(\mu\varrho')}{\mu\varrho'}. \quad (20)$$

The transfer functions are shown in Fig. 8 for a few values of the parameter μ . The "behaviour" of the functions is better, but further improvements are desirable.

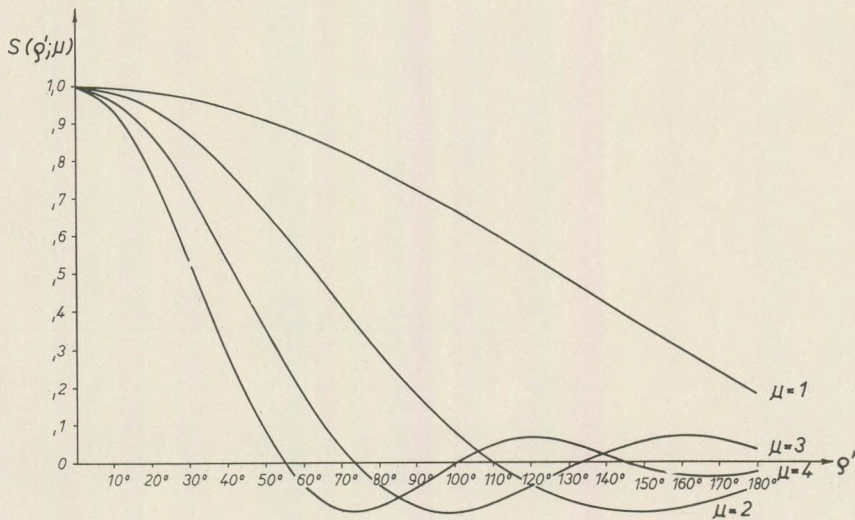


Fig. 8. Transfer functions of the averaging on the surface of a circular disc for some values of the parameter $\mu = R/s$.

An estimate of regionals can be obtained by analytical continuation upwards (e.g. K. Jung, 1961). The transfer function of the theoretical operation is of the form

$$S(\varrho; h) = e^{-h\varrho}, \quad (21)$$

where h means the height of the continuation (see e.g. Dean, 1958).

Introducing dimensionless $\chi = h/s$ and ϱ' , we have

$$S(\varrho'; \chi) = e^{-\chi\varrho'}. \quad (22)$$

The transfer functions are shown in Fig. 9. It is seen that the operation has, indeed, the character of a low-pass filter.

The transfer functions of any linear method for determination of regionals can be similarly computed and illustrated. But instead of increasing the number of examples, let us inquire into the best possible way of smoothing and computation of regionals.

In the introduction, the aim of these operations has already been briefly outlined. It is essentially to remove the high-frequency components and preserve the others without distortion. The limit of the frequency band to be removed is, however, determined by the nature of the given problems to be solved by the survey. Therefore it would be improper to use any fixed formula (i. e. any fixed filter). We have to construct a set of filters. We can then choose from this set the particular filter (filters) appropriate to any situation that may arise.

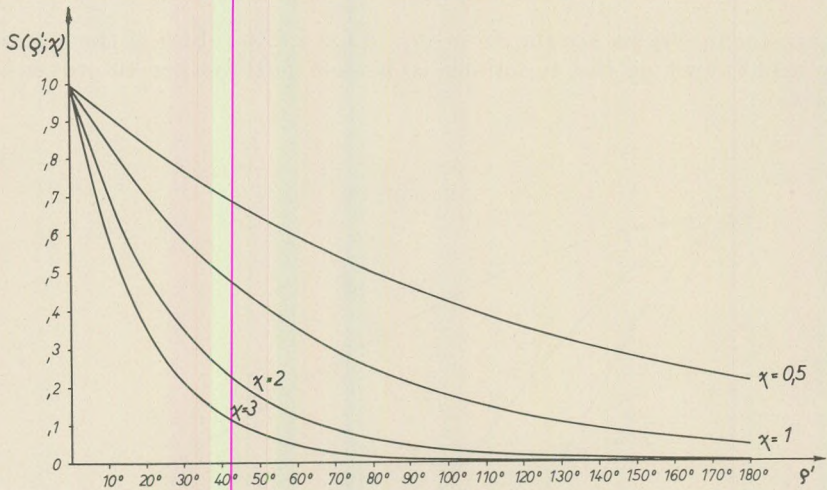


Fig. 9. Transfer functions of analytical continuation upwards for some values of the parameter $\chi = h/s$.

One possibility is to design low-pass filters of the form

$$\begin{aligned} S(\varrho) &= 1, \text{ for } |\varrho| > \varrho_0 \\ &= 0, \text{ for } |\varrho| \leq \varrho_0. \end{aligned} \quad (23)$$

However, the corresponding weighting functions converge slowly to zero; hence, a long set of coefficients would be necessary. It is more convenient to use a generalization of the exponential formula, (13).

Sets of low-pass filters

Let us define a (relative) transmission frequency, ω_l by the property

$$S(\omega_l) = S(0)/e.$$

The transfer functions

$$S(\omega') = e^{-\left(\frac{18\omega'}{\kappa'\pi}\right)^2}, \quad (24)$$

$$(\kappa' = 1, 2, \dots, 9)$$

have, by the equations

$$\frac{18\omega'_l}{\kappa'\pi} = 1,$$

the transmission frequencies

$$\omega'_l = \kappa' \frac{\pi}{18}; \quad (\kappa' = 1, 2, \dots, 9),$$

$$\text{or} \quad \omega'_l = \kappa' \cdot 10^\circ; \quad (\kappa' = 1, 2, \dots, 9). \quad (25)$$

The set of filters defined by equation (24) approximately preserve (i.e. transmit) the relative frequency band under 10° , 20° , ... 90° (Fig. 10).

Equation (24) yields the theoretical transfer functions. Because of digital realization, the actual functions deviate from the theoretical ones. The deviation increases with increasing κ' , but even for $\kappa' = 9$ it remains negligibly small.

The sets of coefficients corresponding to the weighting functions may be obtained by means of the inverse Fourier transform

$$S(l; \kappa') = F\{S(\omega'; \kappa')\} = \frac{\kappa' \sqrt{\pi}}{36} e^{-\frac{l^2 \kappa'^2 \pi^2}{36^2}}. \quad (26)$$

The actual transfer functions have also been computed, using the coefficient sets (26) and formula (7). The deviations between the theoretical (intended) and actual functions are so small that a separate representation of the latter has not been necessary: Fig. 10 may be taken to show the actual transfer functions as well.

In the two-dimensional case we may use a suitable generalization of the transfer function (24).

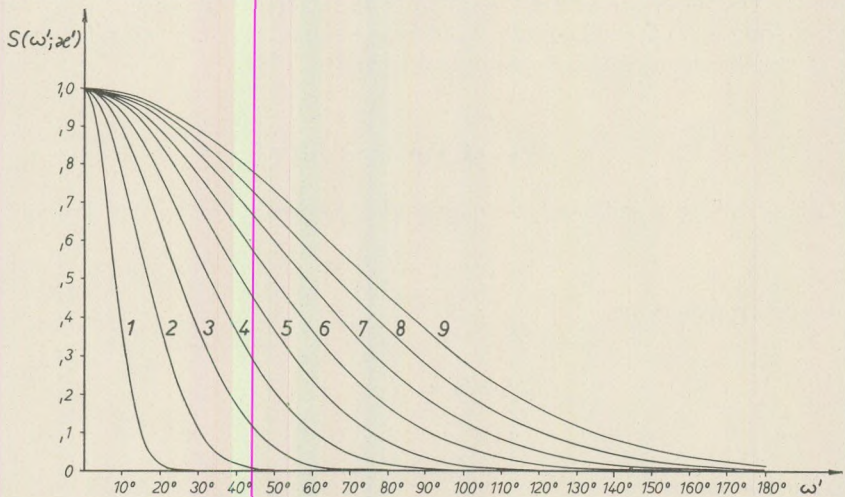


Fig. 10. Sets of low-pass filters (theoretical and actual), designed to perform the operations of smoothing and computation of regionals.

Whenever the transfer function and weighting function possess circular symmetry, their relation may be expressed as a zero-order Hankel transform

$$S(\varrho) = 2\pi \int_0^{\infty} r s(r) J_0(\varrho r) dr, \quad (27)$$

$$S(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} \varrho S(\varrho) J_0(\varrho r) d\varrho. \quad (28)$$

(Dean, 1958.)

Now, the required generalization of the transfer function (24) becomes

$$S(\varrho; \kappa) = e^{-\kappa \varrho^2}, \quad (29)$$

and the weighting functions may be obtained by means of the inverse Hankel transform

$$s(r; \kappa) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} \varrho e^{-\kappa \varrho^2} J_0(\varrho r) d\varrho = \frac{1}{4\pi\kappa} \cdot e^{-\frac{r^2}{4\kappa}}, \quad (30)$$

(For evaluation of the integral see e.g. Gradstein, Rusik, 1963).

Introducing the relative frequency variable ϱ' and the parameter κ' ,

$$\kappa = \left(\frac{18s}{\kappa'\pi} \right)^2; \quad (31)$$

equation (29) becomes

$$S(\varrho'; \kappa') = e^{-\frac{18 \varrho'}{\kappa' \pi}}. \quad (32)$$

The coefficient set corresponding to the weighting function yields, after substitution of κ from eq. (31)

$$s(\mu; \kappa') = \pi \left(\frac{\kappa'}{36} \right)^2 \cdot e^{-\frac{\mu^2 \kappa'^2 \pi^2}{36^2}}, \quad (33)$$

where $\mu = r/s$ and r is the distance from the point of reference.

REFERENCES

- Dean, W. C., 1958: Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, XXIII., 97–127.
- Gradstein, I. S. and Ruzik, I. M., 1963: *Tablici integralov etc.* G. I. Moscow.
- Jung, K., 1961: *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik.* Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Meskó, A., 1966: Gravity interpretation and information theory. *Annales Univ. Sc. Budapestinensis*, IX. 15–29.

DIFFUSION OF ARGON AND THE K-AR METHOD

K. PEČ

(Geophysical Institute of Karlovy Universitet, Praha)
and

L. STEGENA

(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)
(Received: 30th August 1966)

SUMMARY

A quantitative discussion of radiogenic argon in platy minerals is given. Argon loss is determined for minerals of various age, diffusivity and thickness.

The diffusivity of a sample can be determined on the basis of the comparison of its K/Ar and Rb/Sr age. For certain minerals, this comparison has yielded diffusivities of the order of 10^{-18} to 10^{-20} cm^2s^{-1} .

As it is well known, the K-Ar radioactive dating method is based on the fact that the radioactive isotope of potassium, K^{40} , decays into Ar^{40} (Fig. 1). The quantity of radiogenic argon is a measure of the age of the rock.

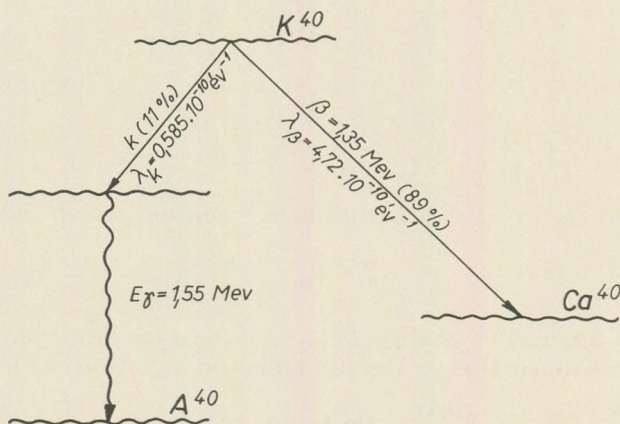


Fig. 1. Decay of K^{40}

Argon, a gas, may leave the rock by diffusion. Experience [(1)–(5)] shows the K-Ar ages of rocks to be often lower than the Rb-Sr ages determined on the same sample. The amount of escaped argon is usually corrected for on the basis of theoretical considerations of argon diffusion.

Fick's Equation of Diffusion is

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \Delta C, \quad (1)$$

where C is concentration, t is time, D is the coefficient of diffusion, and Δ is the Laplace operator. This equation is formally identical with Fourier's equation of heat transfer. This is why several authors (Fechtig et al. 1960; Reynolds, 1957; Amirkhanov et al. 1960) developed estimates of argon loss by diffusion, based on solutions under appropriate boundary conditions of the heat transfer equation.

The Fick Equation (1) does not, however, hold for the diffusion of radiogenic argon, as it does not take into account the change in Ar concentration owing to the decay of K^{40} , which is superposed upon the change due to diffusion. The amount of Ar^{40} formed per unit volume at an instant t (where t is the time elapsed since the formation of the rock) is

$$Ar = (K_0 - K_t) \frac{\lambda_k}{\lambda_k + \lambda_\beta}, \quad (2)$$

where K is the concentration of radioactive potassium, at the instants 0 and t , respectively; λ_k and λ_β are the respective decay constants of Ar^{40} and Ca^{40} formation.

Since

$$K_t = K_0 e^{-(\lambda_k + \lambda_\beta)t}, \quad (3)$$

hence,

$$Ar = K_0 \frac{\lambda_k}{\lambda_k + \lambda_\beta} (1 - e^{-(\lambda_k + \lambda_\beta)t}), \quad (4)$$

and

$$\frac{\partial Ar}{\partial t} = K_0 \lambda_k e^{-(\lambda_k + \lambda_\beta)t} = K'_0 \lambda e^{-\lambda t}, \quad (5)$$

where K'_0 is that part of the total initial K^{40} content which decays into Ar^{40} :

$$K'_0 = K_0 \frac{\lambda_k}{\lambda}.$$

This is the amount of change in Ar concentration due to the radiogenic formation of Ar atoms. Hence, the fundamental equation (1) modifies to

$$\frac{\partial Ar}{\partial t} = D \Delta Ar + K'_0 \lambda e^{-\lambda t}. \quad (6)$$

This is the equation to be solved under the proper initial and boundary conditions in order to assess quantitatively the loss of Ar^{40} by diffusion.

An approximate solution has been given by Wrage (1962) who started from an ingenious theorem by Kármán. This theorem presupposes that Ar concentration is not changed by diffusion except in a thin layer adjacent to the surface of the grain under consideration. This assumption, however, often fails to be satisfied, as shall be proved below, this circumstance is shown also in Fig. 3, where the concentration drop brought about by diffusion is seen to penetrate also into the interior of the mineral grain.

Nicolayson (1957) and Wasserburg (1957) have given rigorous solutions for spherical mineral grains. However, most minerals entering into consideration (the micas in the first place) assume platy rather than spheroidal forms.

It is therefore of interest to seek a solution for platy mineral grains.

Assume the thickness of the mineral grain to be much smaller than its other two dimensions. The diffusion current can then be considered unidimensional:

$$\frac{\partial \text{Ar}}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \text{Ar}}{\partial x^2} + K_0' \lambda e^{-\lambda t}. \quad (7)$$

Let

$$\text{Ar}(x, 0) = 0, \quad (8)$$

be the initial condition; let further

$$\text{Ar}(+h, t) = 0 \quad (9)$$

and

$$\text{Ar}(-h, t) = 0, \quad (10)$$

be the boundary conditions (Fig. 2). The initial condition is trivial. The boundary conditions express the assumption that the concentration due to diffusion is zero at the grain surface. In other words, the grain is supposed to be surrounded by a medium of infinite diffusivity with respect to argon. In reality, the potassium-bearing mineral grain is embedded in a rock matrix. Notwithstanding, it has been found that resistance to diffusion takes a sudden drop at the grain boundary: consequently, argon is able to escape from the grain. This has been proved e.g. by Gentner's and Klej's experiments (1957) who found a gradual loss of argon on grinding a sample to increasingly fine grain sizes. $\text{Ar}(+h, t) = 0$ gives, as a matter of fact, the maximum possible

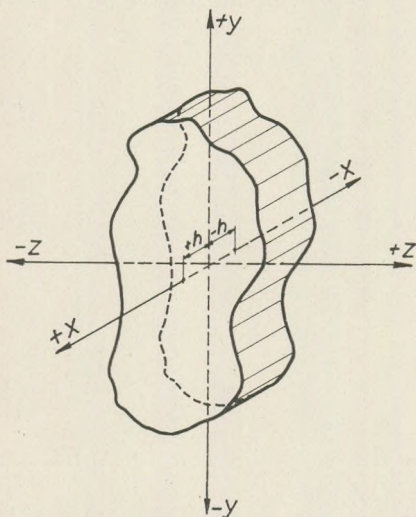


Fig. 2.

argon loss: the actual argon loss is a more or less close approximation of that value.

Under the above boundary conditions, the solution (see Appendix) takes the form

$$\begin{aligned} \text{Ar}(x, t) = & -K_0 \left(1 - \frac{\cos \sqrt{\frac{\lambda h^2}{D}} \frac{x}{h}}{\cos \sqrt{\frac{\lambda h^2}{D}}} \right) e^{-\lambda t} + \\ & + \frac{2 K'_0}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} (1 - (-1)^m) \frac{\cos \left[(m - 1/2) \pi \frac{x}{h} \right]}{1 - (m - 1/2)^2 \frac{D \pi^2}{h^2 \lambda}} \cdot \frac{e^{-(m - 1/2)^2 \frac{\pi^2 D t}{h^2}}}{m - 1/2}. \end{aligned} \quad (11)$$

(11) yields the concentration of argon as a function of the variables t and x/h , provided the parameter h^2/D is known. — Fig. 3. shows concentrations $\text{Ar}(x, t)$ obtained by means of a computer, for various values of h^2/D and $t \cdot \lambda$ has been taken as $1,7 \cdot 10^{-17} \text{ s}^{-1}$ [Wetherill et al., (1957)]. The average Ar^{40} concentration over the interval from $-h$ to $+h$ can be obtained as the integral mean

$$[\text{Ar}]_{+h}^{-h} = \frac{1}{2h} \int_{+h}^{-h} \text{Ar}(x, t) dx. \quad (12)$$

The Ar^{40} concentration that would prevail if there were no diffusion can be computed on the basis of (6) with $D = 0$ from

$$\frac{\partial \text{Ar}_{D=0}}{\partial t} = K'_0 \lambda e^{-\lambda t}; \quad (13)$$

we have

$$\text{Ar}_{D=0} = -K_0 e^{-\lambda t} + \text{const}, \quad (14)$$

where the constant is, by the assumption that

$$\text{Ar}(x, 0) = 0 \quad (15)$$

equal to K'_0 . Hence, (14) may be rewritten as

$$\text{Ar}_{D=0} = K'_0(1 - e^{-\lambda t}). \quad (16)$$

(16) subtracted from (12) yields argon loss attributable to diffusion: the latter, divided by (16), is specific argon loss.

In Table 1., percentual argon loss is stated for various ages and h^2/D parameters.

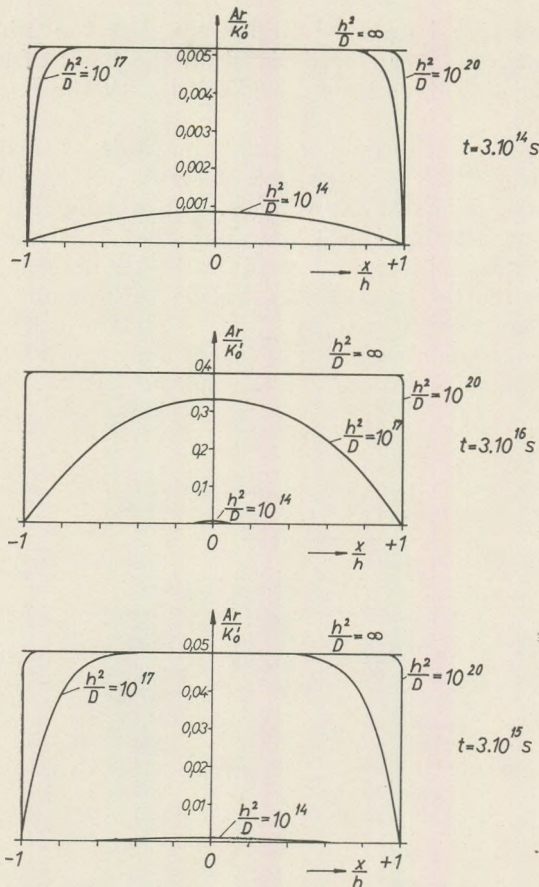


Fig. 3. Variation of argon concentration in platy minerals, in function of thickness, diffusivity and age.

Table 1. Argon loss due to diffusion, in percent, for platy mineral grains of thickness $2h$ and diffusivity D , for life spans of 10, 100, 1000 and 10 000 million years.

h^2/D (s)	t (s) \rightarrow $3 \cdot 10^{14}$	$3 \cdot 10^{15}$	$3 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{17}$
10^{20}	0	0	2	6
10^{17}	4	13	43	99
10^{14}	88	99	100	100
10^{11}	100	100	100	100

The table reveals that

for $h^2/D \cong 10^{20}$ s there occurs no argon loss within the time intervals that enter into consideration ($3 \cdot 10^{14}$ to $3 \cdot 10^{16}$ years);

for $h^2/D \leq 10^{14}$ s, the K/Ar dating method yields illusory results owing to excessive argon loss.

h ranges in practice from 10^{-2} to 10^0 cm. For the mineral species that enter into consideration, D can be derived on the basis of the above computation for samples which have been dated with both the K/Ar and the Rb/Sr method.

Table 2 lists the results of such determinations by Gast, Kulp and Long (1958). Assuming the Rb/Sr ages as free of error, one can determine by (16) the specific Ar⁴⁰ loss from the K/Ar ages. Confronting the loss values thus obtained with (16) or (12) or Table 1, one finds that for the age of the samples (7 to $8 \cdot 10^{16}$ s) the measured argon loss of 3.2 to 7.2 percent is to be expected at $h^2/D \sim 10^{20}$ s. As in the samples in question, h^2 amounted to between 10^0 and 10^{-2} cm, we find $D \sim 10^{-18}$ to 10^{-20} cm²·s⁻¹. The calculation could have been carried out to a higher degree of accuracy, but this would have been illusory in view of the accuracy range of the measurements.

Table 2. K/Ar and Rb/Sr ages of Wyoming and Montana rocks, after Gast, Kulp and Long, and the calculated values of argon loss.

Mark of sample	K/Ar age	Rb/Sr age	Ar ⁴⁰ loss %
	10 ³ years		
Gm YB 11	2470 ± 50	2800 ± 50	5.7
Gm YB 5	2290 ± 60	2530 ± 45	5.0
Gm YB 16	2520 ± 50	2700 ± 67	3.2
Gsm YB 17	2340 ± 50	2750 ± 60	7.2
Gsm YB 20	2540 ± 50	2760 ± 60	3.6
Gm X 10	2440 ± 60	2630 ± 90	4.2
Gm X 11	2340 ± 50	2650 ± 45	5.7
Gsm X 12	2160 ± 50	2350 ± 66	4.7

Similar results have been obtained by Fechtig, Gentner and Zähringer (1960) (Table 3). The results are rather encouraging for the K/Ar method as the h^2/D parameter is seen not to fall below the desirable 10^{20} s except for grains with a $h < 1$ mm.

Table 3. Diffusion coefficients of some minerals at room temperature. After Fechtig, Gentner and Zähringer

	D (cm ² ·s ⁻¹)
Fluorspar	$5 \cdot 10^{-23}$
Anorthite	$1,5 \cdot 10^{-22}$
Augite	$1 \cdot 10^{-22}$
Margarite	$3 \cdot 10^{-25}$

Other authors (Hurley et al., 1962) have measured h^2/D values in the range of 0.1 to $2 \cdot 10^{16}$ s. In such rocks, argon loss may be fairly high.

Metamorphic processes cause a rise in temperature and pressure and also in the D parameter. The pressure-dependence of D may be neglected beside its temperature-dependence (Stegena, 1966). D increases with temperature as

$$D = D_0 e^{-Q/RT}. \quad (17)$$

The energy of activation, Q , varies from rock to rock. It is fairly high: 50 to $100 \cdot 10^3$ cal/gram-atom (Amirkhanov et al. 1960, Gerling, Morozova 1957, Evernden et al. 1960.). This explains how Goles, Fish and Anders (1960) could find 10^6 to 10^8 s for h^2/D at 600 to 1500 degrees Kelvin.

Starting from formulae (16), (12) and (17), the argon loss of a rock whose diffusivity, D, changes abruptly in time can also be computed. This permits metamorphic processes to be modeled. It is the authors' intention to return to this problem in a paper to follow.

Appendix (K. Peč)

Let us solve the equation

$$\frac{\partial \text{Ar}}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \text{Ar}}{\partial x^2} + K'_0 \lambda e^{-\lambda t}, \quad (6)$$

under the following initial and boundary conditions:

$$\text{Ar}(x, 0) = 0, \quad (8)$$

$$\text{Ar}(+h, t) = 0, \quad (9)$$

$$\text{Ar}(-h, t) = 0. \quad (10)$$

We may write up the following Laplace transforms:

$$\mathfrak{L} [\text{Ar}(x, t)] = \text{Ar}^*(x, p) = \int_0^{\infty} \text{Ar}(x, t) e^{-pt} dt$$

$$\mathfrak{L} [e^{-\lambda t}] = \frac{1}{p + \lambda}$$

$$\mathfrak{L} \left[\frac{\partial \text{Ar}}{\partial t} \right] = p \text{Ar}^*(x, p) - \text{Ar}(x, 0).$$

Substituting into (6) we get

$$p \text{Ar}^*(x, p) - \text{Ar}(x, 0) = D \frac{d^2 \text{Ar}^*}{dx^2} + \frac{K'_0 \lambda}{p + \lambda},$$

$$\frac{d^2 \text{Ar}}{dx^2} = \frac{1}{D} \left[p \text{Ar}^* - \frac{K'_0 \lambda}{p + \lambda} \right] = \frac{p}{D} \text{Ar}^* - \frac{K'_0 \lambda}{p(p + \lambda)}.$$

Introducing the notation

$$B(x, p) = \text{Ar}^*(x, p) - \frac{K'_0 \lambda}{p(p + \lambda)}$$

we may rewrite (6) as

$$\frac{d^2 B}{dx^2} = \frac{p}{D} B.$$

This equation solves to

$$B(x, p) = A_1 e^{-\sqrt{\frac{p}{D}}x} + A_2 e^{+\sqrt{\frac{p}{D}}x}.$$

The Laplace transforms of (8), (9) and (10) are

$$\text{Ar}^*(+h, p) = \text{Ar}^*(-h, p) = 0,$$

$$\text{Ar}^*(x, p) = \frac{K'_0 \lambda}{p(p+\lambda)} + A_1 e^{-\sqrt{\frac{p}{D}}x} + A_2 e^{+\sqrt{\frac{p}{D}}x}.$$

These equations imply the following:

$$\frac{K'_0 \lambda}{p(p+\lambda)} + A_1 e^{-\sqrt{\frac{p}{D}}h} + A_2 e^{+\sqrt{\frac{p}{D}}h} = 0,$$

$$\frac{K'_0 \lambda}{p(p+\lambda)} + A_1 e^{+\sqrt{\frac{p}{D}}h} + A_2 e^{-\sqrt{\frac{p}{D}}h} = 0.$$

Their solution is

$$A_1 = A_2 = -\frac{K'_0 \lambda}{2p(p+\lambda)} \frac{1}{ch \sqrt{\frac{p}{D}} h}.$$

Hence,

$$\text{Ar}^*(x, p) = \frac{K'_0 \lambda}{p(p+\lambda)} \left[1 - \frac{ch \sqrt{\frac{p}{D}} x}{ch \sqrt{\frac{p}{D}} h} \right].$$

Retransforming yields

$$\text{Ar}(x, t) = \frac{K'_0 \lambda}{2\pi i} \int_{p-i\infty}^{p+i\infty} \frac{1}{p(p+\lambda)} \left[1 - \frac{ch \sqrt{\frac{p}{D}} x}{ch \sqrt{\frac{p}{D}} h} \right] e^{pt} dp,$$

and the zeroes of the integrand are at

$$p = 0, -\lambda; \sqrt{\frac{p}{D}}h = \pm i(2m-1)\frac{\pi}{2} \quad (m = 1, 2, 3 \dots)$$

Evaluation of the integral by means of the Residue Theorem yields

$$\begin{aligned} \text{Ar}(x, t) = & -K_0' \left(1 - \frac{\cos \sqrt{\frac{\lambda h^2}{D}} \frac{x}{h}}{\cos \sqrt{\frac{\lambda h^2}{D}}} \right) e^{-\lambda t} + \\ & + \frac{2K_0'}{\pi} \sum_{m=1}^{\infty} (-1)^{m+1} \frac{\cos \left[(m-1/2)\pi \frac{x}{h} \right] e^{-\left(m-\frac{1}{2}\right)^2 \pi^2 \frac{Dt}{h^2}}}{1 - (m-1/2)^2 \frac{D\pi^2}{h^2 \lambda}} \frac{1}{m - \frac{1}{2}}. \end{aligned}$$

This is the answer to the problem raised at the beginning.

REFERENCES

- Kullip, J. L.—Engels, N. 1963: Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages. — in *Radioactive dating*, Vienna, I. A. E. Agency.
- Mehner, K.R. 1958: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. VI. G. C. A. 14. p. 105—113.
- Lippolt, H. F.—Gentner, W. 1962: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. X. — G. C. A. 26. p. 1247—53.
- Gast, P. W.—Kulp, J. L.—Long, L. 1958: Absolute age of early Precambrian rocks in the Bighorn Basin of Wyoming and Montana, and Southern Manitoba. — T. A. G. U. 39. 2.
- Fechtig, H. — Gentner, W. — Zähringer, J. 1960: Diffusionsverluste von Argon in Mineralen und ihre Auswirkung auf die Kalium-Argon Altersbestimmungen. — G. C. A. 19. p. 70—79.
- Reynolds, J. H. 1957.: Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar. — G. C. A. 12. p. 177—184.
- Amirkhanov, Kh. I. — Bramdt, S.B. — Bartnitskiy, Ye. N. 1960.: Radiogennyy argon v mineralakh i gornyykh porodakh. — Makhachkala. Akad. Nauk. SSSR Dagestan. Khim., p. 202.
- Wrage, E. G. 1962.: Ein Näherungsverfahren zur Lösung von Diffusionsproblemen. — G. C. A. 26. p. 61—66.
- Nicolayson, L. O. 1957.: Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute age. G. C. A. 11. 41.
- Wasserburg, G. J. 1957.: Argon 40 — potassium 40 dating. in *Nuclear Geology*.
- Gentner, W. — Kley, W. 1957.: Argonbestimmungen an Kaliummineralien IV. — G. C. A. 12. p. 323.

- Wetherhill, G. W. et al. 1956.: Decay constants of K^{40} as determined by the radiogenic argon content of potassium minerals. *Phys. Rev.* 103. 4. p. 987-989.
- Hurley, P. M. — Heezen, B. C. — Pinson, W. H. — Fairbairn, H. W. 1962.: K-Ar values in pelagic sediments of the North Atlantic. — *G. C. A. jun.* 26. 67.
- Stegna, L. 1966.: On the possibility of diffusion at the M-discontinuity. — *Boll. di Geofisica*, 32. p. 309-317.
- Goles, G. G. — Fish, R. A. — Anders, E. 1960.: The former environment of stone meteorites as deduced from K^{40} - Ar^{40} ages. — *G. C. A.* 19. p. 177-195.
- Gerling, E. K. — Morozova, I. M. 1957.: Opredeleniye energii aktivatsii vydeleniya argona iz slyud. — *Geokhimiya*, 4. p. 304-311.
- Evernden, J. F. — Curtis, H. — Kistler, R. W. — Obradovich, J. 1960.: Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. — *Am. J. Sci.* 258. 583.

ABLAGERUNGSZYKLEN IM PERM DES MECSEKGEBIRGES

Á. GROSSZ

(Institut für Angewandte Geologie, Loránd Eötvös-
Universität, Budapest)

Eingegangen am 15. VIII. 1966.

ZUSAMMENFASSUNG

Die auf sehr eingehende Prospektion beruhende sedimentgeologische und strukturelle Untersuchung der nördlichen Flanke (Flanke von Bakonya) der Permantiklinale im Mecsekgebirge hat genauere Kenntnisse über Ablagerungsverhältnisse, Paläogeografie, Transportwege des klastischen Materials und Strukturentwicklung ergeben, die auf die ganze Permantiklinale verallgemeinert werden dürfen. Der vorliegende Aufsatz behandelt im ersten Kapitel die sedimentgeologischen Untersuchungen, im zweiten die tektonischen Verhältnisse.

Die sedimentgeologische Untersuchungen umfassten die Gruppe grauer und grüner Sandsteine, die von Vadász als Unterperm, von Barabás-Kiss (1958) als Mittelperm betrachtet werden, sowie die Gruppe von Rotsandsteinen in ihrem Hangenden. Es ergab sich, dass die Gruppe grauer und grüner Sandsteine anhand ihrer lithologischen Eigenschaften zweigeteilt werden kann, nämlich *a*) auf untere, graue und *b*) auf obere, grüne bzw. grünlichgraue Sandsteine. Ihre Unterscheidung erfolgt anhand von lithologischen Merkmalen und z. T. radiometrisch. Die Gruppe *b*) der grünen, grünlichgrauen Sandsteine lässt sich des weiteren dreiteilen. Nämlich bestehen die Sandsteine der grauen Gruppe vorwiegend aus Abtragungsprodukten metamorfer Gesteine; dagegen gewinnen in der Gruppe *b*) die Klastika granitischer Abstammung allmählich die Oberhand, sodass sie örtlich dem Gestein die Züge einer basalen Arkose verleihen. Es lässt sich daraus folgern, dass im Abtragungsgebiet zuerst die metamorfe Schieferhülle, und erst danach der Granit bis zu seiner pegmatitischen Stufe erodiert worden ist.

Die hangende Rotsandsteingruppe nimmt im Osten an Mächtigkeit zu, und tritt weitverbreitet als heteropische Facies der Grünsandsteingruppe auf.

Die Klärung der Lagerungsverhältnisse sowie die eingehende lithologische Untersuchung gestattet Folgerungen über die Facies- und paläogeografischen Verhältnisse, und auch über Abtragungsgebiet und Transportrouten der Klastika. Letztere dürften vom O nach dem W verlaufen sein; als Abtragungsgebiet lässt sich der Granit und seine Schieferhülle östlich vom Mecsekgebirge behaupten.

Im Rahmen der strukturgeologischen Untersuchung haben wir die Verwerfungen des Gebietes systematisiert und fünf Gruppen unterschieden, deren Altersverhältnisse genau festgestellt werden konnten. Zwecks der synoptischen Betrachtung dieser Bruchsysteme mit denen der Südflanke der Antiklinale haben wir sie in ein Deformationsellipsoid zusammengefasst. Es stellte sich heraus, dass unter den parallelisierbaren Bruchsystemen der beiden Flanken Analogien bezüglich des Spannungsfeldes bestehen: wenn nämlich die einen Zugspannungen beweisen, so tun es auch die anderen usw.

1. Geschichte geologischer Erforschung der Permbildungen im Mecsekgebirge

Die grundlegende und bahnbrechende Arbeit der geologischen Erkundung des Mecsekgebirges und auch seiner Permbildungen war das Verdienst von K. Hofmann, J. Böckh, O. Heer, J. Tuzson und E. Vadász. Die Feststellungen dieser eingehenden und grundlegenden Arbeiten sind in ihren Grundzügen auch heute noch gültig. Als Erste haben sich K. Hoffmann und J. Böckh mit der eingehenden Untersuchung des Perms im Mecsekgebirge befasst. Ihre Erkenntnisse sind durch die Tätigkeit von E. Vadász bedeutend weiterentwickelt worden. Letzterer fasste in einer 1935 erschienenen Monografie die Ergebnisse mehrerer Forschungsjahre zusammen. Obwohl die späteren Aufschlüsse und deren Bearbeitung einige seiner Behauptungen modifizierten, so sind diese im allgemeinen heute noch unentbehrlich als Grundlagen heutiger Forschung.

Die 1956 verfasste Kandidatenthese von A. Barabás, „Die Permbildungen des Mecsekgebirges“, mag als eine Ergänzung und Vervollkommnung dieser grundlegenden Arbeiten gelten. Da die Permserie des Mecsekgebirges keine Fossilien führt, die die Faciesverhältnisse und die Altersprobleme klären würden, kommt den modernen, komplexen sedimentgeologischen Untersuchungen von A. Barabás eine besondere Bedeutung zu.

Bis zu der letztgenannten Arbeit beruhten die Ergebnisse fast ausschliesslich auf Oberflächenaufschlüsse: Tiefbohrungen (wie die von Bakonya-Töttös) waren Seltenheiten. Die in den letzten Jahren bedeutend fortgeschrittene Bohrtätigkeit sowie die zahlreichen Schürfungen und der Bergbau ergaben eine Menge neuer Angaben, die eine Zusammenfassung der neueren geologischen Untersuchungen und Beobachtungen verlangen. Der Verfasser hat sich im vorliegenden Aufsatz das Ziel gesetzt, in diesem Sinne die Nordflanke der Permantiklinale im Mecsekgebirge und besonders deren eingehend untersuchte Teilgebiete in allen Einzelheiten geologisch darzustellen.

2. Geologischer Bau

In ihrer Hauptmasse besteht die grundlegende Struktureinheit des westlichen Mecsekgebirges, die Perm-Trias-Antiklinale, die, im Osten geschlossen, im Westen offen unter junge Ablagerungen taucht (Vadász, 1960), aus den drei Gliedern der mecsekischen Permserie. Längs der Achse dieser flachen Brachyantiklinale sind die jüngeren Permbildungen abgetragen, sodass dort

ausschliesslich ältere Glieder vorkommen (Töttös-Bakonya). Nördlich davon findet man die vollkommene Schichtenreihe der Permablagerungen im ganzen Mecsekgebirge. Innerhalb dieser Nordflanke wurde der Umgebung von Bakonya und deren östlichen Fortsetzung (bei Tóvár—Cserkut) und westlichen Flanke ein besonderes Augenmerk gewidmet. Der eingehenden Betrachtung dieses Teilgebietes soll jedoch eine kurze Zusammenfassung der Stratigraphie der Permbildungen im Mecsekgebirge vorangehen.

Anhand von Facies- und lithologischen Merkmalen hat E. V a d á s z im Perm des Mecsekgebirges drei Gruppen unterschieden:

a) Untere Gruppe. Graugrüne, untergeordnet bräunlichrote, ziemlich lockere Sandsteine zwischen Cserkut und Boda, mit dünnen Kohlenschnüren und Pflanzenresten. Die häufigen Zwischenlagen von rotem Ton werden im oberen Teil der Gruppe vorherrschend.

b) Mittlere Gruppe. Grobes Konglomerat, gegen die höheren, roten, tonigen Lagen der unteren Gruppe scharf abgegrenzt.

c) Obere Gruppe. (Jakabhegy-Sandstein.) Dieser Komplex besteht überwiegend aus Rotsandstein, eher grobbankig als feingeschichtet. Im oberen Teil der Gruppe erlangt ein roter toniger Sandstein die Vorherrschaft; er geht mit zunehmendem Tongehalt allmählich in die Trias über.

Die obige Gliederung von E. V a d á s z ist durch A. B a r a b á s (1955) abgeändert worden: die beiden Gliederungen lassen sich jedoch leicht parallelisieren. Dieser Umstand geht auch aus der untenstehenden Tabelle hervor.

Tabelle 1.

	Nach E. Vadász		Nach A. Barabás
Ober-Perm	Obere Gruppe	Jakabhegy-Sandstein	6/b Schräggeschichteter Rotsandstein (ebene Querschichtung)
			6/a Schräggeschichteter Rotsandstein (bogenförmige Querschichtung)
Mittel-Perm	Mittlere Gruppe	Grober Konglomerat	5 Grober Konglomerat
		Roter, schiefrieger, toniger Sandstein	4 Rotsandstein unter dem groben Konglomerat
	Untere Gruppe	Graugrüner, bräunlich-roter Sandstein mit Kohlenschnüren und roten, tonigen Zwischenlagen	3 Grauer Sandstein mit Zwischenlagen von grünem Sandstein 2 Gruppe bunter Sandsteine und Konglomerate
Unter-Perm			1 Gruppe roter Tonschiefer

Die obige Gliederung durch A. B a r a b á s, 1955 entstanden, ist seitdem durch die neueren Ergebnisse etwas abgeändert worden. Unter Beachtung dieser letzteren haben E. V a d á s z, sowie J. K i s s und A. B a r a b á s, 1957 bzw. 1958 neue stratigrafische Gliederungen entworfen. Nun setzte auch schon Vadász die Bildungen im Liegenden des groben roten Konglomerats bzw. Sandsteines in das Unterperm und die Konglomerate selber in das Mittelperm. Nach A. Barabás unterschied auch er die unteren, bogenförmig, und die oberen, platt kreuzgeschichteten Gruppen im Jakobhegy-Sandstein. Die nunmehr auch anstehend vorgefundenen Quarzporphyre reihte er in die unterste Stufe des Unterperms, die örtlich durch Tiefbohrungen bekanntgewordenen gipsführenden Tone in das obere Perm (u. zw. als Schlussglied) ein.

Tab. 2

Glied	Stufe	Vadász 1957	B. r. Lás—Kiss, 1958
Oberes	Thüringisch	Örtlich gipsführender Tonkomplex Sandstein mit ebener Schrägschichtung Sandstein mit bogenförmiger Schrägschichtung	Schräggeschichteter Rotsandstein mit wenig Feldspat
Mittleres	Saxonisch	Grobes Konglomerat, Rotsandstein und feinkörniges Konglomerat	Fluvialer, kreuzgeschichteter Rotsandstein, mittelmäßig feldspatreich Fluviales Grobkonglomerat Arkosensandstein, in seichten Teichen abgelagert graue und grüne Lagunensandsteine mit Zwischenlagen von Rotsandstein Diskordanz ?
Unteres	Autunisch	Gelber, grauer und grüner Sandstein, feinkörniges Konglomerat, Brandschiefer, Pflanzenreste, verkieselte Baumstämme Hellroter, lockerer Sandstein, roter sandiger Ton Quarzporphyr	Mariner dolomitischer Mergel Mariner roter Tonstein Mariner roter Tonstein, Ton-schiefer, Aleurit Quarzporphyr (terrestrisch)

Die neue Gliederung durch A. Barabás—J. Kiss teilt die Unterperm-Bildungen noch weiter auf und betrachtet nicht das Grobkonglomerat, sondern die darüberliegenden bogenartig kreuzgeschichteten fluvialen Rotsandsteine als Schlussglied des Mittelperms. Die neuestens aufgeschlossene Gruppe gipsführender Tone wird durch diese Verfasser in die Untertrias eingereiht.

Die untenstehende Tabelle (nach E. Vadász) gestattet den Vergleich der beiden Gliederungen.

Damit sind jedoch die Bestrebungen für die eingehende Erkenntnis und genauere stratigraphische Gliederung der Permserie noch keineswegs abgeschlossen, und die gegenwärtigen Forschungen können wohl neuere Ergebnisse bringen, die unsere Kenntnisse noch weiter anreichern werden.

Im Folgenden nimmt Verfasser vor, die Schichten, die bei Vadász als „Gelber, grauer und grüner Sandstein, feinkörniges Konglomerat, Brandschiefer, Pflanzenreste und verkieselte Baumstämme“ im Unterperm, bei Barabás und Kiss aber als „graue und grüne Lagunensandsteine mit Zwischenlagen von Rotsandstein“ im Mittelperm figurieren, einer eingehenden Untersuchung zu unterwerfen. (Laut der früheren Gliederung entsprechen diese Schichten der Unteren Gruppe des Mittelperms bei Vadász, und dem Mittelperm — 3 [Grausandstein, Grünsandstein] von A. Barabás.)

A) SEDIMENTGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER NORDFLANKE DER PERMANTIKLINALE

1. Gruppe der grauen und grünlichgrauen Sandsteine

Anhand der Facies und der lithologischen Entwicklung kann diese Gruppe zweigeteilt werden auf:

- a) Untere, graue Sandsteine
- b) Obere grüne und grünlichgraue Sandsteine.

Diese Zweiteilung wird begründet durch die auch makroskopisch wahrnehmbaren Unterschiede zwischen den beiden Serien. Die grünen Sandsteine unterscheiden sich nämlich von den grauen in den folgenden Merkmalen:

1. Wenigstens 50% der Schichten sind grün oder grünlichgrau,
2. Die Feldspatkörner sind rosa (sie sind weiss in der unteren Serie),
3. Die Korngrößenverteilung ist abwechslungsreicher,
4. Überschuss an granitischen Gemengteilen (in der unteren Serie haben metamorfe Gemengteile die Oberhand),
5. Die Grenze der beiden Serien lässt sich auch radiometrisch nachweisen.

Beide Glieder dieser Gruppe sind in der vollständigsten Entwicklung an der nördlichen Flanke der Antiklinale vorzufinden. Die Schichten sollen nun nach der obigen Zweiteilung eingehender beschrieben werden.

a) Serie grauer Sandsteine

Die Abgrenzung dieser Serie gegen die Gruppe bunter Ablagerungen im Liegenden ist selbst nach den neuesten Forschungsergebnissen ziemlich schwer. Praktisch kann man die Grenze dort ziehen, wo die letzten roten Zwischenlagen aus der bunten Gruppe verschwinden, die grüne Gesteinsfarbe von der grauen abgewechselt wird, und die roten und rosa Klastika aus dem Gestein fortbleiben. In den Gesteinen der bunten Gruppe kommen häufig rosa Feldspat und roter Gesteinsschutt vor. In der Gruppe grauer Sandsteine sind weisse oder hellgraue Feldspäte und grauer Schutt die vorwiegenden Gemengteile. Pflanzenreste kommen in beiden Gruppen vor, jedoch findet man in der bunten Gruppe keine Kohlenschnüre und verkieselten Baumstämme.

Die Serie grauer Sandsteine besteht überwiegend aus Schichten von grauem Arkosensandstein. Die Mengenverhältnisse der gesteinsbildenden Mineralien sind veränderlich. Unter den Feldspäten kommt neben dem häufigsten saueren Plagioklas hauptsächlich K-Feldspat (oft Mikroklin, manchmal perthitisch) vor, der infolge der chemischen verwitternden Wirkung der abtragenden Media seine rote, hellrote Farbe einbüsst. Unter den Feldspatkörnern kommen auch mehr oder minder abgerollte, kaolinitisch oder serizitisch verwitterte vor. Der Feldspatgehalt ist etwa 20% im Durchschnitt, höchstens 30%. Auch in dieser Hinsicht unterscheidet sich diese Serie von den feldspatreicheren hangenden Sandsteinen.

Der Quarzgehalt variiert von 15 bis 70%. Er ist überwiegend metamorpher, z. T. jedoch magmatischer bzw. epigenetischer Abstammung. Als Gesteinsschutt kommen Körner von Phyllit, Quarzporphyr, Quarzit, Mikrogranit, Mikrofelsit vor. Der Sandstein ist geschichtet, bankig. Die Korngrößenverteilung ist psammitisch, jedoch örtlich in Linsen auch psephitisch. Das Bindemittel ist tonig, kieselig, karbonatisch. Die Karbonatkörner des Bindemittels formen örtlich kleine Aggregate zwischen den Feldspat- und Quarzkörnern. Als akzessorische Gemengteile können Zirkon, Turmalin und Titanit genannt werden.

Eine eigenartige Bildung ist der mikrogeschichtete Sandstein. Man findet auch grünlichgraue bzw. graue Tonschiefer und sandige Tonschiefer, die in der Hauptsache aus einer tonig-serizitischen Grundmasse bestehen, doch wesentliche Mengen von feinkörnigem Quarz und Feldspat enthalten. Die Abmessungen der Quarz- und Feldspatkörner betragen in diesen 0,01 bis 0,07 mm, und erreichen selten 0,1 mm. Ihre Menge ist etwa 20 bis 40 %. Auch verhältnismässig kleine, linsenartige Zwischenlagen von Kalk und Dolomit sind ziemlich häufig. In ihrer Umgebung gibt es oft mehr oder minder kugel- bzw. diskosförmige Konkretionen, deren Durchmesser zwischen 1 und 20 cm liegt. Manchmal trifft man Faciesübergänge, die sich in erster Reihe in Korngrößenunterschieden bemerkbar machen. Solche Übergänge sind die häufigsten Ursachen der linsenartigen Lagerung. Die Mächtigkeit der Linsen beträgt etliche cm bis einige m, im Streichen lassen sie auf Entfernungen von 10 bis etlichen hundert m verfolgen.

Merkwürdigerweise unterliegt der graue Sandstein in den Oberflächenaufschlüssen einer limonitischen Verwitterung, wogegen die grünen Schichten der bunten Gruppe ihre Farbe auch an der Oberfläche bewahren. Diese Er-

scheinung kann mit ihrem ursprünglichen Sulfidgehalt in Zusammenhang stehen. Die verkohlten Pflanzenreste, verkieselten Baumstämme nehmen aufwärts an Häufigkeit zu, und werden allmählich reicher an Pyrit. Linsenartige Einschlüsse von grünlichgrauer Farbe werden auch zahlreicher und bilden eine Übergangszone von 10 bis 20 m Mächtigkeit, die in die verhältnismässig scharf abgrenzbare grünlichgraue — grüne Sandsteingruppe hinüberführt.

In der Lithologie und in den Lagerungsverhältnissen der grauen Sandsteingruppe gibt es gewisse wohlbegrenzbare regionale Unterschiede. In erster Reihe handelt es sich darum, dass im westlichen Teil der Nordflanke (westlich von Bakonya) die grünlichgrauen linsenartigen Einlagerungen nicht nur nach oben, sondern auch nach unten häufiger werden, und in einem ziemlich mächtigen Teil der Serie vorliegen. Dadurch wird die Begrenzung nach oben ungewisser, als im östlichen Teil der Nordflanke (um Cserkut). Nämlich kann von Cserkut bis Bakonya die eine Serie von der andern wie gesagt recht scharf unterschieden werden, westlich von Bakonya wird diese Grenze jedoch immer verschwommener. So kann die Zweiteilung der grauen-graugrünen Sandsteingruppe eindeutig nur in der Umgebung von Bakonya und östlich davon ausgeführt werden. Weiter westlich kann jedoch die stratigrafische Grenze in der streichenden Verlängerung der wohldefinierten Grenze zwischen Bakonya und Cserkut gezogen werden. Auch in der Korngrößenverteilung sind die Unterschiede weniger markant als im Osten. Worwiegend trifft man mehr oder minder wohlsortierte grob- und mittelkörnige Sandsteine. Untergeordnet kommen grauer Tonschiefer, Linsen von Brandschiefer und Einlagerungen von feinkörnigem Konglomerat vor.

In der Umgebung von Bakonya und weiter östlich sind die linsenförmigen Einlagerungen recht selten. Die Unterschiede der Hangendbildungen gegenüber kommen klar zur Geltung. Nach oben kann die Grenze oberhalb der Übergangszone von 15 bis 20 m Mächtigkeit mit ziemlicher Gewissheit gezogen werden.

b) *Serie grüner, grünlichgrauer Sandsteine*

Diese Serie überlagert in den einzelnen Teilen des besprochenen Gebietes auf die oben gesagte Weise die Serie der grauen Sandsteine. Der Übergangszone unbeachtet ist die Grenze zwischen den beiden mit der Ausnahme des westlichen Randgebietes ziemlich scharf. Von den liegenden Bildungen lässt sich die Serie der grünen-grünlichgrauen Sandsteine wie oben gesagt unterscheiden; vom Hangenden weicht sie auch scharf ab, da das letztere eine rote bzw. rötlichviolette Farbe hat (Rotsandstein unterhalb des Konglomerats) In grösster Mächtigkeit und vollständigster Entwicklung kommt die Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine eben im besprochenen Gebiet vor. Sie lässt sich anhand ihrer lithologischen Eigenschaften dreiteilen; nämlich nimmt nach oben die Menge der (rosa) Feldspatkörner allmählich zu; der Prozentsatz der Gemengteile magmatischen Ursprungs (Quarz, frische, rosa Feldspatkörner, Bruchstücke von Quarzporphyr) wächst auch nach oben; die Mannigfaltigkeit der Lithofacies und die linsenartige Lagerung kommen nach oben zu auch immer mehr zur Geltung. Die obengenannte Dreiteilung wird zu einem ge-

wissen Grade erleichtert, ja sogar begründet durch eine Lage von Rotsandstein, die als heteropische Facies vom Osten her sich in die Serie einkeilt.

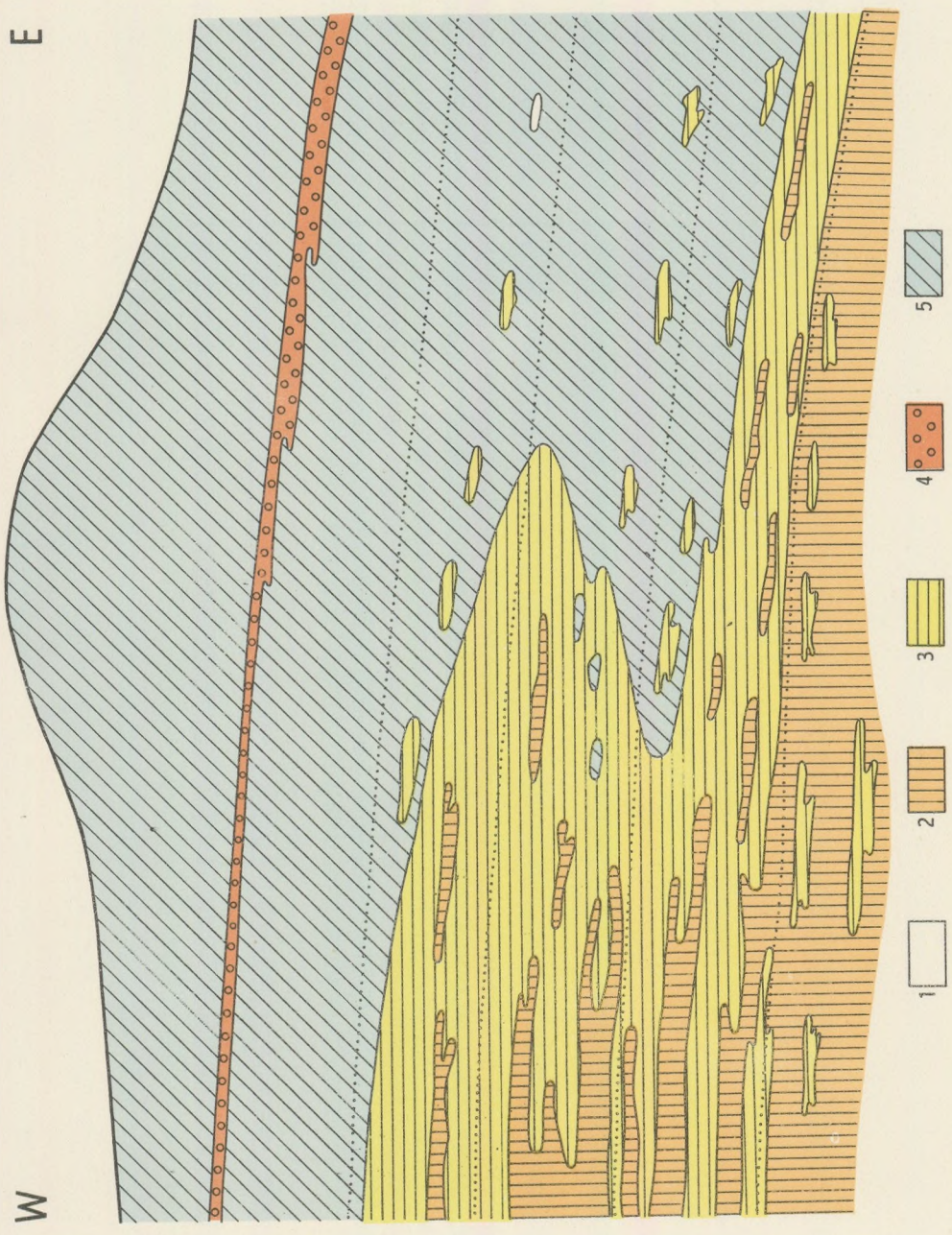
Um die Lagerungsverhältnisse und die stratigraphische Gliederung zu veranschaulichen, haben wir die Schichtenfolge in den beigefügten Profilskizzen zusammengefasst (Abb. 1–2.).

Aus dem O–W streichenden Profil geht es klar hervor, dass die Gruppe der roten Sandsteine, die im Hangenden der besprochenen Serie auftritt, sich nach W zwischen die grünen-grünlichgrauen Sandsteine der Gegend von Bakonya fingerartig einkeilend verjüngt. In gewissen Teilen der Serie tritt er daher als Einlagerung auf, und im W verschwindet er ganz. Die Dreiteilung der Serie geschieht auf die in den Profilen dargestellte Weise. Demnach reicht das untere Glied bis zur oberen Grenze des „eingekeilten“ Rotsandsteines, wogegen die Zweiteilung der darüberliegenden Schichtenreihe das mittlere und das obere Glied ergibt. Das Profil zeigt auch, dass im O nur das untere Glied vorhanden ist, da die beiden oberen vom roten Sandstein ersetzt werden. Die stratigraphische Begrenzung der einzelnen Glieder ist jedoch im Profil punktiert im Rotsandstein weitergeführt worden. Der Rotsandstein steht lithologisch den Gliedern der grünen Sandsteinserie näher, jedoch kann sie facieell dem Rotsandstein im Hangenden der Serie gleichgesetzt werden. Die Abbildungen zeigen auch die kleineren grünen Sandsteinlinsen im hangenden Rotsandstein, die, im unteren Teil des letzteren recht häufig, weiter oben immer seltener werden.

Lithologie der grünen – grünlichgrauen Sandsteinserie

Der Sandstein besteht überwiegend aus mittelkörnigem Feldspat (30 bis 35%), und Quarz mit wenig Glimmer. Das Bindemittel des mittelmässig oder schlecht sortierten Sandsteines ist grösstenteils Illit; häufig tritt eine chromhaltige Abart dieses letzteren vor. Weitere Bindemittel sind Kalzit, Dolomit und Ankerit. Die Menge der Feldspäte ist in den einzelnen Horizonten der Serie ungleich, und auch horizontal gibt es gewisse Unterschiede. In den grauen Schichten beträgt sie im Durchschnitt 15 bis 30, in den grünen Schichten 25 bis 50%; in der Basalarkose erreicht sie örtlich 90%. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der Quarz magmatischen und metamorphen Ursprungs ist und dass der Prozentsatz der metamorphen Körner nach oben hin zugunsten der magmatischen abnimmt. Unter den Feldspäten ist Ortoklas in Überschuss, jedoch können auch Mikroklin, Perthit, sowie basischer und saurerer Plagioklas nachgewiesen werden. Parallel mit der Anreicherung magmatischer Quarzkörner lässt sich auch die Anreicherung von rosa Feldspat beobachten. Offenbar steht das mit der Veränderung des Abtragungsgebietes in Zusammenhang: nach den vorher abgetragenen Schiefergesteinen der metamorphen Hülle kommt es jetzt zur Abtragung der granitischen Kerne. Die Feldspäte sind im allgemeinen frisch, jedoch kann örtlich auch eine kaolinische Verwitterung beobachtet werden. Quarzporphyruschutt tritt auf und gewinnt aufwärts an Bedeutung: die grösste Anreicherung dieses Gemengteiles erfolgt im hangenden Rotsandstein.

Abbildung 1.



MAFI 75/1967

Abb. 1. Profilskizze in Streichrichtung

Zeichenerklärung: 1. Buntsandsteingruppe; 2. Serie grauer Sandsteine; 3. Serie grüner-grünlichgrauer Sandsteine; 4. Konglomerat; 5. Gruppe der Rotsandsteine des Jakabhegy.

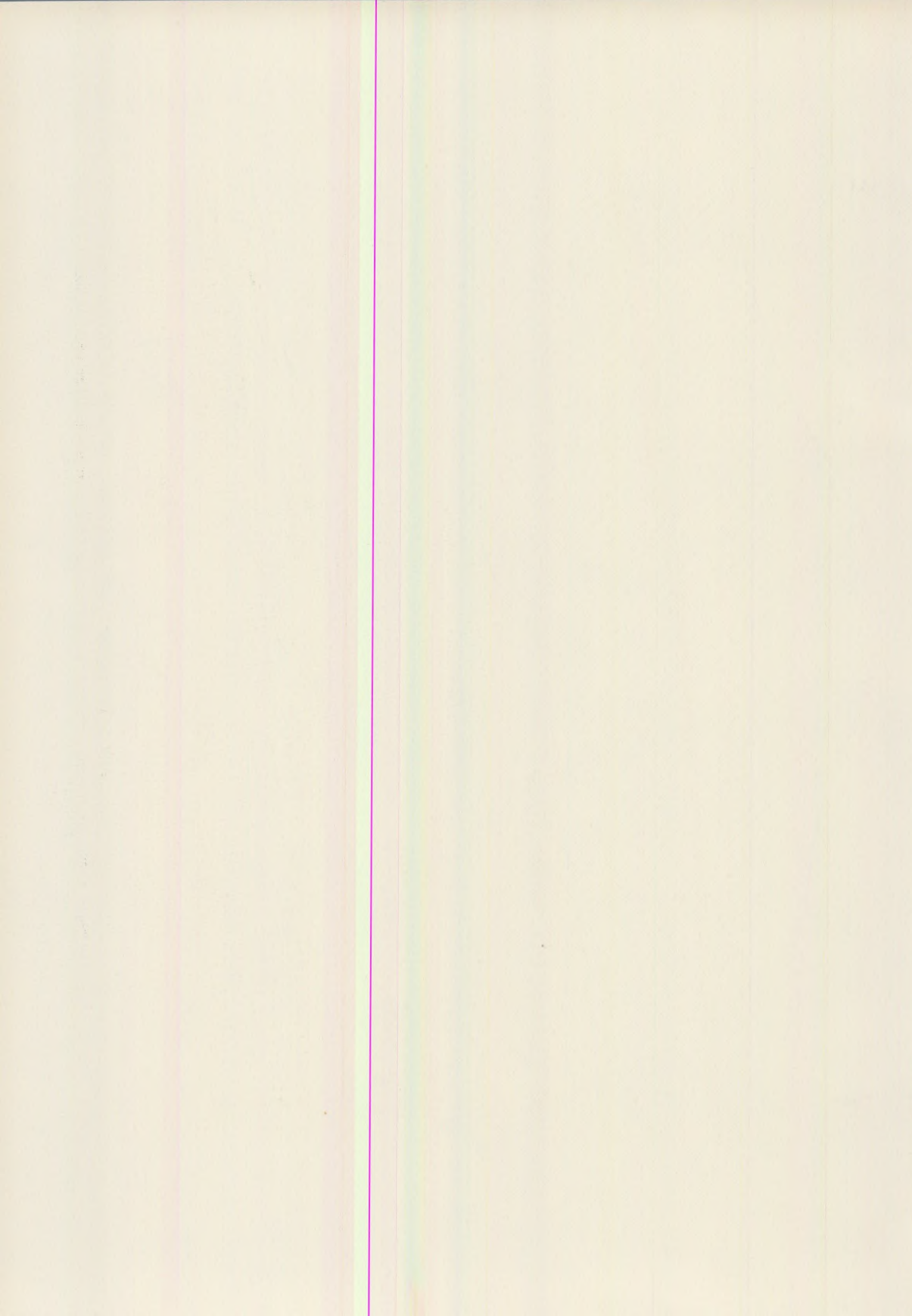
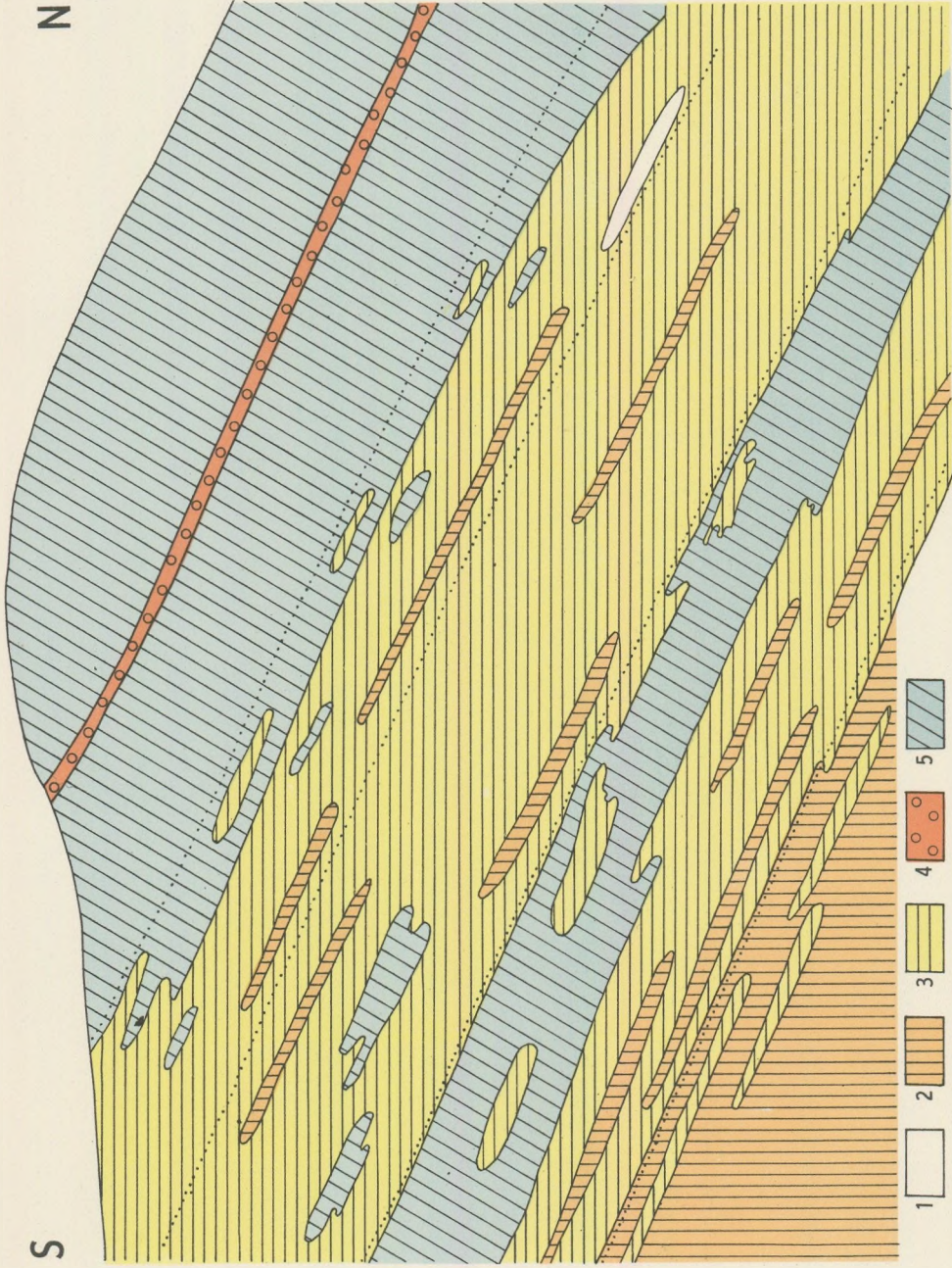


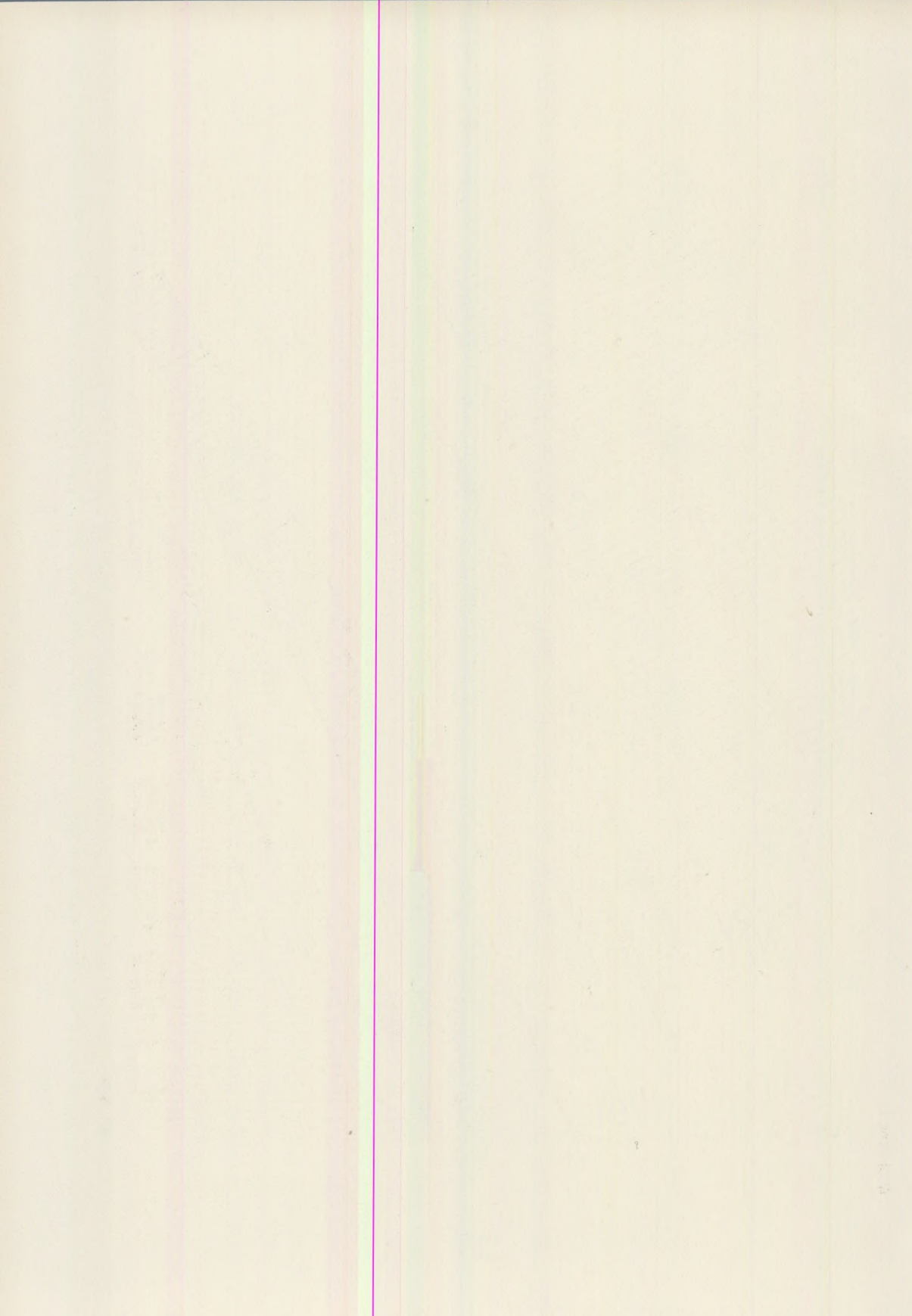
Abbildung 2.



MÁFI 75/1967

Abb. 2. Profilskizze in Einfallrichtung

Zeichenerklärung: 1. Buntsandsteingruppe; 2. Serie grauer Sandsteine; 3. Serie grünlich-grauer Sandsteine; 4. Konglomerat; 5. Gruppe der Rotsandsteine des Jakabhegy.



Es lässt sich mikroskopisch nachweisen, dass neben den obengenannten Gemengteilen in gesteinsbildender Menge noch Muskowit (Biotit) und Detritus von Phyllit, Bostonit, Lydit und Gneis vorkommen. Akzessorische Gemengteile sind Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Amphibol, Chlorit, Magnetit und Ilmenit, Pyrit, Galenit, Sphalerit, Nikkelin, Kobaltin, Kalkopyrit, Molybdenit. Die sulfidischen Minerale sind z. T. auti-, z. T. allotigenetisch. Epigenetische Minerale sind Baryt, Manganokalzit, ein Teil des Ankeritz, Rauchquarz, Gips und vielleicht die „Vanadate“. Die klastischen Gemengteile sind im allgemeinen eckig, wenig abgerollt, was auf kurze Transportwege schliessen lässt. Die soeben beschriebenen Gesteine sind psephitischer bis psammitischer Zusammensetzung.

Tonige Gesteine sind in verhältnismässig geringer Mächtigkeit, jedoch in ziemlich grosser horizontaler Verbreitung bekannt. Sie bestehen hauptsächlich aus Illit. Ihre Farbe ist im allgemeinen dunkelgrau, oft sehr dunkel getönt infolge feinverteilter organischer Stoffe. Weitere gesteinsbildende Gemengteile sind Quarz, Karbonat, Pyrit: ihre Textur ist meistens schieferig, geschichtet.

Karbonatische Gesteine kommen nicht in grosser Verbreitung vor. Sie bestehen überwiegend aus Kalzit, Dolomit bzw. Ankerit, und sind häufig durch kohlenstoffreiche organische Verbindungen dunkel gefärbt. Meistens kommen sie als kugelige oder auch mehr oder minder unregelmässig geformte Konkretionen, in kleinen Linsen, jedoch auch als dünne Schichten vor (10). Selten sind epigenetische Kalzitadern als Kluffüllungen in Mächtigkeiten von etlichen mm bis 20 cm sichtbar. Die Serie weist keine grosse Mannigfalt lithologischer Typen auf. Die linsenartige Lagerung der sowohl im Streichen als auch im Einfallen stark begrenzten Schichten wird in erster Reihe durch die faciell bedingten Unterschiede der Korngrössenverteilung bedingt. Auch in der Veränderlichkeit der Korngrössenverteilung gibt es jedoch Unterschiede, in Streich- und Einfallsrichtung ebensogut wie auch vertikal.

Lagerungsverhältnisse und Stratigrafie der grünen, grünlichgrauen Sandsteingruppe

Im unteren Glied der Serie kommen im O überwiegend grünlichgraue, graugrüne fein- bis maximal mittelkörnige Sandsteine vor. Die Parallelisierung der Schichten über verhältnismässig grosse streichende Entfernungen wird ermöglicht durch Zwischenlagen von kennzeichnenden dunkelgrauen bis fast schwarzen tonig-schieferigen feinkörnigen Sandsteinen. Die Ausmassen dieser Linsen bzw. Schichten betragen in Streichrichtung etliche 10 bis einige 100 m. Auch sind im östlichen Teil dieser Serie Kohlschnüre, verkohlte Pflanzenreste und verkieselte-karbonatisierte, verkohlte Baumstämme recht häufig. Die Baumstämme sind hier meistens von einer verkohlten Rinde umgeben. Manchmal liegt innerhalb dieser Rinde, dicht am Baumstamm, eine Lage von Chromhydroglimmer (8). Die an verkohlten organischen Resten reichen Schichten haben örtlich hohe Pyritkonzentrationen (bis 5%). Selten ist der pelitische, dunkle Sandstein auch pyritreich.

Im östlichen Gebiet, im unteren Glied kommen oft in feinkörnige pelitische Sandsteine „eingebettet“ karbonatische Konkretionen von Kugel- oder

unregelmässiger Form vor. Als sekundäre Ausfüllungen sind auch Kalzitader von 10 bis 15 cm Mächtigkeit vorzufinden.

Im mittleren und westlichen Teil des Gebietes zeigt die Lithologie des unteren Gliedes nicht mehr dieselbe grosse Mannigfalt als im Osten. Hier sind grobkörnige, oder wenigstens mittelkörnige Sandsteine am weitesten verbreitet. Sie sind mittelmässig oder schlecht sortiert, grünlichgrau, graugrün, vorwiegend mit kalzitischem Bindemittel. Seltener kommen dünne Schichten oder Linsen von feinkörnigem Sandstein vor, die viel pelitisches Material und organische Stoffe enthalten. Auch die Kohlschnüre und Baumstämme sind seltener als im Ostteil des Gebietes.

Da wir das untere Glied bis zu den fingerartigen Zwischenlagen von Rotsandstein bzw. bis zur Zwischenlage von Rotsandstein im mittleren Teil rechnen, zählen wir die grünen bzw. grünlichgrauen Sandsteinlinsen in denselben auch noch zum unteren Glied. Diese grünen Sandsteinlinsen im Rotsandstein sind ziemlich umfangreich. In diesem Schichtenkomplex ist rosa Feldspat bereits häufiger, und örtlich trifft man schon recht feldspatreiche Lagen. Die Korngrösse ist hier im allgemeinen mittelmässig. Fein- bzw. grobkörnige Abarten kommen nur vereinzelt vor. Die Grenze dem mittleren Glied entgegen ist hier scharf, da der Rotsandstein von grünem Sandstein überlagert wird. Im Westen ist die Grenze dagegen verschwommener, da sich dort graue und grüne Sandsteine gegenüberstehen. Die Grenze der beiden Glieder ist in der mittleren Zone am schärfsten.

Die kennzeichnenden lithologischen Eigenschaften der Serie kommen erst im mittleren Glied richtig zur Geltung. In erster Reihe handelt es sich um die Anreicherung von rosa Feldspat. Die Lagerung des Gliedes ist linsenartig. Die Mächtigkeit der Linsen geht von etlichen cm bis etwa 6 m, jedoch sind die meisten 0,5 bis 1,5 m dick und 5 bis 60 m breit. Diese linsenartige Lagerung hat die regelmässige Auskeilung der „Schichten“ zur Folge, jedoch sind fingerartig verzahnte Schichten auch recht häufig. Die Linsen vertreten vor allem Korngrössenunterschiede, jedoch sind scharfe Unterschiede in der Gesteinsfarbe auch oft zu verzeichnen. Besonders auffallend ist das bei den grünen bzw. grünlichgrauen Linsen, die im Streichen oder vertikal innerhalb von einigen cm in rotes Sediment übergehen.

Ein anderes Merkmal des mittleren Gliedes ist das Auftreten von Tonbändern an vielen Schichtgrenzen, in den Schichtfugen. Der Ton ist im allgemeinen dunkelgrau, oder in Abhängigkeit von seinem Gehalt an organischen Stoffen noch dunkler. Parallel mit diesen Tonlagen findet man oft liegende Baumstämme mit verkohlter Rinde und mit ringsherum zerstreuten Pyritkörnern.

Im mittleren Glied nimmt von unten nach oben die Menge von rosa Feldspat sowie von Quarzporphyrshutt rasch zu.

Weiter westlich ist rosa Feldspat und Quarzporphyrdetritus wieder weniger stark angereichert. Auch die Korngrössenverteilung widerspiegeln Faciesunterschiede sind weniger charakteristisch, als im mittleren Gebiet. In der westlichen Fortsetzung verkümmern sich die einzelnen eingekeilten Finger von Rotsandstein allmählich in kleineren oder grössere Linsen und die linsenartige Lagerung ist auch weniger ausgesprochen und allgemein, als im östlichen Teil. Die Linsen bzw. Schichten können über

grössere Entfernungen verfolgt werden, und die in Korngrößenverteilung und Farbe der Gesteine bestehenden Unterschiede sind nicht mehr so markant. In der streichenden Fortsetzung nach dem O weist das mittlere Glied einen so scharfen faciellen Unterschied auf (Rotsandstein), dass wir es bereits zum hangenden Rotsandstein rechnen. Jedenfalls steht es in Lithofacies den übrigen Gesteinstypen des mittleren Gliedes näher als dem Rotsandstein im Hangenden. Das wird auch durch die örtlich in ihm auftretenden Linsen von grünem, grünlichgrauem Sandstein belegt.

Der Übergang zum oberen Glied fängt mit der zunehmenden Häufigkeit pelitischer Ablagerungen an. Diese sind auch linsenförmig gelagert, so dass sie im Streichen nicht weit verfolgt werden können. Nach oben zu werden diese pelitischen Schichten allmählich karbonatisch, und enthalten oft diskosförmige Konkretionen. (Kiss – Grossz, 1958). Die Grenze kann etwa bei dem Auftreten zahlreicher pelitischer Einlagerungen gezogen werden, und die karbonatischen Lagen gehören schon entschieden in das obere Glied.

Dieses obere Glied der Serie ist ausgezeichnet durch noch mehr rosa Feldspat und Quarzporphyrerschutt als das mittlere Glied. Hier kommen die Schichten von 80 bis 90% Feldspatgehalt vor, die wie eine Basalarkose aussehen. Über den karbonatisch-pelitischen Bildungen von Euxin-Facies entwickeln sich allmählich, mit der Zunahme der Korngrösse, mittel- bzw. grobkörnige grüne, grünlichgraue Sandsteine. Die verkohlten Pflanzenreste werden nach oben zu seltener, und bleiben dann völlig aus. Die Abwechslung von Gesteinslinsen grüner und roter Farbe wird besonders kennzeichnend. Die Mächtigkeit der Linsen in diesem Glied ist bereits viel geringer als tiefer unten: 0,5 bis 1,0 m. Ihre horizontale Ausdehnung ist begrenzt, was die Parallelisierung der Schichten erschwert.

Im Westen des Gebietes werden die Farben blasser; grünlichgraue und graugrüne Farbtöne werden überwiegend. Diese zeigen örtlich, besonders in der Nähe des Hangenden, kleinere rote Linsen. Die karbonatreichen Schichten, die die Konkretionen enthalten, keilen im Osten und auch im Westen aus.

Die Grenze dem hangenden Rotsandstein gegenüber ist scharf, obwohl unterhalb dieses letzteren im grünen Sandstein die roten Einlagerungen, plötzlichen Farbwechsel (und auch die durch wandernde Lösungen hervorgerufenen nachträglichen Abfärbungen) recht häufig werden.

2. Gruppe der Rotsandsteine unterhalb des Konglomerats

Von der Hangendbildung, dem sog. Rotsandstein unterhalb des Konglomerats, kann heute bereits festgestellt werden, dass diese in östlicher Richtung (s. Abb. 1.) an Mächtigkeit zunimmt. Es ist des weiteren klar, dass die unteren Rotsandsteinschichten des östlichen Teilgebietes stratigrafisch den grünen – graugrünen Sandsteinen des mittleren bzw. westlichen Teilgebietes entsprechen, eine heteropische Facies derselben darstellen. Die bisher ausgeführten petrografischen Untersuchungen haben bewiesen, dass sie sedimentologisch den grünen – graugrünen Sandsteinen am nächsten stehen. Im unteren Teil der roten Sandsteinserie sind grüne – graugrüne Sandsteinlinsen häufig; ihre Zahl nimmt jedoch aufwärts stetig ab.

Die untere Grenze ist überall scharf. Wie soeben besprochen, entspricht die östlich zunehmende Mächtigkeit einem Facieswechsel und nicht einer stratigrafischen Grenze.

An der Grenze von grünem und rotem Sandstein liegt im allgemeinen ein gutsortierter feinkörniger Sandstein. Nach oben zu werden die Gesteine immer schlechter sortiert, psammitisch. Der Quarzgehalt wechselt von 40 bis 70%, mit Überschuss magmatisch entstandener Körner. Unter den Feldspäten ist Ortoklas, Mikroklin häufig, Plagioklas ist untergeordneter. Die Feldspäte betragen 15 bis 30%, 25% im Durchschnitt. Als detritische Gemengteile kommen Trümmer von Quarzporphyr, Quarzit, Phyllit vor. Im grossen Ganzen sind diese Gesteine aleurolitischer Natur. Das Bindemittel ist meistens Illit, selten mit kalzitischen, limonitischen Durchtränkungen.

Als Einlagerungen kommen im unteren Teil der Serie Linsen von kristallinem Kalkstein vor. Makroskopisch können diese nicht leicht von den feinkörnigen Sandsteinen unterschieden werden. Sie bestehen zu 90 bis 95% aus Karbonatkörnern von 0,2–0,03 mm Durchmesser. Selten erreichen die Körner die Grösse von 1 mm. Das Gestein enthält Quarzkörner und eine mit Limonit durchtränkte pelitische Fraktion.

Die Korngrössenverteilung des Sandsteins ist abwechslungsreich, feinkörnig bis psephitisch, örtlich mit Zwischenlagen von Aleurolit und schieferigen Tonlinsen. Die überwiegende Korngrössenklasse ist jedoch recht grob. Die linsenartige Lagerung ist verbreitet und kennzeichnend. Untergeordnet kann auch Schrägschichtung beobachtet werden.

Die soeben beschriebene Serie von Rotsandstein wird überlagert von einem Grobkonglomerat torrentieller Art, die auch nach O an Mächtigkeit zunimmt. Faciell führt der Rotsandstein in fluviatiler Oberlauf-Entwicklung allmählich zum Konglomerat über.

3. Faciesverhältnisse, paläogeografische Folgerungen

Es geht aus den soeben besprochenen lithologisch-stratigrafischen und Lagerungsverhältnissen klar hervor, dass in beiden Serien der Gruppe grauer und graugrüner Sandsteine, besonders in der Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine vertikal und horizontal häufige Facieswechsel vorliegen. Es handelt sich dabei überwiegend um Veränderungen der Lithofacies. Die Facieswechsel, obwohl häufig, sind nicht abwechslungsreich. Die Unterschiede bestehen in Änderungen der Korngrössenverteilung, der Gesteinsfarbe (oxydierte, reduzierte Farben), örtlich in der Fällung von chemogenen Bestandteilen. Besonders kennzeichnend ist dies in den höheren Lagen der Schichtengruppe, im östlichen ebenso wie im westlichen Teilgebiet.

In der Serie grauer Sandsteine ist die Lithologie verhältnismässig eintönig. Ausser den grauen, weiter oben graugrünen, vorwiegend mittelkörnigen Sandsteinen sind keine anderen lithologischen Typen bekannt. Die graue Gesteinsfarbe deutet die reduzierende Natur des Ablagerungsmittels an, der O_{Fe} -Wert der Schichtenreihe liegt unter 3. Die Baumstämme, die feinen Kohlenschnüre und anderen lithologischen Merkmale lassen eine Ablagerung in ruhigem Wasser, eventuell eine lakustrische Entwicklung vermuten. Eine anfängliche

Versumpfung tritt nur im oberen Teil der Serie auf, mit verkieselten, verkohlten Baumstämmen, Kohlenschnüren und überwiegend linsenartiger Lagerung.

In diesem stratigrafischen Horizont kann man die lakustrische (Delta-) Facies ziemlich weit verfolgen, ohne dass man wesentliche Veränderungen beobachten könnte. Die Entfernung des Abtragungsgebietes kann aus der durchschnittlich halbfinen Korngrösse, sowie aus der unabgerollten Form der klastischen Gemengteile bestimmt werden: diese Entfernung dürfte keine grosse gewesen sein. Die Zusammensetzung der Klastika weist auf die Abtragung der metamorphen Hülle eines damals bis zur Erdoberfläche emporreichenden Granitplutons hin. Demnach soll das untersuchte Gebiet das unmittelbare Sammelbecken, die lokale Erosionsbasis der umgebenden Gebirge gewesen sein: es erhielt einen kräftigen Zufluss von groben Klastika.

Während die untere, graue Sandsteinserie der Schichtengruppe durch ziemlich eintönige Lithologie und grosse Verbreitung gekennzeichnet wird, zeigt die Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine in ihrem Hangenden vertikal und auch horizontal viel mehr Abwechslung. Am auffallendsten ist der Faciesunterschied im östlichen Teilgebiet, der im oberen Horizont des unteren Gliedes auftritt und als kräftige rote Färbung des Sandsteines zur Geltung kommt. Ein anderer merkwürdiger Unterschied besteht darin, dass die Häufigkeit und Intensität der Facieswechsel im westlichen Teilgebiet geringer ist als in der Mitte oder im Osten. Ausser den beiden obengenannten wichtigsten Unterschieden gibt es noch zahlreiche andere, die die Absonderung der beiden Serien anhand ihrer stratigrafischen und faciellen Merkmale begründen.

Als Faciesunterschied lässt sich auch der scharf abstechende O_{Fe} -Wert des mittleren Gliedes deuten, der zwischen den liegenden grauen und den hangenden roten Sandsteinen einen Übergang bildet. Während nämlich der O_{Fe} -Wert der ersteren in der Regel unter 3, der der letzteren über 8 liegt, schwankt der O_{Fe} -Wert der mittleren Serie zwischen 3 und 8. Nach alledem ist die mittlere Serie in einem allmählich emporsteigenden Gebiet, in seichtem Wasser entstanden, im besser gelüfteten Wasser eines Piedmont-Beckens, das jedoch noch immer Sumpfbildungen enthielt. Auch der höhere Redox-Wert, die Anreicherung von Baumstammresten deutet eine grössere Ufernähe und seichtes, stagnierendes Wasser an.

Auch horizontal können Unterschiede festgestellt werden: im östlichen Teilgebiet sind im seichteren Wasser oxydiertere Bildungen in linsenartiger Lagerung entstanden; dagegen kommen weiter westlich gleichmässig gelagerte Bildungen von reduzierter Farbe (grau, graugrün) vor, die vermutlich in ruhigerem Wasser, etwas weiter vom Ufer entfernt entstanden sind. Es geht auch aus dem O-W-Profil hervor, dass die grauen-graugrünen Bildungen des westlichen Teilgebietes in der Mitte und im O durch typisch terrestrische Ablagerungen abgewechselt werden.

Diese Umstände bestätigen die Annahme, dass während der untersuchten Zeitspanne in dieser Region eine z. T. versumpfte Binnensee vorlag, deren Tiefe in grossen Zügen von O gen W (von ONO nach WSW) zunahm. Dabei lag das westliche Teilgebiet dem Abtragungsgebiet am nächsten. Deshalb nimmt auch die Mächtigkeit des Rotsandsteins unterhalb des Konglomerats im O stark zu. So sind die „oxydierteren“ und typisch terrestrischen Ablage-

rungen im östlichen Teilgebiet viel früher zustande gekommen — d. h. gleichzeitig mit der Ablagerung von reduzierten Sedimenten im W.

Die Analyse der Faciesveränderungen in Raum und Zeit gestattet auch Rückschlüsse betreffs der Transportrichtungen in der untersuchten Region.

Bezüglich der Bildungen der Serie grauer Sandsteine können die Transportrichtungen nicht ermittelt werden. Wie oben besprochen, deuten diese Ablagerungen verhältnismässig ruhige, gleichmässige Bildungsverhältnisse an. Faciesveränderungen oder Unterschiede in den Lagerungsverhältnissen, die die Bestimmung der Transportrichtung gestatten würden, sind nicht bekannt. Die hiesigen Ablagerungen können als Bildungen in einem den Bergen vorge-lagerten ruhigen Becken betrachtet werden.

Nach A. Barabás deuten die Messungen der Kreuzschichtung im oberper-mischen Sandstein von Jakabhegy eine vom NW nach SO gerichtete Trans-portrichtung an. Vermutlich lässt sich diese Richtung auch auf die Serie grü-ner, graugrüner Sandsteine verallgemeinern. Die Richtigkeit dieser Annahme ist anscheinend bewiesen durch das im NW bei Korpád erbohrte granitische Grundgebirge. Auch geophysikalische Messungen (Geomagnetik) und ander-weitige geologische Erwägungen weisen darauf hin, dass im N und NW der einst hochliegende Granit auch heute noch unter jungen Deckschichten vorhan-den ist. Jedoch soll das detritische Material der Serie grüner, graugrüner Sand-steine laut neuester Forschungsergebnisse doch nicht aus dieser Richtung abgeleitet werden. Nämlich würde einer solchen Annahme die Lagerung der einzelnen Faciestypen in der Rotsandsteinserie widersprechen. Wie es aus der Profilskizze O—W (Abb. 1.) hervorgeht, würde ein Transport aus dem NW die Lagerungsverhältnisse völlig asymmetrisch erscheinen lassen. Es wäre dann nämlich schwer erklärbar sein, warum alle Facies- und lithologischen Unter-schiede O—W und nicht NW—SO polarisiert sind. Alles in allem lassen die Facies- und Ablagerungsverhältnisse eine Transportrichtung O—W vermuten. Diese Annahme ist durch neuere Untersuchungen bewiesen worden. (In seiner zitierten Arbeit wies A. Barabás darauf hin, dass der Rotsandstein unterhalb des Konglomerats nach dem O an Mächtigkeit zunimmt, jedoch führte er diesen Umstand auf eine tektonisch begründete Wiederholung der Schichten zurück.) Diese Annahme kann — laut wörtlicher Mitteilung von K. Virágh — auch auf die Südflanke der Permantiklinale erweitert werden. (Fig. 3.)

Dementsprechend soll als Abtragungsgebiet der Granit in der östlichen Verlängerung des Mecsekgebirges sowie die Schieferhülle desselben (bei Faze-kasboda — Mórág — Ófalu) betrachtet werden. Die Petrografie der dortigen Gesteine lässt sich in grössen Zügen mit den oben beschriebenen Befunden ver-einbaren. Allerdings werden noch weitere Untersuchungen nötig sein, um die obigen grosszügigen Feststellungen auch in den Einzelheiten zu beweisen.

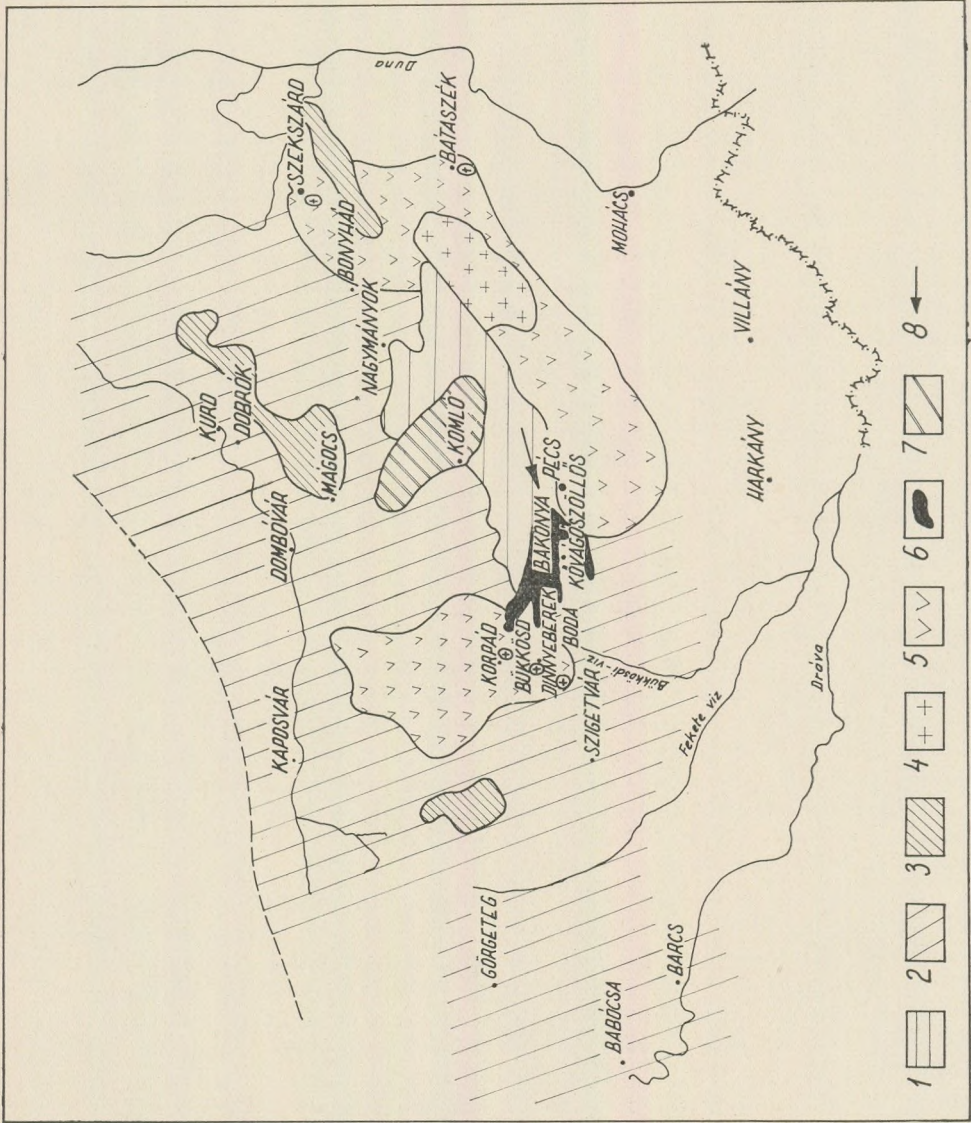


Abb. 3. Paläogeografische Karte der Permablagungen im Mecsekgebirge (nach J. Kiss)

Zeichenerklärung: 1. Kristalline Schiefer, mit Mesozoikum bedeckt; 2. Zone epi-mesozonaler Kristallinschiefer; 3. Geomagnetisches Maximum; 4. Ausbiss von Granit bzw. Granit in Bohrung; 5. Granitbolit; 6. Permsandstein, Konglomerat; 7. Trachydolerit; 8. Abtragungsrichtung der permischen Ablagerungen;

B) STRUKTURGEOLOGIE DER NÖRDLICHEN ANTIKLINALFLANKE]

Die strukturgeologischen Verhältnisse sind anhand zahlreicher geologischer Profile und geologischer Fundamentalaufnahmen untersucht worden. Das so entstandene Bild wird jedoch durch spätere Forschung gewiss noch modifiziert werden.

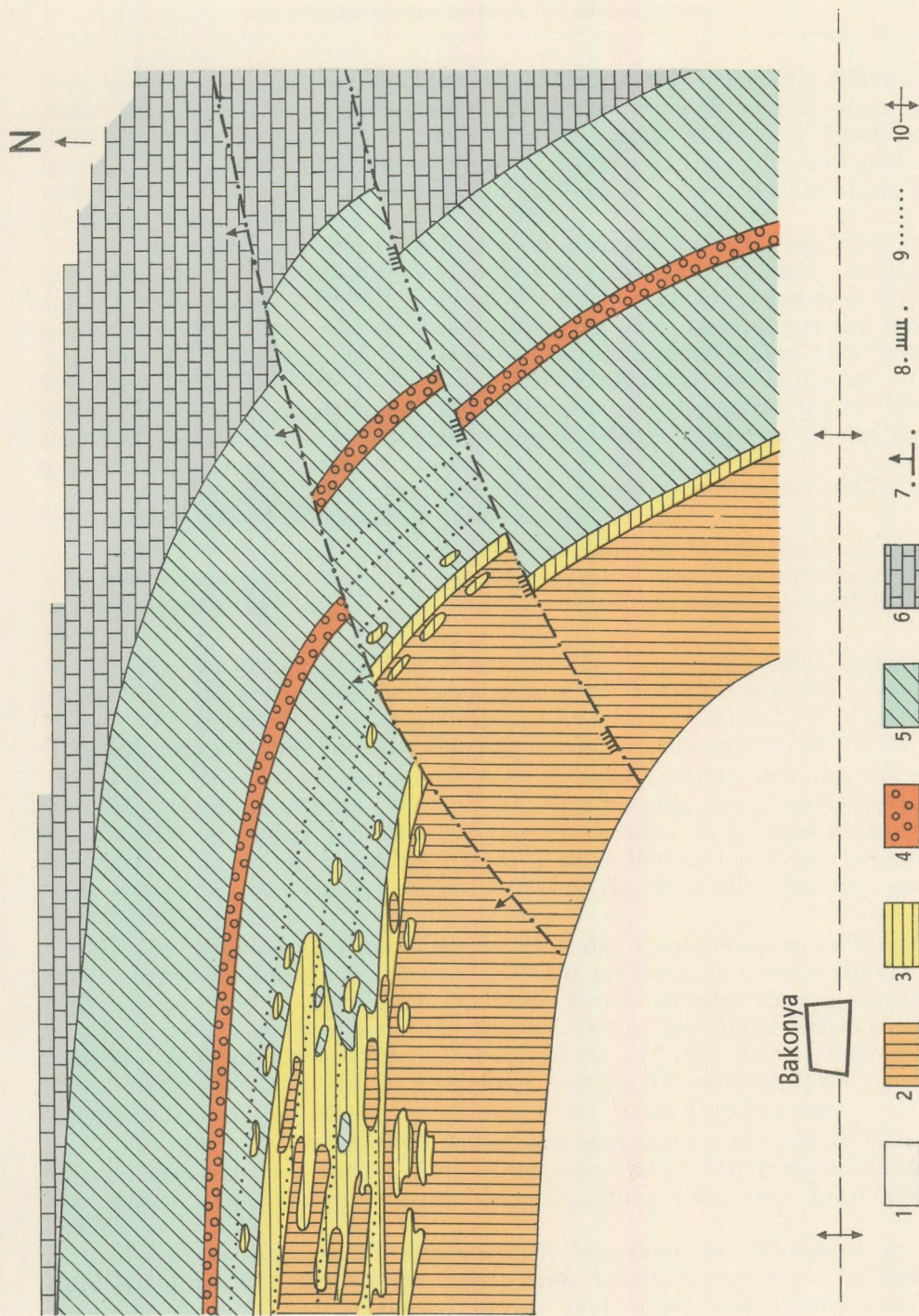
Die grundlegende Struktureinheit des westlichen Mecsekgebirges ist eine grosse Antiklinale. Ihre O—W gerichtete Achse verläuft nördlich von den Gemeinden Boda und Bakonya durch Kővágótöttös, und taucht nördlich von Kővágószöllös in östlicher Richtung unter jüngere Ablagerungen. In der Achsenregion der Antiklinale sind die jüngeren Permbildungen erodiert und es kommen die Ablagerungen des Unterperms zutage. An der Südflanke streichen die Schichten im allgemeinen WSW—ONO, mit durchschnittlichen Einfallswinkeln von 15° bis 30° , in grösserer Entfernung von der Antiklinalachse sogar 35° — 50° . Diese Zunahme der Einfallswinkel mit wachsender Entfernung von der Achse ist ziemlich regelmässig. Die Südflanke ist nach dem Süden durch eine Schuppenzone abgeschlossen, entlang welcher das Perm neben junge (miozäne) Ablagerungen zu liegen kommt.

Die eingehender zu beschreibende nördliche Antiklinalflanke ist aus Perm- und Triasbildungen aufgebaut (Abb. 4.). Die Tiefbohrungen dieser Flankenregion haben keine vormittelpermischen Bildungen erfasst. Die Erbohrung der älteren Ablagerungen würde schon eine recht grosse Bohrteufe benötigen. Die hier zu berichtenden Beobachtungen betreffen z. T. die im stratigrafischen Teil beschriebenen Bildungen und z. T. die Ablagerungen in deren Hangenden.

Es kann vor allem festgestellt werden, dass die Grundzüge der Struktur nach einer ziemlich gleichmässigen Ablagerung, jedoch vor allen anderen tektonischen Beanspruchungen zustandegekommen sind. Die plikative (gefaltete) Grossform, die durch annähernd N—S gerichtete Kräfte entstanden ist, wird nur örtlich durch lokale Kleinfalten kompliziert. Es ist z. Z. noch ungeklärt, ob diese Kleinformen gleichzeitig mit der Grossform, oder später, als Undulationen zustandegekommen sind. An der in Abb. 4. dargestellten Nordflanke geht laut Messungen am Tage und in geringer Teufe untertags die Neigungsrichtung, die im westlichen Teilgebiet noch nach NW zeigt, allmählich in eine nördliche (N von Bakonya), nordöstliche, (bei Tótvár) und endlich in eine östliche (bei Cserkut) über.

Die allgemeine NW-liche Einfallrichtung des westlichen Teilgebietes wird nur örtlich durch nördlich, nordöstlich gerichtete Abweichungen gestört. Die häufigsten Einfallswinkel liegen um 20° , jedoch sind Extreme von 10° bis 40° auch zu treffen. Nach den ziemlich spärlichen Angaben über dieses Teilgebiet ist die ursprüngliche Grossform hier durch spätere plikative Formen fast nicht abgeändert worden. Weiter östlich (bei Bakonya und im östlichen Teilgebiet) können die nachträglichen Umformungen schon besser ermittelt werden. Der Einfallswinkel, 15° bis 25° im Durchschnitt, erreicht in extremen Fällen 0° und 70° . In diesem Teilgebiet lassen sich auch die obengenannten gefalteten Kleinformen beobachten. Die Achsenrichtung der einen, hinreichend aufgeschlossenen Teilantiklinale ist NNO—SSW; ihre Länge beträgt etwa 100 m. 25 m untertags liegen die Schenkel dieser Teilantiklinale in etwa 20° m Entfer-

Abbildung 4.



MÁFI 75/1967

Abb. 4. Tiefengeologische Kartenskizze der Nordflanke der Permiantiklinale

Zeichenerklärung: 1. Buntsandsteingruppe; 2. Serie grauer Sandsteine; 3. Serie grüner, grünlichgrauer Sandsteine; 4. Konglomerat; 5. Gruppe der Rotsandsteine des Jakabóhegy; 6. Untertrias; 7. Bruchzone; 8. Aufschiebungszone; 9. Grenze einer stratigraphischen Einheit; 10. Antiklinalachse.

nung voneinander, und ihre Einfallswinkel betragen 20 bis 25°. Am NNO-Ende dieser Teilantiklinale schmiegen sich die Schichten allmählich in die allgemeine Richtung der Grossform ein, dagegen wird die Kleinform im SSW durch einen Bruch von grosser Wurfhöhe abgeschlossen. In diesem Teilgebiet sind auch plikative Formen bekannt, die jedoch nur Änderungen der Streichrichtung und Flexuren entsprechen.

Für die Erkenntnis der Grossformen und für die weitere Forschung ist es von besonderer Wichtigkeit, dass im N das plötzliche Absinken der Perm- und Triasbildungen nicht allein durch Abschiebungen hervorgerufen worden ist, sondern z. T. auch durch verhältnismässig jähe Änderungen der Grossform. Heute steht es anhand von Messungen an Bohrungen und in Aufschlüssen fest, dass in der Teufe die Einfallswinkel örtlich stark ansteigen (bis 55°–75°), um in 50 bis 70 m Entfernung in Einfallrichtung wieder auf 15° bis 30° herabzusinken. Eine derartige Erscheinung ist im mittleren Teilgebiet (N von Bakonya) in 150 m Länge erkundet worden.

An der Nordflanke der Permantiklinale lassen sich in zeitlicher Reihenfolge die folgenden Bruchsysteme unterscheiden:

a) Die ältesten und häufigsten Brüche streichen O–W. Genauer gesagt schwankt die Streichrichtung zwischen 90° und 60°. Die Bruchfläche ist steil, mit Neigungen von 50° bis 90°. Die Wurfhöhe beträgt 10 cm bis 5 m, örtlich sogar 10 m.

b) Die Bedeutung und Verbreitung der SO–NW streichenden Brüche ist geringer als die der Brüche der Gruppe a) Ihre Wurfhöhe erreicht höchstens 20 cm und beträgt im allgemeinen bloss etliche cm. Sie fallen z. T. nach dem NO, z. T. nach dem SW ein. Ihre Neigung beträgt im allgemeinen 30° bis 50°.

c) Die Brüche von Streichrichtung NO–SW fallen den SO ein. Ihr Streichen schwankt zwischen 30° und 50°, ihre Neigung zwischen 30° und 55°. Ihre Wurfhöhe beträgt 2 bis 8 m. In der Bruchebene ist oft eine tonige Ausfüllung von einigen cm bemerkbar. Obwohl diese Brüche im allgemeinen nicht besonders dicht aneinander stehen, besitzen sie doch eine ziemlich grosse Bedeutung.

d) Die jüngsten Abschiebungen sind mit den vorangehenden im Streichen nahezu parallel. Eine solche Abschiebung tritt am Südrand der Nordflanke auf und hat etwa 200 m Wurfhöhe. Da dieser Bruch so eine mächtige Verwerfung hat, und gewisse Bildungen abschneidet, kann er als Grenzbruch betrachtet werden. Die Bruchfläche fällt nach 340° um 60°–75° ein. In der Bruchebene findet man örtlich eine tonige Ausfüllung von bis 1,5 m Mächtigkeit, und an beiden Seiten mylonitisierte Zonen von 6 bis 10 m Durchmesser.

e) Die jüngsten Brüche sind Aufschiebungen parallel zur Antiklinalachse. Sie sind meistens den Ebenen der Schichtung parallel. Der Hangendblock ist bei solchen Aufschiebungen in südlicher Richtung über den Liegendblock fortbewegt worden.

Infolge der allgemeinen linsenartigen Lagerung der Bildungen an der Nordflanke der Permantiklinale treten diese Aufschiebungsebenen manchmal auch aus den Schichtungsebenen hervor und zerschneiden Schichten. Sie können dadurch nachgewiesen werden, dass sie die älteren tektonischen Elemente (Brüche) verschieben. Die Grösse der Verschiebung beträgt in der Auf-

schiebungsebene gemessen 10 cm bis 5 m. Die Ebenen liegen meist an den gleitfähigen Schichten von dunkelgrauem oder schwarzem feinkörnigem pelitischem Sandstein bzw. Ton von einigen cm bis einigen Dutzend cm Mächtigkeit.

Die hier aufgezählten Brüche können anhand der zur Verfügung stehenden Beobachtungen leicht systematisiert werden. Die kennzeichnenden Bruchsysteme der Nordflanke streichen NO–SW, die senkrecht zu dieser Richtung verlaufenden Brüche sind an Zahl und Bedeutung untergeordnet.

Die allgemeine N–NW-liche Neigung der Schichten und die gleichgerichteten Abschiebungen haben im wesentlichen eine Schollentreppe zustandegebracht, die nur örtlich durch S oder SO gerichtete Verwerfungen und entsprechende Grabenstrukturen unterbrochen werden.

Westlich vom mittleren Teilgebiet (von Bakonya) ist das NO–SW-Bruchsystem vorherrschend, doch kommt den senkrecht, NW–SO streichenden Brüchen eine ziemlich grosse Bedeutung zu. Die eingehendere Erforschung dieser Brüche ist eine Aufgabe der Zukunft.

Der Südrand des östlichen Teilgebietes muss gesondert betrachtet werden, da er durch den obengenannten Grenzbruch vom nördlichen Teil abgeschnitten ist. Der Grenzbruch beginnt im W mit NO-Streichen, schwenkt jedoch im O in eine östliche Richtung um. Nördlich davon gelten die obenbesprochenen Gruppen von Brüchen: südlich davon sind sie jedoch nicht mehr nachweisbar. Die Lagerung ist hier viel ruhiger und es kommen nur NO–SW streichende Brüche und Aufschiebungen von geringer Bedeutung vor.

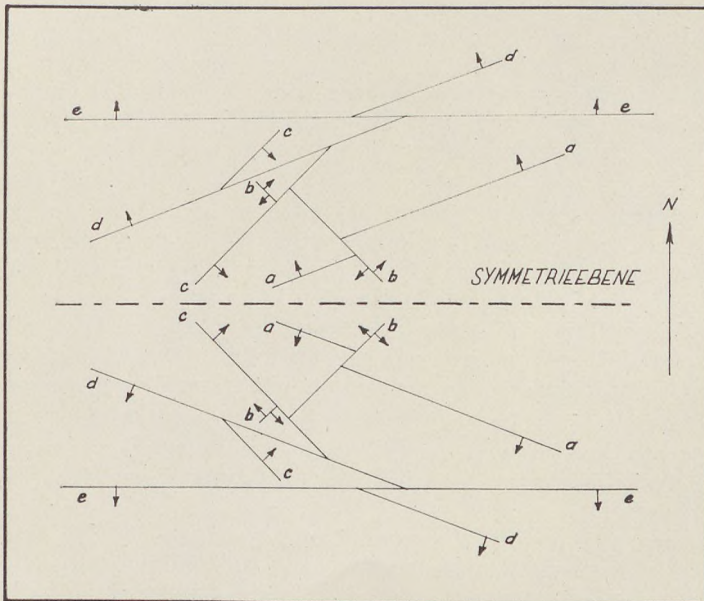


Abb. 5. Skizze der Orientierung und zeitlichen Folge von Bruchsystemen an der Nord- und Südflanke der Permiantiklinale.

Dem Teilgebiet von Bakonya gegenüber, an der Südflanke der Permantiklinale, in der eingehend erforschten Gegend von Kővágószőlős hat man nach K. Virágh ein Bruchsystem festgestellt, das spiegelbildlich dem oben beschriebenen entspricht. Dieser Umstand wirft den Gedanken auf, die Genese und die Entwicklung dieser im wesentlichen gemeinsamen Bruchgruppen gemeinsam zu untersuchen. Bei der Deutung von Grossformen und tektonischen Deformationsfelder hat man als ergänzende Methode die Theorie der Deformationsellipsoide vielfach mit Nutzen angewendet. Trotz gewisser inhärenter Mängel hat sich diese Methode auch bei der Analyse der Spannungsfelder und der zeitlichen Folge von Bruchsystemen als brauchbar erwiesen.

Zur Zeit können im besprochenen Gebiet die einzelnen Bruchsysteme zeitlich noch nicht unterschieden werden. Andererseits ist der Umstand zu beachten, dass in einem und demselben Deformationsfeld und Spannungsellipsoid die Brüche verschiedene Richtungen haben können in Abhängigkeit davon, wieweit die einzelnen Bildungen elastisch oder plastisch sind. Die Umschwenkung des Grenzbruches von Bakonya von NO nach O kann auf eine derartige Erscheinung zurückgeführt werden.

Das Deformationsellipsoid der besprochenen Gegend bzw. seiner Brüche ist als Abb. 5. dargestellt. Mit der kleinen Achse NS, der grossen Achse vertikal, und der mittleren Achse OW gerichtet geht es hervor, dass die strukturellen Richtungen der Nordflanke spiegelbildliche Gegenstücke der entsprechenden Richtungen der Südflanke sind. Weiterhin ist die Spiegelebene der beiden Ellipsoide annähernd der Achse der Permantiklinale parallel (Abb. 5). Obzwar der Bewegungsmechanismus der einzelnen Bruchsysteme noch nicht voll aufgeklärt ist, lässt sich bereits behaupten, dass wenn von den parallelisierbaren Bruchsystemen das eine einer Dilatation entspricht, so ist dies auch beim anderen der Fall usw.

Jedenfalls kann die soeben umrissene Methode nur als Ergänzung anderer Analysenverfahren herangezogen werden, da es laut K. Virágh an der Südflanke der Antiklinale ziemlich viele Formenelemente gibt, die sich in diese Schemata noch nicht einordnen lassen.

Im Vergleich mit den anderen Regionen des Mecsekgebirges lässt sich feststellen, dass sich die Befunde betreffs der Struktur der Nordflanke der Permantiklinale gut in das allgemeine Strukturbild des Gebirges einfügen. Andererseits erscheint es als unmöglich, die Alter der einzelnen Bewegungen allein anhand der Untersuchung der Permserie zu bestimmen.

LITERATUR

- B a r a b á s, A. 1956.: A mecseki perm időszaki képződmények (Die Permbildungen des Mecsekgebirges). Kandidatendissertation, Manuskript.
- B a r a b á s, A. — J. K i s s 1958.: La genèse et le caractère pétrographique sédimentaire de l'enrichissement de minerais d'uranium dans la Montagne Mecsek. Deuxième Conf. Int. Genève, 132—139.
- B ö c k h, J. 1876.: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai (Geologische und Wasser-Verhältnisse der Umgebung der Stadt Pécs). Földt. Int. Évk. 4, 129—287.
- F ö l d v á r i, A. 1952.: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek-hegységben (Geochemie radioaktiver Substanzen im Mecsekgebirge). MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5, 3, 11—24.

- Földvári, A. 1948.: A magyarországi radioaktív kutatás földtani és közettani vonatkozásai (Geologische und petrographische Beziehungen der Prospektion auf radioaktive Substanzen in Ungarn), MÁFI Évi Jel. 108, 35–50.
- Heer, O. 1877.: A Pécs vidékén előforduló permii növényekről (Über die in der Umgebung von Pécs vorkommenden permischen Pflanzen). Földtani Int. Évk. 5, 1–16.
- Hoffmann, K. 1907.: Adatok a pécsi hegység geológiájához (Beiträge zur Geologie des Pécsi Gebirges), Földtani Közlöny, 37, 111–116.
- Kiss, J. 1960.: Az epigén krómcsillám szerepe a mecseki permii összletben (Die Rolle des epigenetischen Chromglimmers im Permkomplex des Mecsekgebirges). Földtani Közlöny 90, 73–82.
- Kiss, J. 1957.: A mecseki U-érc ásványos alkata és genezise (Mineralogische Beschaffenheit und Entstehung des U-Erzes im Mecsekgebirge). Kandidatendissertation, Manuskript.
- Kiss, J. – Á. Grossz 1958.: Konkrécióképződés és új karbonátos fácies a Mecsek hegységi permii pszammitos összletben (Konkretionbildung und neue karbonatische Facies im permischen Psammitkomplex des Mecsekgebirges). Földtani Közlöny 88, 415–427.
- Mauritz, B. 1913.: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei (Eruptivgesteine des Mecsekgebirges). Földt. Int. Évk. 21, 151–190.
- Mauritz, B. – G. Csajághy 1942.: Alkáli telérkőzetek Mórág környékéről (Alkalische Ganggesteine aus der Umgebung von Mórág). Földtani Közlöny, 82, 137–142.
- Papp, F. 1952.: Mórág vidéki gránitok és kísérő kőzetek (Granite und Nachbargesteine aus der Umgebung von Mórág). Földtani Közlöny 82, 143–156.
- Roth, S. 1876.: A Fazekasboda – Mórág-i hegylanc (Baranya m.) eruptív kőzetei (Eruptivgesteine des Bergzuges von Fazekasboda – Mórág /Komitat Baranya/). Földt. Int. Évk. 4, 103–128.
- Szádeczky – Kardoss, E. 1955.: Geokémia (Geochemie). Akadémiai Kiadó, Budapest
- Szádeczky – Kardoss, E. 1955.: Közettan (Petrografie) (Lehrheft).
- Tuzson, J. 1911.: A balatoni fosszilis fák monográfiája (Monografie der fossilen Bäume der Balatongegend). A Balaton Tud. Tan. Eredm. 4.
- Vadász, E. 1935.: A Mecsekhegység (Das Mecsekgebirge). Magyar Tájak Földtani Leírása. I.
- Vadász, E. 1912.: Földtani megfigyelések a Mecsekhegységből (Geologische Beobachtungen aus dem Mecsekgebirge). Földt. Int. Évi Jel. (1911), 67–74.
- Vadász, E. 1917.: A Mecsek hegység nyugati része (Der westliche Teil des Mecsekgebirges). Földt. Int. Évi Jel. (1916), 389–398.
- Vadász, E. 1960.: Magyarország földtana (Die Geologie Ungarns). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Vadász, E. 1957.: Földtörténet (Historische Geologie). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Vadász, E. 1955.: Elemző földtan (Analytische Geologie). Akadémiai Kiadó. Budapest.

GEOCHEMISCHE VERTEILUNG DER SELTENEN ELEMENTE IM BRAUNKOHLKOMPLEX VON HIDAS

Á. GROSSZ

(Institut für Angewandte Geologie der
Eötvös Universität, Budapest)

(Eingegangen am 15. VI. 1966.)

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchung der geochemischen Verteilung der Spurenelemente im mittelmiozänen Braunkohlenkomplex bei Hidas (Mecsek-Gebirge) hat Verschiedenheiten in der räumlichen Verteilung der Elemente ergeben. Solche zeigen sich einerseits innerhalb der Kohlenflöze, wo die Verteilung der Spurenelemente von den Moorzonen abhängt; andererseits können Unterschiede zwischen den Kohlenflözen und den eingelagerten Mitteln nachgewiesen werden. Dies alles hängt mit den geochemischen Eigenheiten und teils mit dem biophilen Charakter der Elemente zusammen.

In der Asche der Braunkohle, aber auch in den Mitteln – vorwiegend Kalke, Kalkmergel, Mergel – ist Sr beträchtlich angereichert. Der SrO-Gehalt beträgt in der Kohlenasche 0,76%, in den Mitteln durchschnittlich 0,90%. Die Molluskenschalen in den Mitteln enthalten 0,48% SrCO₃. Die Menge des Sr erreicht 10 kg/t, mitunter auch 15 kg/t. Das Sr ist karbonatisch gebunden; es ersetzt das Ca im Aragonit-Gitter. Unseres Wissens rührt die verhältnismässig grosse Sr-Konzentration im Wasser des Ablagerungsbeckens von dem nahen granitischen Grundgebirgsausbissen her. Es sind weitere Untersuchungen nötig, um zu klären, wie sich die Konzentration des Sr innerhalb des Schichtkomplexes ändert, und in welchen Bildungen des Gebietes es sich in bedeutender Menge anreichert.

Im Laufe der komplexen geologischen Untersuchung des in den östlichen Vorhügeln des Mecsek-Gebirges liegenden mittelmiozänen (tortonischen) Braunkohlenkomplexes von Hidas wurden an einigen Kohlenaschen und an Proben von Mitteln die Spurenelemente untersucht. Die Aufgabe war, zu ermitteln, ob eine systematische Elementenverteilung vorliegt bzw. ob ein Zusammenhang zwischen den Elementen der 7 Kohlenflöze und der zwischenlagerten Mittel zu finden ist. Auf Grund alldem sollte die Abstammung der Stoffe, d. h. das Abtragungsbiet bestimmt werden.

Der Grundgebirgsrahmen der mittelmiozänen Ablagerungen liegt teils in grossen, zusammenhängenden, teils in kleinen, isolierten Flecken 4–5 km S-SW-lich bzw. NW-lich von Hidas an der Oberfläche. Im S, in der Umgebung von Ófalu, sind der Granit und seine kristalline Schieferhülle, der unterliassische sog. „Hangendsandstein“ und ein Bostonit, im SW die mittelliassischen

Mergel und Kalkmergel in Zügen an der Oberfläche bekannt. Im NW (bei Nagymányok) ist ein Ausbiss einer mitteltriadischen (anisischen) Kalkscholle bekannt.

Das ganze Gebiet — auch der Kohlenkomplex von Hidas — ist durch mehrfache Faltung und Bruchschollenbildung gekennzeichnet. Die Lagerung der Flöze ist derart gestört, dass die Flözparallelisierung eine recht schwierige Aufgabe ist. Die Ansprüche der Flözparallelisierung werfen daher auch die Frage der Notwendigkeit von Spurelementenanalysen auf.

Wir haben von den abbauwürdigen Flözen des bis etwa 100 m mächtigen Flözkomplexes vorläufig die Bohrproben zweier Bohrungen für Spurelemente untersucht. Diese Bohrungen (H—88 bzw. H—89) liegen um die Mitte des Beckens, 250 m in N-S-licher Richtung voneinander entfernt. Wir haben bei einem jeden der durchquerten Flöze den Spurelementengehalt der Asche von je einer Kohlenprobe bestimmt. Wir haben bei der Numerierung der Proben neben der Bohrungsnummer auch die Teufe untertags angegeben; so werden die Proben in der Reihenfolge zunehmenden Teufe angeführt.

Die Spektrogramme wurden am Lehrstuhl für Petrografie und Geochemie der Eötvös-Universität durch I. Kubovics am Quarzprismen-Spektrographen Zeiss „Q 24“ angefertigt. Die Erregung wurde mit Wechselstromabreisslichtbogen BIG 100 durchgeführt. Es wurden Ringsdorf'sche spektralreine Kohlenelektroden verwendet.

Wir haben die Intensitäten der Spektrallinien durch Schätzung ermittelt und folgendermassen bezeichnet: 0 — keine Spektrallinie, 1 — ungewisse Spektrallinie, 2 — schwache Spur, 3 — Spur, 4 — mittelstark, 5 — sehr stark, 6 — aussergewöhnlich stark. In einigen Fällen war die Anwendung eines Grades 7 notwendig, dort, wo sich eine Spektrallinie viel stärker als Grad 6 erwies (ausschliesslich im Falle von Sr). Selbstredend ermöglichen diese Intensitätsgrade nur innerhalb eines und desselben Elementes einen realen Vergleich; zum Vergleich der Konzentrationen verschiedener Elemente sind sie nicht geeignet. Ein gewisser Intensitätsgrad entspricht im Falle des leicht erregbaren Co oder Ag offenbar einem kleineren absoluten Wert, als z. B. im Falle des schwer erregbaren Phosphors.

Die Ergebnisse der Analysen an den Kohlenaschen sind unter Anwendung der obenerwähnten Numerierung in Tabelle 1. angegeben.

Die Tabelle 1. zeigt, dass Co, Cu, Sr, Ba, Ti, Mn und B in sämtlichen Aschen vorkommen; Ni, P, As ? und Cr fehlen nur aus einigen Proben, wogegen Ag, Ga, Pb, As ? V und Mo nur in einigen Proben, meistens nur als ungewisse Spuren auftreten. Ge, Sn, Sb und Bi sind mit der verwendeten Methode nicht nachzuweisen.

Keines der nachgewiesenen Elemente zeigt flözdiagnostisch anwendbare Schwankungen; die Intensitätsgrade der einzelnen Elemente sind vom Liegenden bis zum Hangenden annähernd gleich. Die geringe Mächtigkeit des Flözkomplexes macht solche schon von vornherein recht unwahrscheinlich. Während einer so kurzen erdgeschichtlichen Zeitspanne konnte ja nicht recht gut eine wesentliche Änderung des Abtragungsgebietes stattfinden. Demgemäss erscheint die Flözparallelisierung auf solcher Grundlage recht ungewiss.

Einige Elemente zeigen bedeutende Abweichungen zwischen den zwei Bohrungen, weiterhin von den durch Szádeczky-Kardoss — M. Földvári (1955)

Tab. 1. Ergebnisse der Spektralanalysen an den Aschen der Kohlenproben von Hidas

Probennummer	Ni	Co	Ag	Ga	Pb	P	As	Cu	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mo	Mn	B
H-88/248	1	1	0	0	0	2	0	2	5	3	1	1	1	0	2	4
H-88/260	2	2	1	2	1	2	2	4	5	2	2	1	2	2	2	5
H-88/267	0	2	1	0	0	0	1	2	6	3	1	0	0	0	2	3
H-88/274,8	2	2	1	2	0	2	1	3	3	1	2	2	2	0	2	4
H-88/313,5	1	1	0	0	0	0	0	3	6	3	1	1	1	0	2	4
H-88/326,2	2	2	1	1	0	1	0	2	6	3	2	0	1	0	3	4
H-89/269	2	2	1	0	0	2	3	3	5	3	2	0	2	0	2	4
H-89/271	3	2	1	2	1	2	0	3	3	1	3	2	2	0	3	4
H-89/284	1	1	0	0	0	0	0	2	6	3	2	0	0	0	2	3
H-89/290	2	2	1	1	0	1	1	3	6	3	3	2	2	1	2	3
H-89/293	1	1	0	0	0	0	1	3	6	2	1	0	1	0	2	4
H-89/309	1	1	2	0	0	0	0	3	5	2	1	0	1	0	2	3
H-89/323	0	2	0	0	0	1	0	2	6	2	2	0	0	0	3	2
Durchschnitt	1,4	1,6	0,7	0,6	0,1	1,0	0,7	2,7	5,2	2,4	1,8	0,7	1,2	0,2	2,2	3,6

mitgeteilten Angaben. Die von diesen Verfassern untersuchten Proben stammen aus dem Grubenfelde, 500 m W-lich von den obenerwähnten Bohrungen. Die zwei verschiedenen Teile des Kohlenbeckens zeigen die folgenden wesentlicheren Abweichungen:

Tab. 2.

	Co	Ag	Ga	Pp	As	V	Cr	Mn
a) Durchschnittswerte der Proben aus der Grube	0	2,5	2	2,3	3,5	3,1	3	4
b) Durchschnittswerte der zwei Bohrungen	1,6	0,7	0,6	0,1	0,7	0,7	1,2	2,2

Hier haben wir nur die Elemente aufgezählt, die Unterschiede aufweisen. Szádeczky-Kardoss – M. Földvári haben jedoch das Cu, welches in einer jeden von unseren Proben, und sogar mit einem bedeutenden Wert (2,7) vorkommt, nicht angeführt. Sr muss besonders betont werden, welches zwar in der Tabelle dieser Verfasser erwähnt, doch für das Gebiet von Hidas nicht quantitativ angegeben worden ist. Auf Grund von Aschenanalysen sonstiger einheimischer Kohlengebiete sowie von geochemischen Erwägungen heisst es bei Szádeczky-Kardoss – M. Földvári: „Die verhältnismässige Stärke der Sr-Linien lässt vermuten, dass es in einigen einheimischen Kohlen örtlich eine Grössenordnung von 0,1% erreicht“.

In unseren Aschenproben zeigte das Sr – wie es aus Tabelle 1 ersichtlich ist – den beachtlichen Wert von 5,2. In der Mehrzahl der Steinkohlenaschen (in 7 Fällen) kommt es mit dem grössten Intensitätswert (Grad 6) vor. Diese grosse Anreicherung, sowie die Frage der Verteilung der übrigen Elemente und deren Zusammenhänge bewog uns, unsere Untersuchungen auch auf die Zwischenmittel der Kohlenflöze auszubreiten. Wie oben teilen wir nachfolgend

die Spektralanalysenwerte der tortonischen, fossilreichen mergeligen bzw. kalkmergeligen Zwischenlagen des Kohlenkomplexes mit:

Tab. 3. Ergebnisse der Spektralanalysen an den Mitteln des Kohlenkomplexes von Hidas

Probennummer	Ni	Co	Ga	Pb	P	Cu	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Mn	B
H-88/260,5	1	1	1	0	1	2	6	2	2	0	1	3	2
H-88/272,3	0	1	0	0	0	0	6	2	1	0	0	3	1
H-88/279	2	1	1	1	1	2	5	2	3	1	2	3	3
H-88/306	0	1	0	0	0	1	5	2	1	0	0	3	0
H-88/321,5	1	1	0	1	0	2	5	2	2	0	2	2	3
H-88/333,5	2	1	2	1	2	3	4	0	2	2	2	2	3
H-89/266	1	0	1	0	1	2	6	2	2	0	2	3	3
H-89/270	0	0	1	0	2	2	5	2	2	0	0	3	3
H-89/287	1	1	0	1	0	1	6	3	1	0	0	3	2
H-89/293,5	0	1	0	0	0	2	7	3	2	0	0	3	2
H-89/303,7	0	1	0	0	0	1	5	2	1	1	1	2	1
H-89/313	0	1	0	0	0	1	6	2	1	0	0	3	2
Durchschnitt	0,6	0,8	0,5	0,3	0,6	1,6	5,5	2	1,7	0,3	0,8	2,8	2,1

Ein Vergleich der Tabellen 1. und 3. ergibt folgende Abweichungen:

Tab. 4.

	Ni	Co	Ag	As	Cu	Sr	Ba	B
a) Durchschnittswerte der Spurenelemente in der Kohlenasche	1,4	1,6	0,7	0,7	2,7	5,2	2,4	3,6
b) Durchschnittswerte der Spurenelemente in oen Mitteln	0,6	0,8	0	0	1,7	5,5	2	2,1

Aus dem Vergleich geht hervor, dass Sr in den Mitteln einen etwas grösseren Durchschnittswert aufweist. In beiden Sedimenttypen tritt neben Sr auch Ba mit ähnlichen Werten auf, was die geochemische Verwandtschaft der beiden Elemente unterstreicht. Die übrigen aufgezählten Elemente sind in der Kohlenasche gemeinhin stärker angereichert bzw. sind sie in den Mitteln nicht nachweisbar.

Der grosse Sr-Gehalt der Mittel gab den Gedanken, die Untersuchungen räumlich auszubreiten. Zu diesem Zweck haben wir stichprobenartig weitere 10 Proben aus den Bohrungen H-91 und H-105 (S-lich von den vorigen), sowie aus dem Gebiet des Grubenfeldes ausgewählt. Diese haben einen noch grösseren Durchschnittswert des Sr-Gehaltes (6,6) ergeben. Von den 10 Proben liegen 7 bei Grad 7., zwei bei Grad 6. und bloss eine bei Grad 5. Der Ba-Wert ist auch grösser (Grad 3. in jeder Probe). Dagegen beträgt der B-Gehalt, im Gegensatz zu den vorigen (2,1), im Durchschnitt bloss 0,7. Bezüglich der übrigen Elemente ist keine auffallende Abweichung festzustellen. Sr reichert sich hauptsächlich in Mergel, Kalkmergel, bzw. in leicht tonigen Kalken an. Die tuffigen, bentonitischen, bzw. mehr sandigen Gesteine sind im allgemeinen ärmer an Sr.

Dieser Tatbestand wirft die Frage nach der Rolle des Sr und eventuell des mit dem Sr gemeinsam auftretenden Ba auf. An welches Mineral ist es gebunden? Kommt es in einem selbständigen Mineral, oder neben Ca als Ionersatz vor?

Zur Entscheidung dieser Frage haben wir zunächst einmal die Proben in Salzsäure aufgelöst. Wir haben festgestellt, dass sich der Eindämpfungsrückstand der Salzsäurelösung in Sr stark anreichert; folglich ist das Sr in der Form von salzsäurelöslichem Sr-Karbonat anwesend.

Des weiteren haben wir an einer Sr-reichen Kalkprobe röntgendiffraktometrische Untersuchungen durchgeführt, um die gesteinsbildenden Mineralien zu bestimmen und die Bindung des Sr festzustellen. Die Untersuchung ist von Gy. Bárdossy vorgenommen worden. Laut ihm bestehen die Gesteine vorwiegend (zu etwa 80%) aus Aragonit, etwas Kalzit, Spuren von Strontianit und untergeordnet Kaolinit. Daraus folgt, dass das Sr im Aragonit ersetzt.

In der Ausscheidung des CaCO_3 in der Form von Aragonit und der Erhaltung der Aragonitstruktur dürfte eben die grössere Konzentration von Sr die wichtigste Rolle gespielt haben, indem das Sr die Entstehung des Aragonitgitters von grösserer Koordinationszahl erzwang.

Mit Rücksicht auf die grosse Sr-Konzentration haben wir an 7 Proben halbquantitative Bestimmungen durchgeführt. Die Untersuchungen wurden von S. Juhász am Spektrographen Zeiss Q 24 vorgenommen. Die Erregung geschah mit Gleichstrombogen (220 V 15 A) an Kohlenelektroden. Die Auswertung erfolgte mit dem Spektroprojektor Zeiss SP-2., durch Vergleich mit einer Standardmischung.

Diese Untersuchung hat folgendes ergeben. Der Sr-Gehalt von drei Kohlenaschen betrug in 2 Proben 0,1 % oder mehr, in der dritten Probe 1,0%. Der Sr-Gehalt der vier Mittel betrug 1,0% und mehr.

Die halbquantitative Bestimmung ergab für die übrigen Spurenelemente die folgenden Angaben: Ba-Gehalt 0,1–0,8%, Cu-Gehalt im allgemeinen 0,001%, Mn-Gehalt 0,01–0,1%. Der Durchschnittswert von Ti ist 0,1%, mit Extremen von 0,01% und 1,0%.

Die oben besprochenen Umstände haben eine genauere Bestimmung der Sr-Konzentration gerechtfertigt. Wir haben deshalb die spektrophotometrischen Bestimmungen mit der flammenphotometrischen Methode kontrolliert und präzisiert. Die flammenphotometrische Untersuchung wurde von E. Zapp durchgeführt.

Der durchschnittliche SrO-Gehalt der Aschen von 13 Kohlenproben beträgt 0,76%. In 3 Proben liegt er unter 0,5%, in 6 Proben zwischen 0,5–1%, in 4 Proben über 1,0% (bis 1,64%). Der SrO-Durchschnittswert von 27 überwiegend mergeligen Mitteln beträgt 0,55% mit 11 Proben unter 0,5, 7 Proben zwischen 0,5–1,0% und 9 Proben über 1% (bis 1,8%).

Das Bild ist noch markanter, wenn wir nur die vom Gesichtspunkte der Sr-Anreicherung höffigeren Gesteine betrachten und die tuffigen, bzw. bentonitischen oder sandigeren Bildungen ausser Acht lassen. Dann liegt die SrO-Konzentration zwischen 0,5 und 1,5%; innerhalb dessen figurieren die Kalkmergel mit einem höheren Wert von 0,9% SrO.

Der Sr-Gehalt der lumachellenartigen Gesteine ist besonders hoch; deswegen haben wir ihn an den aus dem Gestein ausgeschlammten Mollusken-Schalentrümmern gesondert ermittelt. Laut der flammenphotometrischen Bestimmung enthalten die Schalentrümmer 0,48% SrO. Die Schnecken- und Muschelschalen enthalten also mehr Sr als man nach Literaturangaben (0,15 – 0,40%) vermuten würde.

Laut den obenerwähnten Angaben ist also die kalkige Ausbildung bzw. die kalkige Kohlenasche des Braunkohlenkomplexes für die Sr-Anreicherung günstig. In den Gesteinen liegt eine Sr-Anreicherung von 4000 – 4500 g/t bis 10 kg/t, in einigen Fällen sogar bis 15 kg/t vor: diese ist nahezu 100-mal grösser, als der Clark-Wert.

Diese Befunde werfen nun die Frage nach der Herkunft und Abstammung des Sr auf. Die kalkigen Gesteine des Kohlenkomplexes bestehen vorherrschend aus Aragonit. Der überdurchschnittliche Sr-Gehalt der Muschel- und Schnecken-schalen weist auch darauf hin, dass das Sr im Wasser des Ablagerungsbeckens in grosser Menge anwesend war und sich während der Diagenese (und vielleicht auch schon zeitlebens der Tiere) in das CaCO_3 -Gitter eingebaut hat. Vermutlich lag es an der relativ grossen Sr-Konzentration, dass sich statt dem Kalzit der mit einer grösseren Koordinationszahl gekennzeichnete Aragonit bildete. Demnach dürfte das Sr mit der Ablagerung syngenetisch sein, was den relativen Sr-Reichtum der Wassers bestätigt.

Es liegt auf der Hand, den hohen Sr-Gehalt aus dem nahen, aus Sr-hältigen Mineralien (Biotit, Feldspat) bestehenden kristallinen Grundgebirge herzuleiten. Nach den auf mehr als 300 Analysen beruhenden Feststellungen von I. Csalogovits enthält der Kristallin in der Gegend von Mórógy 0,005% Sr mit etwa 20 – 30% Häufigkeit (2). Die späteren, hydrothermalen (epithermalen) Einwirkungen haben das Sr mobilisiert, so dass sich im Granit kleine karbonatische Adern bildeten, die bis 0,5% Sr enthalten. Da aber die Masse dieser hydrothermalen Adern relativ gering und der Sr-Gehalt des Mergels bzw. des Kalksteins hundertmal so gross ist als im Kristallin, sind für die Begründung der obigen Vermutung noch weitere, ergänzende Untersuchungen nötig.

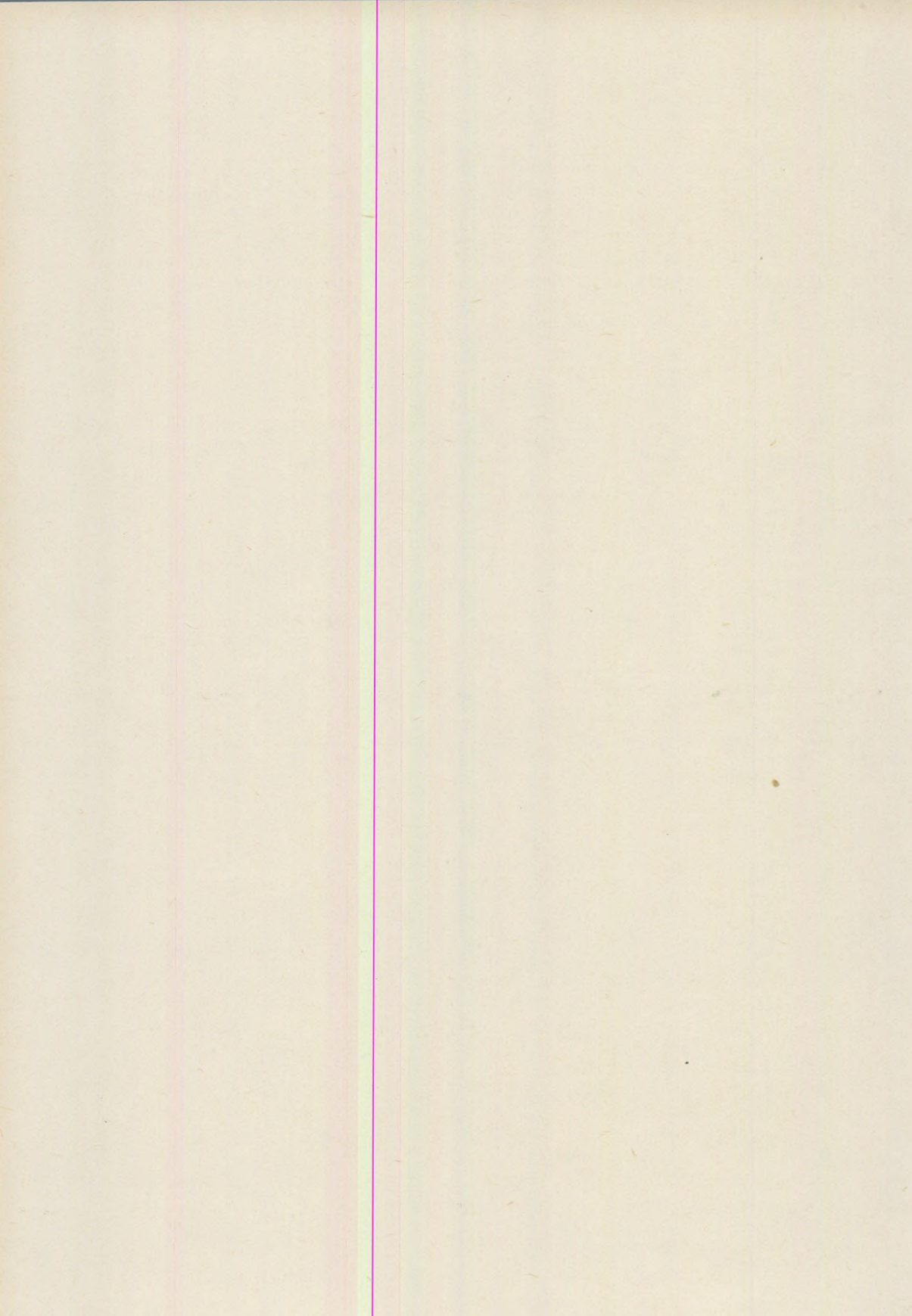
Die oben dargelegten Untersuchungen sind noch bei weitem nicht als beendet zu betrachten. Die bisherigen Ergebnisse gestatten immerhin die folgenden Feststellungen. Die Analysenergebnisse am Braunkohlenkomplex von Hidas haben bis jetzt keine regelmässige Verteilung der Spurenelemente vom Liegenden zum Hangenden erwiesen. So etwas ist ja wegen der relativ kleinen Mächtigkeit des Komplexes und der kurzen erdgeschichtlichen Zeitspanne auch nicht zu erwarten. Desto mehr ist eine Regelmässigkeit innerhalb der einzelnen Flöze nach den Moorzonen zu erwarten, die sich in der räumlichen Verteilung der Spurenelemente widerspiegeln sollte. Die bisherigen Angaben sprechen wohl dafür, doch müssen weitere Untersuchungen zur Entscheidung dieser Frage ausgeführt werden. Weiterhin sind Untersuchungen zur Klärung dessen nötig, ob sich in den Zwischenmitteln eine räumliche Absonderung bemerkbar macht.

Die kalkhaltige Kohlenasche, sowie die kalkigen, mergeligen und kalkmergeligen Mittel enthalten vorwiegend 0,5 – 1,5% SrO in Aragonit eingebaut. Deshalb ist es verständlich, dass die einfache Auflösung in HCl eine Anreicherung bis 4000 – 10 000 g/t, manchmal bis 15 000 g/t zur Folge hat.

Im Laufe der weiteren Untersuchungen soll vor allem durch dichtere Probeentnahme aus feiner gegliederten Schichtenreihen das Benehmen des Sr innerhalb des Kohlenkomplexes eingehender erforscht werden. Überdies ist die Untersuchung dessen nötig, welche Bildungen ausser dem Kohlenkomplex noch Sr enthalten. Im östlichen Mecsek dürfte die Möglichkeit dazu wohl auch in anderen erdgeschichtlichen Zeiten bestanden haben, hauptsächlich in den tonigen, dolomitischen Kalken, aber auch in allen Fällen, wo das granitische Grundgebirge als Abtragungsgebiet diente.

LITERATUR

- Burkov, V., V. — E. K. Podporina 1962.: Strontii. Izd. Ak. Nauk. SSSR, Moskau.
- Csalagovits, I. 1964.: De la palingénèse calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Transdanubie). Annales Hist-Nat. Musei Nat. Hungarici, Pars Miner.-Pal. 56, 31—57.
- Jantsky, B. 1950.: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai (Geologische Verhältnisse des Kristallins im Mecsekgebirge). MÁFI Évi Jel. 65—71.
- Kiss, J. 1962.: A hydrothermal enrichment of Pb-Zn-Cu in the Erdősmecke granite, Mecsek Mountains. Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sect. Geol., 5, 89—92.
- Mauritz, B. — G. Csajághy 1962.: Alkáli telérközetek Mórágý környékéról (Alkalische Ganggesteine aus der Umgebung von Mórágý). Földtani Közlöny, 82, 137—142.
- Meznerics, I. 1950.: A hidasi tortonai fauna (Die Tortonfauna von Hidas). MÁFI Évk. 39.
- Revelle, R. 1957.: Carbonates and carbon dioxide. Geol. Soc. America Memoir 67.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1955.: Geokémia (Geochemie). Akadémiai kiadó, Budapest.
- Szádeczky-Kardoss, E. — M. Földvári — Vogl 1955.: Geokémiai vizsgálatok magyarországi kőszenek hamuin (Geochemische Untersuchungen an ungarischen Kohlenaschen). Földtani Közlöny 85, 7—43.
- Vadász, E. 1960.: Magyarország földtana (Die Geologie Ungarns). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Vadász, E. 1935.: A Mecsekhegység (Das Mecsekgebirge). Magyar Tájak Földtani Leírása 1., Budapest.



**DIE ROLLE DES NEBENGESTEINS IN DER ENTWICKLUNG DER
SUBVULKANISCHEN FACIES
(Nordwest-Mátra-Gebirge, Ungarn)**

T. PÓKA – B. SIMÓ

(Geochemisches Forschungslaboratorium der Ungarischen
Akademie der Wissenschaften.)

Eingegangen dem 23. VI. 1966.

ZUSAMMENFASSUNG

Die subvulkanisch-magmatischen Gesteinsfacies des Mátragebirges treten um Nagybátöny zutage. Neben den Aufschlüssen am Tage wird die eingehende Untersuchung dieser Facies auch durch die Aufschlüsse der Braunkohlengruben der Gegend erleichtert. Es können im Gebiet zwei vulkanologische Zyklen unterschieden werden: in den ersten werden die an der Helvet-Torton-Grenze eingedrungenen, subvulkanisch erstarrten Hypovulkanitmassen (Lakkolit, subvulkanische Gänge) eingereiht, die aus (Hydro-)Karbonatit, Hydroandesit, Sulfoandesit, Chloroandesit und Andesitpropylit bestehen. Der zweite Zyklus umfasst die mitteltortonischen ortomagmatischen Pyroxenandesitgänge, die vermutlich als Vulkanschloten fungierten.

Die Unterschiede zwischen den Gesteinen der zwei vulkanologischen Zyklen kann auf die genetischen Gegensätze zwischen „offenem“ und „geschlossenem“ Magmenkörper zurückgeführt werden. Die Gesteine des ersten Zyklus sind in subvulkanischer Teufe, unter Absorption leichtflüchtiger Gemengteile aus dem Grundgebirge und den Nebengesteinen kristallisiert. Im Laufe der Kristallisation der ortomagmatischen Gesteine des zweiten Zyklus konnten dagegen die Leichtflüchtigen leicht entweichen, da das Magma in einem plötzlichen Aufbruch bis zur Oberfläche durchstieß.

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich von Nagybátöny in südlicher Richtung bis zum Mátrabérc-Gipfel, in W-O-Richtung von der Kőerdötétő-Kuppe bis zum Csomoszvár-Gipfel. Seine Bedeutung besteht darin, dass hier die randliche, subvulkanische „Wurzelfacies“ des Mátra-Vulkans zutage tritt. Im ganzen Gebirge sind die Gänge und anderen subvulkanischen Bildungen hier am schärfsten unrisen, von den überlagerten Lavadecken und Tuffhorizonten ungestört. Neben den guten Aufschlüssen am Tage wird die Erforschung dieser Bildungen durch mehrere Braunkohlengruben und zahlreiche Kohlenschurfbohrungen erleichtert.

In den letzten Jahren haben die Verfasser die eingehende Untersuchung von Kontakten zwischen magmatischen Gängen und Sedimentgesteinen, be-

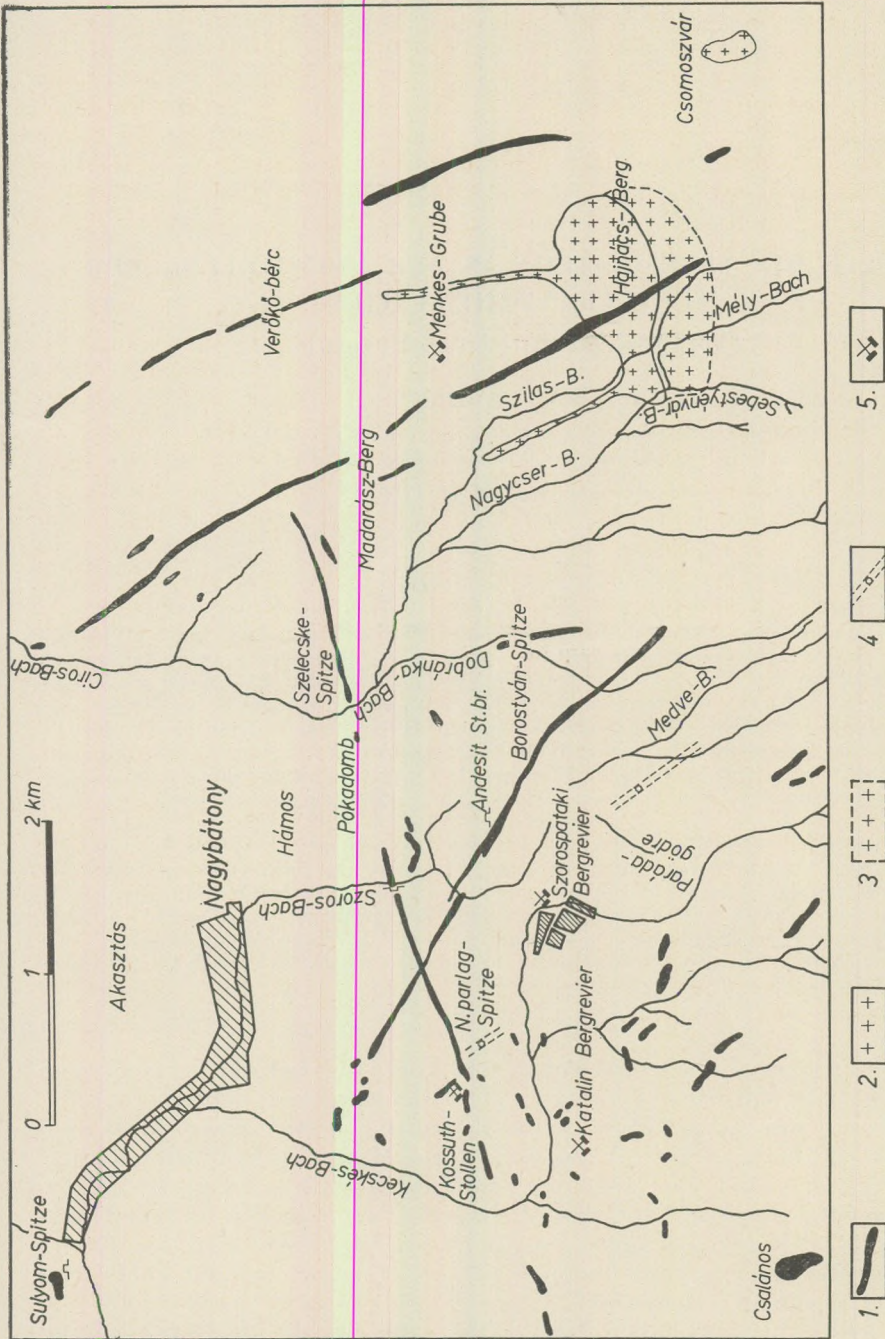


Abb. 1. Karte der magmatischen Gesteinsfacies der Umgebung von Nagybátony
 1. Orthomagmatische Pyroxenandesitgänge, II. vulkanologischer Zyklus; 2. Karbolabradorit-Lakkolit; 3. Umrisse
 des Karbolabradorit-Lakkolits untertags; 4. Aufschlüsse von Hypovulkanitgängen in der Grube,
 I. vulkanologischer Zyklus; 5. Braunkohlengruben

sonders von Kontakten zwischen Braunkohle und Andesitgängen ausgeführt, die sich als klassische Beispiele der Transvaporisation erwiesen haben.

Nach mehreren, nicht besonders gründlichen Beschreibungen ist die genaue Lage der magmatischen Gesteinstypen um Nagybátony in der grundlegenden geologischen Monografie von Z. Schréter (1935) zuerst festgelegt worden. Im Laufe der hier darzulegenden Arbeiten haben wir die Karte aus Schréter's Monografie als Grundlage benützt und örtlich mit den Angaben der neueren Aufschlüsse ergänzt. Neben den oberflächlichen Ausbissen der Gesteinskörper haben wir auch die in der Grube aufgeschlossenen, aber nicht zutage tretenden Gesteinskörper vermerkt (Abb. 1).

Z. Schréter hat Andesitgänge von NW-SO-, ONO-WSW-, und untergeordnet O-W-Streichen, Stöcke und Decken unterschieden.

Eine eingehende Beschreibung der ortomagmatischen Gesteinstypen der Region findet sich in der petrografischen Monografie von B. Mauritz (1909).

In der Bearbeitung des nördlichen Vorlandes des Mátra-Gebirges haben die Veröffentlichungen der in den angrenzenden Gebieten tätigen Forscher, I. Kubovics (1962, 1963) und J. Mezósi (1950) als wertvolle Grundlagen gedient.

Bezüglich der Entwicklung des Mátra-Gebirges als Ganzes haben wir wichtige Folgerungen ziehen können aus den bahnbrechenden Arbeiten von E. Szádeczky-Kardoss (1958-1959).

Nach dem W, gegen das Aufnahmegebiet von I. Kubovics im NW-Mátra-Gebirge ist die hier besprochene Gegend durch einen Bruch von bedeutender Wurfhöhe (etwa 300 m) und NNO-SSW-Streichrichtung begrenzt. Westlich von dieser Bruchlinie können laut I. Kubovics von den drei Andesitgruppen des Mátra-Andesitkomplexes die untere und mittlere mit mehreren Lavabänken und Tuffhorizonten nachgewiesen werden. Östlich von der Bruchlinie liegen in unserem Gebiet in einer um 300 m höheren Lage nur subvulkanische Bildungen vor. Folglich stieg unser Gebiet nach der tortonischen Zeit empor: die Abtragung der sowieso nicht sehr mächtigen (500 m nicht überschreitenden) randlichen Lavabildungen des Mátra legte die tieferen Stockwerke des Vulkans frei: obzwar nicht tiefsubvulkanisch, gehören diese doch zur „Wurzelregion“ des Mátra-Vulkans.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und petrografischen Eigenschaften der einzelnen magmatischen Gesteinsfacies ist es uns gelungen, zwei vulkanologische Zyklen zu unterscheiden, innerhalb welcher vier Haupt-Gesteinsfacies nachgewiesen werden konnten:

1. Der erste Zyklus umfasst Gesteine von dazitisch-quarzandesitisch-andesitischem Chemismus, die dem subvulkanischen Hypovulkanit-Typus angehören und nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Karbolabradoritite bezeichnet werden können. Sie bilden die folgenden Facies:

- a) Lakkolite von Stockwerkstruktur,
- b) aus den Lakkoliten vorstossende gangartige schmale Auswüchse von 5 bis 8 m Mächtigkeit,
- c) syntektonische hypomagmatische Gänge von Andesitchemismus, NNW-SSO streichend, untergeordnet auch senkrecht zu dieser Richtung; diese nicht zutage tretenden Gänge von geringer Mächtigkeit (4-8 m) sind in den Braunkohlengruben erfasst worden.

2. Der zweite Zyklus besteht aus jüngeren, mächtigen (15 bis 25 m) posttektonischen ortomagmatischen Pyroxenandesitgängen, die die soeben beschriebenen Gesteinkörper durchbrechen. Innerhalb dieses Zyklus beweisen Durchbrüche, dass die WNW – OSO streichenden, im östlichen Teil unseres Gebietes nach NNW – SSO umschwenkenden Pyroxenandesitgänge älter sind als die ONO – WSW streichenden. Auf Grund ihrer gleichartigen petrographischen Beschaffenheit und tektonischer Ähnlichkeit haben wir sie jedoch in einen und denselben Zyklus vereinigt.

Die morfologischen, mineralogischen und chemischen Unterschiede zwischen den beiden grundlegenden vulkanologischen Zyklen kann auf den Gegensatz „offener“ und „geschlossener“ Magmenkörper zurückgeführt werden. Die Gänge des zweiten Zyklus sind aus einem offenen Magmenkörper entstanden, und spielten seinerzeit vermutlich die Rolle von Vulkanschloten, wogegen der erste Zyklus Erstarungsprodukte eines subvulkanisch festgefahrenen Magmas zustandebrachte.

1a) Eine der Facies des ersten Zyklus ist die den Csomoszvár, den Hajnás-Berg und den Nagylajszk-Gipfel aufbauende Masse. Sie wurde von Z. Schröter als Lavadecke bzw. Stock beschrieben. Nach den Oberflächenaufschlüssen und auch nach den in der Grube beobachteten Lagerungsverhältnissen besteht diese Masse aus Lakkoliten, die in den helvetischen Schlierkomplex eingedrungen sind.

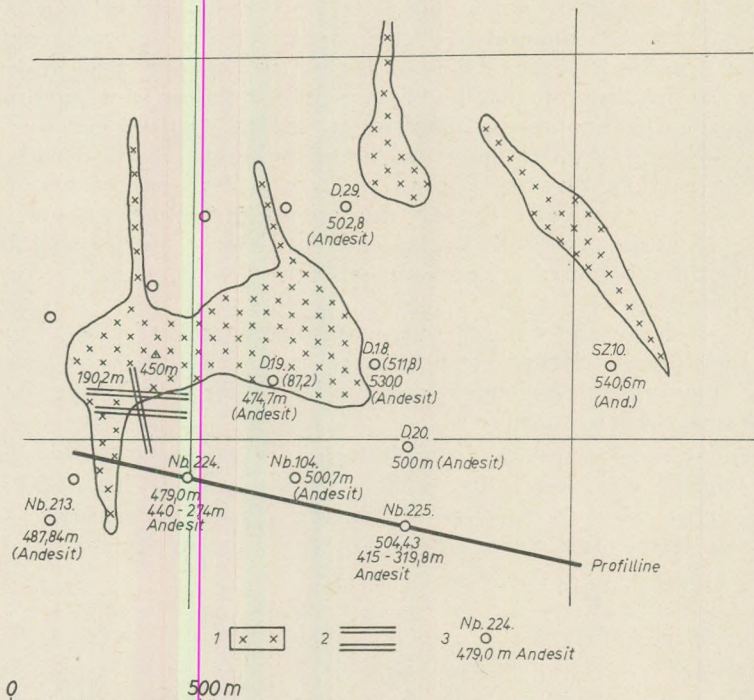
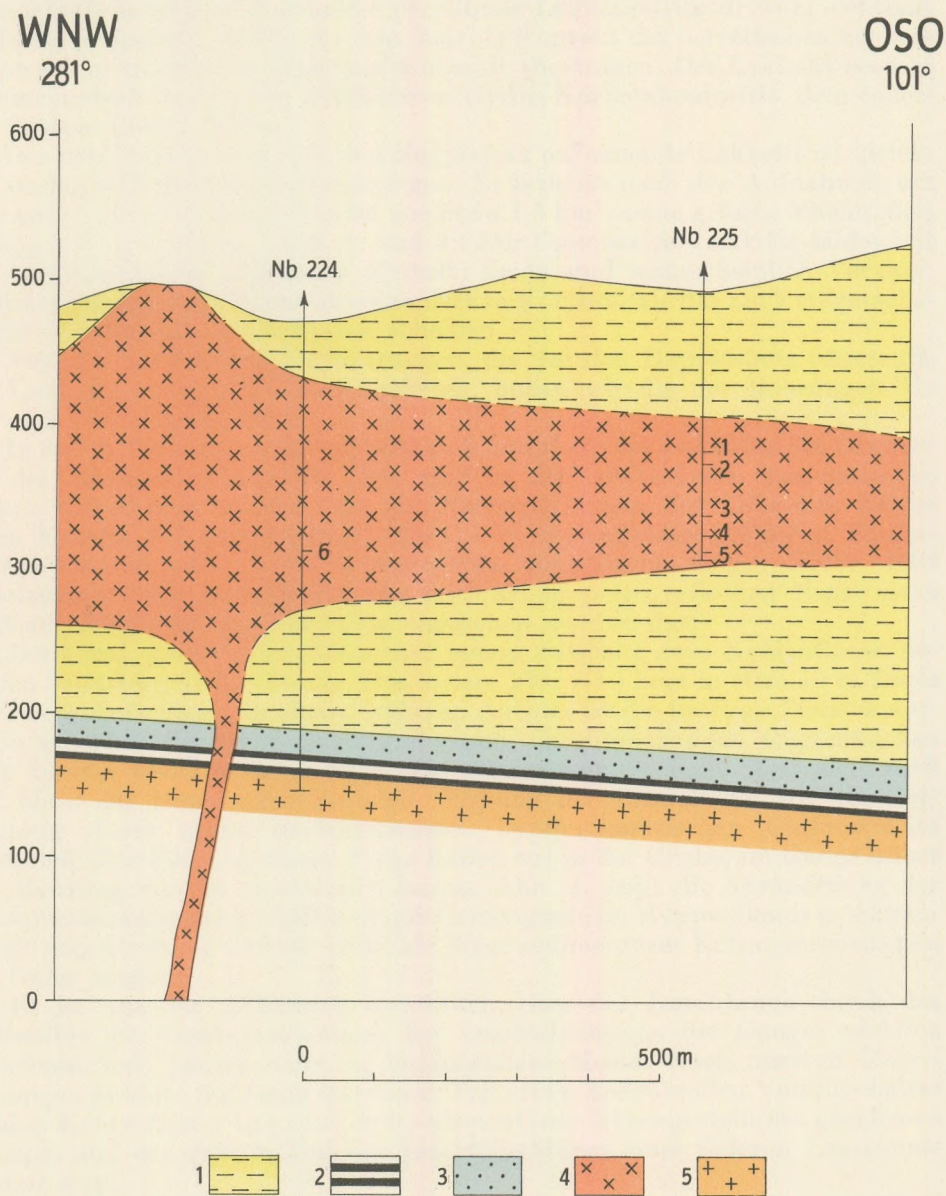


Abb. 2. Karte des Hajnásberg-Lakkolits und der Bohrungen in seiner Umgebung
1. Karbolabradoritit-Lakkolits; 2. Förderstollen im südlichen Grubenfelde des Ménkes-Stollens; 3. Nummer und Lage der Schurfböhrungen und Tiefe des Andesit-Vorkommen.

Abbildung 3.



MÁFI 75/1967

Abb. 3. Profil des Hajnácsberg-Lakkolits

1. Rhyolittuff (burdigalisch)
2. Braunkohlenflöze } (unterhelvetisch)
3. Sand }
4. Sandiger Ton (Schlier) (mittel- und oberhelvetisch);
5. Karbolabradoritit (Helvet-Torton-Grenze).

Die Mächtigkeit des Csomoszvár-Lakkolits beträgt maximal etwa 50 m; er bedeckt eine Fläche von 0,25 km². Am Gipfel des Csomoszvár, im Steinbruch ist die konzentrisch-schalige periklinale Lakkolitstruktur wohl sichtbar, der dunkelgebrannte, dünne (1–2 m. mächt) Kontakt des helvetischen Schliers ist von seiner Oberfläche noch nicht überall abgetragen. Der Lakkolit besteht aus einem stark oxydierten dacitogenen Hydro-Karbolabradoritit, dem sauersten Gestein dieses Zyklus.

Der den Hajnácsberg und den Nagylajszk aufbauende Lakkolit ist gleichfalls in den Helvet-Schlier eingedrungen. Er bedeckt nach den Aufnahmen am Tage und in der Grube eine Fläche von etwa 1,5 km²: seine grösste Mächtigkeit beträgt z. Z. cca 150 m. (Abb. 2. und 3.) Der Csomoszvár-Lakkolit bildet mit ihm vermutlich eine genetische Einheit: beide sind wahrscheinlich Verzweigungen eines tieferliegenden subvulkanischen Körpers, wie das auch magmatische Erwägungen zu beweisen scheinen.

Von den Proben der Tiefbohrungen, die um den Hajnácsberg abgeteuft, den Lakkolit vollkommen durchbohrten, haben wir die der Bohrungen Nb. 224 und 225 untersucht.

In 300 m Tiefe untertags befindet sich unterhalb des Lakkolits das Grubenfeld des Ménkes-Stollens. Bis 1961 sind in der Grube keine magmatischen Körper aufgefahren worden, die als Nachschublinien der Lakkolite hätten gelten können. Bei dem Ausbruch des O–W verlaufenden südlichen Förderstollens hat man jedoch in 190 m Meereshöhe einen 8 m mächtigen, NNW–SSO streichenden Gang durchörtert, der auch seiner petrografischen Natur nach als Nachschubkanal des Lakkolits angesehen werden darf.

Der Gang steht in der Grube mit einem zwischen zwei Kohlenflözen liegenden Sandstein in Berührung. Das untere Flöz (II.) liegt in etwa 10 m Teufe unter dem Aufschluss. In einem früheren Aufsatz ist die kräftige Transvaporation zwischen der Braunkohle und einem durchbrechenden magmatischen Gang bereits beschrieben worden. Im obengenannten Falle lässt sich auch dass Mass der transvaporisierenden Wirkung der Braunkohle auf die Entwicklung dieser stark karbonatischen, hypovulkanitischen Gesteinsfacies feststellen. Zur Klärung dieser Frage haben wir in der Grube, im Gange selbst eine Bohrung von 30 m abteufen lassen. Abb. 4. zeigt die Veränderung der Zusammensetzung der leichtflüchtigen Gemengteile im Hypovulkanit in Abhängigkeit von der Teufe und die vertikale Folge sedimentärer Nebengesteinstypen den Gang entlang.

Es ist aus der Abbildung ersichtlich, dass der Durchbruch durch das Kohlenflöz die Zusammensetzung der Leichtflüchtigen des Ganges wirklich beeinflusst hat, jedoch nicht in bedeutendem Masse. Nach unseren Untersuchungen gewann der Gang nur einen Teil seines bedeutenden Volatilgehaltes aus den Kohlenflözen bzw. aus dem sedimentären Nebengestein des gegebenen Niveaus, und der grösste Teil der Leichtflüchtigen muss tieferen Lagen entstammt sein.

Das Verhältnis der Konzentrationen von H₂O und CO₂ verändert sich im Gang in Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Nebengesteins. Ursprünglich enthielt der Sandstein reichlich Wasser, deshalb ist in den mit dem Sandstein sich berührenden Teilen des Ganges der H₂O-Gehalt höher; andererseits war das Kohlenflöz reicher an CO₂, bzw. entwickelte es einen

höheren CO_2 -Partialdruck: deshalb ist die CO_2 -Transvaporisation am Flöz, bzw. infolge der nach oben strebenden Migration der Gase in einer etwas höheren Lage bedeutend. Der Rhyolituff hat eher eine Austrocknung bewirkt. Im Chemismus ist der Lakkolit und sein Nachschubgang quarzandesitisch;

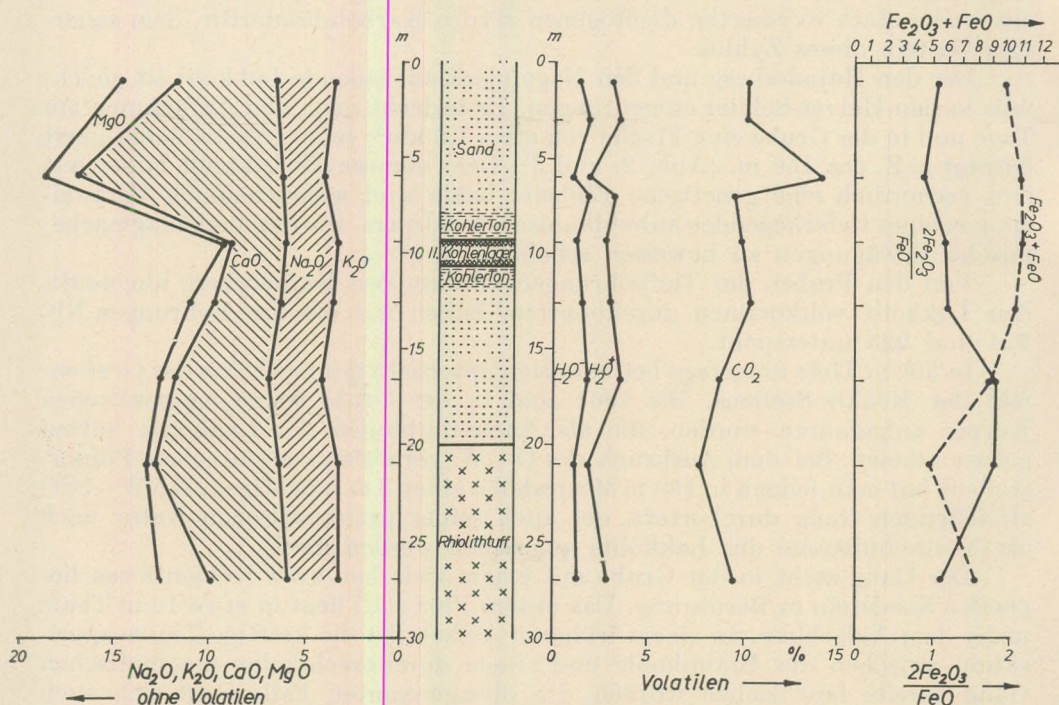


Abb. 4. Untersuchungsergebnisse der Proben aus dem im Nachschubgang des Hajnácsberg-Lakkolits abgeteufte 30 m tiefen Grubenbohrung, sowie die vertikale Veränderung der Beschaffenheit des Nebengesteins.

in der mineralogischen Zusammensetzung sind die Gesteine Karbolabradorite bzw. Hydro-Karbolabradorite.

Unterhalb des Hajnácsberg-Lakkolits, in Schleife Nr. XII. des Ménkes-Stollens und in deren Wetterschacht hat man gleichfalls in 190 m Meereshöhe einen Hydro-Karbolabradorit körper von 2 m Mächtigkeit durchörtert, der etwa in O-W-Richtung schlierenartig in das Kohlenflöz eingedrungen war. Anhand seines Chemismus und seiner Textur ist dieser vermutlich ein Auswuchs des mehrstöckigen Lakkolits (die zwei obersten Stockwerke sind eben der Csomosvár- und der Hajnácsberg-Lakkolit). Diese „mehrstöckige“ bzw. „tannenbaumartige“ Auffassung der Lakkolitstruktur (Abb. 5) wird unterstützt durch die Befunde einer Wasserschurfbohrung neben Salgótarján (bei Gabócpusztá), die innerhalb eines Teufenintervalles von etwa 2000 m zahlreiche hypovolkanitisch-karbonatische magmatische Gesteinskörper von verschiedener Mächtigkeit (20 bis 80 m) durchteufte und eine mit der Teufe zunehmende Basicität (von dacitisch bis andesitisch) vorfand.

Abbildung 5.

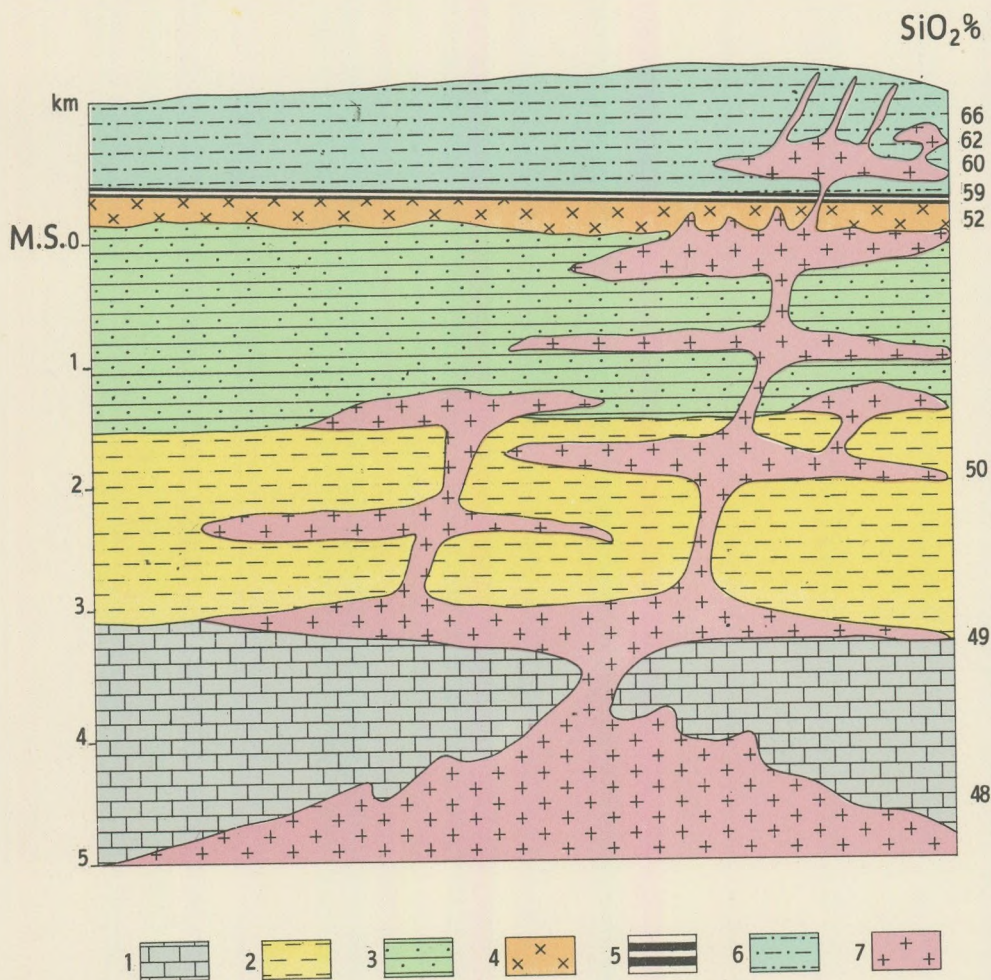
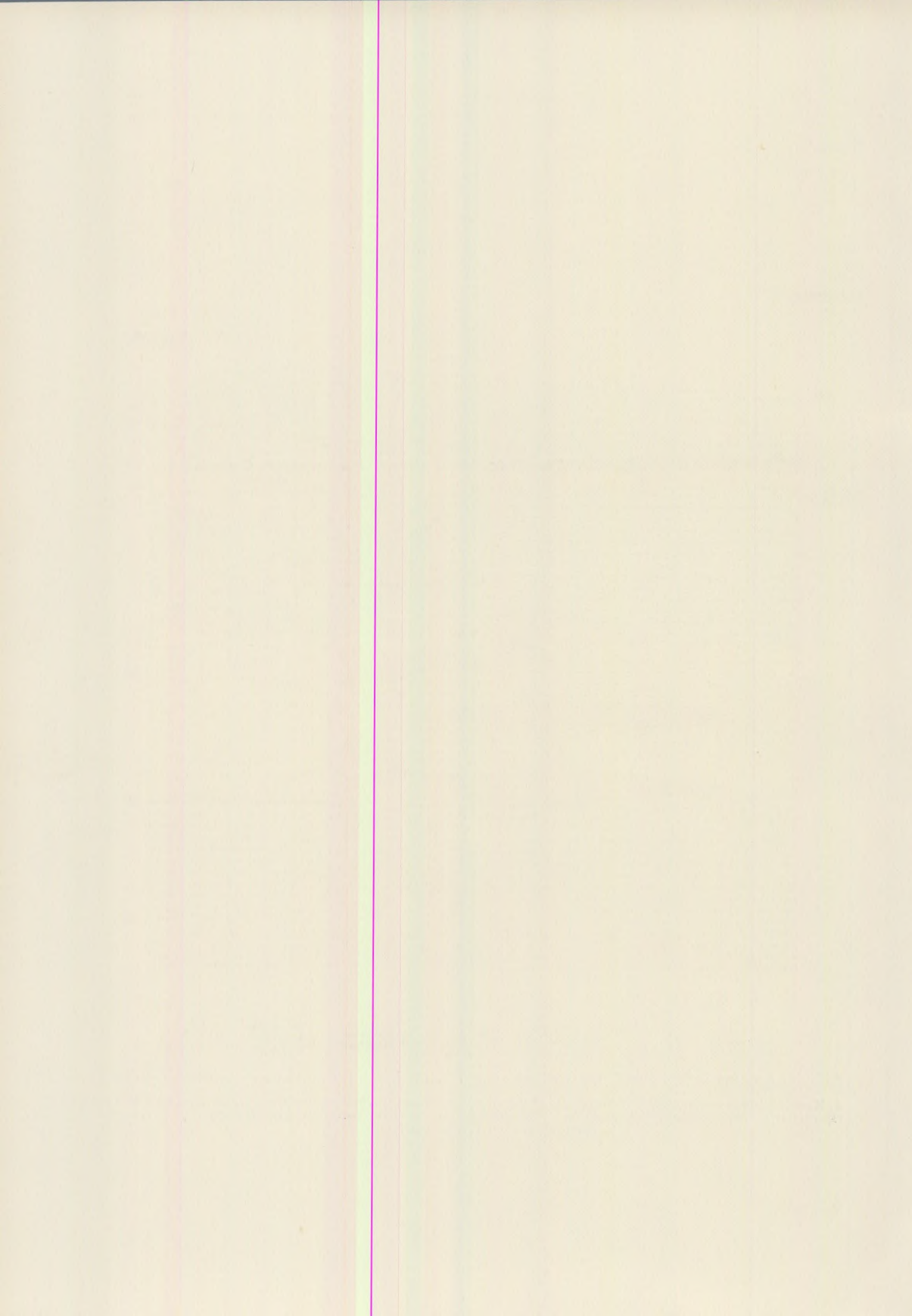


Abb. 5. Schematisches Profil des mehrstöckigen Lakkolits im Unterbau des Mátra-Gebirges

1. Karbonatisches mesozoisches Grundgebirge (Trias?); 2. Ton (Rupel); 3. Sandstein (Chatt); 4. Unterer Rhyolituff (Burdigal); 5. Kohlenkomplex (Unterhelvet); 6. Toniger Sand (Schlier) (Oberhelvet); 7. Magmatitkörper von „Tannenbaumstruktur“ (Helvet-Torton-Grenze).



1b) Die hier beschriebenen Lakkolittbildungen dürften wohl in einer ziemlich geringen Teufe erstarrt sein: diese kann anhand der ursprünglichen Mächtigkeit des Schlierkomplexes auf etwa 500 m eingeschätzt werden. Diese Annahme wird bewiesen dadurch, dass die aus dem Lakkolit vorstossenden dünnen (5–8 m), mehrere hundert Meter langen gangartigen Auswüchse eine glase Grundmasse haben und recht volatilarm sind, was die Oberflächennähe der Erstarrung beweist. Petrografisch sind diese Bildungen glase Labradorite von dacitisch-quarzandesitischem Chemismus, jedoch ist ihr Volatilgehalt viel geringer, als der der Hauptmasse, aus welcher sie entstanden sind. Ihre Richtung ist vorwiegend N–S bzw. NNW–SSO.

Die beiden obengenannten Gesteinsfacies liegen heute in 300 bis 600 m Meereshöhe.

1c) Die dünnen, aus mannigfaltigen Hypovulkaniten bestehenden 4 bis 8 m breiten Gänge von andesitischem Chemismus und NNW–SSÖ-lichem Streichen, die in der Grube zwischen 150 und 200 m Meereshöhe durchörtert worden sind, können gleichfalls in den ersten Typus eingereiht werden. Sie sind alle in ziemlich grosser Teufe festgefahrene Gänge, die unter ähnlichen Umständen kristallisierten, wie die oben beschriebenen Bildungen. Infolge ihrer geringeren Masse war jedoch der Einfluss des Nebengesteins auf sie viel beträchtlicher: ihr Volatilgehalt beträgt besonders am Gangsaum 2–3-mal soviel (10–12%) als bei den obigen zwei Facies.

In diesen Zyklus gehört ein Karbolabradoritgang von andesitischem Chemismus mit Sulfo- bzw. Hydroandesitsaum, der, in einem der Wetterstollen des Kossuth-Stollens aufgefahren, heute nicht mehr zugänglich ist. Sein Braunkohlenkontakt ist in einem früheren Aufsatz beschrieben worden (Abb. 6).

Eine ähnliche Entwicklung konnte entlang eines 5 m mächtigen Ganges im Schrägschacht Kossuth beobachtet werden (P ó k a, 1960, 1964).

Ein von den obigen abweichender und in unserem Gebiet bislang allein-stehender Gesteinstyp ist in einem der TH-Schleifen des Schrägschachtes 6. September der Grube Szorospatak aufgeschlossen worden. Es handelt sich um einen Chloroandesit-Andesitopropylitgang mit sandigem Ton- und Sandsteinkontakt (Abb. 7) (P ó k a – B o g n á r 1964).

Im Feld des Schrägschachtes 6. September gibt es mehrere 2–4 m mächtige stockförmige, sich im Kohlenflöz verkümmern Magmenkörper aus Hydro-Karbolabradorit. Diese können jedoch als Auswüchse eines mehrstöckigen, dem oben beschriebenen ähnlichen subvulkanischen Magmatitkörpers angesehen werden.

Der (Hydro-)Karbolabradorit des Lakkolits und der tiefliegenden dünnen Gänge ist amafitisch: er enthält gar keine dunklen Gemengteile. Als porphyrischer Bestandteil kommt Labradorit mit 58–65% An vor, dessen innerer, basischerer Kern in den Gesteinspartien von höherem Volatilgehalt (2–3% H₂O) in Montmorillonit, bzw. in den Partien von basischem Chemismus in Sericit-Illit umgewandelt ist. (In der inneren Zone des Lakkolits kommen derartige Umwandlungen kaum vor.) Kennzeichnend sind der in der Grundmasse auftretende Ankerit und Kalzit: diese Mineralien umgeben die zwillingslamellierten Labradorit-Kristalle (50–56%An) der Grundmasse. In den homogen verteilten, einst mit übersättigtem Dampf gefüllten Vakuolen können selbst mit dem unbewaffneten Auge frei gewachsene automorfe Tridymitkris-

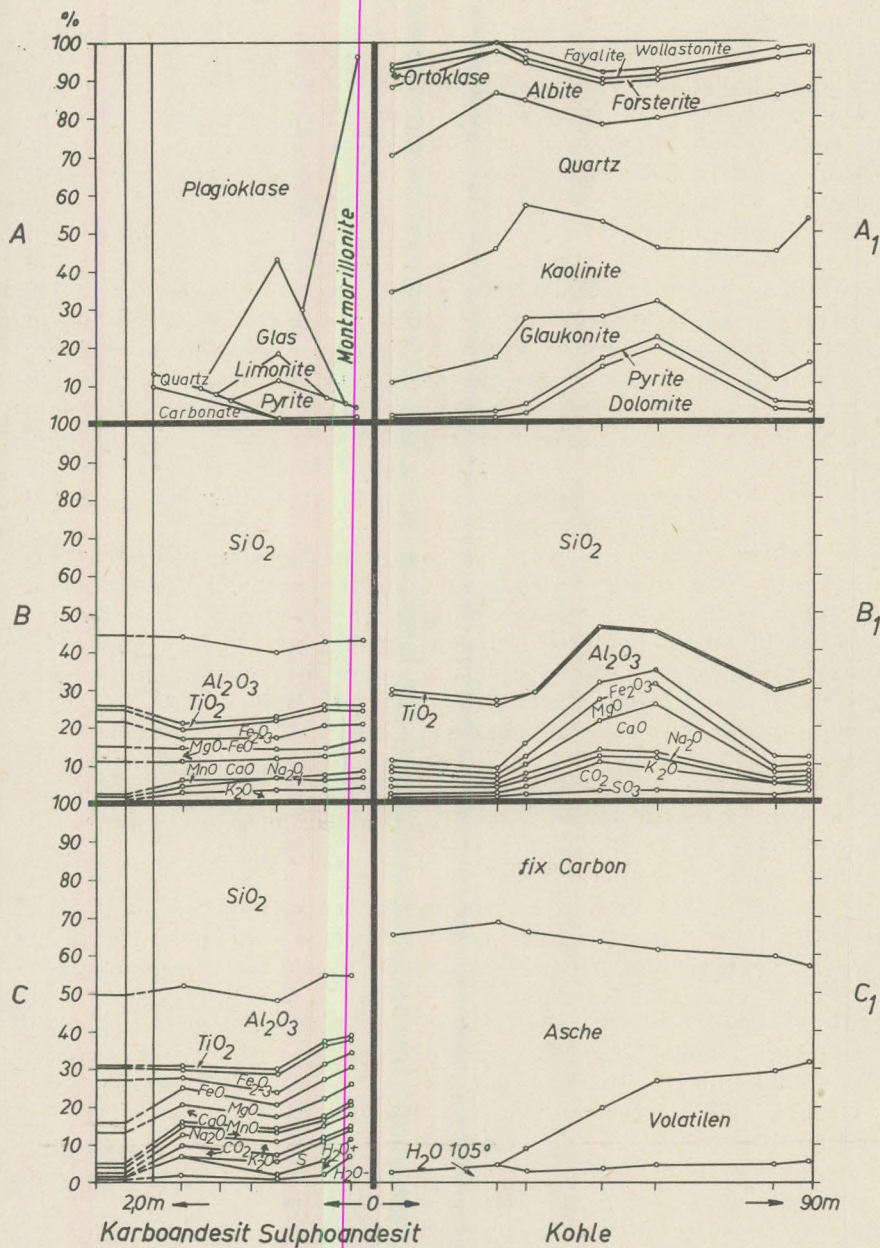


Abb. 6. Mineralogische und chemische Zusammensetzung des Kontaktes zwischen Braunkohle und Andesitgang im Kossuth-Stollen bei Nagybatony

A. Mineralogische Zusammensetzung des Hypovulkanitanges (in Volumprozenten); B. Chemische Zusammensetzung des Hypovulkanitanges, umgerechnet auf volatillfreie Basis (in Gewichtsprozenten); C. Mineralogische Zusammensetzung der Braunkohle (in Gewichtsprozenten); A₁. Mineralogische Zusammensetzung der anorganischen Fraktion der Braunkohle (in Gewichtsprozenten); B₁. Chemische Zusammensetzung der anorganischen Fraktion der Braunkohle (in Gewichtsprozenten); C₁. Chemische Zusammensetzung der Braunkohle (in Gewichtsprozenten).

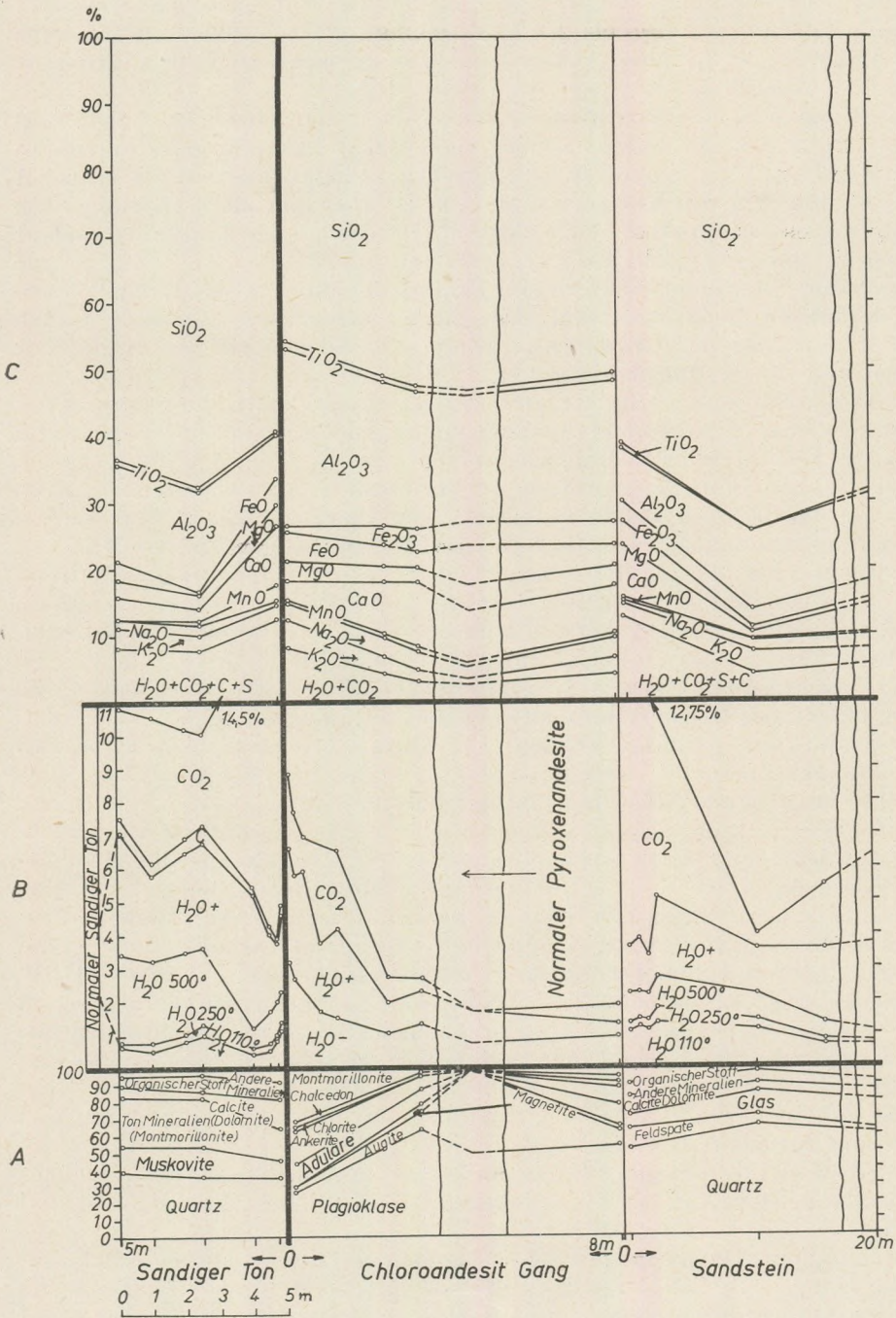


Abb. 7. Synoptisches Diagramm der Untersuchungsergebnisse am Schlier-Andesitgang-Sandstein-Kontakt des Grubenfeldes Szorosatak bei Nagybatony
 A. Mineralogische Zusammensetzung (Volumprozent); B. Verteilung der leichtflüchtigen Bestandteile (Gewichtsprozent); C. Chemische Zusammensetzung (Gewichtsprozent).

talle und rosettenförmige Aggregate von Siderit wahrgenommen werden. (Die Vakuolen haben 200 μ bis 2 mm Durchmesser.) Die Ausscheidungsfolge in den Vakuolen ist: dünnes Ankeritband, frei gewachsene Tridymitkristalle und endlich Siderit.

Die Menge der Karbonatkristalle schwankt in den einzelnen Typen zwischen 5 und 20%. Der Siderit ist im Csomosvár-Lakkolit grösstenteils zu Goethit oxydiert. Um die hydrolytisch zersetzten Plagioklase tritt oft Tridymit auf, u. zw. inmitten von Karbonattupfen; er ist aber hier nicht automorf, wie die freigewachsenen Kristalle der Vakuolen. Die Menge des Tridymits variiert zwischen 5 und 12%. (I. Taf. 1–2–3–4).

Am Saum von dünnen Gängen, am Braunkohlenkontakt kann der Wassergehalt dermassen angestiegen sein, dass die tonmineralische Zersetzung auch auf die Plagioklase der Grundmasse übergreift: es entsteht ein Hydrolytit (mit bis 80% Na-K-Montmorillonit).

Dicht am Gangsaum tritt örtlich Sulfoandesit auf (am Kohlenkontakt des Kossuth-Stollens): er dürfte dem ursprünglich hohen organischen S-Gehalt und dem davon herrührenden H_2S zuzuschreiben sein.

Der Chloroandesit-Andesitopropylit des Schlier-Andesit-Sandstein-Kontaktes von Szorospaták weicht wesentlich vom vorangehenden Typ ab. In ihm kann die allmähliche chloritische Zersetzung des Augits und Hypersthens beobachtet werden; die porphyrischen Plagioklase sind ihrerseits montmorillonitisch zersetzt. Die Grundmasse enthält neben lattenförmigem Andesin auch Sanidin, Chlorit und Ankerit. Für die eingehende petrografische Beschreibung dieses Gesteins siehe Póka – Bognár, 1964. (Taf. II. 5–6.)

In Zusammenhang mit dem propylitischen Typ ist entlang einer Verwerfung ein karbonatischer Markasitgang und im anliegenden Sandstein feinverteilter Markasit gefunden worden. Der Markasit enthält nach J. Kiss 0,01% Pb und Zn und 0,001% Cu.

2. Die ortomagmatischen Hypersthenandesitgänge des zweiten Zyklus sind posttektonisch (tektonisch präformiert): sie waren vermutlich die Nachschubwege der obersten, pyroxenandesitischen Vulkanitgruppe des Mátragebirges. Diese Annahme wird unterstützt durch ihre grosse Mächtigkeit, hohe Kristallinität und niedrigen Volatilgehalt. Hierzu gehören in erster Reihe die beiden sich S von Nagybatony am Nagyparlágtető-Plateau kreuzenden, 20–25 m mächtigen, mehrere Kilometer langen Pyroxenandesitgänge. Der ONO–WSW streichende Gang durchbricht den WNW–OSO streichenden: letzterer ist folglich der ältere. Die beiden Gänge unterscheiden sich im wesentlichen nur in der Textur: der jüngere ist viel grobkristalliner als der ältere (der Median der Korngrössenverteilung liegt im Durchschnitt über 50 μ). Die höhere Kristallinität dürfte der vorangehenden Erwärmung der Umgebung durch den ersten Gang zuzuschreiben sein.

Im Abschnitt des älteren Ganges am Borostyántető-Plateau tritt ein feinkörniger Mandelstein auf, der einen höheren ursprünglichen Volatilgehalt und eine langsamere Abkühlung andeutet.

Die mit den obengenannten zwei Gängen parallel verlaufenden Gänge, sowie der Gang im östlichen Teil des Gebietes, der NNW–SSO streichend den Veróköbérc-Gipfel durchquert und den Hajnács-Lakkolit durchbricht, sind in petrografischer Hinsicht den obigen Gängen gleich.

Die Textur der ortomagmatischen Pyroxenandesite ist holokristallin-porphyrisch. Unter den porphyrischen Gemengteilen ist der Plagioklas (Labradorit mit 70% An) grobtafelig, zonal mit Hyperstheneinschlüssen, die den Zonengrenzen parallel liegen. Als porphyrische dunkle Gemengteile treten Hypersthen und Augit im Verhältnis 3:2 auf. Der Hypersthen ist oft von einem Pigeonitkranz umgeben. Die Grundmasse besteht aus automorphen Augitkörnchen und Zwillinglamellen von Andesin (57% An). Akzessorisch treten etwas Tridymit und einige Karbonatminerale auf. (Taf. II. 7–8.)

Bei der Bewertung der chemischen Analysen der einzelnen Gesteinsfacies haben wir die auf volatilfreie Basis umgerechneten Werte verglichen. Dieser Vorgang wird dadurch begründet, dass der Einfluss des Nebengesteins auf den Chemismus des Magmas sich hauptsächlich und durchwegs in der Zunahme der Volatilkonzentration auswirkt, und die Intensität dieses Einflusses von der Gesteinsfacies, dem Nebengestein, der Mächtigkeit des Magmatitkörpers usw. in bedeutendem Masse abhängt. So kommt die Schwankung der restlichen Komponenten unter Weglassung der Leichtflüchtigen klarer zum Ausdruck. Durch die Umrechnung auf volatilfreie Basis können die durch die Anreicherung der Leichtflüchtigen bedingten relativen Abnahmen der Konzentrationen „herausgefiltert“ werden, so dass wir die rein magmatischen Änderungen der einzelnen Komponenten erhalten.

Bei der Untersuchung der Einflüsse der Leichtflüchtigen ist es angemessen, auch den Umstand vor Augen zu halten, dass der gegenwärtige Volatilgehalt des Gesteins gar nicht mit der zur Zeit der Kristallisation anwesenden Volatilmenge übereinstimmt, da die Leichtflüchtigen aus einem offenen Magmenkörper z. T. als vulkanische Dämpfe entschwinden können; im Falle geschlossener Magmenkörper nimmt ihre Konzentration durch negative Transvaporisation, d. h. Entweichen nach dem Nebengestein durch nachmagmatische Diffusion auch ab. Die Subtraktion der Leichtflüchtigen wird auch dadurch begründet, dass sich ihre Menge auch in der nachkristallisatorischen Phase bedeutend verändern kann, so dass die Analyse nicht unbedingt die wahre „hypomagmatische Leichtflüchtigenmenge“ angibt. (So wandelt sich Ankerit-Siderit durch Oxydation in Göthit um, unter Abgabe von CO_2 ; die metamagmatisch-tonmineralische Zersetzung gewisser Gemengteile kann die Bindung von Wasser zur Folge haben.)

Trotz der obigen Ausführungen muss jedoch selbstredend neben der volatilfreien Analyse durchweg auch der gegenwärtig feststellbare Volatilgehalt des Gesteins in Betracht gezogen werden, da dieser doch wenigstens grössenordnungsmässig den Einfluss des Nebengesteins widerspiegelt. Innerhalb eines und desselben Magmenkörpers, z. B. im Falle mehrerer Analysen von verschiedenen Teilen eines Ganges dürfen die Analysen auch als Grundlagen eines quantitativen Vergleichs herangezogen werden, da in diesem Falle die verschiedenen „volatilverändernden Faktoren“ gleichstark oder annähernd gleichstark wirkten.

In magmatischer Hinsicht ergab sich die Möglichkeit, die magmatischen Gesteinsfacies des Gebietes zu vergleichen; andererseits konnten innerhalb der einzelnen Facies die Zusammenhänge zwischen Zusammensetzung, Tiefe und Abstand vom Gangsaum studiert werden.

Die Berechnung der Niggli-Werte hat die Unterscheidung der einzelnen Typen erleichtert und den Nachweis erbracht, dass einige unserer Hypovulkane nicht in die Rahmen der bekannten Niggli'schen Magmentypen eingefügt werden können, eben infolge ihrer sekundären magmatischen Veränderungen, die von ihrer eigenartigen Genese herrühren.

In den Gesteinfacies des ersten Zyklus variiert der SiO_2 -Gehalt auf volatilfreier Basis zwischen 52,0 und 65,8%. Hinsichtlich ihres Chemismus sind der Csomoszvár-Lakkolit und die Auswüchse des Hajnácsberg-Lakkolits dazitisch, der Hajnácsberg-Lakkolit selber quarzandesitisch, die Gänge der tiefen Horizonte andesitisch. Der durchschnittliche SiO_2 -Gehalt der drei Hauptfacies des ersten Zyklus ist 59% (quarzandesitisch). Dagen enthalten die Pyroxenandesitgänge des zweiten Zyklus 52 bis 54% SiO_2 (andesitischer Chemismus).

In den Facies des ersten Zyklus schwankt der zweite Hauptparameter, der Volatilgehalt, von den randlichen Teilen der Magmatitkörper abgesehen, zwischen 3 und 11%. Entsprechend der Löslichkeitsverhältnisse nimmt der Volatilgehalt mit steigender Basizität zu. Der durchschnittliche Volatilgehalt ist 6%, wobei die Menge des CO_2 die des Wassers ausnahmslos überschritt. Der höchste Volatilgehalt der ortomagmatischen Gesteine des zweiten Zyklus ist 2%: dem CO_2 kommt darin eine recht geringe Bedeutung zu.

Folglich besteht der wesentliche magmatische Unterschied zwischen den beiden Zyklen darin, dass der erste Zyklus im Durchschnitt um 6% mehr SiO_2 und um 4% mehr Leichtflüchtige enthält, als die Gesteine des zweiten Zyklus.

Innerhalb des ersten Zyklus erreicht die Schwankung des SiO_2 -Gehaltes 14%. Es ist erstaunlich dass ein so grosser Unterschied in der Acidität keine wesentlichen Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung verursacht hat. Das Gestein bleibt durchweg ein (Hydro-)Karboloradorit, nur ist der Hauptgemengteil, der Labradorit bald saurer, bald basischer, und die Intensität der tonmineralischen Zersetzung ist verschieden (und zu einem gewissen Grade auch ihre Art, da statt Montmorillonit auch etwas Illit auftreten kann).

Die Menge des CaO und MgO ist in den Hypomagmatiten, besonders in den basischen, niedriger als in den ortomagmatischen Andesiten gleicher Azidität im Mátra-Gebirge. Diese Erscheinung steht auch mit der Transvaporisation in Zusammenhang. Die Zunahme des Volatilgehaltes steigert die Mobilität dieser Komponenten (ihr hydratisierter Ionradius ist grösser, folglich nimmt ihr Ionpotential wesentlich ab: $\text{Ca}^{2+}_h = 0,58$, $\text{Mg}^{2+}_h = 0,64$), deshalb verschiebt sich ihre Ausscheidung in Verbindungen mit den Leichtflüchtigen auf die Nachkristallisation (Kalzit, Ankerit).

Wir haben an den Beispielen der in früheren Aufsätzen beschriebenen Kontakte nachgewiesen, dass Ca und Mg im Nebengestein, gleichfalls an Leichtflüchtigen gebunden, sich anreichern (Abb. 6. und 7.): folglich migriert ein Teil des Ca und Mg zur Zeit der Nachkristallisation des Gesteins in hydrothermalen Lösungen in das Nebengestein (negative Transvaporisation!). Diese auch experimentell bewiesene Erscheinung kann auf die Druckabnahme, bzw. die mit dem Empordringen des Magmas verbundene Abnahme der Lösbarkeit zurückgeführt werden. In einem gewissen Abschnitt oder in mehreren Abschnitten des Hochdringens (entsprechend der wiederholten, rhythmischen Trans-

vaporisation) führt die Druckabnahme zu einer Übersättigung und folglich zu einer negativen Transvaporisation.

Der SiO_2 -Gehalt der Vulkanite des ersten Zyklus nimmt parallel mit der relativen Teufe der Erstarrung ab (Abb. 8). Gleichzeitig nimmt im Vergleich mit den normalen Andesiten in den SiO_2 -ärmeren Gesteinen auch die Menge des Ca und Mg ab, infolge der Versickerung der hydrothermalen Lösungen in das Nebengestein.

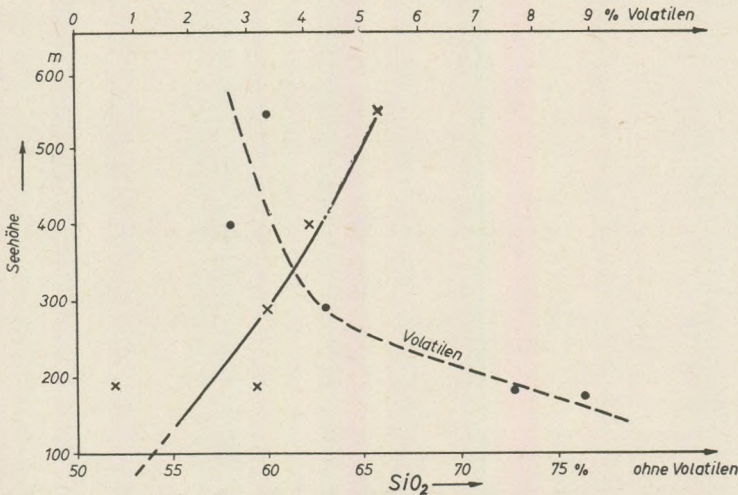


Abb. 8. Zusammenhang zwischen SiO_2 -Gehalt des I. vulkanologischen Zyklus und gegenwärtiger Meereshöhe. —: SiO_2

Die oben angeführten Argumente beweisen, dass die negative Transvaporisation im Laufe der magmatischen Entwicklung an einen gewissen Horizont gebunden ist, bzw. von der Acidität des Magmas und von der Teufe abhängt. In unserem Gebiet ist die negative Transvaporisation an Intrusionsteufen über 500 m und an SiO_2 -Gehalten unter 58% gebunden.

Im K_2O -Gehalt ist den Ortomagmatiten gegenüber auch eine Anomalie bemerkbar. Die positive Transvaporisation (d. h. die Herkunft des K aus dem Nebengestein) wird in diesem Falle dadurch belegt, dass die Konzentrationen des H_2O und K_2O mehr oder minder kovariant sind (Abb. 9.) Das K wird aus dem in der hiesigen Schichtenreihe reichlich vertretenen glaukonitführenden Sandstein hergeleitet.

Es geht aus den obigen Ausführungen hervor, dass von den Niggli-Werten unserer Hypomagmatite die c-Werte im allgemeinen niedriger, die alk-Werte im allgemeinen höher liegen, als bei Magmentypen gleicher si-, al- und fm-Werte. Dieser Umstand verschiebt den Chemismus der Hypomagmatite leicht in die alkalische Richtung.

Die Untersuchung der Magmatite in der Umgebung von Nagybatony hat erwiesen, dass das Gebiet als Lehrbeispiel zur Feststellung von E. Szádeczky-Kardoss dienen kann, dass der innerkarpatische Magmatismus gekennzeichnet wird einerseits durch das synorogene Empordringen des

Magmas, und andererseits durch Effusion entlang von Brüchen, die durch postorogene Bewegung eröffnet worden sind (Szédeczy-Kardoss, 1959). Die Untersuchung der magmatischen Gesteinsfacies dieser Gegend zeigt nämlich klar den Einfluss des Eindringungsmechanismus und der Beschaffenheit des Nebengesteins auf die Gesteinsentwicklung.

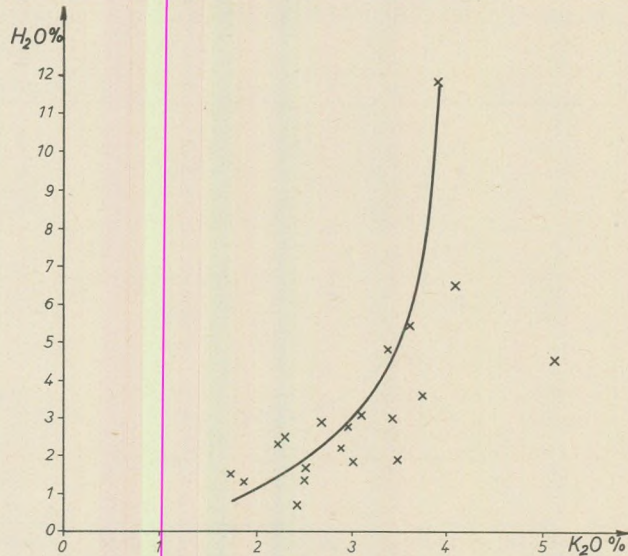


Abb. 9. Zusammenhang zwischen H₂O- und K₂O-Gehalt im I. vulkanologischen Zyklus.

Die Bildungen des ersten vulkanologischen Zyklus sind in unserem Gebiete die Produkte eines langsamen, synorogenen Magmaeindringens. Diese sind in der frühen Phase des Vulkanismus in einem „geschlossenen System“ kristallisiert, nachdem sie ein noch volatilreiches Nebengestein durchbrochen hatten.

Die Gesteine des zweiten Zyklus sind Produkte eines entlang von offenen Spalten emporgestiegenen Magmas. Ihr Aufbruch entfällt auf eine spätere Phase des Vulkanismus, als das Nebengestein schon ziemlich volatilarm gewesen sein mochte. Kombiniert mit dem schnellen Hochdringen ergab die kleinere Volatilkonzentration eine weniger starke Transvaporisation, und es konnte aus dem „offenen System“ sogar ein Teil der absorbierten Leichtflüchtigen wieder entweichen. Deshalb sind die Gesteine des zweiten Zyklus ortomagmatisch.

Die mit zunehmender Tiefe steigende Basizität und mehrstöckige „Tannenbaumstruktur“ der subvulkanisch-hypovulkanitischen Facies des ersten Zyklus lassen vermuten, dass die Basis des Mátra-Vulkans aus verzweigten subvulkanischen Körpern von gemeinsamer Wurzel besteht, die sich dank ihres hohen Volatilgehaltes und ihrer langsamen Abkühlung vom basaltischen bis zum dazitischen Chemismus differenzieren konnten. Folglich wechselt innerhalb des aufgeschlossenen Teufenintervalles von 400 m der Chemismus der subvulkanischen Bildungen von andesitisch bis dazitisch.

Im Laufe dieser komplexen Differenzierung sind Leichtflüchtige und Alkalien aus dem Nebengestein in das Magma gedrungen: gleichzeitig wurden die basischen Gemengteile mit dem Fortschreiten der Transvaporisation in die Nachkristallisation verdrängt, sogar durch negative Transvaporisation an das Nebengestein abgegeben. So nimmt der Ca- und Mg-Gehalt der Oberfläche entgegen ab: es sind relativ saurere, alkalireichere, Ca- und Mg-ärmere Magmen entstanden. Die komplexe Differenzierung ist folglich ein Ergebnis der Elementenmigration zwischen Magma und Nebengestein. Da wir die magmatischen Unterschiede zwischen den beiden vulkanologischen Zyklen nicht auf eine Differenzierung im Magmaherd zurückführen, müssen wir zwischen ihnen auch keine bedeutenden Zeitunterschiede voraussetzen.

Alles in allem kann betreffs des untersuchten Gebietes behauptet werden, dass die subvulkanisch-hypovulkanitischen Gesteinsfacies in den unterhelvetischen Braunkohlenkomplex und in den mittel- und oberhelvetischen Schlierkomplex eingedrungen sind. Sie sind ihrerseits von orthomagmatischen Gängen durchbrochen, deren Chemismus dem der oberen Andesitbänke der mittleren Andestiguppe des Mátra-Gebirges nahesteht. Sie sind daher synorogene Bildungen der steirischen Orogenphase (Helvet – Torton-Grenze).

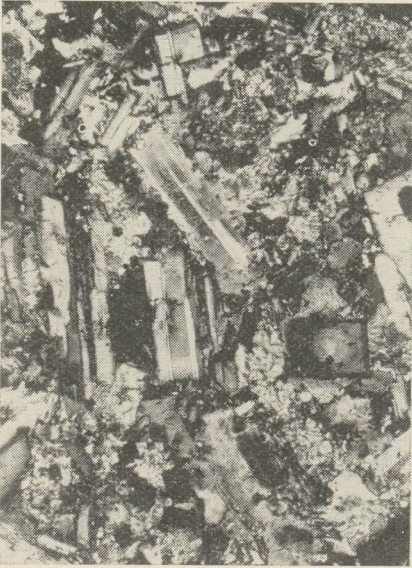
Es kann anhand der allgemein karbonatischen Beschaffenheit der subvulkanischen Bildungen des Mátra-Gebirges (L. P e s t h y) gefolgert werden, dass im tiefen Horizont des mesozoischen karbonatischen Grundgebirges, etwa gleichzeitig mit dem Aufbruch der ersten Andesitgruppe des Dunazug-Gebirges im Unterhelvet, in einer verhältnismässig geringen Teufe (etwa 5 km) sekundäre Ausbeulungen der Magmaschloten entstanden sind. Im oberen Horizont dieses sekundären Magmaherdes haben sich die Leichtflüchtigen, besonders aber das CO₂, angereichert: das derart aktivierte Magma konnte in der steirischen Orogenphase empordringen. Das Magma absorbierte noch mehr H₂O aus dem nassen Oligo-Miozänkomplex, und CO₂, besonders aus den Kohlenflözen (s. Nachschubgang des Lakkolits), und differenzierte sich infolgedessen noch weiter.

Die Krustensenkung nach synorogener Magmaeindringung hat die Aufnahme von Leichtflüchtigen gehemmt, und das Magma verlor an Aktivität. Im Laufe der späteren Hebungsphasen ergoss sich in mehreren Zyklen entlang von tiefen Spalten ein Magma, dessen Zusammensetzung in einem jeden Zyklus volatilarmer wurde und von dacitisch bis andesitisch wechselte. Es kamen aus diesem Andesit die vulkanischen Bildungen des hohen Mátra zustande.

LITERATUR

- K é r i, J. 1964.: A dél-nógrádi barnaköszénterület újabb kutatási eredményei (Neuere Forschungsergebnisse aus dem Süd-Nógráder Braunkohlenrevier). Földtani Közlöny 1964, 94, 4, 466–472.
- K u b o v i c s, I. 1962.: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete (Die Einbruchstruktur der Vulkanregionen). Földtani Közlöny, 92, 3, 280–296.
- K u b o v i c s, I. 1963.: Az ÉNy-Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai (Geologische und vulkanologische Verhältnisse des Nordwest-Mátra-Gebirges). Földtani Közlöny, 93, 4, 466–480.
- M a u r i t z, B. 1909.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei (Eruptivgesteine des Mátra-Gebirges). Budapest.

- Mezősi, J. 1950.: A Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel (Geologische Aufnahme in der Umgebung der Gipfel Kékes und Galyatető.) MÁFI Évi Jel. 103—112.
- Póka, T. 1960.: Hipovulkanitok egy nagybáttonyi barnaköszén-piroxénandezittelér kontaktusból (Hypovulkanite eines Braunkohlen-Pyroxenandesit-Kontaktus aus der Umgebung von Nagybátony). Földtani Közlöny 90, 2, 172—183.
- Póka, T. — L. Bognár: 1964.: Nagybáttonyi andezittelér, slir és homokkő kontaktusai (Berührung eines Andesitganges mit Schlier und Sandstein bei Nagybátony). Földtani Közlöny, 94, 1, 82—88.
- Póka, T. — B. Simó 1964.: Köszénhamu elemzések egy nagybáttonyi barnaköszén — andezittelér kontaktusból (Kohlenaschenanalysen eines Braunkohlen-Andesitgang-Kontaktus aus der Umgebung von Nagybátony). Földtani Közlöny, 94, 1, 89—95.
- Schréter, Z. 1935.: Nagybáttony környéke (Die Umgebung von Nagybátony). Földtani Intézet kiadványa.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1958.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről (Über einige Grundfragen der Erforschung vulkanischer Regionen). Földtani Közlöny, 88, 2, 171—200.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1959.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai (Die prinzipiellen Grundlagen des neuen Systems magmatischer Gesteine). MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 23, 3—4, 383—407.
- Szádeczky-Kardoss, E.: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. Freiburger Forschungshefte 1959, C 58, 66—92.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1959.: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (Über den magmatischen Mechanismus der Karpatischen Zwischenmasse). MTA Geok. Konf. Munk. Bd. I.
- Szádeczky-Kardoss, E. — A. Vidacs — K. Varrók 1959.: A Mátra-hegység miocén vulkanizmusa (Der miozäne Vulkanismus im Mátra-Gebirge). MTA Geok. Konf. Munk. Bd. I.



1.



2.



3.



4.

Tafel I.

1. Andesitogener Karbolabradoritit. Lakkolit von Hajnács-berg (Tiefbohrung NB. 225) (125x, + N)
2. Hydro-Karbolabradoritit. Der Nachschubkanal des Hajnács-Lakkolits (125x, + N)
3. Karbonataggregate in einer Vakuole im Hydro-Karboandesit
Der Nachschubkanal des Hajnács-Lakkolits (125x, + N)
4. Hydro-karbolabradoritit. Andesitgang von 2 m Mächtigkeit im Ménkes-Stollen. (125x, + N)



5.



6.



7.



8.

Tafel II.

5. Andesitopropylit. Schlier-Andesit-Sandstein-Kontakt von Szorospatak (125x) (N)
 6. Andesitopropylit. Schlier-Andesit-Sandstein-Kontakt von Szorospatak. (125x, + N)
 7. Hypersthenandesit
 WNW – OSO-streichender, älterer Gang von 20 – 25 m Mächtigkeit (125x, + N)
 8. Hypersthenandesit. ONO – WSW-streichender, jüngerer Gang von 20 m Mächtigkeit (125x, + N)

ON THE MINERALOGICAL AND CHEMICAL EVOLUTION OF STONY METEORITES

by

K. I. SZTRÓKAY

(Mineralogical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 15. XI. 1966)

SUMMARY

Reviewing the latest results of investigations on chondritic meteorites, the author reasserts the view that *in situ* reduction is an important factor in the evolutionary process. The most rudimentary form of matter of asteroid origin is represented by type I. carbonaceous chondrites. All stony meteorites that have fallen upon the Earth are in various stages of a gradual process of reduction starting from the carbonaceous. As regards the interpretation of the phenomena, the author accepts the necessity of assuming an "internal atmosphere" which gives a satisfactory explanation for the polymerization of hydrocarbons, the formation of hydrosilicates and the problems of the degrees of crystallinity and the formation of metallic iron. However, the rates of change of these processes of evolution are far from constant, the intensities vary in time; one product of a sudden intense reduction is the enstatite-chondrite, of peculiar mineralogical and chemical composition. In a novel evolutionary diagram presented here, there are two principal lines of evolution, as before, but the two lines, rather than being parallel, tend to imply the formation of the meteorites out of a uniform primordial mass.

The numerous papers published in the last few decades on meteorites mostly contain analytical results. Research involves in our days quite a wide variety of methods and instruments, which have furnished numerous novel data, some of them rather unexpected, and have inevitably led to the recognition of certain chemical, physical and textural similarities, "kinships", and as a result to the distinguishing of several new groups and categories.

The fundamental classification has not, of course, changed: the groups of stony iron- and iron-meteorites (aerolites, siderolites and siderites) are still valid, but it is generally recognized that stony meteorites are the most numerous of all and that, within this latter group, that of the chondrites is most populous. Some 86 per cent of all cosmic bodies fallen upon the Earth are chondrites. This is why a great majority of research is aimed at this group or at the meteorites belonging to this group. At the same time this implies that extraterrestrial space is favourable to the formation of chondrites, and this is why attention tends to be focused upon the chondrites at times when new results raise problems of genetic or rather evolutionary nature.

Common chondrites

The outlines of the chemical nature of the cosmic material known as chondrites have been drawn by *Prior* (1916). According to him, the bulk chemical composition of chondrites is approximately uniform, which means that the amount of nickel-iron and the Fe content of Fe-Mg minerals are presumably in a contravariant relation to each other. In an up-to-date formulation, this signifies that any differences between the chondrites of nearly identical chemical composition are largely due to deviations in the state of oxidation of iron. In 1953, *Urey* and *Craig* examined the validity of this relationship in a comprehensive paper, thus once more focussing attention on this problem; on the other hand, the authors in question made some tentative cosmochemical suggestions, which gave a renewed impetus to speculation as to the origin of the chondrites. The above-mentioned paper is essentially based on a review according to certain principles of the 350 or so chemical analyses then available; on 94 selected, "superior" analyses, considered as reliable or corrected by computation, it establishes the proportions of metallic (+sulfidic) vs. oxidized iron in the chondrites. The distribution between the two

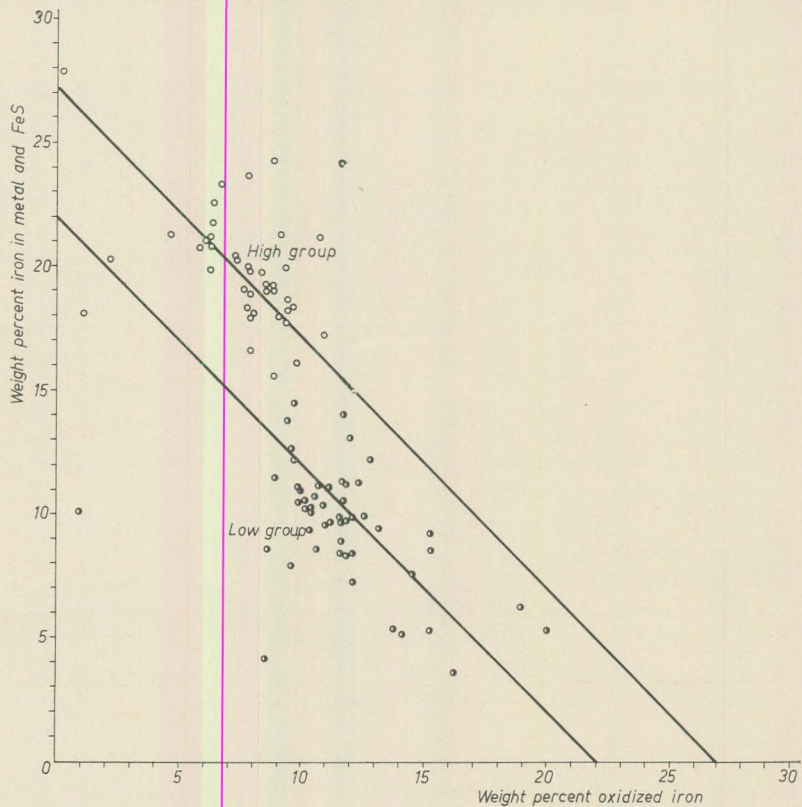


Fig. 1. Relationship between oxidized iron and iron as metal and sulfide in 94 selected analyses of chondritic meteorites (*H. C. Urey* and *H. Craig*).

above-named groups of "total Fe" given in weight percentages turned out to be of two kinds, so that a "High" and "Low" group of chondrites could be distinguished on the basis of the iron content. As an average, 28.6 percent of iron was found for the *H* type and 22.3 percent for the *L* type. From this, Urey and Craig drew two essential conclusions; that the two groups imply two distinct modes of origin ("two parent substances") for the chondrites; and further that since the selected analyses gave two distinct "total iron levels", the general validity of Prior's rule is disputable and the rule itself is due to the inadequacies of early analyses. (Fig. 1.)

As it was revealed by an earlier critical evaluation (Sztróky et al., 1961.), the individual points of the diagram are rather intensely scattered, so that there is, as a matter of fact, no sharp boundary between the two groups, *H* and *L*. A further remarkable circumstance is that the straight line of the point sets is a line of approximately 45° slope, none other than the line of the arithmetical mean, necessarily due to a correlation between the values of the iron content.

The statements based on the selected analyses have intrigued a number of workers; e. g. Ringwood (1961) and Mason (1962) made attempts at eliminating the scatter and interpenetration of the two fields partly by omitting analyses performed on unfresh, obviously altered, oxidized ancient finds, and partly by applying the criterion that the $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ ratio in olivine and in the pyroxenes has to agree approximately with the ratio derived from the bulk analysis of the chondrites. Not only did these measures eliminate the interpenetration, but they established five distinct fields (enstatite, olivine-bronzite, olivine-hypersthene, olivine-pigeonite and carbonaceous chondrites). This refining of criteria further entailed a transfer of all chondrites containing iron-rich silicates (hypersthene) into the *L*-group, whereas the olivine-bronzite chondrites clustered in the *H*-group. It was remarkable, however, that the carbonaceous chondrites, left out of consideration by Urey and Craig, fell between the two fields, along a horizontal coordinate line which indicates a content of purely oxidized iron, whereas the enstatite chondrites of extreme metallic iron content formed, beyond a hiatus of some breadth, a band drawn out along the ordinate (Fig. 2.). Not only does this mean that a single set of criteria applied to the chemical constituents and to the total iron content produces a fairish number of distinct groups, but that the original diagram has itself undergone substantial changes. The two parallel lines came substantially closer to each other; between them, there cropped up the group, disregarded until then, of carbonaceous chondrites, which failed to conform to any one of the two Urey - Craig groups. Another group, that of amphoteritic chondrites, a peculiar sub-group of olivine-hypersthene chondrites, came to be distinguished shortly after. In the meanwhile, further analytical treatment of carbonaceous meteorites by Wik (1956) resulted in the distinction of three well-defined sub-groups within that category. However, these three sub-groups constituted categories which in the following could readily be fitted into the line of the chondrites.

All these elements gradually began to fall into a comprehensive genetic pattern, a first outline of which has been presented in 1959 to the Geochemical Conference in Budapest, in connexion with the investigation of the Kaba mete-

orite (S z t r ó k a y et al. 1961). At the time of publication of this latter paper and afterwards, the problem was attacked by numerous workers (B. M a s o n, A. E. R i n g w o o d, E. A n d e r s, H. C. U r e y, B. S. L e v i n, I. A.

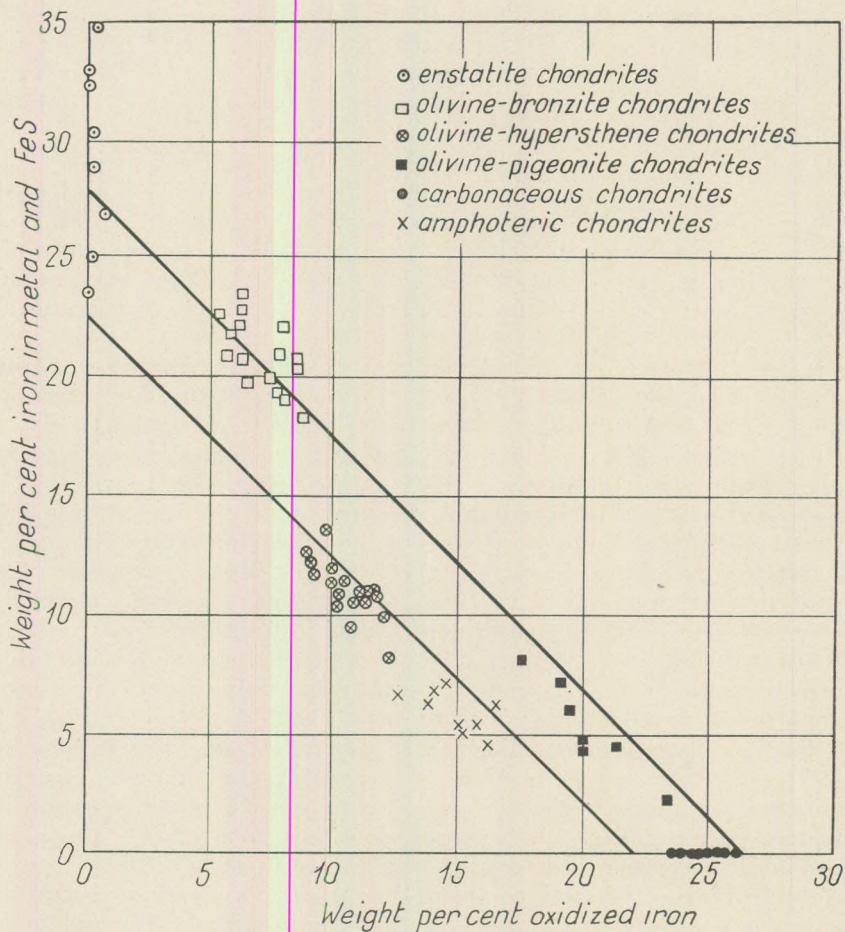


Fig. 2. Relationship between oxidized and reduced iron in chondrites (adapted from B. M a s o n, 1952).

W o o d, C. B. M o o r e) and its scope widened from a purely meteoritical to a cosmochemical one. It can confidently be stated that the majority of the papers on meteorites published in our days represent a common viewpoint on the fundamental concepts of meteorite genesis, if not on the details of its processes. These fundamental concepts are as follows.

a) Radioactive dating and cosmochemical investigations concur in proving that the solid meteoritic bodies come from the solar system and that their origin was also common with that of the solar system.

b) Astronomical analysis and orbital determinations based on the best visual observations tend to prove that meteorites move on short-period orbits and enter the vicinity of the Earth from the zone of the asteroids. This hypothesis was further confirmed by the first accurate orbital computation, performed on photographs of the Přebram fall (1959) by Czechoslovak workers (C e p l e c h a, 1961).

c) The asteroids revolve on intersecting orbits substantially perturbed by the planets. Friction and collisions cause them to break up, resulting in brecciated textures and angular forms. The regular, sudden changes in the luminosity of the asteroids, observed by means of satellites and lately also of earth-based telescopes, implies unequivocally the irregular angular shape of these celestial bodies. The statistic process of collision and expulsion from the original orbit results in occasional deviations towards and impacts upon Earth and Mars.

d) As regards mineralogical and chemical features, the principal components (SiO_2 , MgO , FeO and Fe) reveal a considerable variability, most of which is, however, only apparent and is due to variations in the state of oxidation of iron. Thus the FeO content ranges from little more than zero (e.g. S. Sauveur, 0.21 percent) to almost 26 per cent (25.60, Mokoia); at the same time, the content of metallic Fe decreases from 25.73 per cent (S. Sauveur) to 0.00 per cent (Mokoia). A further fact to be considered, established some time ago by P r i o r, is that the Ni content of the metallic phase varies inversely as the percentage of the metallic phase within the meteorite: the less the nickel-iron constituent, the higher is its Ni content. A corollary of this feature is that the richer in Ni the metallic phase of a chondrite, the more iron oxide there is in the Mg silicates. All this means, however, only differences in the distribution among the various phases of the same elements, whose overall abundance is almost the same in all chondrites.

e) As we have seen above, the mineralogical constitution of the chondrites is, with the exception of the carbonaceous ones, fairly uniform. The main constituents are olivine and pyroxene, adding up to a total of 60 to 80 weight per cent. The amount of FeNi may reach 27 per cent; troilite amounts to 6 per cent on the average, plagioclase (or glass of plagioclastic composition: maskelynite) to about 8 to 10 percent. Chromite and an accessory phosphate (apatite or merilite) may further be mentioned. An important observation is that the relative composition of the two main constituents is almost invariable: olivine contains slightly more Fe than associated pyroxene. This tallies well with the equilibrium conditions of the FeO-MgO-SiO_2 ternary system. In short, the chemical and mineralogical constitution of the individual chondrite groups fits into a remarkably coherent series, which proves that the meteorites did not come to exist as the products of a series of random, uncoordinated events.

All in all, it is important to bear in mind that, firstly, in the olivine-bronzite and olivine-pyroxene chondrites the main constituents reflect something like a chemical equilibrium, and that, secondly, the Fe content of olivine as has been established by B. M a s o n is nearly constant. It seems to us that Prior's rule should essentially be identified with this relationship (or with its average over the entire chondrite field).

The properties of meteorites have lately been studied in detail by Wood (1963) another comprehensive critical study of the topic was published by Anders (1964); These papers put forward the common view that the chondrite texture must have undergone several phases of thermal metamorphism, reflected by differences in crystallinity, so much so that in profoundly metamorphized chondrites there remains hardly any difference between the matrix and the crystalline chondrules. The chemical-mineralogical uniformity attains in some instances such a degree that the resulting chondrites are comparable with Earth rocks, particularly if the sum total of non-volatile elements is considered, i.e. if the analysis is recalculated for atom percentages on a H₂O-, C-, O- and S-free basis.

The proportions of the elements as established by reliable analyses, including also the trace elements and results determined by activation analysis, reveal the chondrites to have undergone a considerable amount of fractionation, involving the depletion of some elements and the enrichment of others. This is particularly obvious, as will be expounded below, in the case of the carbonaceous chondrites.

The problem thus carries us over into the chondrite group which has so far been dealt with only passim and which does not bear out the above general relationships.

Carbonaceous chondrites

There are, as has been mentioned above, three sub-groups of carbonaceous chondrites which differ particularly in their physical and mineralogical properties but also in their chemical composition, from the common chondrites. The composition of group I. reflects very closely the primordial state of condensed, solidified matter. Its elemental association is approximately the same as that of "cosmic matter". The loose aggregates, lacking any chondrules and significant crystallinity, may be regarded as an ancient (primitive) stage from which the terrestrial planets were presumably also evolved. Its density is the lowest of all (2.2), it consists largely of amorphous hydrosilicates with some magnetite. Its carbon content is 3.5 percent; moreover, it contains 20.1 percent chemically bound water, free sulfur and even sulfate compounds. The carbon is roentgenographically amorphous and the rest of the substances is not crystalline, either. The X-ray patterns of a typical specimen of this group (Orgueil, 1869, France) show the lines only of magnetite*. In spite of 22 percent of SiO₂, no silicate line whatsoever is visible on the diagram.

The carbonaceous chondrites of group II are somewhat denser than the former (2.5 to 2.9). They include serpentine and chlorite varieties as silicatic ingredients: indeed, X-ray analysis has revealed that in some of them (Boriskino, Alais, Mighei, Nogoya, Santa Cruz) a mineral of chloritic of serpentinitic structure is dominant. The mean carbon content is 2.46 percent, the water content 13.35 per cent.

*According to a verbal communication by J. Orceel minute crystals of magnetite have lately been demonstrated by electron microscopy in the Orgueil meteorite.

Group III (the so-called ornansite group) already contains a great deal of olivine and accessory pigeonite, as well as magnetite and a small amount of layered-latticed silicates. Occasionally there is some metallic iron and the texture is decidedly chondritic. The density is 3.4 to 3.5; the mean carbon content is 0.5 per cent.

Carbonaceous chondrites nowadays stand in the focus of interest. The idea that carbonaceous chondrites necessarily represent an earlier, initial state of the evolution of meteorites seems more and more convincing to most workers. These bodies represent a well-defined sequence of evolutionary stages. This means that the individual sub-groups as well as the group as a whole represent certain transitory events in the process of evolution. In a word, the sequence of carbonaceous chondrites is fundamentally a sequence of reduction beginning with group I. Recent evidence in favour of this hypothesis shall be presented below.

Plots of the weight percentages of the individual elements calculated from H. B. Wiik's data (1956) indicate gradual transitions. The first diagram shows the relative increase of iron content vs. the decrease of the oxygen content. (Fig. 3) The correlation is so uniform that the graph has a slope of almost exactly 45° . Fig. 4., showing the variation of carbon and hydrogen content, likewise exhibits a monotonous variation. The graphs tend toward zero. (Both elements are highly volatile.)

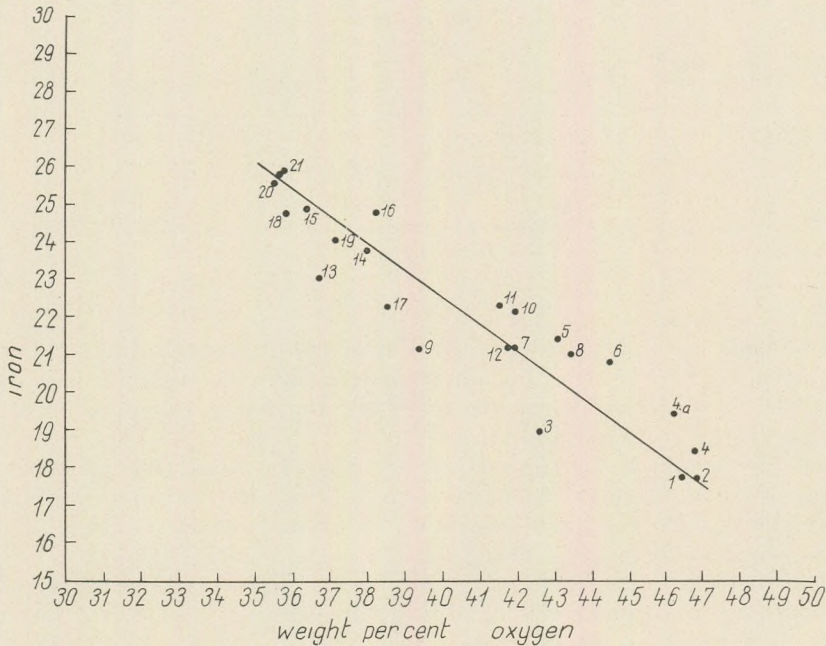


Fig. 3. Relationship between iron and oxygen content in carbonaceous chondrites. Chemical analyses expressed as elements, with oxygen added to make 100 per cent.

1. Alais; 2. Tonk; 3. Ivuna; 4. Orgueil I; 4/a. Orgueil II; 5. Nogoya; 6. Cold Bokeveld; 7. Mighei; 8. Nawapali; 9. Haripura; 10. Boriskino; 11. Erakot; 12. Murray; 13. Santa Cruz; 14. Al Rais; 15. Renazzo; 16. Grosnaya; 17. Kaba; 18. Vigarano; 19. Mokoia; 20. Lancé; 21. Felix; 22. Ornans.

The C vs. Fe plot is not less instructive. (Fig. 5.) The amount of carbon is seen to drop almost to zero at maximum iron content. The separation of Wiik's three types of carbonaceous chondrites is particularly apparent in this diagram.

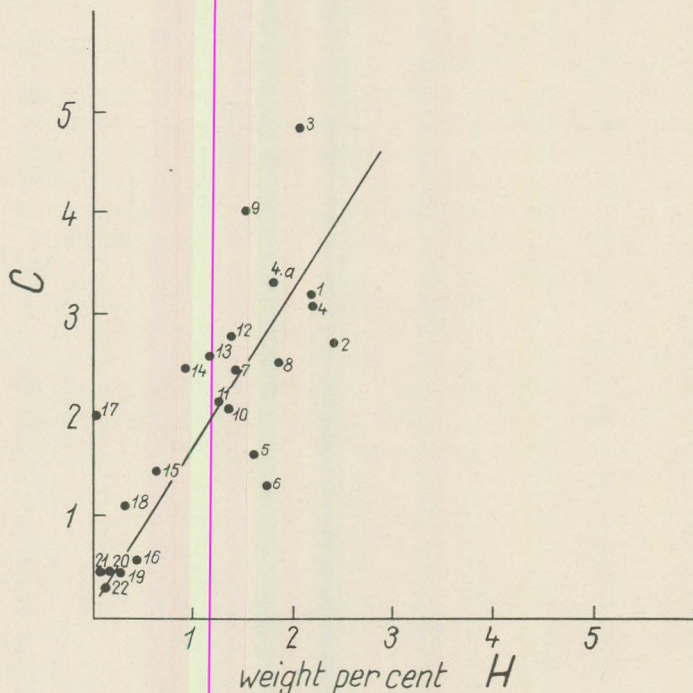


Fig. 4. Relationship between carbon and hydrogen content in carbonaceous chondrites (for key see Fig. 3.)

At the same time the uppermost group, that of the ornansites with 0.5 percent carbon, is seen to represent a gradual transition towards common chondrites. This suggests further that some traces of hydrocarbons or carbon must be present also in the common chondrites.

Above mentioned is confirmed also by the fact that the trace element association of carbonaceous chondrites agrees with the "cosmic" abundances of trace elements, whereas in the common, stony meteorites the trace element content is considerably less. Furthermore, the carbonaceous meteorites contain a great deal of primordial noble gases. Systematic investigations have proved the presence of primordial gases in almost all common chondrites, but their abundance was found to be much less than in the carbonaceous chondrites.

The problems of fractionation and of the depletion of certain elements has been treated in some detail by Anders (1964). On the basis of the data available this author compared the abundances of the "cosmic association" of elements with the abundances established for carbonaceous meteorites. Part

of the results are shown as Fig. 6. The diagram needs no particular explanation: the trends exhibit a pronounced parallelism.

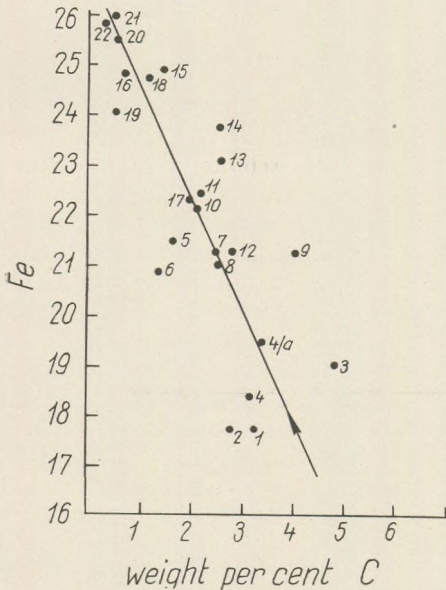


Fig. 5. Relationship between carbon and iron in carbonaceous chondrites (for key see Fig. 3).

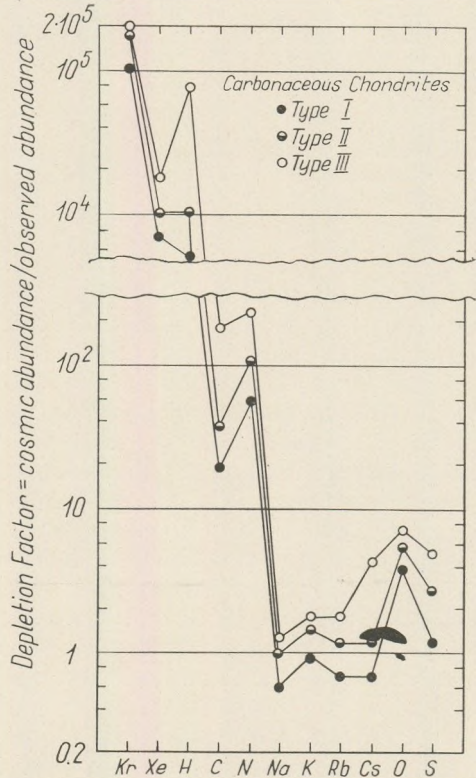


Fig. 6. Abundances for some depleted elements in carbonaceous chondrites (E. Anders).

The study of primordial gases is in a direct relationship with the determination of the age of meteorites and with the study of isotope anomalies. It is known that formerly an average age of $4 \cdot 10^9$ years has been computed from the helium content and the concentration of radiogenic elements in meteorites. The method has, however, yielded data of considerable scatter, probably owing to inconstant helium loss. Series examinations with other methods have yielded $4.5 \cdot 10^9$ years on an average. A few age determinations carried out lately on carbonaceous chondrites are listed in the following table.

Ages estimated from the cosmogenic ^{21}Ne content are listed beside the K/Ar ages. These show about the same trend as the K/Ar data, but of course they give the time since the meteorite orbits as a body (or fragment) of at most metre size. The $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ data scatter within the above-mentioned range, but do not exceed the $4.5 \cdot 10^9$ years obtained for common meteorites.

The good agreement of the data enumerated above carries, however, the germs of many a problem concerning the details. A confrontation of carbona-

Table

Carbonaceous meteorite	K/Ar age 10 ³ yrs	From ²¹ Ne content due to cosmic rays; 10 ⁶ yrs	Authors
Felix	4,5	56	Stauffer (1961)
Felix	4,1	48	Zähringer (1962)
Lancé	3,9	5	Stauffer (1961)
Mighei	4,3	—	Gerling & Rik (1956)
Mokoia	3,4	4	Stauffer (1961)
Murray	2,5	4	Stauffer (1961)

ceous chondrites with the common ones, which latter bear the traces of decidedly thermal changes of state, reveals the apparent contradiction that the carbonaceous chondrites contain compounds (hydrocarbons) which cannot possibly have withstood a heating above 300 to 350 degrees C. The problem of the *in situ* thermal alteration of the primordial mass is further complicated by the fact that the simple "cosmic" hydrocarbon (methane) has undergone a manifest polymerization, as the chondrites contain many terms of the paraffine-bitumen sequence. It is known that methane decomposes into carbon monoxide and hydrogen at 600 to 650 degrees C. Hence, the first accumulation must have passed through a stage where the small hydrocarbon molecule could lose a hydrogen atom and the radicals which thus gained a substantial chemical potential could unify into hydrocarbons having a higher number of carbon atoms. A further remarkable fact is that in the ornansites that still contain some hydrocarbons, there are chondrules of crystalline magnetite and associated Ni-magnetite (trevorite) (S z t r ó k a y, 1960); indeed, there are well-developed chondrules with crystalline olivine and sometimes pyroxene. On the other hand, some ornansites show traces of layered silicate lattices. (B e r n a l, 1961; K v a s h a, 1948, 1961).

An outline of evolution history

Instead of a further enumeration of problems concerning certain details and of apparent contradictions let us give a brief summary of our present knowledge of the origin and evolution of meteorites. So much is obvious by now that the size of meteoritic bodies within the solar system could not possibly have exceeded the size of the asteroids. Even if this precludes any differentiation by gravity, certain thermal processes could result in a thermal or physical "zonation". According to some workers, the internal heating of the asteroids must have been due to radioactive decay of short half-life (²⁶Al, ⁶⁰Fe). Such a mechanism could bring about temperatures above 1000 degrees C. in the planetoid-like body: however, these temperatures prevailed *only in the central part*, whereas the outer surface stayed below freezing point. There was consequently a zone, perhaps as much as a kilometre deep, in which the temperature was of necessity between 0 and 100 degrees C. That is, below the permanently frozen layer of the surface there was a zone where water was liquid. The frozen outer

crust and the "internal atmosphere" (A n d e r s, 1964) developed beneath it played an important role in holding back the noble gases, in the formation of hydrosilicates and in their preservation and, in a general way, in the conservation of the primordial oxidized components and the hydrocarbons, whose polymerisation could not take place anywhere else than in this zone. The hotter zones further inwards gave occasion to the in situ formation of chlorites and serpentines. M a s o n has proved experimentally (1960) that at a temperature of about 600 degrees C., dehydration and partial reduction produces olivine and pyroxene and minute grains of metallic iron out of chlorite and serpentine. Hence, an amorphous silicate of serpentine-like composition can be envisaged as the mother substance of the controversial process of chondrule formation. According to B e n n i n g t o n (1956) it can be proved thermochemically that olivine and pyroxene can form at relatively low temperatures out of the substance of carbonaceous chondrites, as olivine and serpentine attain the state of mutual thermal equilibrium at temperatures as low as 200 degrees C. Hence, in the environment visualized above, the dehydration of serpentine, the continuous formation of chondrules in the solid-phase substance and the reduction of iron is a self-explanatory process. The above image owes much to L e v i n (1965), who added diffusion in the solid and semi-solid state to the processes of evolution taking place in the celestial body of asteroid size. It was expounded by this author that the diffusion coefficient is a highly temperature-dependent parameter: under the same span of time, it produces a much more intense exchange of particles at higher temperatures than in the cold state. Provided that diffusion operates in a mass whose central part has had a temperature of 800 to 1000 degrees C. for at least a few hundred million years, the above mechanism yields all by itself the explanation of the formation of pallasites and also of a homogeneous iron agglomeration. It was seen above that even in the ornansite-type carbonaceous chondrites there are minute droplets of metallic iron and that part of nickel is present in an oxide bond (trevorite). In small grains, surface tension made the initial metallic products of reduction assume sponge-like shapes. Later on, in part of the meteoritic body where temperature reached 800 to 1000 degrees C., the Ni-Fe agglomeration gradually increased in bulk and grew into such an "inclusion" as is represented by the iron meteorites fallen upon the Earth. If the diffusion coefficient is assumed to be of the order of 10^9 to 10^{10} $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$, the time (about 10^9 years) elapsed since the origin of the celestial body was sufficient to permit the formation of quite large metallic domains, and even the conditions of formation of the macrocrystals of γ modification (octahedrites) were given. Fragmentation due to collisions led to a separation of the iron and stony iron "inclusions" from the stony matter: owing to differences in density and elastic properties, the stony fraction was liberated from the Fe-Ni fraction. This line of thought entails the view that stony iron meteorites are representative of such stages of the process of evolution outlined above in which the separation of the silicates from the metallic phase did not reach maturity.

Finally, returning once more to the properties of the stony group, let us mention a circumstance which merits further analysis. It seems rather peculiar that the most oxidized carbonaceous chondrites and the most reduced enstatite chondrites (which contain the highest percentage of metallic iron) (Fig. 2),

i. e. the meteorites at the two ends of the line of evolution, should contain one and the same "cosmic" association of trace elements, among others substantial amounts of primordial inert gases. Enstatite chondrites are very rare; no more than 10 or 12 falls are known so far, and their mineralogical composition is somewhat out of the ordinary. Iron is almost entirely metallic or sulfidic, implying a very high-degree reduction. Total iron content exceeds 35 percent and there frequently is a carbon content of about 0.5 percent. The silicate phase consists almost entirely of enstatite; olivine is totally absent; there is some quartz, tridymite, cristobalite, as well as oldhamite, alabandine and daubréelite as accessories. Pronounced chemical similarity to the carbonaceous chondrites suggests this rare group of chondrites to have formed by very sudden and energetic reduction. This hypothesis is borne out by the fact that the chondrules are in most cases rather underdeveloped and that the matrix is impregnated with metallic and sulfidic constituents. If one wishes to stay within the framework of the above-outlined hypothesis of evolution, the formation of this peculiar group must necessarily be interpreted by assuming that some of the meteorites of chondritic state evolved along a sideline. The presentation in atomic percentages of the chemical composition, particularly as shown by the latest analyses, results in the diagram of Fig. 7. This image, which differs from the Urey - Craig synthesis and also from the more recent ones, proves be-

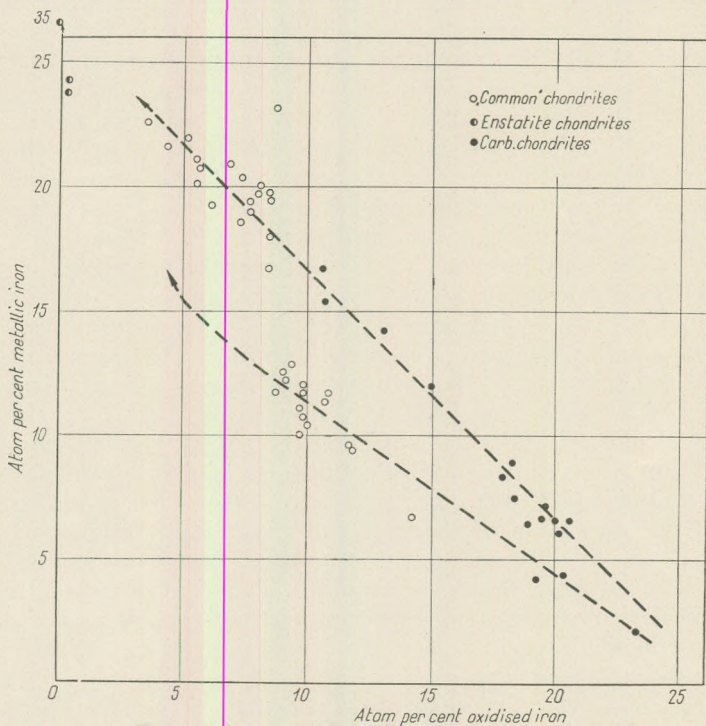


Fig. 7. Relationship between metallic and oxidized iron in 54 mainly new analyses re-calculated in atom percentages on volatile-free basis.

sides the continuity of the "main line" also a common point of origin, an evolution from a common aggregate of matter. In other words, two lines of evolution are traced: the one joins the olivine-pyroxene and olivine-bronzite chondrites, whereas the other, also issuing from the carbonaceous chondrites, passes across the lower amphoteric and olivine-hypersthene chondrites through a gap of some width towards the enstatite chondrites.

All this does not, of course, change the ideas presented above concerning the evolution of meteorites; it only enhances that even if we agree upon an origin within the solar system, and out of a common primordial mass, we must reckon with processes of unlike intensity. These differences in the intensity of the processes follow quite naturally from differences in size and consequent differences in temperature and "internal atmosphere". Internal diffusion, the conservation of volatiles and the intensity of reduction are all size-dependent processes.

In other words, fractionation in the solid state is, over the time and temperature range involved, a highly versatile process which, although evolving into essentially the same direction, may result in more or less important differences in the end products. This effect is further enhanced by the enormous time span of its duration, commensurable with the time elapsed since the origin of the solar system.

REFERENCES

- Anders, E. (1964): Origin, age and composition of meteorites. *Space Sc. Rev.* 3, 583.
- Bennington, K. O. (1956): Role of shearing and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions. *Journ. of Geol.* 64, 558.
- Bernal, J. D. (1961): The problem of the carbonaceous meteorites. *The Times Sc. Rev.* 3, 3.
- Cepelcha, Z. (1961): Multiple fall of Příbram meteorites photographed. *Bull. Astron. Inst. Czechosl.*, 12, 21.
- Du Fresne, E. R. and Anders, E. (1962): On the retention of primordial noble gases in the Pesyanoe meteorite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, 251.
- Du Fresne, E. R. and Anders, E. (1962 a): On the chemical evolution of the carbonaceous chondrite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, 1085.
- Л. Г. Кваша, (1961) Некоторые новые данные о строении хондритов. *Метеоритика*, 20, 124.
- Levin, B. J. (1958): Über den Ursprung der Meteoriten. *Chem. d. Erde*, 19, 286.
- Levin, B. J. (1965): Origin of meteorites. *Planet Space Sc.* 13, 243.
- Lovering, I. F. (1958): A typical parent meteorite body. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 14, 174.
- Lovering, J. F. (1962): The evolution of the meteorites — evidence for the co-existence of chondritic, achondritic body. *Researches on Meteorites*, Ed. C. B. Moore, Wiley, New York, 179.
- Mason, B. (1960): The origin of meteorites. *Journ. Geophys. Research*, 65, 2965.
- Mason, B. (1962): *Meteorites*. Wiley, New York.
- Mason, B. (1962): *Minerals of Meteorites*. *Researches on Meteorites*, Edit. C. B. Moore, Wiley, New York, 145.
- Mason, B. (1963): The carbonaceous chondrites. *Space Sc. Rev.*, 1, 621.
- Mason, B. (1963 a): Olivine composition in chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 27, 1011.
- Mason, B. (1966): The enstatite chondrites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 23.
- Moore, C. B. : *The petrochemistry of the achondrites*. *Researches on Meteorites*, Edit. C. B. Moore, Wiley, New York, 165.
- Ramdohr, P. (1963): The opapue minerals in stony meteorites. *Journ. Geophys. Res.* 68, 2011.

- Ringwood, A. E. (1959): On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 15, 257.
- Ringwood, A. E. (1961): Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 24, 159.
- Ringwood, A. E. (1962): Present status of the chondritic earth model. *Researches on Meteorites*. Edit. C. B. Moore, Wiley, New York.
- Ringwood, A. E. (1966): Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 30, 41.
- Sztrókay, K. I. - Földvári Vogl, M. and Varsányi, G. (1959): Mineralogical and chemical composition of the carbonaceous meteorite from Kaba, Hungary. (Preliminary abstract) *Geochem. Conference of the Hungarian Acad. of Sc.*, 1, 36.
- Sztrókay, K. I. (1960): Über einige Meteoritenminerale des kohlenwasserstoffhaltigen Chondrites von Kaba, Ungarn. *N. Jahrbuch Abhandl.*, 94, (Festschrift Ramdohr), 1284.
- Sztrókay, K. I. - Tolnay, V. - Földvári Vogl, M. (1961): Mineralogical and chemical properties of the carbonaceous meteorite from Kaba, Hungary. *Acta Geologica Hung.*, 7, 57.
- Urey, H. B. - Craig, H. (1953): The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 36.
- Wiik, H. B. (1956): The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 9, 279.
- Wiik, H. B. (1966): On the genetic relationship between meteorites. *Center for Meteorite Studies, Arizona State Univ.*
- Wood, J. A. (1963): Physics and chemistry of meteorites. *The Solar System*, Edit. Middlehurst and Kuiper, Vol. IV, 337.

Fe-Ti OXIDE MINERALS IN TRANSDANUBIAN (WESTERN HUNGARY) BASALTS

I. VÖRÖS

(Mineralogical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 15. X. 1966)

SUMMARY

In samples taken from Transdanubian basalt profiles, the following Fe-Ti oxide minerals have been identified: ulvöspinel, magnetite, titanomagnetite, titanomaghemite, hematite and iron hydroxide varieties. New in Hungarian magmatites are ulvöspinel and titanomaghemite. Analysis of the pressure and temperature relations of lava flows has revealed some relationships between quantity, quality and size of the crystalline phases. Results are compared with similar investigations of the author on a lava flow in the South Caucasus (Georgia, Soviet Union) and with internationally published results.

Hungarian literature did not discuss so far in any detail the iron-titanium oxide minerals of the Transdanubian basaltic rocks. Observations were limited to recording of the phenomena visible in thin sections. Some authors described magnetite, ilmenite and iron hydroxide types, without observing their solid solutions in each other, which, as a matter of course, requires the application of ore microscopy.

As in other mineralogical problems concerning Transdanubian basalts, it was Hermann (1875–78) who first revealed a remarkably sharp insight into the problems of the opaque minerals. He described the magnetite as chiefly octahedral, rarely xenomorphic. He stated ilmenite to be a rather scarce mineral occurring as thin lamellae. He noted that “surely magnetite too, as is normal in basaltic rocks, has a large Ti content” (!), although the presence of titanomagnetite (or of the dissolution of titanium minerals in magnetite) was proved only much later by ore microscopical investigations. According to Mauritz and Harwood (1937) the smaller magnetite grains are mostly idiomorphic; growth forms – skeletons, indented bars, lattices – are common. These authors call the translucent variety of ilmenite of 12 to 20 microns in diameter and 1–2 microns in thickness a titanium-iron mica. From the matrix of the basalt, Jugovics (1955–56) described magnetite, ilmenite and ilmenite mica (probably the same as the titanium-iron mica observed by Mauritz and Harwood). He observed also microlites of ore minerals in the matrix,

which he considered as secondary. Vörös (1963), investigating the basalt area of the Kabhegy (Transdanubia, Hungary) described the oriented unmixing of an opaque material in olivine and suggests — on the basis of his studies on lapilli of pyroclastic basalts — that unmixing had chiefly taken place in the last phases of crystallization, after the lava-flows had risen to the surface.

In international literature, the investigation of the Fe-Ti-oxide minerals of basic magmatites (mostly of intrusives) looks back on a past of several decades. A complete presentation of this literature is therefore out of question; let us emphasize only those important and recent results, which facilitated the interpretation of the results. After Mogensén's (1946) and Ramdohr's fundamental publications, it was Vincent (1960) who first gave lattice constants measured on natural phases of ulvöspinel ($a_0 = 8,431 \text{ \AA}$); on the other hand the most recent among investigation on synthetic ulvöspinel is that of Forster and Hall (1965): according to these authors "a" ranges from $8,521 \text{ \AA}$ to $8,538 \text{ \AA}$; Ti^{4+} is in eightfold coordination; the degree of inversion of the spinel structure is 0,92. According to several authors, the Curie point of pure ulvöspinel is at -150° centigrade (!); hence, ulvöspinel unmixed in magnetite under normal pt conditions will, as it were, magnetically dilute the magnetite. Of the minerals of the Fe-Ti oxide triangle, magnetite is most abundant; its study is most important also in research into paleomagnetism. According to the published results it always contains a little Ti, and unmixing products are common in it (ilmenite and/or ulvöspinel); according to several authors (Vincent et al. 1957), if both are present it is the ilmenite that unmixes first. Already Newhouse (1936), later Ade-Hall and Wilson (1963) observed that the morphology of magnetite in the Scottish basalts suggests a crystallization subsequent to that of the plagioclases. In the abundant literature on titanomagnetite some authors do not restrict this term unequivocally to optically and roentgenographically homogeneous titanium-bearing magnetite but extend it to any chemical compound situated on the $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeTiO}_3$ line (or near to it) in the Fe-Ti-oxide triangle. The danger of this is that magnetite with ulvöspinel and ilmenite in solid solutions is — because of its chemical composition — also qualified as titanomagnetite. Titanomagnetite literature includes profound investigations by Vincent et al. (1954, 1957), the Japanese authors Katsura, Kushiro, Akimoto et al. (1960, 1961, 1962) and Wright (1959), Basta (1959), Buddington et al. (1955, 1963), Meitzner (1963) and many others. In intrusive rocks the independent ilmenite phase is common, which is easily investigated because of its grain size. One often observes ilmenite dissolved in magnetite (titanomagnetite), too. Several authors, e.g. Katsura et al. (1962) have detected the ilmenite-hematite unmixing in Hawaiian soils. Separate mention is due to Buddington's and his co-authors' terminological achievements: they cleared the jungle of terms in several publications, their most important merit being the emphasizing of the rarity of pure phases in the iron-titanium-oxide triangle, and of the abundance of transitional types. The name titanomaghemite is due to Basta (1959), who measured an a of $8,342 \text{ \AA}$. According to Akimoto and Kushiro (1960), and later to Katsura and Kushiro (1961), this mineral is fairly common, in vol-

canic rocks: it can readily be demonstrated particularly by correct ore-microscopical and chemical procedures. They found this mineral to have in most cases an irregular shape, either on the rim of titanomagnetite or along its fissures. As to the origin of titanomaghemite, opinions are different: Basta did not discuss the primary or secondary character of the processes of oxidation to which titanomaghemite is due; Akimoto and Kushiro mentioned decomposition, or weathering, but they not enter upon the particulars of this subject. Katsura and Kushiro made a step forward: according to their findings, titanomaghemite can develop under the influence of hydrothermal solutions, or of vapors (as witness the titanomaghemite in rocks decomposed in such a way), but the fact that its quantity increases towards the surface of the lava flow suggests an origin by weathering (secondary formation). Katsura et al. (1962) put forward arguments in favour of primary origin. Much fewer papers deal with the role of hematite; only Basta and Katsura et al. investigated it in connection with the titanomagnetite problem. The latter have proved by X-ray methods the presence of a trigonal ilmenite-hematite phase in the samples. Publications on pseudobrookite playing a role in the iron-titanium-oxide triangle are few and far between. One reason for this may be the absence of pseudobrookite in the investigated intrusive rocks, another one may be the instability of the pseudobrookite lattice: this Fe-Ti phase of maximum oxidation is rare even in effusive rocks. In 1957 Akimoto and his co-workers observed a pseudobrookite-like substance on examining a synthetic material between $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2\text{O}_5$ and $\text{Fe}_2^{3+}\text{TiO}_5$ in composition; in 1959, Wright, applying heating methods, proved the presence of pseudobrookite in samples of the Skaergaard intrusion. Among the recent publications, Frenzel's paper (1954-55) is remarkable, which discusses the pseudobrookite problem in its relation to the more important Fe-Ti minerals. The pre-cited literature does not examine the role of iron hydroxides; their presence is attributed to secondary processes due to supergene effects.

As it is evident from the above citations, international literature discusses in great detail the iron-titanium oxide minerals. Every author takes pains to explain genetically the development or evolution of the examined phase. Still, it is remarkable that the papers — aside from some praiseworthy exceptions — are characterized by an effort towards the most perfect description, while genetics plays a more subordinate role, being limited at best to the examined phase, or the association of a few phases. A striking example is the excellent paper on titanomaghemite in basaltogenic soils by Katsura et al. (1962) which includes no examination in detail of the original basaltic rock. Another case in point is one recent French publication (Colin-Poyet 1965) which, using the microsonde methode, makes no attempt at all at the investigation and interpretation of the geological profile. On the other hand, Vincent and his co-workers investigating the Skaergaard intrusion performed an exemplary set of observations and reached geological conclusions by studying their object in geological space rather than on a few rock samples taken at random.

Methods of investigation

Investigations into the iron-titanium oxide minerals of basaltic rocks have included ore microscopy, X-ray analysis, chemical and magnetic methods.

Ore-microscopy: Traditional methods have been used; the polished sections have been examined also after etching (with cc HF) to assure the good observation of structural relations and intergrowth of magnetite and to enable a certain distinction between titanomagnetite and titanomaghemite.

X-ray methods: diffractograms made on some original basalt samples have reliably identified magnetite only, which is the most common opaque mineral. To improve the situation, the author has hand-picked samples under the stereo-microscope; Debye-Scherrer analysis has then been performed on two samples. Even so one sample has been found to be insufficient: only the magnetite could be reliably identified.

Chemical analyses: similarly to the X-ray methods, analyses performed on the original basalt-samples were irrelevant as to the characteristics of the Fe-Ti-oxide minerals. In the future it will be desirable to use microanalytical methods for which the samples prepared for X-ray investigations are sufficient.

Magnetic methods: to prepare the samples for X-ray and chemical analysis, magnetic separation has been used after pulverizing and settling, but manual separation, mentioned above, has proved more successful. In the course of the paleomagnetic study of Transdanubian basaltic rocks Márton (1963) examined in detail the magnetic features of these rocks by different magnetic methods.

Results of the investigations

In the Transdanubian basaltic rocks the following iron-titanium oxide minerals have so far been identified: ulvöspinel, magnetite, titanomagnetite, ilmenite, titanomaghemite, hematite, pseudobrookite, and iron-hydroxide varieties.

Ulvöspinel: Of micron size, it was very difficult to identify ore-microscopically. Nor was it observed as yet as an individual mineral, only as an intergrowth in magnetite, which often included ilmenite too (Plate I, fig. 1-2). Consequently, the author had to lean heavily on bibliographic data. Ulvöspinel seems to be parallel to the octahedral faces of magnetite. In many cases, it is only the presence of these intergrowths that reveals the polycrystalline character of magnetite. Etching shows up on the homogeneous magnetite surface two kinds of field: one bears segregations of ulvöspinel, the other is truly homogeneous. This suggests the continued oriented growth of magnetite at lower temperatures. Ulvöspinel occurs — in keeping with its composition — in the most reductive environment, where the more oxidized types of the iron-titanium-oxide triangle are absent. In the geological profile ulvöspinel occurs in the middle of the lava-flow, or somewhat below. In some samples (Tótihegy) certain grains of typically titanomaghemitic titanomagnetite are seen to include segregations of ulvöspinel.

Magnetite is the most common opaque mineral of Transdanubian basalts. In some samples it is fairly idiomorphic; in other cases the xenomorphic type, which at first sight seems to be corroded, is frequent. However, this is not the result of a secondary process, but depends on the timing of magnetite crystallization: it is obvious in many cases that this magnetite type fills the interstices between the minerals formed earlier (olivine, pyroxene, feldspars). The triangular or square shapes of idiomorphic grains and their skeletal intergrowths and growth forms in some basalts set the crystallization of magnetite at the beginning of the crystallization of the lava-flow on the surface: it cannot originate from the magma, because these thin plates could not resist friction still strong in the molten lava; skeletal growth indicates superficial crystallization, a relatively quick cooling of the lava-flows (this is why this type of magnetite is common in the vitreous — i.e. quickly cooled — basalts). Magnetite is often platy, which may also be due to the limited space for crystallization: magnetite developing in the last phase of feldspar crystallization finds place between the feldspar laths only: in there it can still be idiomorphic, however. On the basis of ilmenite segregations the magnetite platelets are parallel to (111).

Titanomagnetite: ore-microscopically determined titanomagnetite which term shall refer in the following to chemically, roentgenographically homogeneous titaniferous magnetite) is common enough in the Transdanubian basalts. In the geological profile of the lava-flow, it occurs higher up than magnetite, chiefly in the upper third of the lava-flow, or indeed at its surface. As opposed to magnetite, it cannot be demonstrated in all Transdanubian basalts. Its size and shapes are similar to those of magnetite. Titanomagnetite but rarely includes segregations of ulvöspinel; on the other hand, segregated ilmenite is not abundant, but common enough in it. In the upper parts of the lava-flows, the rim of titanomagnetite is altered more or less deep into titanomaghemite, the smaller grains even completely so.

Ilmenite: common in every Transdanubian basalts, it is identified ore-microscopically more as a segregation in magnetite, titanomagnetite and hematite than a separate mineral (Table I, fig. 1 — 2 — 3 — 4). Skeletal idiomorphic ilmenite occurs chiefly in the upper level of the lava-flow. Segregation may be oriented, mostly parallel to the octahedral plates of magnetite; in this way beautiful triangular forms come to exist. The segregated grains are sometimes very dense, in which case the quantity of ilmenite approaches or exceeds that of magnetite. The reflexion intensity of densely segregated ilmenite is in some cases higher than average; also its reflexion is lighter, whitish, sometimes slightly bluish-white: it is thus likely, that during the segregation of abundant ilmenite, some trivalent iron enters into the ilmenite (ferri-ilmenite). In other cases, ilmenite segregates in the form of parallel laths, or wider bands, apparently parallel to the (100) directions of magnetite. Finally, segregation can develop in irregular spots in the magnetite, or on its rim: in this latter case, magnetite-ilmenite-intergrowths or continued growth is also possible. The reflexion of parallel-oriented or irregularly segregated ilmenite is a dull white, as is that of the types of segregation parallel to (111). Its anisotropy, readily observable in the thicker slabs or in the larger spots is bright, the colour-effect is a deep brown. This shows that between these types of segregation the difference is in composition as well as in orientation. Ilmenite is an ore microscopically

pically obvious segregated phase also in hematite: segregation occurs in all three types mentioned above, but the reflexion invariably suggests ferri-ilmenite. Thin sections show in many cases transparent or semi-transparent membrane-like form of ilmenite of micron size, described already by Hofmann (1875-78), Mauritz-Harwood (1937) and Jugovics (1955-56). The more exact determination of these is beyond the scope of the present work.

Titanomaghemite: occurs in the upper parts of some lava-flows or cones, always together with titanomagnetite: the rims or fissures of the larger titanomagnetite grains are altered into titanomaghemite with sharp, but not straight limits: the boundary is labyrinthine (Plate II, fig. 1). In the smaller titanomagnetite grains only the core is fresh, or even that is altered into titanomaghemite. Even without etching titanomaghemite is easily demonstrated, but it is much more evident on etching with cc HF. Up till now the author could not identify any segregations in it.

Hematite is common in the upper, or superficial part of the lava-flows, mostly as thin, semi-transparent plates. Its size is considerably smaller than that of the opaque minerals in the deeper parts of the lava-flows. Ilmenite (ferri-ilmenite) segregations are frequent in it (Plate I. fig. 4).

Pseudobrookite: up till now pseudobrookite has not been demonstrated by ore-microscopic methods; its presence is suggested only by the X-ray diffractogram of a sample from Mt. Gulács.

Iron-hydroxide varieties are common in the highest levels of lava-flows, often around the hematite grains. The determination of these has not been envisaged in the present paper. The material is apparently chiefly goethite.

Genetic evaluation

Author's observations concerning the dimensional, abundance and quality distribution of iron-titanium oxide minerals in the Transdanubian basaltic rocks and in dolerites from Georgia (Dmanisi, South Caucasus, Soviet Union, examining for the sake of a genetic comparison) have led to the following results (Table 1):

1. *The abundance distribution* of Fe-Ti-oxides shows some differentiation: the opaque minerals of greater specific gravity are condensed at the lower levels of the ancient lava-flows. A good example for this is the uppermost lava-flow of the Kabhegy. However, considering its dimensions, this enrichment probably is the result of a small-scale differentiation of 1 or 2 m depth. In the thicker lava sheets (Uzabánya) and in the basalt cones it is already more difficult to prove any regularity, because repeated fluctuations presumably disturbed more often the uniformity of distribution until the lava solidified; this effect was evidently much weaker in the investigated lava-flow of the Kabhegy. According to the author's observations, the superficial crystallization of most of the opaque material, as well as the prolongation of its crystallization up to the last phases of solidification of the lava-flow does not leave any possibility for differentiation by gravity of the opaque grains developing in this phase.

A		B		C	
1.	2.	1.	2.	1.	2.
3,8 — 5,0 m	} not measurable				
5,0 — 6,0 m					
6,0 — 7,2 m	} owing to small size				
7,2 — 9,6 m					
9,6 — 12,4 m	34	3,2%	60	3,0%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
12,4 — 14,6 m	50	1,6%	60	3,6%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
14,6 — 16,0 m	90	2,6%	50	2,4%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
16,0 — 17,5 m	40	2,3%	66	2,8%	titanomagnetite-titanomaghemite
17,5 — 19,0 m	65	3,7%	39	3,6%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel (abundant)
19,0 — 21,0 m	63	5,0%	75	3,6%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel (scarce)
			51	2,1%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
			57	3,5%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
			83	3,5%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel
			51	3,0%	magnetite-ilmenite-ulvöspinel

Table 1: Distribution of Fe-Ti-oxide minerals in geological profile of lava-flow (sheet) A: Kabhegy, upper lava-flow (drilling no. 5). B: Uzabánya, basalt-quarry. C: dolerite, Dmanisi, South-Caucasus, Georgia, SU. 1: weight percent, 2: mean diameter in micron, 3: quality distribution.

2. *The dimensional distribution* follows the isothermal isobaric surfaces of the ancient lava-flow (sheet, pipe): the size of Fe-Ti-oxide grains decreases towards the surface in many cases, e.g. in the well-preserved profile of the Kabhegy: at the top, the grains are so small as to escape measurement. Hence, dimensional distribution alone may indicate in a profile the ancient lava-surface, or, in the same manner, the levels of minimum temperature — or certain surfaces in the fluctuating lava of a thick sheet, or of a pipe. A good example is the occurrence of several grain size minima in the Uzsabánya profile.

3. *The quality distribution* of Fe-Ti-oxide minerals in the examined profiles shows the development of different crystalline phases from the melted lava in the same lava-flow (sheet, pipe) depending on redox and pt-relations: in the inner, deeper part of the lava-flow, where decrease of temperature was slowest, pressure of the lava was greatest and strong external oxidative effects were absent, there crystallized the least oxidized Fe-Ti-oxides: magnetite with segregations of ilmenite and ulvöspinel. Authorities disagree as to whether ilmenite or ulvöspinel crystallizes at a higher temperature; however, ulvöspinel is the more likely one. The segregation of ulvöspinel in basalt parallel to the octahedron of magnetite as compared to (100) in gabbro — can be the result of pt differences (similarly to the platy development of magnetite parallel to (111)). Author's investigations did not cover the question whether or not ilmenite can be a product of secondary oxidation of ulvöspinel (see Vincent et al. 1954). It is a more or less accepted fact that the composition of first-crystallized magnetite and ilmenite is far from ideal: magnetite contains more or less Ti, ilmenite can sometimes contain Fe^{3+} (ferri-ilmenite). Proceeding upward in the geological profile, the segregations of ulvöspinel disappear first, as the oxidative effect increases and the pt parameters decrease. After this the magnetite-ilmenite association is replaced rather abruptly by hematite containing segregated ilmenite. This sudden change indicates presumably a significant redox and pt boundary in the profile of the lava-flow; the interpretation of this phenomenon will require further detailed investigations on both ancient and recent lava-flows. Of the examined profiles, the Kabhegy is of this type as well as the Georgian dolerite profile, in which the individual phases are "telescoped" into each other owing to their thinness and to the fluctuation of the lava-flow. In other cases, as in the profiles of Mt. Gulács, Mt. Tóti and possibly Uzsabánya (the highest part of the basalt sheet was not examined in the present work), above the ulvöspinel-ilmenitic magnetite of the lower levels, titanomagnetite is observed in the upper, most oxidized level, where the decrease of temperature most rapid; the titanomagnetite may include segregated ilmenite; moreover the surface of grains may be more or less deeply altered into titanomaghemite. The presence of typically reductive ulvöspinel in some titanomagnetites contradicts this assumption: the elucidation of this problem will necessitate further research. The branching in two of the crystallization sequence after the magnetite-ilmenite phase of the lower and middle levels may be due either to differences in the Fe-Ti-ratio, and/or to differences in pt and redox relations and/or geochemical factors (e.g. chemical and mineralogical catalysts etc.). Already Vincent and Phillips (1954) pointed out, that different pt conditions tend to displace the equilibrium of the various $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{O}_2$ -systems.

Consequently according to the author's investigations, several facts prove that the Fe-Ti-oxide minerals of basaltic lava-flows crystallized partly or entirely after the uprising of the lava to the surface and crystallized as different mineral phases in different periods of solidification, depending on p and redox-relations. Previous investigations have proved (1963) that the more rapidly cooled pyroclastics, crystalline bombs or lapilli, contain little opaque material of microscopic size, but many microlites (at the limit of microscopic visibility). This is why these and the vitreous basaltic rocks are darker of colour than the other basaltic rock-types. The larger grains may originate from the magma; the microlites are already the results of the rapid cooling on the surface.

Comparing the author's results and genetic conclusions with the relevant international literature justifies the following statements:

1. It is necessary to continue the investigations on the Transdanubian basalts and to extend them to the basalts of North-Hungary as well as to the best-preserved Hungarian andesites. The small grain size of opaque minerals in the eruptives is a great handicap for X-ray and chemical studies; this is why data concerning this point are scarce in the entire literature. Also, it is necessary to develop investigations using micro- and semi-microanalytical methods.

2. It is needed to subordinate further investigations even more to the geological viewpoint. However perfect the interpretation of the presence or genesis of a phase in a rock-sample may be, as long as a full understanding of the interrelations and genetic implications of the various phases in the Fe-Ti system requires by all means a profound consideration of the geologic setting.

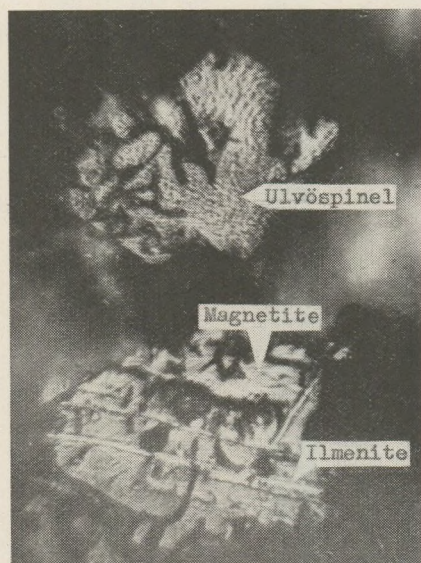
3. The employment of electron microscopy could further the investigations, as has been proved by a few successful experiments; however, the author has not had the occasion to pursue this subject any farther.

Acknowledgements

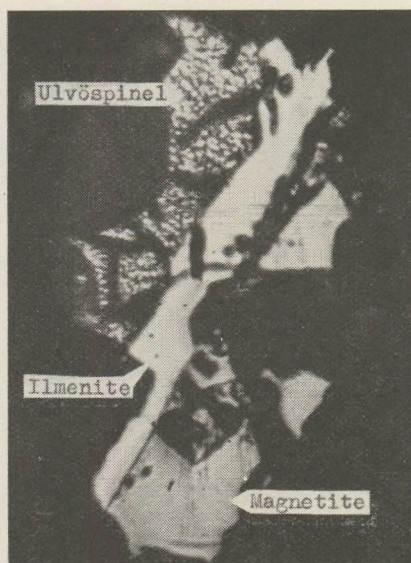
Thanks are due to Mrs. G. Györe for the excellent Debye-Scherrer diagrams made on so little sample material. Physicist Gy. Argay has prepared some experimental X-ray diffractograms of original basalts. The experimental chemical analyses have been performed by my chemist colleagues, L. Szeredai, E. Ulrich and Mrs. L. Nagy, laboratory assistant. The prepares are due to J. Baumann, F. Haszék and to Miss T. Ullmann (undergraduate). Discussions with my friend geophysicist Dr. P. Márton have helped much in the evaluation of the examinations. The samples from Uzsabánya, Zalahaláp, Mt. Gulács and Mt. Tóti were put at my disposal by my colleagues L. Bognár and Dr. P. Márton.

REFERENCES

- A de-Hall, J. - Wilson, R. L. (1963): Petrology and the natural remanence of the Mull lavas. - *Nature*, vol. 198. no. 4881.
- Akimoto, S. - Kushiro, I. (1960): Natural occurrence of titanomaghemite and its relevance to the unstable magnetization of rocks. - *Journ. Geomagn. Geoelectr.* vol. 11, no. 3.
- Akimoto, S. - Nagata, T. - Katsura, T. (1957): The $TiFe_2O_5$ - Ti_2FeO_5 solid solution series. - *Nature*, vol. 179. no. 4549.
- Basta, E. Z. (1959): Some mineralogical relationships in the system Fe_2O_3 - Fe_3O_4 and the composition of titanomaghemite. - *Econ. Geol.* vol. 54. no. 4.
- Buddington, A. F. - Fahey, J. - Vlisidis, A. (1955): Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. - *Amer. Journ. Sci.* vol. 253.
- Buddington, A. F. - Fahey, J. - Vlisidis, A. (1963): Degree of oxidation of Adirondaek iron oxide and iron-titanium oxide minerals in relation to petrogeny -. *Journ. of Petrology*, vol. 4. no. 1.
- Colin, F. - Poyet, P. (1965): Études de quelques basaltes de l'Aubrac à la microsonde de Castaing. - *Bull. Soc. Géol. de France*, (7), VII.
- Forster, R. H. - Hall, E. O. (1965): A neutron and X-ray diffraction study of ulvöspinel. - *Acta Cryst.* vol. 18. p. 5.
- Frenzel, G. (1954-55): Erzmikroskopische Beobachtungen an natürliche erhitzten, insbesondere pseudobrookitführenden Vulkaniten. - *Beitr. z. Mineral. und Petrogr.* Band 4.
- Hofmann, K. (1875-78): A déli-Bakony bazalt-kőzetei. (The basaltic rocks of the South-Bakony). - Budapest.
- Jugovics, L. (1955-56): Újabb vulkanológiai és kőzettani megfigyelések a Tátika-csoport bazalt-hegyein. (Newer volcanological and petrological observations on the basalt-mountains of Tátika-group). MÁFI Évi Jel.
- Katsura, T. - Kushiro, I. (1961): Titanomaghemite in igneous rocks. - *Am. Mineral.* vol. 46.
- Katsura, T. - Kushiro, I. - Akimoto, S. - Walker, J. L. - Sherman, G. D. (1962): Titanomagnetite and titanomaghemite in a Hawaiian soil. - *Journ. of Sedim. Petrol.* vol. 32. no. 2.
- Márton, P. - Szemerédy, P. - Vörös, I. (1963): Hazai paleomágneses vizsgálatok. (Hungarian paleomagnetic investigations). IX. International Symposium of the Society of Hungarian Geophysicists.
- Mauritz, B. - Harwood, H. F. (1937): A Tátika-csoport bazaltos kőzetei. - (The basaltic rocks of Tátika-group.) - *Mat. Term. Tud. Ért.* LV.
- Meitzner, W. (1954-55): Der Einfluss von Entmischung und Oxydation auf die magnetischen Eigenschaften der Titanomagnetite in Basalten bei 250° und 350° C. - *Beitr. z. Mineral. und Petrogr.* Band IV.
- Newhouse, W. H. (1936): Opaque oxides and sulphides in common igneous rocks. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 47. no. 1.
- Ramdohr, P. (1953): Ulvöspinel and its significance in titaniferous iron ores. - *Econ. Geol.* vol. 48.
- Vincent, E. A. (1960): Ulvöspinel in the Skaergaard intrusion, Greenland. - *Neues Jb. Miner. Abh.* vol. 94. (Festband Ramdohr).
- Vincent, E. A. - Phillips, R. (1954): Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. - *Geoc. Cosmoc. Acta*, vol. 6.
- Vincent, E. A. - Wright, J. B. - Chevallier, R. - Mathieu, S. (1957): Heating experiments on some natural titaniferous magnetites. - *Min. Mag.* vol. 31. no. 239.
- Vörös, I. (1963): Иддингзитизация в базалтах горы Каб. (Iddingsitization of basalt of Kabhegy.) - *Annales Univ. Sci. Budapest de Rol. Eötv. Nom. Sectio Geol.* Tom. VI.
- Wright, J. B. (1959): Some further heating experiments on natural titaniferous magnetites. - *Min. Mag.* vol. 32.



1.



2.



3.



4.

Plate I.

- Fig.1. Segregation of ulvöspinel and ilmenite in magnetite. Etching with ccHF. Size: 40 × 50 microns. Nicols//. — Mt. Gulács (sample G-16)
- Fig. 2. Segregation of ulvöspinel and ilmenite in magnetite. Etching with cc HF. Size: 30 × 60 microns. Nicols // — Uzsabánya (sample Uzsa-71).
- Fig. 3. Ilmenite segregation in magnetite, parallel to (100). Etching with cc HF. Size: 40 × 45 microns. Nicols // . — Mt. Gulács (sample G-16).
- Fig. 4. Hematite-(ferri-) ilmenite segregation. Size: 30 × 40 microns. Nicols // . — Kabhegy, upper lava-flow (drilling Öcs-5).



1.

Plate II.

Fig. 1. Titanomaghemite on titanomagnetite. Etching with cc HF. Size: 30×40 microns. Nicols //.

- Mt. Tóti (sample T-21).

GEOCHEMICAL REPRESENTATION OF PRINCIPAL AND ORBITAL QUANTUM NUMBER

by

I. VÖRÖS

(Mineralogical Institute of Loránd Eötvös University, Budapest)

(Received: 30. X. 1966)

SUMMARY

The periodic system of elements may be visualized as a cylinder cut open along the line of the alkalis and smoothed out in a plane. If in this table all the possible subshells of electrons are given sufficient space to begin with, then in the L and M shell the continuation of the alkalis (subshell p) is placed on the extreme right, subshell d which is filled in the shells further below is placed on centre-right and subshell f, preceding it in still further shells, on centre-left. The advantage of this new arrangement is that, similarly to the Werner arrangement, the chemically affine groups are almost undisturbed. From a geochemical point of view, the related elements are placed close together in well-defined domains and the lanthanids and actinids are fitted in where they belong, among the pegmatophile elements. The stepped arrangement, advantageous from the didactical viewpoint, emphasizes the importance of the new subshells entering and makes the periodic system easy to read and understand. A drawback of the proposed arrangement is its somewhat cumbersome width.

The most widespread form of the so-called long arrangement of Mendeleev's periodic table of elements is the one proposed by Werner. As is generally known, every line of that table corresponds to the filling up of a shell of electrons, to an increase by one of the principal quantum number. The role of the subshells, of the orbital angular momentum quantum number (to be called orbital quantum number hereunder) is not at all apparent in this arrangement. This was remedied to a considerable degree by Fersman and then by Z. Szabó and his co-workers who exchanged the right and left sides of the well-known form of the long periodic table. This makes the filling up of the subshells easy to follow, but the beginnings of the individual rows do not coincide any more with the changes of the principal quantum number, i. e. with the beginning of the filling up of new shells.

The joint representation of the roles of the principal and orbital quantum number in the building up of the periods is most striking if the long periodic table is arranged as shown in the table below. (Fig. 1.) The periodic system,

1 K ¹	2 H	3 He	4 Li	5 Be	6 B	7 C	8 N	9 O	10 F	11 Ne
L ²	12 La	13 Ce	14 Pr	15 Nd	16 Pm	17 Sm	18 Eu	19 Gd	20 Tb	21 Dy
M ³	22 Na	23 Mg	24 Al	25 Si	26 P	27 S	28 Cl	29 Ar	30 K	31 Ca
N ⁴	32 K	33 Ca	34 Sc	35 Ti	36 V	37 Cr	38 Mn	39 Fe	40 Co	41 Ni
O ⁵	39 Rb	40 Sr	41 Y	42 Zr	43 Nb	44 Mo	45 Tc	46 Ru	47 Rh	48 Pd
P ⁶	49 Cs	50 Ba	51 La	52 Ce	53 Pr	54 Nd	55 Pm	56 Sm	57 Eu	58 Gd
Q ⁷	59 Fr	60 Ra	61 Ac	62 Th	63 Pa	64 U	65 Np	66 Pu	67 Am	68 Cm
	69 Lu	70 Hf	71 Ta	72 W	73 Re	74 Os	75 Ir	76 Pt	77 Au	78 Hg
	79 Yb	80 Er	81 Tm	82 Yb	83 Lu	84 Hf	85 Ta	86 W	87 Re	88 Os
	89 Tm	90 Er	91 Tm	92 Yb	93 Lu	94 Hf	95 Ta	96 W	97 Re	98 Os
	99 Fm	100 Md	101 No	102 Lw	103 Lw	104 Lw	105 Lw	106 Lw	107 Lw	108 Lw
	109 Lw	110 Lw	111 Lw	112 Lw	113 Lw	114 Lw	115 Lw	116 Lw	117 Lw	118 Lw
	119 Lw	120 Lw	121 Lw	122 Lw	123 Lw	124 Lw	125 Lw	126 Lw	127 Lw	128 Lw
	129 Lw	130 Lw	131 Lw	132 Lw	133 Lw	134 Lw	135 Lw	136 Lw	137 Lw	138 Lw
	139 Lw	140 Lw	141 Lw	142 Lw	143 Lw	144 Lw	145 Lw	146 Lw	147 Lw	148 Lw
	149 Lw	150 Lw	151 Lw	152 Lw	153 Lw	154 Lw	155 Lw	156 Lw	157 Lw	158 Lw
	159 Lw	160 Lw	161 Lw	162 Lw	163 Lw	164 Lw	165 Lw	166 Lw	167 Lw	168 Lw
	169 Lw	170 Lw	171 Lw	172 Lw	173 Lw	174 Lw	175 Lw	176 Lw	177 Lw	178 Lw
	179 Lw	180 Lw	181 Lw	182 Lw	183 Lw	184 Lw	185 Lw	186 Lw	187 Lw	188 Lw
	189 Lw	190 Lw	191 Lw	192 Lw	193 Lw	194 Lw	195 Lw	196 Lw	197 Lw	198 Lw
	199 Lw	200 Lw	201 Lw	202 Lw	203 Lw	204 Lw	205 Lw	206 Lw	207 Lw	208 Lw
	209 Lw	210 Lw	211 Lw	212 Lw	213 Lw	214 Lw	215 Lw	216 Lw	217 Lw	218 Lw
	219 Lw	220 Lw	221 Lw	222 Lw	223 Lw	224 Lw	225 Lw	226 Lw	227 Lw	228 Lw
	229 Lw	230 Lw	231 Lw	232 Lw	233 Lw	234 Lw	235 Lw	236 Lw	237 Lw	238 Lw
	239 Lw	240 Lw	241 Lw	242 Lw	243 Lw	244 Lw	245 Lw	246 Lw	247 Lw	248 Lw
	249 Lw	250 Lw	251 Lw	252 Lw	253 Lw	254 Lw	255 Lw	256 Lw	257 Lw	258 Lw
	259 Lw	260 Lw	261 Lw	262 Lw	263 Lw	264 Lw	265 Lw	266 Lw	267 Lw	268 Lw
	269 Lw	270 Lw	271 Lw	272 Lw	273 Lw	274 Lw	275 Lw	276 Lw	277 Lw	278 Lw
	279 Lw	280 Lw	281 Lw	282 Lw	283 Lw	284 Lw	285 Lw	286 Lw	287 Lw	288 Lw
	289 Lw	290 Lw	291 Lw	292 Lw	293 Lw	294 Lw	295 Lw	296 Lw	297 Lw	298 Lw
	299 Lw	300 Lw	301 Lw	302 Lw	303 Lw	304 Lw	305 Lw	306 Lw	307 Lw	308 Lw
	309 Lw	310 Lw	311 Lw	312 Lw	313 Lw	314 Lw	315 Lw	316 Lw	317 Lw	318 Lw
	319 Lw	320 Lw	321 Lw	322 Lw	323 Lw	324 Lw	325 Lw	326 Lw	327 Lw	328 Lw
	329 Lw	330 Lw	331 Lw	332 Lw	333 Lw	334 Lw	335 Lw	336 Lw	337 Lw	338 Lw
	339 Lw	340 Lw	341 Lw	342 Lw	343 Lw	344 Lw	345 Lw	346 Lw	347 Lw	348 Lw
	349 Lw	350 Lw	351 Lw	352 Lw	353 Lw	354 Lw	355 Lw	356 Lw	357 Lw	358 Lw
	359 Lw	360 Lw	361 Lw	362 Lw	363 Lw	364 Lw	365 Lw	366 Lw	367 Lw	368 Lw
	369 Lw	370 Lw	371 Lw	372 Lw	373 Lw	374 Lw	375 Lw	376 Lw	377 Lw	378 Lw
	379 Lw	380 Lw	381 Lw	382 Lw	383 Lw	384 Lw	385 Lw	386 Lw	387 Lw	388 Lw
	389 Lw	390 Lw	391 Lw	392 Lw	393 Lw	394 Lw	395 Lw	396 Lw	397 Lw	398 Lw
	399 Lw	400 Lw	401 Lw	402 Lw	403 Lw	404 Lw	405 Lw	406 Lw	407 Lw	408 Lw
	409 Lw	410 Lw	411 Lw	412 Lw	413 Lw	414 Lw	415 Lw	416 Lw	417 Lw	418 Lw
	419 Lw	420 Lw	421 Lw	422 Lw	423 Lw	424 Lw	425 Lw	426 Lw	427 Lw	428 Lw
	429 Lw	430 Lw	431 Lw	432 Lw	433 Lw	434 Lw	435 Lw	436 Lw	437 Lw	438 Lw
	439 Lw	440 Lw	441 Lw	442 Lw	443 Lw	444 Lw	445 Lw	446 Lw	447 Lw	448 Lw
	449 Lw	450 Lw	451 Lw	452 Lw	453 Lw	454 Lw	455 Lw	456 Lw	457 Lw	458 Lw
	459 Lw	460 Lw	461 Lw	462 Lw	463 Lw	464 Lw	465 Lw	466 Lw	467 Lw	468 Lw
	469 Lw	470 Lw	471 Lw	472 Lw	473 Lw	474 Lw	475 Lw	476 Lw	477 Lw	478 Lw
	479 Lw	480 Lw	481 Lw	482 Lw	483 Lw	484 Lw	485 Lw	486 Lw	487 Lw	488 Lw
	489 Lw	490 Lw	491 Lw	492 Lw	493 Lw	494 Lw	495 Lw	496 Lw	497 Lw	498 Lw
	499 Lw	500 Lw	501 Lw	502 Lw	503 Lw	504 Lw	505 Lw	506 Lw	507 Lw	508 Lw
	509 Lw	510 Lw	511 Lw	512 Lw	513 Lw	514 Lw	515 Lw	516 Lw	517 Lw	518 Lw
	519 Lw	520 Lw	521 Lw	522 Lw	523 Lw	524 Lw	525 Lw	526 Lw	527 Lw	528 Lw
	529 Lw	530 Lw	531 Lw	532 Lw	533 Lw	534 Lw	535 Lw	536 Lw	537 Lw	538 Lw
	539 Lw	540 Lw	541 Lw	542 Lw	543 Lw	544 Lw	545 Lw	546 Lw	547 Lw	548 Lw
	549 Lw	550 Lw	551 Lw	552 Lw	553 Lw	554 Lw	555 Lw	556 Lw	557 Lw	558 Lw
	559 Lw	560 Lw	561 Lw	562 Lw	563 Lw	564 Lw	565 Lw	566 Lw	567 Lw	568 Lw
	569 Lw	570 Lw	571 Lw	572 Lw	573 Lw	574 Lw	575 Lw	576 Lw	577 Lw	578 Lw
	579 Lw	580 Lw	581 Lw	582 Lw	583 Lw	584 Lw	585 Lw	586 Lw	587 Lw	588 Lw
	589 Lw	590 Lw	591 Lw	592 Lw	593 Lw	594 Lw	595 Lw	596 Lw	597 Lw	598 Lw
	599 Lw	600 Lw	601 Lw	602 Lw	603 Lw	604 Lw	605 Lw	606 Lw	607 Lw	608 Lw
	609 Lw	610 Lw	611 Lw	612 Lw	613 Lw	614 Lw	615 Lw	616 Lw	617 Lw	618 Lw
	619 Lw	620 Lw	621 Lw	622 Lw	623 Lw	624 Lw	625 Lw	626 Lw	627 Lw	628 Lw
	629 Lw	630 Lw	631 Lw	632 Lw	633 Lw	634 Lw	635 Lw	636 Lw	637 Lw	638 Lw
	639 Lw	640 Lw	641 Lw	642 Lw	643 Lw	644 Lw	645 Lw	646 Lw	647 Lw	648 Lw
	649 Lw	650 Lw	651 Lw	652 Lw	653 Lw	654 Lw	655 Lw	656 Lw	657 Lw	658 Lw
	659 Lw	660 Lw	661 Lw	662 Lw	663 Lw	664 Lw	665 Lw	666 Lw	667 Lw	668 Lw
	669 Lw	670 Lw	671 Lw	672 Lw	673 Lw	674 Lw	675 Lw	676 Lw	677 Lw	678 Lw
	679 Lw	680 Lw	681 Lw	682 Lw	683 Lw	684 Lw	685 Lw	686 Lw	687 Lw	688 Lw
	689 Lw	690 Lw	691 Lw	692 Lw	693 Lw	694 Lw	695 Lw	696 Lw	697 Lw	698 Lw
	699 Lw	700 Lw	701 Lw	702 Lw	703 Lw	704 Lw	705 Lw	706 Lw	707 Lw	708 Lw
	709 Lw	710 Lw	711 Lw	712 Lw	713 Lw	714 Lw	715 Lw	716 Lw	717 Lw	718 Lw
	719 Lw	720 Lw	721 Lw	722 Lw	723 Lw	724 Lw	725 Lw	726 Lw	727 Lw	728 Lw
	729 Lw	730 Lw	731 Lw	732 Lw	733 Lw	734 Lw	735 Lw	736 Lw	737 Lw	738 Lw
	739 Lw	740 Lw	741 Lw	742 Lw	743 Lw	744 Lw	745 Lw	746 Lw	747 Lw	748 Lw
	749 Lw	750 Lw	751 Lw	752 Lw	753 Lw	754 Lw	755 Lw	756 Lw	757 Lw	758 Lw
	759 Lw	760 Lw	761 Lw	762 Lw	763 Lw	764 Lw	765 Lw	766 Lw	767 Lw	768 Lw
	769 Lw	770 Lw	771 Lw	772 Lw	773 Lw	774 Lw	775 Lw	776 Lw	777 Lw	778 Lw
	779 Lw	780 Lw	781 Lw	782 Lw	783 Lw	784 Lw	785 Lw	786 Lw	787 Lw	788 Lw
	789 Lw	790 Lw	791 Lw	792 Lw	793 Lw	794 Lw	795 Lw	796 Lw	797 Lw	798 Lw
	799 Lw	800 Lw	801 Lw	802 Lw	803 Lw	804 Lw	805 Lw	806 Lw	807 Lw	808 Lw
	809 Lw	810 Lw	811 Lw	812 Lw	813 Lw	814 Lw	815 Lw	816 Lw	817 Lw	818 Lw
	819 Lw	820 Lw	821 Lw	822 Lw	823 Lw	824 Lw	825 Lw	826 Lw	827 Lw	828 Lw
	829 Lw	830 Lw	831 Lw	832 Lw	833 Lw	834 Lw	835 Lw	836 Lw	837 Lw	838 Lw
	839 Lw	840 Lw	841 Lw	842 Lw	843 Lw	844 Lw	845 Lw	846 Lw	847 Lw	848 Lw
	849 Lw	850 Lw	851 Lw	852 Lw	853 Lw	854 Lw	855 Lw	856 Lw	857 Lw	858 Lw
	859 Lw	860 Lw	861 Lw	862 Lw	863 Lw	864 Lw	865 Lw	866 Lw	867 Lw	868 Lw
	869 Lw	870 Lw	871 Lw							

considered as a cylinder, is cut open parallel to its axis at the alkalis; in this way, the beginnings of the new shells are outlined in the first place. The column of alkalis and alkali earths, complemented with H and He, represent the filling up of the first subshell, s. If the space required for all possible subshells is left open to begin with, then in the L and M shells, the continuation of the filling up beyond the subshell s (i. e. of subshell p) is represented on the extreme right; subshell d, interposed between them in the following rows is placed on centre-right and subshell p, which precedes subshell d in the last rows, is placed on centre-left. Hence, the column of alkalis and alkali metals is succeeded by the lanthanids and actinids, corresponding to the filling up of subshell f; next come the transitional elements from the Sc group to the Fe-Pt group (subshell d) and finally the metalloids and inert gases (subshell p). Hence, this arrangement directly indicates the shells and subshells of electrons as they are arranged in the atom. The filling up of the shells shows several jumps, e.g. in the Cu-Ag-Au group. The filling up of subshell d ceases at 8 electrons, and further filling up to ten d electrons is realized by the capture of an s electron from the next shell. This same jump is observed higher up in the table, at Pb, where both outer s electrons are incorporated into subshell 4d. For energetical reasons, none of the known elements carry nine d electrons: such an arrangement would be highly unstable. The jumps as phenomena of lesser importance have knowingly been omitted so as not to disturb the general image of the filling of the shells. There are further jumps at La and Ac: after the two outer s electrons, it is not the first f but the first s electron which is taken in, so that the filling of subshell f begins only at Ce and Th, respectively. However, periodic tables generally place the lanthanids and actinids in separate groups and treat La and Ac as the first terms of the lanthanid and actinid groups characterized by the filling up of subshell f.

The geochemical grouping of the elements is disrupted only in two instances: atmophile H and He are placed as s-electron elements above the alkalis which, although of a similar electron structure, are lithophile rather than atmophile. However, if the periodic table is visualized as it should be, i.e. as a cylindrical shell, it becomes apparent that H and He are next to the group of atmophile inert gases. The second case cannot be interpreted so simply: lithophile Al and Si cannot even in a cylindrical arrangement be brought next to the rest of lithophile elements. In this case, however, the electron structural arrangement of elements has been preferred to a rigorously consequential presentation of geochemical affinities.

On the basis of the phenomena of lanthanid and actinid contraction it is to be supposed that, after the filling up of the Q shell, a new shell (R) will appear in which a new subshell (to be called subshell e) is added to the earlier ones. This subshell will be situated in the third shell counted from the outside. It would hold a maximum of 18 electrons, as in the s-p-d-f sequence every subshell holds four electrons more than the preceding one. Since the filling up of subshell e takes place in a shell even deeper than the one containing subshell f, it would undoubtedly also entail a contraction, even more considerable than lanthanid or actinid contraction. After the filling up of subshell e, the subsequent elements would build up f, d and p subshells, as usual, and this would be the end of period R.

In principle, the succession of transurania might have been much longer than it is known today, but owing to the phenomenon of radioactive decay we know now only their end products, elements of lower atomic number. In the last few years, quite a number of transurania have been discovered and their number will presumably go on increasing, so that the above-outlined hypothesis might eventually be proved. The atomic radii of these hypothetical transurania may be extrapolated by determining the mean change per period of the atomic radius in the individual columns of the periodic table, and by adding this value to the radii of the last period. The table presents some of the data thus obtained. Both the atomic radii thus computed and the chemical nature of the unknown element to be derived from its position in the periodic table may be helpful in discovering new transurania.

An advantage of the arrangement proposed here is that, similarly to Werner's arrangement, the grouping of the chemically affine elements remains almost undisturbed. From a geochemical and geological viewpoint, that form is best which reflects most clearly the wellknown geochemical grouping of the elements. The arrangement proposed here gives a suitable delimitation — similarly to the arrangement of Szádeczky-Kardos (1955) — of the geochemical groups. Moreover, it fits in the lanthanid-actinid groups where they belong, in the group of pegmatophile elements.

The stepped arrangement of the elements, advantageous from the didactical viewpoint, emphasizes the gradual filling up of the subshells and makes the periodic table clear and easy to understand.

REFERENCES

- Szabó, Z. — Lakatos, B. (1954): A periodusos rendszer új alakja és új periodikus függvények (A new form of the periodic table and new periodic functions), MTA Kémiai Oszt. Közl. 4, 1–2.
- Szádeczky-Kardos, E. (1955): Geokémia (Geochemistry). Akadémiai Kiadó, Budapest.

UPPER LIASSIC AMMONITES FROM ÚRKÚT, BAKONY MOUNTAINS, TRANSDANUBIA, HUNGARY

B. GÉCZY

(Institute of Palaeontology, Eötvös University, Budapest)

(Received: 20. IV. 1966)

SUMMARY

Systematic descriptions of 34 species or subspecies of ammonites from the greenish-grey marl overlying the manganese carbonate ore of Úrkút are given. Of the new forms, *Pseudogrammoceras saemanni raricostatum* n. subsp. is characterized by more widely spaced ribs and, on the last whorl, by an inflated venter; *Hildoceras bifrons tethysi* n. subsp. by a wide umbilicus and narrow, tall whorl with a well-developed ventral groove; *Hildoceras sublevisoni involutum* n. subsp. by a narrow umbilicus and thick whorls with convergent whorl-sides; *Hildoceras semipolitum subquadratum* n. subsp. by a subquadrate whorl section and coarser ribbing, passing over the lateral groove, and a poorly developed ventral groove; *Hildoceras semipolitum pannonicum* n. subsp. by broad whorls, a dense, fine ornamentation extending low on the whorl-side; *Hildaites serpentiniiformis urkutensis* n. subsp. by strong, widely spaced ribbing and a sharpening of the venter on the body chamber; *Pseudomercaticeras rotaries pinnai* n. subsp. by nearly uniform tubercles and radial ribbing on the inner whorl. *Urkutites* n. gen., belonging presumably to the subfamily *Hildoceratinae*, possesses a narrow whorl with a tricarinate venter, with tubercles low on the whorl-side which soon fade upward, and with the ribbing slightly convex backward, higher up on the whorl-side. *Urkutites boeckhi* n. sp. is characterized by narrow flat whorls; the lower part of its whorl-side is almost unornamented at first and totally smooth later on. The whorls of *Urkutites inflatus* n. sp. are inflated near the umbilicus and the ornamentation is somewhat more developed. The fauna indicates the Toarcian; of the Mediterranean zones, the *Mercaticeras mercati* Zone and its subzones (*Hildoceras sublevisoni*, *H. semipolitum*) are proved by the presence of the zone-forming species. *Phymatoceras* sp. aff. *erbaense* suggests the *Erbaense* Zone. The presence of the upper part of the *Erbaense* Zone (of the *Brodieia bayani* Subzone) is likely. The lowermost and uppermost Toarcian are not proved by the fauna.

Introduction

In 1950, the haulage tunnel of Shaft III of the manganese mine of Úrkút (Southern Bakony Mountains, Transdanubia) disclosed some ammonite-bearing strata directly overlying the manganese carbonate ore. The lower 3 to 4 metres of the ammonitic marl, whose total thickness ranges from 4 to 5 m, consist of a brownish-or greenish-grey ill-consolidated clay marl containing mostly small ammonites. The upper marl horizon, light or dark green in colour, 1 m in thickness, is characterized by the presence of large ammonites. An up-

to-date summary of geological knowledge concerning the Úrkút area (Cseh-Németh, 1958) indicates the manganese carbonate ore to have been considered Upper Liassic, while the ammonitic bed has been placed into the Lower Dogger.

Dr. J. Cseh-Németh was kind enough to present in 1961 to the author the ammonites of his collection for systematic treatment. In 1966, Dr. J. Noszky completed the fauna with some valuable material of his own collection. The author now takes the opportunity to extend his sincere thanks to both of these gentlemen. The upper strata bearing big ammonites of the genera *Hammatoceras* and *Erycites* indicated an Upper Toarcian rather than Lower Dogger age (Géczy, Annales 8, 1965). The lower age limit of the fauna was fixed (Géczy, 1966) by 10 species of the family *Dactylioceratidae*: it was recognized to be younger than the *Dactylioceras tenuicostatum* Zone of the lowermost Toarcian. The species of *Dumortieria* or *Pleydellia* indicating the uppermost Toarcian have not so far been encountered, either, although these species abound in the exposure of the Csárda Hill at Úrkút. Hence, the fauna belongs to the *Mercaticeras mercati* and *Phymatoceras erbaense* Zones of the system of Mediterranean zones proposed by Donovan (1958, p. 43). The *Mercaticeras mercati* Zone and its subzones (*Hildoceras sublevisoni* and *H. semipolitum*) are proved by the presence of the zone-forming species. The *Phymatoceras erbaense* Zone is suggested by *Phymatoceras* sp. aff. *erbaense*. The presence of the upper part of the *erbaense* Zone (*Brodieia bayani* Subzone) is likely. Beyond establishing the age limits of the fauna it is not possible to go into more detail concerning the time spans covered by the individual species, as most of the collection has been picked from the muck pile of the manganese mine rather than collected layer by layer. The ammonite-bearing bed was excavated by blasting: this resulted in a considerable abundance of fragmentary fossils. The specimens included in the host rock are in the majority of cases of excellent preservation. The Úrkút fauna, characterized by the abundance of hildoceratids, includes several new forms. *Urkutites* n. gen. is represented with two species. Moreover, eight subspecies of the 34 species and subspecies to be described have turned out to be novel.

*

Here and in the following the dimensions of ammonites are given as follows. First, the diameter in millimetres is given. The following three numbers represent the height and width of the fossil, and the diameter of the umbilicus, in that order, in percentages of the diameter. In order to facilitate the understanding of the results, the height and width of the fossil and the diameter of the umbilicus are also given in millimetres in most of the cases.

SYSTEMATIC DESCRIPTION OF SPECIES
CALLIPHYLLOCERAS BEATRICIS (BONARELLI, 1897)

Pl. 1, f. 2.

- 1867–1881 *Ammonites (Phylloceras) Nilsoni* Hb. – Meneghini, p. 97 (partim) T.: 18, f.: 7 (non: 8, 9).
 + 1897 *Phylloceras Beatricis* n. f. – Bonarelli p. 214.
 ? 1930 *Phylloceras Nilssoni* Hé b. var. *Beatricis*, Bonarelli – Mitzopoulos p. 22, T.: 2, f.: 3.
 1936 *Phylloceras Nilssoni* (Hé b.) var. *Beatricis*, Bonarelli – Negri, p. 8, T.: 1, f.: 9.
 ? 1939 *Phylloceras Nilssoni* Hé b. var. *Beatricis* Bon. – Ramaccioni, p. 161.
 ? 1952 *Phylloceras nilssoni* (Hébert) var. *beatricis* Bonar. – Nicotra, p. 72.

Dimensions: Diameter: 60 mm
 56.5, 33.5, 10 (34, 20, 6 mm)

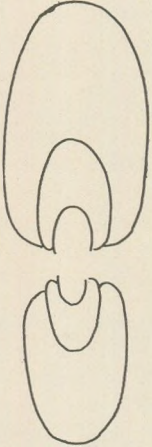


Fig. 1.

Description: Three small casts of good preservation. Umbilicus rather narrow and deep. Umbilical wall concave and slightly overhanging the umbilical seam. Umbilical margin rounded. The nearly parallel sides are slightly vaulted and grade into a narrow, tall, inflated venter without forming a shoulder. Whorl section flattened elliptical, greatest width at the middle of the whorl-side. Cast ornamented by narrow, clearly separate constrictions issuing at the umbilical seam. The constrictions are markedly prorsiradiate, bending slightly backwards below and as slightly forward above the middle of the whorl-side. The constrictions pass over the venter, although they are very subdued there. The number of constrictions is 7 on the last whorl. The body chamber is not preserved.

Suture line relatively simple. *E* much shorter than short, slightly asymmetrical *L*. The tip of *L* reaches beyond the radius connecting the tips of the *U*'s.

Remark: The Úrkút specimens fully agree with the *beatricis* specimens from Csernye. The type of *beatricis* has similar dimensions (diameter 35 mm; 54, 31, 8); whorl section and ornament are likewise similar. Mitzopoulos, Negri and Nicotra consider *C. beatricis* to be a variety of *C. nilssoni* (Hébert, 1866, p. 526) However, in lack of accurate data concerning the type of *C. nilssoni* it is hard to establish the exact degree of relationship between the two taxons. On the basis of Hébert's figure, — which, by the way, seems rather schematic — the umbilicus of *nilssoni* is much wider (17.5 percent) and the constrictions on the venter are more pronounced. On *nilssoni*, there are five constrictions.

Distribution: The type of *Calliphyloceras beatricis* comes from the Toarcian of Cesi. Mitzopoulos has described the species from the region of Alta Brianza, Negri from Pian d'Erba and Bucco del Piombo, Ramaccioni from the Passo della Porraia, and Nicotra from Canto Alto. *Beatricis* is a typical fossil of the Toarcian.

LYTOCERAS SUBLINEATUM (OPPEL, 1862).

Pl, 1, f. 4.

- + 1856 *Ammonites sublineatus* n. sp. — Oppel, p. 253.
 1862 *Ammonites sublineatus* Opp. — Oppel, p. 142, T.: 43, f.: 4, 5, 6.
 1874 *Ammonites sublineatus* (Oppel) — Dumortier, p. 113, T.: 30, f.: 1, 2.
 ? 1886 *Lytoceras sublineatum* (Oppel) — Seguenza, p. 1384.
 1887 *Ammonites (Lytoceras) sublineatum* Oppel — Denckmann, p. 43, T.: 1, f.: 4.
 1896 *Lytoceras sublineatum* Oppel — Pompeckj, p. 124, T.: 10, f.: 1.
 1905 *Thysanoceras sublineatum* (Oppel) — Buckman, p. 149.
 ? 1906 *Lytoceras sublineatum* Oppel sp. — Lissajous, p. 239.
 ? 1909 *Lytoceras cf. sublineatum* Opp. sp. — Trauth, p. 135.
 ? 1912 *Lytoceras sublineatum* Oppel — Roman — Gennevaux, p. 44.
 ? 1914 *Lytoceras sublineatum* Oppel — Schirardin, p. 369.
 ? 1933 *Lytoceras sublineatum* Oppel, — Corroy — Gérard, p. 213.
 ? 1934 *Lytoceras sublineatum* Oppel — Brun — Marcelin, p. 430.
 ? 1936 *Lytoceras sublineatum* Oppel — Brun — Brousse, p. 52.

Dimensions: Diameter: 74 mm
 42, 55.5, 36.5
 (31, 41, 27 mm)

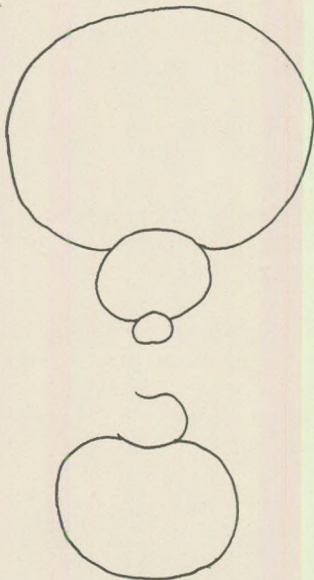


Fig. 2.

Description: Two medium-sized casts of excellent preservation. Umbilicus narrow and deep. The highly inflated sides form no ventrolateral or dorsolateral edge. Venter very broad, almost flat. Whorl section reniform, maximum width slightly above the middle of the side. Cast entirely unornamented.

Suture line richly intricate. *E* is shorter than long, sprawling, asymmetrical *L*, whose ventral lobule is particularly well-developed. *U* is situated near the umbilical suture. The suture of the larger specimen is less finely intricate.

Remark: The shape and proportions of the smaller Ūrkút specimen agree fully with those of the type of *L. sublineatum*. The type — whose plaster of Paris cast Dr. W. Barthel was kind enough to put at my disposal — is a test; from the Ūrkút specimen, ornamentation is absent, as is the case with most *Lytoceras* casts. On the basis of the remaining features, however the systematic position of the specimen is considered as estab-

lished. The larger specimen has a slightly wider umbilicus and narrower whorls than the type: also, its suture line is somewhat simpler.

Distribution: According to O p p e l, *Lytoceras sublineatum* occurs near Wasseralfingen, Altdorf, Milhau, Salins and Luxembourg. Further known occurrences are: La Verpillière (D u m o r t i e r), Taormina (S e g u e n z a)?, Doernten (D e n c k m a n n), Mâcon (L i s s a j o u s), Pic Saint Loup (R o m a n - G e n n e v a u x), Barr-Heiligenstein (S c h i r a r d i n); in the Lorraine, around Bassigny (C o r r o y - G é r a r d), Florac, (B r u n - M a r c e l i n) and around Valz (B r u n - B r o u s s e). O p p e l states the species to be typical of the middle zone of the Upper Liassic (*Ammonites crassus Zone*).

TRACHYLITOCERAS ? SEPOSITUM (MENEGHINI, 1867 - 1881)

Pl 1, f. 3.

- + 1867 - 1881 *Ammonites (Lytoceras) sepositus* n. sp. - M e n e g h i n i, p. 109, T.: 22, f.: 3, 4.
- ? 1875 *Lytoceras sepositum* - M e n e g h i n i, p. 107.
- 1897 *Lytoceras sepositum* M g h. - B o n a r e l l i, p. 217
- v. 1904 *Lytoceras sepositum* M e n e g h. - P r i n z, p. 57 (partim), T.: 31, f.: 2.
- ? 1913 *Lytoceras* cfr. *sepositum* M g h. - V a d á s z. p. 65,
- 1913 *Lytoceras sepositum* M e n e g h i n i, - B u c k m a n n, p. 87.
- ? 1919 *Lytoceras sepositum* M g h. - F u c i n i, p. 180, T.: 16, f.: 13.
- 1930 *Lytoceras sepositum* M g h. - M i t z o p o u l o s, p. 34, T.: 3, f.: 5.
- 1931 *Lytoceras sepositum* M e n e g h i n i - M o n e s t i e r, p. 8 (partim T.: 7, f.: 28, 29. T.: 9, f.: 20.
- ? 1939 *Lytoceras sepositum* M g h. - R a m a c c i o n i, p. 164.
- ? 1943 *Lytoceras* cfr. *sepositum* M g h. - M a x i a, p. 93.
- non: 1896 *Lytoceras sepositum*? M g h. - F u c i n i, p. 150, T.: 3, f.: 5.
- 1900 *Lytoceras sepositum* M g h. - D a l C a m p a n a p. 585, T.: 7, f.: 40 - 42.
- 1900 *Lytoceras sepositum* M e n e g h i n i - B e l l i n i, p. 131, fig. 4
- Dimensions: Diameter: 31 mm
32, 37, 40
(10, 11.5, 12.5 mm)

Description. A single small, well-preserved cast. Umbilicus relatively narrow; umbilical wall inflated, hardly differentiated from the strongly inflated whorl-sides. The latter grade into a broad, low venter. Whorl section quadrate with rounded apices. Greatest width at middle of whorl-side. The septate whorls are unornamented: the body chamber, particularly its frontal part, is seen to bear a fine ribbing, nearly radial on the whorl-sides, bifurcating and bending slightly backwards on the venter. The body chamber occupies somewhat more than half a whorl. Behind the slightly flared peristome there is a narrow deep constriction.



Fig. 3.

The suture line is fairly intricate. *E* is almost as long as somewhat asymmetrically bifurcate *L*. The external *U* is near the umbilical seam.

R e m a r k. The size of the Úrkút specimen agrees fairly well with the proportions (diameter 39 mm, 31, 36, 38). of the paratype of *Lytoceras sepositum* as described by Meneghini (pl. 22, f. 3). The type designated by Bonarelli (Pl. 22, f. 4) has slightly different proportions (diameter 50 mm; 36, 38, 38), probably owing to its larger size. The subquadrate whorl section, the fine ornamentation of the body chamber and the typical peristome agree with those of the type.

D i s t r i b u t i o n: Meneghini's paratype, which resembles the Úrkút specimen, comes from the Val d'Urbia region, the type from the environs of Cesi. The Csernye locality has yielded a form identical with the Úrkút specimen.

Furthermore, the species is known from Valle Varea (Mitzopoulos) and Guilhomard (Monestier). It probably occurs in Asia Minor (Vadász, Türkünal: 1959, p. 69), Taormina (Fucini), Passo della Porraia (Ramaccioni), San Paolo dei Cavalieri and Fontana Lungarino (Maxia). According to Monestier, Mitzopoulos, Ramaccioni and Maxia, *sepositum* is typical of the *bifrons* Zone.

GRAMMOCERAS DOERTENSE (DENCKMANN, 1887)

Pl. 1, f. 5.

D i m e n s i o n s: Diameter: 30 mm
36.5, 33.5, 40
(11, 10, 12 mm)

D e s c r i p t i o n: A single small, well-preserved cast. Umbilicus wide. Umbilical wall of inner whorl steep, inflated; that of the last whorl is perpendicular. Umbilical margin rounded. Whorl-sides very gently vaulted. Shoulder rounded; venter narrow, low, with a low narrow sharp keel bounded by very shallow furrows. Whorl section a somewhat angular oval; greatest width at dorsal third of whorl. Ornament well-developed. The strongly prorsiradiate ribs starting at the umbilical seam bend slightly backwards and bifurcate after having passed the umbilical margin. To 10 primary ribs there correspond 20 ribs on the venter. At the shoulder, the ribs bend forward and fade out near the furrow. The preserved part of the body chamber occupies more than half a whorl. Peristome unknown.

Suture-line simple; gradually tapering *L* has a broad base. The retracted umbilical elements are very underdeveloped.

R e m a r k. Denckmann (1887, p. 50, Pl. 2, f. 4. Pl. 8, f. 1 to 6, 8?, Pl. 10, f. 9) has figured by the name *Ammonites (Harpoceras) Doertensis* specimens of various size and ornamentation, of which the form of Pl. 8, f. 2, which differs from the rest of the small-sized specimens of the paratype, most closely resembles the Úrkút specimen. Schirardin (1914, p. 412) has distinguished the specimen on Pl. 8, f. 2 from the *doertense* species. According to

Théobald-Cheviet, all the forms figured by Denckmann belong to one and the same species. On these grounds, the inclusion with a question mark of the Úrkút species into *doerntense* appears justified.

Distribution. Denckmann's form which most closely resembles the Úrkút specimen has turned up in the environs of Dörnten. *Doerntense* is typical of the lower part of the Upper Toarcian, of the *striatum* Subzone.

PSEUDOGRAMMOCERAS SAEMANNI RARICOSTATUM N. SUBSP.

Pl. 4, f. 1.

Type: Specimen No. 94.

Derivatio nominis: from the widely-spaced ribbing.

Dimensions: Diameter: 62 mm (about 92 mm for the full whorl)
35.5, 36, 42
(22, 16, 26 mm)

Diagnosis: Fairly widely-spaced ribs; rounded venter on last whorl.

Description: A single well-preserved cast, part of whose last whorl is missing. Umbilicus very wide. Umbilical wall steep, vaulted; umbilical margin very rounded. The slightly vaulted whorl-sides become more and more convergent towards the venter. Shoulder rounded. Venter of penultimate whorl broad, low; that of the last whorl, inflated. On the penultimate whorl, a low broad keel base is bounded by broad, shallow furrows. The keel base bears a tall (1,5 mm), narrow keel, preserved on a small section of the cast only. On the last whorl, the furrows along the keel are subdued. The section of the penultimate whorl is a rectangular oblong with rounded apices; that of the last whorl is trapezoidal. Ornament very well-developed. The ribs starting at the umbilical seam are radial, bending almost imperceptibly forward on the lower third and very slightly backward on the upper part of the whorl-side. At the shoulder the ribs bend forward and die out on the margin of the furrow. The ribs of the penultimate whorl are much narrower than rib spacing. On the last whorl, the sausage-like, swollen ribs are wider than the rib spacing. The penultimate whorl bears 40 ribs. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.

Suture line fairly simple. *E* is much shorter than broad-based *L* which ends in three almost symmetrical lobules. External *U* almost as marked as *E*. *ES* broad, highly asymmetrical. Umbilical saddle retracted.

Remark. The whorl section and very slightly sinuous ribs of the Úrkút specimen resemble the type of *Pseudogrammoceras saemanni* as described by Dumortier (1874, p. 61, Pl. 13, f. 4, 5, 6). The type figured by Dumortier is likewise a fragment: its exact proportions are unknown. The venter of *saemanni* is lower in spite of a greater diameter; the whorl section more closely resembles a rectangular oblong; also, the ribs are denser. *Pseudogrammoceras quadratum* (Haug, 1885, p. 638) has a lower whorl section and the ribbing is more sinuous. *P.*

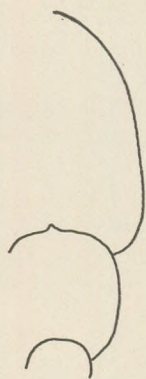


Fig. 4.

muelleri (Denckmann, 1887, p. 70, Pl. 3, f. 3, Pl. 4, f. 2, Pl. 10, f. 8) has a narrower venter. The width of *P. latescens* (Simpson, 1843, p. 54) exceeds its height. *P. pachu* Buckman, 1904 (p. 151, Pl. 34, f. 1, 2) has a different whorl section and irregularly sinuous ribs.

Distribution. The type of the nominate subgenus has been described by Dumortier from the Saint-Romain region. The genus itself is, after Dean, Donovan and Howarth (1961, p. 486), typical of the upper part of the *thouarsense* Zone (*struckmanni* Subzone).

POLYPECTUS CF. SUBEXARATUS (BONARELLI, 1897)

Pl. 1, f. 6; Pl. 2, f. 2,

Dimensions: cannot be established owing to poor preservation.

Description: Two incomplete casts, one small, one of medium size. Umbilicus deep and narrow. The inflated umbilical wall, overhanging the umbilical seam, grades into the slightly vaulted whorl-side without forming an umbilical edge. Shoulder somewhat rounded, venter low, roof-shaped, relatively broad. Keel base broad; it is bounded by very shallow furrows. Whorl section lanceolate; greatest width at lower third of whorl-side. The small specimen carries stronger and more widely-spaced ribs than the larger one. Issuing at the umbilical seam, the ribs are straight and markedly prorsiradiate on the lower part of the whorl-side: on its upper part, they bend slightly backwards. They bend again strongly forward and die out at the shoulder. On one-fourth of a whorl, there are 25 ribs on the larger specimen, 13 on the smaller one. On the lower part of the whorl-side of the small specimen, the ribs cluster in sheaves. The body chamber of the large specimen occupies almost half a whorl. The small specimen is septate in its full length.

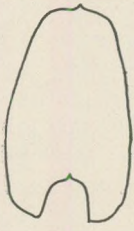


Fig. 5.

Suture line fairly simple. *E* somewhat shorter than *L* which bears three almost symmetrical lobules. External *U* much better developed than the small *U*'s near the umbilicus.

Remark. Shape and ornament of the Úrkút specimens agree with those of the form on f. 1 figured by the name *Ammonites complanatus* Brug. (Pl. 4, f. 1-3) by Meneghini (1876-1881, p. 16). Bonarelli considered the form on Meneghini's f. 1 and 2 a new species and named it *Harpoceras subexaratum*. The separation of *subexaratum* from the *Harpoceras* forms is warranted by the absence of an umbilical edge.

Distribution. The type of *P. subexaratum* (Meneghini, Pl. 4, f. 1) comes from the Toarcian layers of Porcarella. The species has been described by Schirardin (1914, p. 389) from the Barr-Heiligenstein area from the *Lillia* Zone, and by Brun-Marcelin (1934, p. 435, Pl. 2, f. 6) from the Florac area, *jurensis* Zone. According to Principi (1921, p. 22) *subexaratum* also occurs at Monte Catria and according to Mitzopoulos (1930, p. 77, Pl. 7, f. 1), presumably also in Alta Brianza. According to Wendt, (1962, p. 346) the *Hecticoceras* figured by Christ (1960, pl. 3, f. 4, 5) from Rocca Busamba also belongs to *subexaratum*.

POLYPLECTUS SUBPLANATUS (OPPEL, 1856)?

Pl. 2, f. 4.

Dimensions: Diameter 134 mm (reconstructed: 200 mm)
 49, 19.5, 20
 (66, 26, 27 mm)

Description. A single, very large but incomplete cast. Umbilicus very narrow. Low, plane umbilical wall overhanging the umbilical seam. Umbilical margin rounded. Whorl sides almost parallel and plane, but slightly convergent above the middle. Shoulder very rounded; venter tall, inflated, very narrow. The keel base hardly emerges. Whorl section lanceolate; greatest width at middle of whorl-side. Ornament fine. Dense, broad, hardly bullate ribs alternate with very narrow intracostal spaces. Strating at the umbilical margin, the prorsiradiate ribs bend slightly forward about half-way up the whorl-side. On the upper part of the whorl-side, the ribs bend suddenly backward, then forward again at the shoulder where they die out. The body chamber is not preserved.

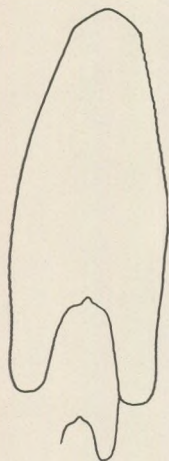


Fig. 6.

Suture line richly intricate. Narrow *E* is somewhat smaller than narrow-based *L*. There are three *U*'s gradually decreasing in size. The ventral saddle is interrupted by an asymmetrically developed median incision.

Remark. The overhanging umbilical wall, the large, disc-shaped test and the fasciculate (?) ribbing agree with the features of *Polyplectus subplanatus*. This species has been established by O p p e l (1856, p. 244) on the basis of forms described by d' O r b i g n y (1845, p. 353) by the name *Ammonites complanatus* B r u g u i è r e (Pl. 114, f. 1, 2, 4, non 3.) The proportions of one of the species figured by d' O r b i g n y (diameter 180 mm, 51, 23, 16) differ somewhat from those of the Úrkút specimen. However, a variation statistic performed by B o u j o u t (1950) on abundant material proves the proportions of the Úrkút specimen to be well within the range of variations of *subplanatus*. The suture line also agrees with that of *subplanatus*. The only difference from *subplanatus* is the smoothness of the venter. Namely, D u m o r t i e r, who gave an excellent description of the species,

emphasised that the ribs reach up to the keel (1874, p. 51), and this is confirmed by B o u j o u t. The smoothness of the venter of the Úrkút specimen may be due to fact that the specimen is a cast: D u m o r t i e r has described a test. In any case, as long as the ventral ornament of the cast will not be checked on a specimen of the original material, it is indicated to consider the taxonomic position of the Úrkút specimen as not definitive. The absence of a keel is undoubtedly due to the state of preservation.

Distribution. According to H a u g, (1885, p. 619), *subplanatus* is most abundant in the Rhône basin, being typical of the *jurensis* Zone. For further localities see B a y l e (1878, T.: 87, f.: 1; T.: 88, f.: 3, 4, 6 ?); G e m m e l l a r o (1886, p. 193); M ö r i c k e (1894, p. 19, T.: 2, f.: 4); S e g u e n z a (1886, p. 1378); B o n a r e l l i (1897, p. 201); J a n e n s c h (1902, p. 60. T.:

4, f.: 1); Burckhardt (1903, p. 7. T.: 1, f.: 3); Renz (1906, p. 223, 1906, p. 272. T.: 13, f.: 1); Lissajous (1906, p. 251); Rasmuss (1912, p. 82); Roman - Gennevauz (1912, p. 46); Schirardin (1914, p. 368); Fucini (1919, p. 185); Riche - Roman (1921, p. 81); Dubar (1925, p. 281); Jaworski (1925, p. 248); Schröder (1927, p. 82); Lanquine (1929, p. 186); Mitzopoulos (1930, p. 77); Corroy - Gérard (1933, p. 213); Termier (1936, p. 1304); Stchepinsky (1937, p. 603); Gardet - Gérard (1946, p. 19); Deleau (1948, p. 107. T.: 2, f.: 24) Spath (1956, p. 141); Donovan (1959, p. 49).

URKUTITES N. GEN.

Type specimen: *Urkutites boeckhi* n. sp.

Derivatio nominis; the name refers to its occurrence at Úrkút.

Diagnosis: Narrow, tricarinate venter; on the lower part of the whorl-side, vague tubercles; on the upper part of the whorl-side, ribs slightly concave backwards.

Remark. The new genus, placed into the family *Hildoceratidae* Hyatt 1867, and provisionally into the subfamily *Hildoceratinae*, differs

from *Hildoceras* in the tubercles around the umbilicus and the absence of a lateral spiral groove, and particularly in the narrowness of the venter;

from *Hildaïtes* in the smoothness of the middle of the whorl-side and in the whorl section,

from the subfamily *Harpoceratinae* in its hildoceratid ventral ribbing and in the underdeveloped median incision of the ventral saddle,

from the subfamily *Phymatoceratinae* in the fine ornament, which is soon restricted to the ventral part of the whorl-side, and in the narrow tricarinate venter.

So far, there are two species to the new genus. The whorls of *Urkutites boeckhi* are flat; those of *U. inflatus* are inflated about the shoulder.

URKUTITES BOECKHI N. SP.

Pl. 2, f. 1.

Type: Specimen No. 95.

Derivatio nominis: after J. Böckh, first monographer of the Southern Bakony Mountains.

Dimensions: diameter 30 mm

33.5, 16.5, 40

(10, 5, 12 mm)

Diagnosis: Narrow flat whorls; the lower part of the whorl-side bears a very subdued ornament at first and none later.

Description. A single small well-preserved cast. Umbilicus wide. Umbilical wall almost perpendicular, slightly vaulted, very low; very rounded umbilical margin. Flat, almost parallel whorl-sides. Slightly rounded shoulder; narrow, low venter with very low keel and shallow furrows. Whorl section almost rectangular, narrow trapezoidal, widest at lower third of whorl-side. Or-

nament very subdued. Under a suitable illumination, vague tubercles are observed near the umbilicus about the beginning of the last whorl. These tubercles wholly disappear towards the end of the last whorl. High on the whorl-side there are very slightly rursiradiate short ribs, as narrow as the rib spacing, which die out at the shoulder without bending very much forward. Half a whorl of body chamber is preserved. Peristome unknown.



Fig. 7.

Suture line very simple. *E*, situated in the ventral furrow, is very narrow and somewhat shorter than *L* which has parallel sides and ends in minute lobules. The two *U*'s are very small.

R e m a r k. The new species differs from *Urkutites inflatus* in its flatter whorl section and straighter ribbing.

URKUTITES INFLATUS N. SP.

Pl. 2, f. 3.

T y p e: Specimen No. 96.

D e r i v a t i o n o m i n i s: from the inflated whorl-sides.

D i m e n s i o n s: Diameter 40 mm
33.5, 27.5, 40
(13.5, 11, 16 mm)

D i a g n o s i s: Whorl section inflated on lower part of whorl-side; better-developed ornament.

D e s c r i p t i o n: A single small cast of mediocre preservation. Umbilicus wide. Steep, inflated umbilical wall, very rounded umbilical margin. The vaulted sides become plane and convergent above the middle of the whorl-side. Shoulder somewhat rounded; venter low and narrow. Broad, low keel flanked by narrow, shallow furrows. Whorl section lanceolate; greatest width at lower third of side. Ornament relatively well-developed: the beginning of the last whorl carries short, prorsiradiate bullae starting at the umbilical seam and reaching as high as one quarter of the whorl-side. The ribs, appearing about the middle of the whorl-side, are divergent and grow stronger towards the venter. High up on the whorl-side, the ribs bend backward and then forward again to die out at the shoulder. The last whorl carries 43 ribs. A quarter-whorl of body chamber is preserved: the peristome is unknown.

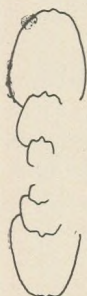


Fig. 8.

Suture-line simple. *E*, situated in the ventral furrow, is somewhat shorter than long, narrow, nearly symmetrical *L*. There are two small *U*'s. Umbilical saddle retracted.

R e m a r k. *Inflatus* differs from *boeckhi* in its broader whorls, more inflated lower whorl-side, stronger and more markedly sinuous ribs.

HILDOCERAS BIFRONS TETHYSI N. SUBSP.

Pl. 4, f. 6.

Type: Specimen No. 33.

Derivatio nominis: the name refers to the Tethyan occurrence.

Dimension: Diameter 100 mm

30, 20.5, 50

(30, 20.5, 50 mm)

Diagnosis: Wide umbilicus; narrow, tall whorl with well-developed ventral furrows.

Description. 32 small or medium-sized casts of excellent preservation. The type has a very wide and shallow umbilicus, with a gently sloping, slightly concave, low umbilical wall, and very rounded, slightly inflated umbilical margin. The whorl-side is slightly depressed about its lower third, which results in a broad, shallow lateral spiral groove. Venter relatively narrow with two deep furrows and a narrow keel, which latter surpasses the shoulder in height. Whorl section approximately rectangular, with, however the greatest width at the umbilical margin. Ornament well-developed. Issuing at about the middle of the whorl-side, the ribs almost touch at the upper margin of the lateral groove: they are somewhat rursiradiate and intensely convex backwards. The ribbing dies out at the shoulder. The ribs are much narrower than the rib spacing. The last whorls bears 46 ribs. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.

Suture line fairly simple. *E* is shorter than long and relatively narrow-based *L*. External *U* is at the umbilical margin.

Remark. It has been pointed out by Donovan (1958, p. 507) that the forms described by the name *Hildoceras bifrons* from the Mediterranean realm cannot be identified with the type of *Hildoceras bifrons* (Bruguière 1789) as re-figured by Buckman (1918, p. 114.) The proportions of the type are 32, 27, 45 for a diameter of 74 mm; its whorl section differs from that of the new subspecies in a more vaulted umbilical margin and broader, flatter venter. The new subspecies resembles the form described by Mitzopoulos (1930, p. 50., Pl. 5, f. 1) by the name *Hildoceras sublevisoni* var. *sulcosa*, but the ribs of *sulcosa* reach farther down, getting closer to the umbilicus, and the lateral spiral groove is hardly developed.

Distribution. The type of the nominate subspecies of *H. bifrons* derives from the Whitby area, from the hemera of *subcarinatum* (*bifrons*). It is probably fairly frequent in the Mediterranean realm under the name "*Hildoceras bifrons*".

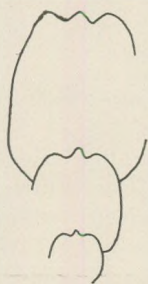


Fig. 9.

HILDOCERAS SUBLEVISIONI FUCINI, 1919

Pl. 2, f. 5; Pl. 3, f. 4.

- 1874 *Ammonites levisoni* (Simpson) — Dumortier, p. 49, T.: 9, f.: 3, 4.
- v. 1904 *Hildoceras bifrons*, Brug. — Prinz, p. 124 (partim), T.: 6, f.: 1, 2.
- v. 1904 *Hildoceras levisoni* Simps. — Prinz, p. 127.
- 1905 *Hildoceras bifrons* Brug. — Fucini, p. 113 (partim) T.: 5, f. 13, 15 (non:14).
- 1905 *Hildoceras levisoni* Simp. — Fucini, p. 113, T.: 6, f.: 3.
- ? 1908 *Harpoceras (Hildoceras) levisoni* Simp. — Toulou, p. 219.
- 1916 *Hildoceras bifrons* Brug. — Saxl, p. 285, Textf. 2.
- + 1919 *Hildoceras sublevisoni* n. sp. — Fucini, p. 182.
- ? 1923 *Hildoceras levisoni* Simps. — Siemiradzki, p. 16, T.: 8, f.: 4.
- 1925 *Hildoceras bifrons* Brug. — Renz, p. 191, T.: 3, f.: 3.
- 1927 *Hildoceras levisoni* Simp. — Daguin, p. 167, T.: 30, f.: 1, (2, 3, 4?).
- ? 1929 *Hildoceras sublevisoni* Fucini — Desio, p. 146.
- 1930 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, — Mitzopoulos, p. 48, T.: 4, f.: 8.
- 1930 *Hildoceras sublevisoni* Merla, p. 51, T.: 7, f.: 1, 10.
- 1939 *Hildoceras sublevisoni* Fucini — Ramaccioni, p. 173, T.: 11, f.: 20.
- ? 1940 *Hildoceras sub-Levisoni* Fucini — Verlet — Roch, p. 76.
- ? 1947 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, — Lippi — Boncambi, p. 183.
- 1956 *Hildoceras bifrons* Brug. — Radoicic, p. 104, T.: 5, f.: 1.
- ? 1958 *Hildoceras sublevisoni* Fucini — Donovan, p. 50.
- ? 1959 *Hildoceras levisoni* (Simpson) — Sapunov — Nachev, p. 56.
- 1959 *Hildoceras sublevisoni* Fucini — Sapunov, p. 29, T.: 2, f.: 7, 8.
- Dimensions: Specimen 28: Diameter 47 mm
32, 24.5, 42.5
(15, 11.5, 20 mm).
- Specimen 29: Diameter 74 mm
27.5, 20, 51.5
(20.5, 15, 38 mm).

Description: 10 casts, most of them of excellent preservation. Largest and most typical is Specimen No. 29. Its umbilicus is very wide. Umbilical wall sloping, somewhat concave, umbilical margin rounded. Whorl-sides almost parallel, very slightly convergent upwards. Shoulder somewhat rounded. Venter relatively narrow, nearly plane. Keel narrow, tall, furrows hardly visible. Whorl section a rectangular oblong with rounded apices; greatest width at umbilical margin. Ornament well-developed. The very narrow ribs of concave flanks which issue about the umbilical edge and reach up to the shoulder

are rectiradiate and somewhat convex backwards. Ribs number 19 on half a whorl. Only a quarter-whorl of body chamber is preserved.

Suture line very simple. *E* almost as long as squat *L* which ends in minute teeth. External *U* is at the umbilical edge.



Fig. 10.

R e m a r k. The Urkut specimens fully agree with the type of *sublevisoni*. This is particularly true of Specimen No. 29. The proportions of the type are 27, 18, 50 for a diameter of 102 mm. The umbilicus of Specimen 28 is somewhat narrower. However, as the variability of the species has already been pointed out by Donovan (1958, o. 50), it seems justified to place also this specimen into *sublevisoni*.

D i s t r i b u t i o n. According to Donovan, *sublevisoni* defines a subzone within the zone of *Mercaticeras mercati*. For its geographical distribution see the list of synonyms.

HILDOCERAS SUBLEVISONI RARICOSTATUM MITZOPOULOS, 1930

Pl. 3, F. 3.

- 1910 *Hildoceras Levisoni* Simpson — Renz, p. 565, T.: 21, f.: 5.
 + 1930 *Hildoceras sublevisoni* Fucini var. *raricostata* Mitzopoulos (nov. var.) — Mitzopoulos, p. 49, T.: 4, f.: 9 a, b, c.
 ? 1932 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostata* Mitzop. — Merla, p. 51, T.: 7, f.: 4.
 1939 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostata* Mitzop. — Ramaccioni, p. 173, T.: 11, f.: 21.
 1942 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostata* Mitz. — Magnani, p. 109, Textf.: 2.
 ? 1943 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostata* Mitzopoulos Maxia, p. 107, T.: 2, f.: 5.
 1947 *Hildoceras sublevisoni* Fuc. var. *raricostata* Mitzop. — Lippi Boncambi, p. 139, T.: 2, f.: 15, 16, 17.
 ? 1948 *Hildoceras sublevisoni* Fucini, var. *raricostata* Mitzopoulos — Deleau, p. 107, T.: 2, f.: 21.

D i m e n s i o n s: Diameter 81 mm,
 31, 24.5, 47.5
 (25, 20, 38.5 mm)

D e s c r i p t i o n. A single cast of medium size and excellent preservation. The gradually deepening umbilicus is narrow and wide. Umbilical wall gently sloping, broad, almost imperceptibly concave, umbilical margin very rounded. Slightly vaulted whorl-sides almost parallel; shoulder rounded, venter broad, low. Narrow keel prominent, bounded by two slightly concave surfaces forming very shallow furrows. Whorl section a rectangular oblong with rounded apices: maximum width at middle of whorl-side. Ornament well-developed. Issuing near the umbilical seam, the ribs are strongly prominent at the umbilical margin, fade near the shoulder and die out before reaching the ventral furrow. Ribbing slightly sigmoidal, convex backwards at the umbilical margin, for-

wards at the shoulder, and strongest at mid-height. On the penultimate whorl, the ribs are slightly rursiradiate; on the early part of the last whorl, they bend forward near the shoulder. Ribs very widely spaced; the last whorl bears 26 ribs. Body chamber occupies half a whorl; peristome unknown.

Suture line: *E* almost as long as remarkably slender *L* which ends in three asymmetrical lobules. *U*'s very small; *ES* very broad.

Remark. The proportions of the Urkut specimen hardly differ from those of the type of *raricostatum* (31, 24, 46 for a diameter of 61 mm). The ornament fully agrees with that of the type. Donovan (1958, p. 50) who compares *raricostatum* with the type of *sublevisoni*, does not accept *raricostatum* as a separate subspecies. In reality, however, similarity is restricted to the wide spacing of the ribs. *Sublevisoni* has a narrower whorl and wider umbilicus with much shorter ribs which are convex backwards. Gabilly (1961, p. 353) has considered whether *raricostatum* does not merit specific rank. According to the view generally accepted at present, *raricostatum* is a subspecies. On the penultimate whorl of the form described by Merla as „*raricostatum*”, ribs stand denser than on the Urkut specimen.

Distribution. *H. sublevisoni raricostatum* comes from the Upper Liassic of the Alta Brianza region. It occurs further at Passo della Porraia (Ramaccioni), Gomsige (Magnani); M. Subasio and M-ti Martini (Lippi-Boncambi) and Anavrysada (Renz). *Raricostatum* has been signalled from Fontana Lungarino by Maxia, from the Djebel Nador by Deleau and from Vrines by Gabilly.

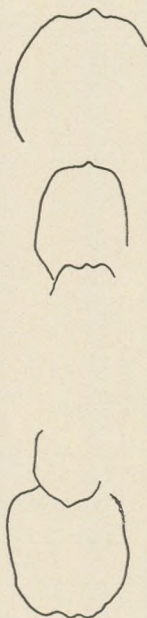


Fig. 11.

HILDOCERAS SUBLEVISONI INVOLUTUM N. SUBSP.

Pl. 3, f. 1.

Type: Specimen No. 21.

Derivatio nominis: from the narrow umbilicus.

Dimensions: Diameter 88 mm
33, 25, 43
(29, 22, 38 mm)

Diagnosis: thick whorls with a narrow umbilicus; convergent whorl-sides.

Description. A single well-preserved cast of medium size. Umbilicus relatively narrow and shallow. Umbilical wall gently sloping, slightly concave; umbilical margin very rounded. Very slightly vaulted whorl-sides, convergent particularly near the venter. Shoulder somewhat rounded; venter rather nar-

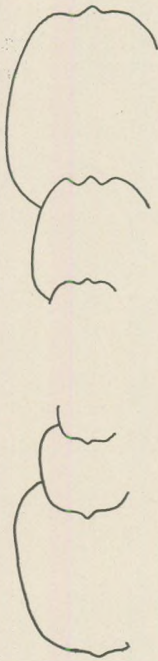


Fig. 12.

row, with a well-developed broad keel bounded by two fairly shallow furrows. Whorl section trapezoidal; greatest width at umbilical edge. Ornament fine. Widely-spaced narrow ribs, extending from the lower third of the whorl-side to the shoulder, with concave flanks, are nearly rectiradiate and convex back wards. The last whorl carries 45 ribs. More than half a whorl of body chamber is preserved. Peristome unknown.

Suture line simple. *E* shorter than relatively slender, long *L*. There are two small *U*'s.

Remark. The new subspecies and the nominate subspecies agree in the absence of a lateral groove. Proportions and whorl section are, however, different. The section of the form published by Mitzopoulos (1930, p. 45, Pl. 4, f. 7) as *Hildoceras bifrons* var. *crassa* is similar, but it has an overhanging umbilical wall and, according to the description, it possesses a shallow lateral groove. Ornament and whorl section of *Hildoceras semipolatum* Buckman, 1926 (Pl. 685) is similar, but this species also has a lateral groove. The ribs of *Hildoceras levisoni* (Simpson, 1843) reach down to the umbilical seam.

Distribution. A form described by Mitzopoulos and closely related to the new subspecies has been found in the Toarcian of Alta Brianza.

HILDOCERAS SEMIPOLITUM BUCKMAN, 1902

Pl. 3, f. 2.

- 1846 *Ammonites bifrons* Bruguière-Catullo, p. 130. (partim), T.: 5, f.: 3 c, d, (non: a, b.)
- 1867-1881 *Ammonites bifrons* Brug. - Meneghini, p. 9. (partim), T.: 1, f.: 5.
- 1889 *Hildoceras bifrons* (Bruguière) var. - Buckman, l. 112, T.: 22, f.: 30, 31, A.: f.: 28.
- 1902 *Hildoceras semipolatum* n. - Buckman, p. 4.
- 1904 *Hildoceras bifrons* mut. nov. *angustisiphonata* (Buckman) - Prinz, p. 126.
- 1923 *Hildoceras semipolatum* Buckman - Siemiradzki, p. 16, T.: 8, f.: 5.
- 1930 *Hildoceras bifrons* Brug. var. *angustisiphonata* Prinz. - Mitzopoulos, p. 41, T.: 4, f.: 2, a, b.
- 1932 *Hildoceras semipolatum* Buckman - Merla, p. 52., T.: 7, f.: 3, 6, 7.
- 1934 *Hildoceras semipolatum* Buckman - Brun - Marcelin, p. 451, T.: 4, f.: 4.
- 1939 *Hildoceras semipolatum* Buckman - Ramaccioni, p. 172, T.: 11, f.: 19.

- ? 1943 *Hildoceras semipolatum* Buckman — Maxia, p. 106.
 1947 *Hildoceras semipolatum* Buckman — Lippi — Boncambi,
 p. 138, T.: 1, f.: 12.
 ? 1952 *Hildoceras bifrons* (Brug.) var. *angustisiphonatum* Prinz —
 Nicotra, p. 72, T.: 3, f.: 4 a, b.
 ? 1952 *Hildoceras semipolatum* Buck — Venz o, p. 118, T.: 8, f.: 13.
 ? 1956 *Hildoceras* cf. *semipolatum* S. S. Buckman — Spath, p. 141,
 T.: 9, f.: 1.
 ? 1958 *Hildoceras semipolatum* Buckman — Donovan, p. 50.

Dimensions. Diameter: 49 mm
 40, 23.5, 32.5
 (19.5, 11.5, 16 mm)

Description: Six small well-preserved casts. Umbilicus moderately wide, shallow. Umbilical wall low, steep, slightly vaulted, umbilical margin very rounded. Sides hardly vaulted. Shoulder somewhat rounded, venter low, narrow, with a prominent narrow keel and very shallow furrows. Whorl section oblong, rounded. Greatest width at umbilical edge. There is a narrow and relatively deep lateral spiral groove slightly below the middle of the whorl-side. The area between the umbilical seam and the groove is unornamented. The upper part of the whorl-side carries fine, dense ribs, slightly convex backwards, which are much narrower than the rib spacing. The last whorl of the figured specimen bears some 50 ribs: there are, however, less well-preserved specimens which carry a much denser ribbing. The body chamber occupies more than half a whorl. Peristome unknown.

Suture line simple, with widely spaced, small lobes. *E* is shorter than nearly symmetrical *L*. The *U*'s are very small.

Remark. The proportions of the Urkut specimens agree with those of the type described by Buckman. Ribbing is somewhat denser on the type.

Distribution. The type of *semipolatum* comes from the Cotswolds, from the *lilli* Hemera. It is known from Val d'Urbia (Meneghini), Montagna della Rossa, Mte dei Fiori, Cesi, Porcarella (Merla); M. Cucco (Ramaccioni); Fontana Lungarino? (Maxia); M. Subasio (Lippi — Boncambi); Canto Altro? (Nicotra), Alta Brianza (Mitzopoulos); Valdorbia? (Donovan), Escino D' Ase (Brun-Marcelin), in the Klippen zone of the Carpathians (Siemiradzki) and probably from the Stowell Park Borehole (Spath). At Csernye, *semipolatum* has likewise been encountered. According to Donovan, *Hildoceras semipolatum* defines a subzone in the *Mercaticeras mercati* Zone.

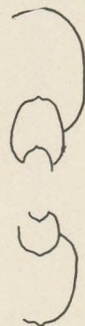


Fig. 13.

HILDOCERAS SEMIPOLITUM SUBQUADRATUM N. SUBSP.

Pl. 4, f. 4.

Type: Specimen No. 19.

Derivatio nominis: The name refers to the subquadrate whorl section.

Dimensions: Diameter: 37 mm
38, 29.5, 35
(14, 11, 13 mm)

Diagnosis: Subquadrate whorl section, coarser ribbing extending onto the lateral spiral groove; underdeveloped ventral furrows.

Description. Three well-preserved small casts. Umbilicus wide; umbilical wall steep, slightly vaulted; umbilical margin slightly rounded. Situated at the lower third of the whorl-side, the lateral spiral groove is narrow and deep. Whorl-sides subparallel, shoulder rounded, venter relatively broad, low. Keel tall, narrow, bounded by two almost imperceptible shallow furrows. Whorl section subquadrate; greatest width at middle of side. Ornament relatively well-developed. Near the umbilicus, the ribbing is ill-defined, but in the lateral groove it is already well visible. Higher up on the whorl-side, the ribs are rursiradiate and slightly convex backwards. Bending suddenly forward, they die out at the shoulder. Half a whorl bears 27 narrow, prominent ribs separated by wide intercostal fields. More than half a whorl of body chamber is preserved. Peristome unknown.

Suture-line simple. *E* slightly shorter than broad, short *L*. The small *U* is at the umbilical margin.

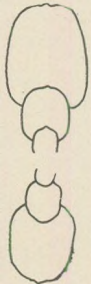


Fig. 14.

Remark. The new subspecies differs from the nominate subspecies in its squat, subquadrate whorl section and coarser ornament which extends onto the lateral groove, as well as in the underdeveloped ventral furrows. *H. semipolitum pannonicum* has similar proportions but a much finer ornament, with a narrower and shallower lateral groove. *H. sublevisoni* differs from the new subspecies in that it has no lateral groove.

Distribution. On the basis of the spread of related forms, the new subspecies belongs to the Toarcian.

HILDOCERAS SEMIPOLITUM PANNONICUM N. SUBSP.

Pl. 4, f. 2.

Type: Specimen No. 19.

Derivation nominis: the name refers to the occurrence in the Pannonian region.

Dimensions. Diameter: 30 mm
43.5, 30, 30
(13, 9, 9 mm)

Diagnosis: Broad whorls; dense, fine ornament extending below the lateral spiral groove.

Description: A single small well-preserved cast. Umbilicus moderately wide. Umbilical wall low, steep, vaulted; umbilical edge very rounded. Whorl-sides slightly vaulted. Shoulder very rounded. Venter narrow, inflated, with a very narrow, slightly prominent keel and hardly perceptible furrows. Whorl section oblong, rounded, greatest width slightly below the middle. Ornament remarkably fine: issuing at the umbilical seam and reaching up to

the narrow, shallow lateral groove at the lower third of the whorl-side, the prorsicostate ribs are very underdeveloped. Beyond the lateral groove, the ribs bend backwards, then forwards and reach up to the ventral furrows. The ribs are especially narrow and dense: there are 38 on half a whorl. The body chamber occupies half a whorl; the peristome presumably follows the outline of the ribs.

Suture-line does not lend itself well to examination, but the hildoceratid features are apparent.

Remark. The new subspecies differs from the nominate subspecies of *semipolitum* in its whorl section, and particularly in its ornament. The lateral spiral groove is nearer to the umbilicus; the ribs, passing over the groove, extend onto the lower part of the whorl-side. Ribbing is denser than in the nominate subspecies. A form similar to the new subspecies has been described by Mitzopoulos (1930, p. 42, Pl. 4, f. 3) by the name *Hildoceras bifrons* var. *graeca* Renz. The type of „*H. bifrons graeca*” Renz (1912, p. 165) (*Hildoceras bifrons* var. Renz, 1911, p. 283, Fig. 3 of the text) has, however, a much more widely spaced ribbing (20 ribs on half a whorl); *pannonicum* cannot therefore be identified with *graeca*.

Distribution. A specimen close to the type of the new subspecies has been described by Mitzopoulos from the Upper Liassic of Alta Brianza.

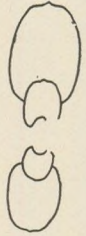


Fig. 15.

HILDOCERAS LOMBARDICUM (MITZOPOULOS, 1930)

Pl. 4, f. 3, 5.

+ 1930 *Hildoceras bifrons* Brug. var. *lombardica* Mitzopoulos (nov. var.) — Mitzopoulos, p. 44, T.: 4, f.: 6

Dimensions:

Specimen No. 28:

Diameter: 32 mm

40.5, 34.5?, 34.5

(13, 11?, 11 mm)

Specimen No. 43:

Diameter: 28 mm

43, 44, 32

(12, 9.5, 9 mm)

Description. Five small casts of good preservation. Umbilicus relatively narrow; umbilical wall medium steep, slightly vaulted; umbilical margin very rounded. Almost parallel whorl-sides, hardly vaulted. Shoulder rounded; venter broad, slightly narrower in specimen No. 28. Keel narrow, slightly prominent; furrows broad and very shallow. Whorl section subquadrate; greatest width at lower third of whorl-side. Ornament well-developed. Issuing at the umbilical seam, the ribs are prorsicostate, bending slightly backwards near the umbilical margin. On the lower third of the whorl-side, the ribs bend strongly forward, then back again, to end in a forward bend near the shoulder. The ribs grow thicker upward, but remain throughout thinner than the rib spacing. There are 17 ribs on half a whorl. There is half a whorl of body chamber.

Suture line simple: *E* almost as long as broad, relatively long *L*. External *U* is long and slender.



Fig. 16.

Remark. The proportions of the Urkut specimens differ from those of the type of *lombardicum* (Mitzopoulos, Pl. 4, f. 5; diameter 39 mm, 37, 34, 36) in that the umbilicus is somewhat narrower. The distinction of *lombardicum* from *Hildoceras bifrons* is warranted by the slight development of the lateral spiral groove. Mitzopoulos considers as a synonym of *lombardicum* the form published as *Hildoceras bifrons* var. by Renz in 1909 (Pl. 4, f. 5), which differs from *lombardicum* in its wider umbilicus.

Distribution: The type of *H. lombardicum* comes from the Toarcian of Alta Brianza.

HILDAITES SERPENTINIFORMIS URKUTENSIS N. SUBSP.

Pl. 5.

Type: Specimen No. 402.

Derivatio nominis: the name refers to the occurrence at Urkut.

Dimensions. Diameter: 140 mm

28, 17, 50.5

(39, 24, 71 mm)

Diagnosis: Strong, widely spaced ribbing; on the body chamber, the venter sharpens into a keel.

Description: A single large, well-preserved cast. Wide, stepwise deeping umbilicus. Umbilical wall steep, almost plane; umbilical margin slightly rounded. Slightly convergent, plane whorl-sides; shoulder rounded. Venter gradually decreasing in breadth towards the greater diameters; in the septate whorl it is low and broad, with a hardly prominent keel and broad, very shallow furrows; on the body chamber it forms a rooflike emergence not bounded by furrows. The whorl section is first a rectangular oblong, then a trapezium, both with rounded apices. Greatest width is at the umbilical margin. Ornament highly developed. The inner whorls bear sausage-like swollen ribs issuing on the umbilical wall, thickening at the umbilical margin, strongly prorsiradiate, then suddenly bending backwards on the whorl-side. The ribs are narrower than the space between them. In some instances, pairs of ribs converge in the neighbourhood of the umbilicus, but it would be unjustified to call them biplicate. The ribs die out at the shoulder. They become subdued on the last whorl. On the umbilical margin, the traces of the ribs appear under a good illumination as a series of bulla-like prominences. The lower whorl-side is completely smooth. The upper third bears short ribs convex backwards. The last whorl bears 61, the penultimate whorl about 47 ribs. Three-quarter whorl body chamber; peristome unknown.

Suture line simple. *E* much shorter than ³broadbased *L* which ends in three short lobules. External *U* is very small.

Remark. On the basis of its uninterrupted ribs, this new subspecies, placed into the *Hildaites* genus, differs from the nominate suspecies (Buckmann, 1923, Pl. 267) in its shorter, thicker

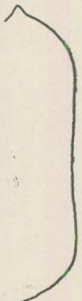


Fig. 17.

ribs, and in the tall, narrow keel on the body chamber. The proportions of *Hildoceras serpentiniiformis* (diameter 127 mm; 25, 17, 52) agree essentially with those of the new subspecies.

Distribution. The type of the nominate subspecies comes from Somerset, from the *Hildaites* Hemera of the Harpoceratan.

HILDAITES SP.

Pl. 6.

Dimensions: cannot be established owing to poor preservation.

Description: Two large casts of incomplete preservation. Umbilicus very wide. Umbilical wall high, vaulted, almost perpendicular. Umbilical margin very rounded. Whorl-sides nearly parallel, slightly convergent upward. The venter and, consequently, the whorl section cannot be studied. Ornament coarser on the penultimate whorl than on the last one. Issuing at the umbilical seam, the ribs are almost rectiradiate up to the lower quarter of the whorl-side; there they bend slightly forward, to thicken and bend suddenly backward again. They bend forward again at the shoulder. The length of the body chamber and the suture line cannot be established.

Remark. By shape and ornament, the Ūrkút specimens belong to the genus *Hildaites*, Buckman 1921. The ornament of the species of *Hildaites* described by the name "*Hildoceratoides proserpentinus*" Buckman, 1921 is particularly similar, but in lack of knowledge concerning suture-line and whorl-section it would be unjustified to attempt an identification.

Distribution. According to Arkell (1957), *Hildaites* is characteristic of the lower Toarcian.

MERCATICERAS MERCATI (HAUER, 1856)

Pl. 9, f. 1, 4.

- 1856 *Ammonites Mercati*—Hauer, p. 43 (partim), T: 6, 7, (non: 4, 5, 8, 9).
- 1874 *Ammonites Mercati* (V. Hauer)—Dumortier, p. 68, T.: 15, f.: 3, 4.
- ? 1880 *Harpoceras Mercati* Hauer—Taramelli, p. 76, T.: 5, f.: 8, 9.
- 1885 *Hildoceras Mercati* Hau.—Haug, p. 637
- ? 1886 *Harpoceras (Hildoceras) Mercati* Hauer—Gemmellaro, p. 191.
- ? 1893 *Lillia Mercati* Hau.—Bonarelli, p. 197
- ? 1889 *Hildoceras Mercati* v. Hauer—Kilian, p. 616
- ? 1900 *Lillia Mercati* Hauer—Bellini, p. 147
- 1905 *Hildoceras Mercati* Hauer—Fucini, p. 114, T.: 6, f.: 4, 5.
- 1906 *Hildoceras Mercati* Hauer—Renz, p. 262.
- ? 1906 *Hildoceras Mercati* Hauer—Renz, p. 220.
- ? 1908 *Hildoceras Mercati* Hauer—Principi, p. 215
- 1910 *Hildoceras Mercati* Hauer—Renz, p. 571, Textf. 26, T.: 21, f.: 2

- 1911 *Hildoceras Mercati* Hauer — Renz, p. 468, T.: 12, f.: 3.
 ? 1912 *Lillia Mercati* Hau. — Rasmuss, p. 80.
 1913 *Mercaticeras mercati* von Hauer — Buckman, p. 7.
 1915 *Hildoceras Mercati* Hauer — Principi, p. 457, T.: 16, f.: 5.
 ? 1919 *Mercaticeras Mercati* Hauer — Fucini, p. 183
 ? 1927 *Hildoceras Mercati* v. Hau. — Daguin, p. 167.
 ? 1929 *Hildoceras mercati* Hauer — Lanquine, p. 185.
 ? 1929 *Hildoceras (MERCATICERAS) Mercati* Hauer — Desio, p. 146.
 1930 *Hildoceras (Lillia) Mercati* Hauer — Mitzopoulos, p. 69,
 T.: 6, f.: 2, 3.
 1931 *Hildoceras Mercati* Hauer — Monestier, p. 15, T.: 5, f.: 2, 4
 (3 ?), T.: 9, f.: 7.
 ? 1934 *Hildoceras Mercati* Hauer — Lacoste, p. 170.
 ? 1936 *Hildoceras Mercati* Hauer — Termier, p. 1305.
 ? 1939 *Mercaticeras Mercati* (Hauer) — Ramaccioni, p. 170.
 1940 *Lillia Mercati* Hauer — Maviglia p. 6, Textf. 3.
 ? 1941 *Hildoceras Mercati* Hauer — Mandev, p. 41.
 ? 1942 *Hildoceras Mercati* (Hauer) — Otkun, p. 36.
 ? 1943 *Mercaticeras Mercati* Hauer — Merla p. 103.
 ? 1946 *Hildoceras mercati* von Hauer — Gardet — Gérard, p. 19.
 1948 *Mercaticeras (Hildoceras) Mercati* Hauer — Deleau, p. 109,
 T.: 2, f.: 28, 29.
 1952 *Mercaticeras Mercati* (Hauer) — Venzo, p. 119, T.: B, f.: 2.
 1952 *Mercaticeras mercati* (Hauer) — Nicotra, p. 77, T.: 3, f.: 6.
 ? 1958 *Mercaticeras mercati* (Hauer) — Donovan, p. 51.
 1959 *Hildoceras (MERCATICERAS) mercati* (Hauer) — Sapunov, p. 29.
 1963 *Mercaticeras mercati* (Hauer) — Pinna, p. 77, T.: 10, f.: 8, 9,
 11, 12.
 non: 1867 — 1881 *Ammonites Mercati* Hauer — Meneghini, p. 32, T.: 8,
 f.: 1, 2.
 1897 *Hildoceras (Lillia) Mercati* (Hauer) — Bonarelli, p. 203.
 1904 *Hildoceras Mercati* Hau. — Prinz, p. 122, T.: 24, f.: 3.
 1932 *Mercaticeras mercati* Hauer — Merla, p. 45, T.: 6, f.: 4, 5, 6, 7.
 1947 *Mercaticeras Mercati* Hauer — Lippi-Boncambi, p. 134,
 T.: 1, f.: 8.

Dimensions :

Specimen No. 12

Diameter: 12 mm

41, 45.5, 32

(9, 10, 7 mm)

Specimen No. 18

Diameter: 30 mm

40, 43.5, 38

(12, 13, 11.5 mm)

Description: Four small casts of mediocre preservation. Umbilicus narrow. Umbilical wall almost perpendicular; umbilical margin very rounded. Whorl-sides vaulted, venter very broad. The narrow keel is intensely prominent, with a narrow, deep furrow on each side. Whorl section broadly subquadrate; greatest width at middle of whorl-side. Ornament highly developed. Rectiradiate ribs, issuing at the umbilical edge, bend forward suddenly at the shoulder and die out on the margin of the furrow. The ribs are much narrower than the

rib spacing. There are 14 ribs on half a whorl. The preserved part of the body chamber occupies half a whorl.

Suture line very simple. *E* almost as long as short, squat *L*. *U* very small.

R e m a r k. The proportions of the Urkut specimens hardly differ from those of the type of *Mercaticeras mercati* (diameter 32 mm; 36, 42, 34). Whorl section and ornament are alike. Of the forms published by the name *M. mercati*, those described by Meneghini, Merla, Lippi-Boncambi belong to *Mercaticeras umbilicatum*, the specimen on Prinz's Fig. 3. to *M. rursicostatum*.

D i s t r i b u t i o n. The occurrences of *Mercaticeras mercati* in the Mediterranean region are enumerated by Pinna. Further remarkable localities are Northern Africa (Deleau) and Asia Minor (Otkun). In spite of its small size, the easily recognized species possesses a chronostratigraphic significance in the Mediterranean region: according to Donovan, it defines a zone in the Toarcian.

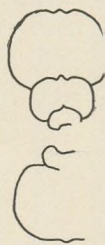


Fig. 18.

MERCATICERAS UMBILICATUM BUCKMAN 1913

Pl. 9., f. 7, 8.

- 1856 *Ammonites Mercati* Hauer — Hauer, p. 43, (partim) T.: 23, f.: 4, 5 (non: 6–10).
- 1867–1881 *Ammonites Mercati* Hauer — Meneghini, p. 32, T.: 8, f.: 1, 2.
- 1913 *Mercaticeras umbilicatum* Buckman — Buckman, p. 7.
- ? 1930 *Hildoceras (Lillia) Skuphoi* Mitzopoulos — Mitzopoulos, p. 54, T.: 5, f.: 3.
- 1930 *Lillia Mercati* Hauer, var. *umbilicata* Buckman, p. Mitzopoulos, p. 70, T.: 6, f.: 4.
- 1932 *Mercaticeras Mercati* (Hauer) — Merla, p. 45, T.: 6, f.: 4–7.
- 1932 *Mercaticeras humeralis* n. sp. — Merla, p. 45, T.: 6, f.: 1–3.
- 1947 *Mercaticeras mercati* Hauer — Lippi-Boncambi, p. 134, T.: 1, f.: 8.
- 1947 *Mercaticeras humeralis* Merla — Lippi-Boncambi, p. 135, T.: 1, f.: 10.
- ? 1958 *Mercaticeras umbilicatum* Buckman — Donovan, p. 51.
- 1963 *Mercaticeras umbilicatum* Buckman — Pinna, p. 76, T.: 1–7 10.

D i m e n s i o n s.

Specimen No. 14
Diameter: 36 mm
33.5, 34.5, 39
(12, 12.5, 14 mm)

Specimen No. 15
Diameter: 26 mm
34.5, ?, 38.5
(9, ?, 10 mm)

D e s c r i p t i o n. Four small specimens of good preservation. Umbilicus wide, deepening stepwise. Umbilical wall steep, high, hardly vaulted; umbili-

cal margin rounded. Venter broad, very low. Tall, sharp keel bounded by broad, deep furrows. Whorl section quadrate; greatest width at umbilical margin. Ornament highly developed. Issuing at the umbilical edge, the coarse, slightly sinuous ribs swell and bend forward at the shoulder. The ribs are somewhat narrower than the rib spacing. The last half-whorl of specimen No. 14 bears 13 ribs. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.

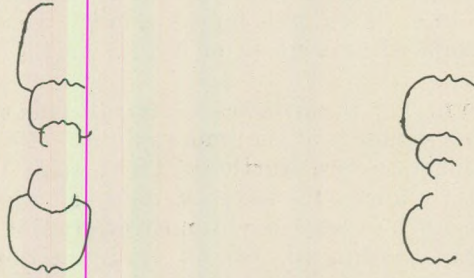


Fig. 19.

Suture line very simple. *L* small and squat.

Remark. The type of *Mercaticeras umbilicatum* has a somewhat wider umbilicus (diameter 37 mm; 30, 34, 44); its whorl section is broadest at the middle of the whorl-side. The ornament of the Urkut specimens agrees with that of the type. As regards whorl section, the Urkut specimens can be most closely identified with Pinna's figure (p. 95, f. 1.)

Distribution. The type of *Mercaticeras umbilicatum* is known from the Pian d'Erba region. Further localities are: Entratico (Hauer); Porcarella (Meneghini); Alta Brianza (Mitzopoulos); Pian di Giugoli, Cagli, Mte dei Fiori (Merla), Mti Martani (Lippi-Boncambi); Valdorbia (Donovan); Alpe Turati (Pinna).

MERCATICERAS INVOLUTUM BUCKMAN, 1913

Pl. 9, f. 3, 9.

1856 *Ammonites Mercati*—Hauer p. 43 (partim), T.: 23, f.: 8—9 (non: 4—7).

—1913 *Mercaticeras involutum* Buckman—Buckman, p. 7.

1930 *Lillia Mercati* Hauer var. *involuta* Buckman—Mitzopoulos, p. 70, T.: 6, f.: 5.

Dimensions.

Specimen No. 11:
Diameter: 20 mm
45, 50, 27.5
(9, 10, 5.5 mm)

Specimen No. 13
Diameter 18 mm
44.5, 47, 22
(8, 8.5, 4 mm)

Description: Two small casts of good preservation. Umbilicus very narrow, deepening stepwise. Umbilical wall steep; umbilical margin slightly rounded. Parallel whorl-sides, very slightly vaulted. Shoulder rounded; venter

very broad and very low. The slightly prominent broad-based keel is bounded by broad deep furrows. Whorl section rounded quadrate. Greatest width at lower third of whorl-side. Ornament well-developed. Issuing at the umbilical edge, the ribs are almost straight, rectiradiate, thickening somewhat and bending slightly forward on the upper part of the whorl-side. The last whorl bears 27 ribs on Specimen No. 11 and 30 on Specimen No 13. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.

Suture line simple. *E* somewhat longer than broad-based, gradually tapering. *L*. *U* is small.

R e m a r k. The proportions of the Urkut specimens hardly differ from those of the type of *involutum* (25 mm diameter; 46, 52, 22); see H a u e r, Pl. 23, f. 8–9). Whorl section and ornament agree. P i n n a (1963, p. 80) subsumes *Mercaticeras involutum* under the species *Mercaticeras dilatatum* established by M e n e g h i n i (1883, p. 368, Pl. 21, f. 1) by the name "*Hildoceras (Lillia) dilatatum*". However, the whorl-section of the type of *dilatatum* is trapezoidal, and the ribbing is denser and much more sinuous.

D i s t r i b u t i o n. The type of *M. involutum* comes from the Pian d'Erba area. The species has been described by M i t z o p o u l o s from Alta Brianza.

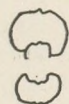


Fig. 20.

MERCATICERAS TYRRHENICUM (FUCINI, 1905)?

Pl. 9, f. 2.

D i m e n s i o n s. Diameter: 28 mm
42.5, 32, 32
(11.5, 9, 9 mm)

D e s c r i p t i o n. A single small cast of excellent preservation. Umbilicus narrow, deepening stepwise. The high, vaulted umbilical wall slightly overhangs the umbilical seam; it has an undulated surface with 9 mounds on the last whorl. (These features are not apparent in the section shown as Fig. 21). Umbilical edge slightly rounded. Whorl-sides nearly parallel and almost plane. Shoulder rounded; venter broad, low, with a very narrow, rather prominent keel and shallow furrows. Whorl section subquadrate; greatest width at lower third of whorl-side. Ornament well-developed. Issuing on the umbilical wall, the prorsicostate ribs turn rectiradiate before attaining the lower third of the whorl-side. At the shoulder, they bend forward and die out at the ventral furrow. The ribs, although convergent in the neighbourhood of the mounds on the umbilical margin, coalesce but very seldom. The last whorl bears 35 ribs, much narrower than the rib spacing. The body chamber occupies half a whorl; peristome unknown.

Suture line simple. *E* somewhat shorter than narrow, slender-based *L* which has three nearly symmetrical lobules. Small external *U* is situated near the umbilical edge.

R e m a r k. The Urkut specimen differs from the type of the specimen published by F u c i n i (1905, p. 111, Pl. 6, f. 1) by the



Fig. 21.

name *Hildoceras tyrrhenicum* (diameter 31 mm, 40, 39, 36) in its different proportions and narrower venter. The convergency of the ribs near the mounds on the umbilical margin is apparent on the photo of the type. In his revision of *tyrrhenicum*, P i n n a (1963, p. 80, Pl. 10, f. 17, 22, 23, 26, 28), too, emphasizes the concentration of the ribs about the mounds. As the proportions of the specimen described by P i n n a (diameter 36 mm; 39, 30.5, 33) are very close to those of the Urkut specimen, it is not excluded that the Urkut form falls within the range of variability of *tyrrhenicum*.

D i s t r i b u t i o n: The type of *tyrrhenicum* is known from the Monte di Cetona region, from the Middle Liassic according to F u c i n i. Forms close to the Urkut specimen have been described by P i n n a from the Alpe Turati. The species has been signalled also from Mte Fauto, Cesi and Cagli by M e r l a (1932, p. 48, Pl. 6, f. 12–16, 18) and from the Mti Martani by L i p p i - B o n c a m b i (1947, p. 134, Pl. 1, f. 9.)

BRODIEIA BAYANI (DUMORTIER, 1847)?

Pl. 9, f. 6.

D i m e n s i o n s. Diameter: 24 mm
41.5, 37.5, 29
(10, 9, 7 mm)

D e s c r i p t i o n: A single small cast of good preservation. Umbilicus narrow, deepening stepwise. The high, somewhat vaulted umbilical wall slightly overhangs the umbilical seam. Umbilical margin rounded. The slightly convergent whorl-sides are almost plane, the shoulder is rounded. Venter broad, with a tall narrow keel and very shallow furrows. Whorl section a rectangular oblong with rounded apices. Greatest width at umbilical margin. Ornament well-developed. The umbilical wall bears undulating mounds, in the vicinity of which the ribs are convergent. On the last whorl there are eight such mounds. The ribs are prorsicostate near the umbilicus, almost rectiradiate on the whorl-side and bend forward on the venter: they die out on the margin of the furrow. The ribs are much narrower than the rib spacing. The last whorl bears 33 ribs. The preserved part of the body chamber occupies more than half a whorl. Peristome unknown.

Suture line simple. *E* as long as tapering, long *L*. External *U* very small.

R e m a r k. The proportions of the Urkut specimen hardly differ from those of the type of *Ammonites bayanus* (diameter 45 mm; 42, 37, 27) as described by D u m o r t i e r (1874, p. 69, Pl. 16, f. 7–9.) The mounds of the umbilical wall are somewhat better developed on the type, although the underdevelopment of this feature on the Urkut specimen may be due to its small size. The ornament of the Urkut specimen seems denser than that of the type.

D i s t r i b u t i o n: The species *bayani* has been described from the *bifrons* Zone of Saint Romain – Saint Julien by D u m o r t i e r. According to D o n o v a n (1958, p. 43) *Brodieia bayanus* is typical of the upper part (*bayani* Subzone) of the *Phymatoceras erbaense* Zone. An up-to-date review of the distribution of the species has been given by P i n n a (1963, p. 85).

PSEUDOMERCATICERAS ROTARIES PINNAI N. SUBSP.

Pl. 9, f. 12

Type: Specimen No. 18.

Derivatio nominis: after Prof. G. Pinna, author of a revision of *Pseudomercaticeras*.

Dimensions. Diameter: 42 mm

35.5, 33.5, 39.5

(15, 14, 16.5 mm)

Diagnosis: Unequally swollen, widely spaced ribs.

Description: A single medium-sized cast of mediocre preservation. Umbilicus wide, deepening stepwise. Umbilical wall low, moderately steep, vaulted. Umbilical margin very rounded. Slightly vaulted, almost parallel whorl-sides. Venter broad, very low. Tall broad-based keel bounded by broad deep furrows. Ornament highly developed. The penultimate whorl bears narrow, widely spaced ribs which bend slightly backward on the lower and forward on the upper part of the whorl-side. Near the umbilicus, the ribs often converge without actually coalescing. On the last whorl, the ribs grow coarser on the upper part of the whorl-side while fading on its lower part. Some of the ribs issue on the umbilical margin, others near the middle of the whorl-side. Low on the whorl-side, some ribs almost coalesce, without, however, forming any trace of a node. The last whorl bears 30 ribs. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.

Suture line very simple. *E* longer than slightly asymmetric *L*. *U* very underdeveloped.

Remark. The new subspecies resembles the species *M. rotaries* described by Merla (1932, p. 40. Pl. 4, f. 2, 4, 6, Pl. 8, f. 21) in whorl section and proportions. The proportions of the type of *rotaries*, described by Meneghini (1867–1881, p. 30, Pl. 8, f. 3) by the name *Amm. comensis*, are: diameter 48 mm; 32, 29, 40. The type of *rotaries* is more densely ribbed and its ribs are almost uniform. According to Pinna, the number of ribs per whorl ranges from 33 to 36 in *rotaries*. (There are 36 on the type). The unequal ribs of the new subspecies recall *Mercaticeras parvilobum* as described by Merla (1932, p. 41, Pl. 5, f. 13), but the ribs of *parvilobum* are narrower and stand denser.

Distribution: According to Pinna, the nominate subspecies is known from the environs of the Alpe Turati, Monte Cucco, Monte dei Fiori and Catria; *parvilobum* is known from Porcarella.

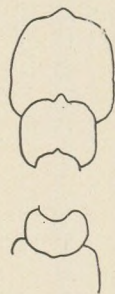


Fig. 22.

PHYMATOCERAS TIROLENSE (HAUER, 1857)

Pl. 8.

- + 1856 *Ammonites Tirolensis* Hauer. — Hauer, p. 41, T.: 7, f.: 1–3.
- ? 1931 *Lillia tirolensis* Hauer — Lacoste, p. 171.
- ? 1931 *Lillia tirolensis* Hauer — Monestier, p. 22, T.: 4, f.: 3, 5, 6.

? 1933 *Lillia tirolensis* v. Hauer — Corroy et Gérard. p. 217.
 ? 1936 *Lillia tirolensis* Hauer — Termier, p. 1303.

Dimensions. Diameter: 107 mm
 27, 21.5, 54
 (29, 23, 58 mm)

Description. A single large cast bearing parts of the test, part of whose inner whorl is missing. The stepwise deepening umbilicus is very wide. Umbilical wall steep, vaulted, umbilical margin very rounded. Whorl-sides very slightly vaulted; shoulder rounded; venter broad, low, with shallow furrows and a broad, low, vaulted keel. Whorl section subquadrate, greatest width at lower third of side. Ornament highly developed. On the penultimate whorl, nearly rectiradiate ribs issue mostly in groups of three from bullae situated at the umbilical margin. On the last whorl, the ribs are single, straight and bend strongly forward at the shoulder. All ribs issue on the umbilical margin; they are markedly rursiradiate and grow thicker outwards. The sausage-shaped ribs die out at the ventral furrow. The last whorl bears 56 ribs. The body chamber is not preserved.



Fig. 23.

Suture line fairly simple. *E* somewhat shorter than relatively narrow-based, slender *L* which ends in three nearly equal lobules. External *U* well-developed, slender-based. The rest of the umbilical elements are deeply retracted.

Remark. The Urkut specimen differs from the type of *tirolense* in that it has a slightly narrower whorl. The type has a diameter of 102 (?) mm, with 27, 25, 53. It is likewise septate in its full length. The broad, low keel and particularly the strongly rursiradiate ribs, which become single early on the whorl, agree with the type. *E* is somewhat shorter on the type. — The form published by Dumortier under the name "*tirolense*" is a different species (*Phymatoceras robustum*).

Distribution. The type of *tirolense* has been described by Hauer from the area of Waidring, from the red Adnethian beads.

PHYMATOCERAS NARBONENSE AEQUALE N. SUBSP.

Pl. 7, fig. 1.

Type: Specimen No. 35.

Derivatio nominis: the name refers to its uniform ornament.

Dimensions. Diameter: 102 mm
 30.5, 24.5, 46
 (31, 25, 47 mm)

Diagnosis: Nearly uniform nodes and rectiradiate ribs on the penultimate whorl.

Description: A single medium-sized cast, part of which is missing. Umbilicus wide. The sloping, high umbilical wall is slightly concave. Umbilical margin gently rounded. Sides of penultimate whorl slightly, those of last whorl somewhat more markedly convergent. Shoulder slightly rounded on penultimate whorl, somewhat more so on last whorl. Venter of penultimate whorl

broad and slightly vaulted, that of last whorl narrow, tall, roof-like, grading into a narrow well-developed keel. Section of penultimate whorl oblong, that of last whorl subtriangular. Greatest width at umbilical margin. Ornament well-developed. The penultimate whorl bears bullae issuing at the umbilical seam, swelling at the umbilical margin, and drawn out in a radial direction. These nearly uniform nodes bifurcate slightly above the umbilical margin. The thin sausage-shaped ribs issuing from them are retroradiate on the whorl-side; bending strongly forwards at the shoulder and passing onto the venter, they die out near the keel. Half a whorl bears 13 nodes and 26 ribs. On the last whorl, the nodes gradually lose relief; the ribs become scarcer and shorter. The swollen ribs die out at the shoulder. The body chamber occupies slightly more than half a whorl.

Suture line moderately complex. *E* slightly shorter than long, slender *L* which ends in three almost symmetrical lobules. The tip of external *U* points obliquely towards *L*; internal *U* is near the umbilical seam. Umbilical saddle deeply retracted.

R e m a r k. Proportions and whorl section of the new subspecies hardly differ from those (diameter 262 mm; 25, 21, 54) of the type (*Ammonites Lilli*, [v. Hauer] in Dumortier, 1874, p. 82, Pl. 21, f. 1, 2) of *Phymatoceras narbonensis* (Buckman 1898, Suppl. p. 14). At a diameter of 102 mm, however (equalling that of the Urkut specimen), the ornament of the inner whorl is irregular on the nominate subspecies, which bears shorter and coarser ribs. The whorl section of *P. chelussii* (Parisich et Viale 1906) is different. The ribs of *P. venustula* (Merla, 1932) are intensely ruriradiate. — The suture line of the new subspecies is hammatoceratid as regards the arrangement of the umbilical elements.

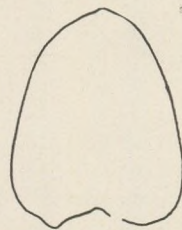


Fig. 24.

D i s t r i b u t i o n. The type of *Phymatoceras narbonense* comes from the environs of La Verpillière. As to further details of its spread see Renz (1906, p. 270), Schirardin (1914, p. 376), Monestier (1931, p. 21, Pl. 4, f. 1, 2, 4, 10, 12), Merla (1933, p. 14), Corroy et Gérard (1933, p. 217) and Sapunov — Nachev (1959, p. 57, Pl. 5, f. 1, 2).

PHYMATOCERAS CF. ELEGANS (MERLA, 1932)

Pl. 9, f. 10.

D i m e n s i o n s. Diameter: 35 mm
24, ?, 51,5
(9, ?, 18 mm)

D e s c r i p t i o n: A single small cast of mediocre preservation. Umbilicus very wide and very shallow. Umbilical wall steep, low, vaulted; umbilical margin very rounded. Whorl-sides parallel, hardly vaulted; shoulder somewhat rounded, venter broad, low, with a hardly prominent keel. Whorl section subquadrate, greatest width at middle. Ornament relatively fine. Issuing at the umbilical seam, the ribs bend strongly backwards at the umbilical margin.



Fig. 25.

Thickening at the shoulder and passing on to the venter, they die out near the keel. They are thin and dense. At the umbilical margin the ribs are seen to converge pairwise. Sometimes the rib pair becomes stronger and slight swollen at the umbilical edge, without, however, actually forming a node. The last whorl carries about 50 ribs. The body chamber is not preserved.

Suture line simple. *E* invisible. *L* ends in three very asymmetrical lobules. *U* very small; umbilical saddle retracted.

Remark. The species resembles the one published by Merla (1932, p. 17, Pl. 1, f. 3, 5, 12) by the name *Denckmannia elegans*. *Phymatoceras iserensis* (Oppel, 1856) has a coarser ornament. Monestier (1931, p. 24, Pl. 5, f. 16) has described besides the typical specimens of *iserensis* also a form with finer ribbing, which can be distinguished from *elegans* by the development of the nodes.

Distribution. *Phymatoceras elegans* is known according to Merla from the Mte Gemmo, Mitola, Gagli and Porcarella regions, from the *lilli* Zone. Donovan (1959, p. 55) has demonstrated *elegans* from around Valdorbica.

PHYMATOCERAS SP. AFF. ERBAENSE (HAUER, 1856)

Pl. 9, f. 5.

Dimensions: Cannot be established owing to poor preservation.

Description. A single incomplete cast. Umbilicus wide, umbilical wall high, steep, slightly vaulted; umbilical edge very rounded. Whorl-sides nearly parallel and very slightly vaulted; shoulder very rounded. Venter broad, almost plane, with a very narrow, low keel and hardly perceptible narrow, shallow furrows. Whorl section subquadrate; greatest width at middle. Ornament highly developed. Issuing near the umbilical seam, the ribs are straight and, particularly about the umbilical edge where most of them bifurcate, very prominent. On the venter, the ribs bend forward and die out right on the edge of the ventral furrow. The last whorl bears 30 ribs. About half a whorl of body chamber is preserved. Peristome unknown.

Suture line simple. *E* somewhat shorter than broad, nearly symmetrical *L*.

Remark. The Urkut specimen, whose taxonomic position cannot, owing to its incompleteness, be determined with certainty, differs from the species *Ammonites erbaensis* described by Hauer (1856, p. 42, Pl. 11, f. 10–14) in its more abundant bifurcating ribs. The suture line of the type is somewhat better developed.

Distribution. The type of *Phymatoceras erbaense* has been described by Hauer from the Pian d'Erba region and from the Alpe Baldovane. According to Donovan, (1958, p. 43) *erbaense* defines a zone in Southern Switzerland and Italy.

PHYMATOCERAS N. SP.

Dimensions: Cannot be established owing to poor preservation.

Description. Fragment of a single, fairly large cast of mediocre preservation. Umbilicus wide. Umbilical wall high, almost perpendicular, hardly vaulted. Umbilical edge rounded. Somewhat convergent whorl-sides,

very slightly vaulted. Shoulder slightly rounded, venter in the shape of a broad, low roof, with a high keel having concave flanks. Whorl section a rectangular oblong with rounded apices; greatest width at umbilical margin. Ornament of inner whorl well-developed, that of the last whorl, subdued. The almost straight, slightly rursiradiate ribs issue from node-like bullae at the umbilical edge; bending forward, they die out near the shoulder. The swollen ribs are as broad as rib spacing. The preserved part of the body chamber takes up a quarter-whorl.

Suture line simple. *E* invisible. *L* is long and ends in three nearly symmetrical lobules.

Remark. The inner whorl of the new species which, owing to its state of preservation, is published for the time being without a name, recalls *Phymatoceras chelussii* (P a r i s c h — V i a l e, 1906), but the tall concave-flanked keel on the last whorl is a feature alien from *chelussii*. The subdued ornament resembles that of the form described by B u c k m a n (1921, Pl. 234) by the name *Pelecoceras obliquatum*, which has a narrower whorl and more rectiradiate ribs.

Distribution. The type *chelussii*, close to the new species, comes from the Toarcian of the Monti del Furlo. The type of *Pelecoceras obliquatum* comes from the *variabilis* Hemera of Whitby.

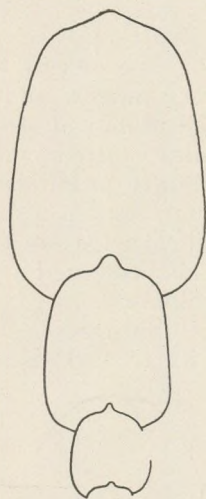


Fig. 26.

FRECHIELLA ACHILLEI LONGOBARDICA RENZ, 1927

Pl. 9, f. 13.

1925 *Frechiella Achillei* R e n z — R e n z, p. 391, T.: 16, f.: 3.

+ 1927 *Frechiella Achillei* var. *longobardica* nov. var. — R e n z, p. 427.

Dimensions: Cannot be established owing to poor preservation.

Description: A single incomplete cast. Umbilicus very narrow and deep. The high, nearly plane umbilical wall strongly overhangs the umbilical seam. Umbilical margin somewhat rounded. Whorl-sides vaulted and convergent. Venter broad, low, with narrow shallow furrows and a low keel. Whorl section sub-circular; greatest width at umbilical margin. The cast bears no ornament. Under a very good illumination, the venter reveals low, broad, vague prominences between the septa which may be the results of a subsequent dissolution of parts of the cast. Only the hindmost part of the body chamber is preserved.



Fig. 27.

Suture line relatively well-developed. *E* almost as long as tapering *L*. *ES* very broad, with a small median incision. Broad *LS* finely serrate. The septa stand very dense, particularly near the body chamber.

Remark. Apart from the prominences on the venter, the Ürküt specimen fully agrees with the type.

Distribution. The type of *Frechiella achillei longobardica* comes from Val Moluna, from the *bifrons* Zone.

FRECHIELLA ACHILLEI EGERIAE RENZ, 1925

Pl. 9, f. 15

+ 1925 *Frechiella Achillei* var. *Egeriae* Renz (nov. var.) — Renz,
p. 392, T.: 16, f.: 2.

Dimensions. Diameter: 48 mm
52, 46, 16,5
(25, 22, 8 mm)

Description. A single small cast of mediocre preservation. Umbilicus very narrow and deep. The high umbilical wall, which somewhat overhangs the umbilical seam, is but slightly vaulted. Umbilical edge rounded. Whorl-sides vaulted, convergent. Venter broad, low, with very shallow furrows and a slightly prominent keel. Whorl section subelliptic. Greatest width near lower quarter of whorl-side. Ornament very slightly developed: only near the umbilical edge are there a few short, nearly rectiradiate, very vague rib traces. The preserved part of the body-chamber occupies half a whorl. Peristome unknown.

Suture line simple. *E* poorly visible, *L* broad and deep. *LS* well-developed, with a marked median incision.

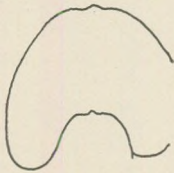


Fig. 28.

Remark. Proportions, shape and suture line of the Urkut specimen agree with those of the type of *egeriae*: however, according to the description, the ornament is better visible on the type.

Distribution. *Frechiella achillei egeriae* has been described by Renz from Val Ceppelline and the environs of Salzburg, from the *bifrons* Zone.

FRECHIELLA SP. AFF. VENANTII (CATULLO, 1846)

Pl. 9, f. 14.

Dimensions: Diameter: 27 mm.
48, 44.5, 18.5
(13, 12?, 5 mm)

Description. A single small cast of poor preservation. Umbilicus narrow and deep. Umbilical wall vaulted, overhanging the umbilical seam. Umbilical margin very rounded. Venter broad, low, with a well-defined keel. The narrow, shallow ventral furrows become visible under very good illumination only. Whorl section oval, greatest width near umbilical margin. Ornament well-developed on the lower, poorly developed on the upper part of the whorl-side. Issuing at the umbilical edge, the broad, swollen, slightly rursiradiate ribs fade above the middle of the whorl-side. Half a whorl bears five ribs. Body chamber and peristome unknown.

Suture line very simple. *E* poorly visible, *L* short, broad-based, with a very finely serrate margin. *U* is situated at the umbilical margin. The median incision dividing *ES* in two is small.

Remark. The specimen from Urkut belongs, with its ornamentation restricted to the lower part of the body chamber, to the relationship as *Frechi-*

ella venantii (Cattullo, 1846, p. 22, Pl. 13, f. 3.). However, a more precise determination than this is impossible owing to the poor preservation of the specimen.

D i s t r i b u t i o n. The type of *Frechiella venantii* comes from the red ammonite beds of Entratico. Renz (1925, p. 394–398) has established, on the basis of the Upper Liassic ammonite faune of the Ticino, several subspecies within the species *venantii*. *Venantii* has been figured by Brun – Marcelin (1934, p. 450, Pl. 2, f. 13–14) from the Florac area.

FRECHIELLA KAMMERKARENSIS N. SUBSP. AFF. HELVETICA

RENZ 1922

Pl. 9, f. 11.

D i m e n s i o n s: Diameter: 65 mm
49, 46?, 23
(32, 30? 15 mm)
(32, 30? 15 mm)

D e s c r i p t i o n: Single fragment of well-preserved cast. Umbilicus narrow and deep. Umbilical wall high, almost perpendicular, somewhat vaulted; umbilical edge rounded. Whorl-sides vaulted, slightly convergent. Shoulder rounded, venter broad, plane, with broad and very shallow furrows and a likewise broad, low keel. Whorl section rounded trapezoidal, greatest width near the umbilical margin. Ornament poorly developed. The almost rectiradiate, vague, broad ribs are invisible except under very good illumination. At the shoulder, the ribs become swollen, forming a row of obtuse bullae. Between each pair of bullae, the keel and both furrows become more pronounced. This results in a sinuous outline of the venter. Body chamber and peristome unknown.

Lobe relatively intricate. *E* almost as long as broad *L*, the middle one of whose three lobules is much prolonged and bifid, forming two small teeth. External *U* is outside umbilical margin. *ES* is divided into two unequal parts by the median incision.

R e m a r k. On the basis of its dorsolateral nodes, the Urkút specimen belongs to the species *Frechiella kammerkarensis* (Stolley, 1903). Within that species, the poorly developed ornament recalls the subspecies *F. kammerkarensis helvetica* (cf. Renz, 1922, p. 158, Pl. 7, f. 13, 11). As regards whorl section, the forms of *helvetica* figured by Renz in 1925 (p. 402, Pl. 15, f. 3 and Pl. 18, f. 4) are particularly similar. The specimen figured as Fig. 4 on Pl. 18 as cfr. *helvetica* is almost exactly like ours also as to size. The difference from *helvetica* is in the suture line, particularly as regards the development of the middle lobule of *L*. *F. kammerkarensis salisburgensis* Renz, 1925/p. 213, Pl. 5, f. 3) possesses a better-developed ornament, and broader whorls, but its suture line recalls that of the Urkút specimen. On the whorl of *F. pannonica* Prinz, 1906 (p. 55. text-fig. 3, 4) the width is larger than the height. Orna-

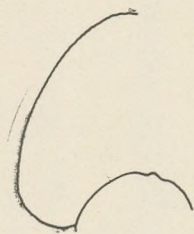


Fig. 29.

ment is also better developed, and *L* ends in two short, divergent teeth. It is therefore probable that the Urkut specimen takes an intermediate position between *F. kammerkarensis helvetica* and *F. kammerkarensis salisburgensis*. To name the new subspecies would be premature considering its poor state of preservation.

Distribution. Of the subspecies of *F. kammerkarensis*, the type *helvetica*, which stands closest to the subspecies from Urkut, comes from the red clayey dogger beds (*bifrons* Zone) of the Breggiaschlucht. Besides, *helvetica* occurs also in the environment of Varea and Bruciati (Renz, 1925, p. 402) and in the Mti Martani (Lippi-Boncambi, 1947, p. 148).

REFERENCES

- Arkell, J. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea (in: Moore C.: Treatise on Invertebrate Pal. L. 4. Kansas.
- Bayle, E. (1878): Explication de la Carte Géologique de la France. Paris.
- Bellini, R. (1900): Les Ammonites du calcaire rouge ammonitique (toarcien) de l'Ombrie. Journ. de Conch. 4 ser. 2. Vol. 48, Paris.
- Bonarelli, G. (1893): Osservazioni sul Toarciano e l'Aaleniano dell'Appennino Centrale. Bol. Soc. Geol. Ital. 12, Roma.
- Bonarelli, G. (1897): Le ammoniti del „Rosso Ammonitico“. Bull. Soc. Malac. Ital. 20, Pisa.
- Boujot, J. (1950): Étude d'une Ammonite de la famille des Harpoceratides: Harpoceras subplanatum Oppel. Diplom. Étud. Sup. Géol. Lyon.
- Brun, P. — Brousse, M. (1936) Le Lias de Valz près d'Alès (Gard). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. Mém. 27, Lyon.
- Brun, P. — Marcellin, P., 1934.: Étude stratigraphique des Petits Causses des environs de Florac. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse.
- Beckman, S. S., 1889.: The descent of *Sonninia* and *Hammatoceras*. Quart. Journ. Geol. Soc. 45. London.
- Buckman, S. S., 1898.: On the grouping of some divisions of the so-called "Jurassic" time. Quart. Journ. Geol. Soc. 54, London.
- Buckman, S. S., 1902.: Emendations of ammonite nomenclature, Cheltenham.
- Buckman, S. S., 1887—1907.: Monograph of the ammonites of the Inferior Oolite Series. Palaeontogr. Soc. London.
- Buckman, S. S., 1909—1930.: Type ammonites. London.
- Burckhardt, C., 1903.: Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. Palaeontographica 50, Stuttgart.
- Catullo, A., 1846.: Memoria geognostico-paleozoica sulle Alpi Venete. Mem. Soc. Ital. Sci. Modena.
- Christ, H. A., 1960.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien. Schweiz. Paläont. Abhand. 77, Basel.
- Corroy, G. — Gérard, Ch., 1933.: Le toarcien de Lorraine et du Bassigny. Bull. Soc. Géol. France, 5 ser. 3, Paris.
- Daguin, F., 1927.: Contribution à l'étude géologique de la région pré-rifaine. Not. Mém. Serv. Min. Cart. Géol. Maroc. Montpellier.
- Dean, W. T. — Donovan, D. T. — Howarth, M. K., 1961.: The Liassic Ammonite Zones and Subzones of the North-West European Province. Bull. British. Mus. Nat. Hist. Geol. 4/10, London.
- Del Campana, D., 1900.: I Cephalopodi del Medolo di Valtrompia. Boll. Soc. Geol. Ital. 19, Roma.
- Deleau, P., 1948.: Le Djebel Nador. Bull. Serv. Cart. Géol. 2, sér., n°17, Alger.
- Denkmann, A., 1887.: Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörn-ten. Abh. Geol. Specialkart. Preuss. Thür. Staat. 7. Berlin.
- Desio, A., 1929.: Studi geologici sulla regione dell'Albenza. Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat. Milano. 10.

- Donovan, D. T., 1958.: The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. *Ecl. Geol. Helv.* 51, Basel.
- Dubar, G., 1925.: Études sur le Lias des Pyrénées françaises. Thès. Fac. Sci. Univ. Lille. 31.
- Dumortier, E., 1874.: Études paléontologiques sur les dépôts Jurassiques du Bassin du Rhône. Paris.
- Fucini, A., 1896.: Faunula del Lias medio di Spezia. *Bol. Soc. Geol. Ital.* 15, Roma.
- Fucini, A., 1901–1905.: Cephalopodi Liassici del Monte di Cetona, Paleont. Ital. 7–11, Pisa.
- Fucini, A., 1919.: Il Lias superiore di Taormina ed suoi fossili. *Palaeont. Ital.* 25, Pisa.
- Gabilly, J., 1961.: Étage toarcien. Le toarcien de Thouars (in: Colloque sur le Lias.) *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.* 4, Paris.
- Gardet, G. – Gérard, C., 1946.: Contribution à l'étude paléontologique du Moyen-Atlas Septentrional. *Not. Mém. Serv. Cart. Géol. Maroc.* 64., Laval.
- Gemmellaro, G. G., 1886.: Monografia sui fossili del Lias superiore delle provincie di Palermo. *Giorn. Sci. Nat. Econ. Palermo*, 17.
- Hauer, F., 1856.: Über die Cephalopoden aus dem Lias der Nordöstlichen Alpen. *Denksch. Math. Nat. Cl. Ak. Wiss.* 11, Wien.
- Haug, E., 1885.: Beiträge zu einer Monographie der Ammoniten-Gattung *Harpoceras*. *Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil.* Bd. 3, Stuttgart.
- Hébert, E., 1866.: Observations sur les calcaires à *Terebratula diphya* du Dauphiné. *Bull. Soc. Géol. France* 2 sér. 23, Paris.
- Janensch, W., 1902.: Die Jurensisschichten des Elsass. *Abh. Geol. Spezialkart. Elsass-Lothar.* N. F. 5, Strassburg.
- Jaworski, E., 1925.: La fauna del lias y dogger de la Cordillera Argentina en la parta meridional de la provincia de Mendoza. *Actas Ac. Nac. Cienc.* 9, Cordoba.
- Kilian, M., 1899.: Étude paléontologique sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. *Mém. Ac. Sci. Inst. France*, 30, Paris.
- Lacoste, J., 1931.: Notes stratigraphiques sur le Rif méridional. *Compt. Rend. Ac. Sci. Paris*, 192.
- Lacoste, J.: 1934.: Études géologiques dans le Rif méridional. *Not. Mém. Serv. Min. Cart. Géol. Maroc*, 31, Rabat.
- Lanquine, A., 1929.: Le Lias et le Jurassique des chaînes Provençales. *Bull. Serv. Cart. Géol.* 32, Paris-Liège.
- Lippi-Boncambi, 1947.: Ammoniti del Lias superiore del Umbria Centrale. *Riv. Pal. Ital.* 53, Milano.
- Lissajous, M., 1906.: Faune du Toarcien des environs de Mâcon. *Bull. Trim. Soc. Hist. Nat. Mâcon*, 19.
- Magnani, M., 1942.: Ammoniti liassiche di Gomsique. *Atti. Soc. Ital. Sci. Nat.* 81, Milano.
- Mandev, P., 1941.: Géologie de la Zlatinska Planina et de ses avant-monts dans le circuit du courant supérieur de la rivière Vit. *Zeitschr. Bulg. Geol. Ges.* 13, Sofia.
- Maviglia, C., 1940.: Le località fossilifere nei dintorni dell'Alpe Turati (Lombardia). *Riv. Sci. Nat.* "Natura" 31, Milano.
- Maxia, C., 1943.: La serie liassica nei Monti Cornicalani e Lucretili. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 62, Roma.
- Meneghini, J., 1867–1881.: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Appennin Central. (in: Stoppani, A.: *Paléontologie Lombarde*. Milan).
- Meneghini, J., 1875.: Nove specie di *Phylloceras* et di *Lytoceras* del lias superiore d'Italia. *Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat.* 1, Pisa.
- Merla, G., 1933.: Ammoniti giuresi dell'Appennino Centrale. I. *Hildoceratidae*. *Palaeont. Ital.* 33, N. S.: 3, 1932, Siena.
- Merla, G., 1943.: Osservazioni sugli *Stephanoceratinae* dell'Appennino Centrale, *Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat. Proc. Verb.* 42, Pisa.
- Mitropoulos, M., 1930.: Beiträge zur Cephalopodenfaune des oberen Lias der Alta Brianza, Athen.
- Monestier, J., 1931.: Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien moyen. *Mém. Soc. Géol. France* N. S. 15, Paris.
- Möricke, W., 1894.: Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. *Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil.* Bd. 9, Stuttgart.
- Negri, L., 1934–1936.: Revisione delle Ammoniti liassiche della Lombardia Occidentale. *Palaeont. Ital.* 34, 36, Siena.

- Cseh-Németh, J., 1958.: Az úrkúti mangánérclelep kifejlődési típusai (Typical facies of the Úrkút manganese ore deposit). Földtani Közlöny 88. Budapest.
- Nicotra, F., 1952.: Ammoniti del Toarciano del M. Canto Alto (Bergamo). Riv. Ital. Pal. Strat. 58, Milano.
- Oppel, A. 1856–1858.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Jahresh. ver. vaterl. Naturkund. Württemberg. 12–14, Stuttgart.
- Oppel, A., 1862–1863.: Paläontologische Mittheilungen. Stuttgart.
- D'Orbigny, A., 1842–1849.: Paléontologie Française. Paris.
- Otkun, G., 1942.: Étude paléontologique de quelques gisements du Lias d'Anatolie. Mém. Publ. Inst. Rech. Min. Turquie. 8, Ankara.
- Parisch, C. – Viale, C., 1906.: Contribuzione allo studio delle Ammoniti del Lias superiore. Riv. Ital. Paleont. M 12, Perugia.
- Pinna, G., 1963.: Ammoniti del Lias superiore (Toarciano) dell'Alpe Turati (Erba, Como) Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. 13, Milano.
- Pompeckj, J. F., 1893–1896.: Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart.
- Principi, P., 1908.: Studio geologico del Monte Malbe e del Monte Tezio, Bol. Soc. Geol. Ital. 27, Roma.
- Principi, P., 1915.: Ammoniti del Lias superiore dei Monti Martani (Umbria). Boll. Soc. Geol. Ital. 34, Roma.
- Prinz, Gy., 1904.: Die Fauna der älteren Jurabildungen im Nordöstlichen Bakony. Jahrb. Ung. Geol. Anst. 15, Budapest.
- Prinz, Gy., 1906.: Új adatok a Frechiella nem ismeretéhez (Some contributions to the knowledge of the genus Frechiella.) Földtani Közlöny 36.
- Radoičić, R. – Brstina, 1956.: Les localités nouvelles du Jura ancien dans les Dinarides. Bull. Géol. Soc. Crna Gora (Montenegro) 1, Cetinje.
- Ramaccioni, G., 1939.: Fauna giuraliassica e cretacea del Monte Cucco e dintorni. Palaeont. Ital. 39, Pisa.
- Rasmuss, H., 1912.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Alta Brianza. Geol. Paleont. Abhandl. N. F. 10, Heft, 5. Jena.
- Renz, C., 1906.: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 56, Wien.
- Renz, C., 1906.: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. 21, Stuttgart.
- Renz, C., 1909.: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 61, 1909. Berlin.
- Renz, C., 1910.: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paläozoikum. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 60, Wien.
- Renz, C., 1911.: Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. 32, Stuttgart.
- Renz, C., 1912.: Geologische Exkursionen auf der Insel Leukas. Zeitschr. Geol. Ges. Deutsch. 63, 1911, Berlin.
- Renz, C., 1912.: Neuere Fortschritte in der Geologie u. Paläontologie Griechenlands. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 64, Berlin.
- Renz, C., 1922.: Einige Tessiner Oberlias-Ammoniten. Ecl. Geol. Helv. 17, Basel.
- Renz, C., 1925.: Frechiellen und Paroniceraten aus der Brianza und dem Tessin. Ecl. Geol. Helv. 19, Basel.
- Renz, C., 1925.: Epirotische Paroniceraten. Ecl. Geol. Helv. 19, Basel.
- Renz, C., 1925.: Paroniceraten, Frechiellen und Leukadiellen der österreichischen und bayerischen Alpen. Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, 36, Basel.
- Renz, C., 1927.: Frechiellen, Leukadiellen und Paroniceraten im westgriechischen Oberlias. Ecl. Geol. Helv. 20, Basel.
- Riche, A. – Roman, F., 1921.: La Montagne de Crussol. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon.
- Roman, F. – Gennevaux, N., 1912.: Étude sur les terrains jurassiques de la région du Pic Saint Loup. Montpellier.
- Sapunov, I., 1959.: Stratigraphic and Palaeontological Studies of the Toarcian in the Vicinity of the Town of Teteven. Trav. Geol. Bulg. Ser. Pal. 1, Sofia.
- Sapunov, I. – Nachev, I., 1959.: Ammonite Fauna of the Jurassic in the Southern Part of the Western Section of the Balkan Range. Trav. Geol. Bulg. Ser. Pal. 1, Sofia.

- Saxl, O., 1917.: Ueber ein Juravorkommen bei Skutari in Albanien. *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.* 66, 1916. Wien.
- Schirardin, J., 1914.: Der obere Lias von Barr – Heiligenstein. *Mitt. Geol. Landesanst. Elsass-Lothar.* 8, Strassburg.
- Schröder, J., 1927.: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. *Palaeontographica*, 69, Stuttgart.
- Seguenza, G., 1886.: Il Lias superiore nel territorio di Taormina. *Atti R. Ist. Venete, Sci. Lett. Art.* 6, Venezia.
- Siemiradzki, J., 1923.: Fauna utworow liassowych i jurasskich Tatry Podhala. *Arch. Towar. Nauk. Lwow*, 3.
- Spath, L. F., 1956.: The Liassic Ammonite Faunas of the Stowell Park Borehole. *Bull. Geol. Surv. Brit.* 11, London.
- Stchépinsky, V., 1937.: Le Lias de Durfort (Gard). *Bull. Soc. Géol. France*, 5 ser. 7. Paris.
- Taramelli, T., 1880.: *Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle provincie Venete. Venesia.*
- Termier, H., 1936.: Études géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Serv. Min. Cart. Géol. Maroc. Not. Mém.* 33, Rabat.
- Toula, F., 1908.: Oberer Lias am Inzersdorfer Waldberge, im Randgebirge der Wiener Bucht. *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst. Wien.*
- Trauth, F., 1909.: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. *Beiträg. z. Pal. Geol. Österr. Ung. Orients.* 22, Wien.
- Vadász, E., 1913.: Liázkövéletek Kisáziából (Liassic Fossils from Asia Minor.). *Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyv.* 21, Budapest.
- Venzo, S., 1952.: Nuove faune Ammoniti del Domeriano-Aléniano del Alpe Turati e dintorni (Alta Brianza). *Atti. Soc. Ital. Sci. Nat.* 91, Milano.
- Verlet, C. – Roch, E., 1940.: Compléments à la géologie du Nord de Figui. *Bull. Soc. Géol. France.* 5 sér. 10, Paris.
- Wendt, J., 1962.: Neue Ergebnisse zur Jurastratigraphie an der Rocca Busamba. *Neues Jahrb. Geol. Pal. Monatsh. Stuttgart.*

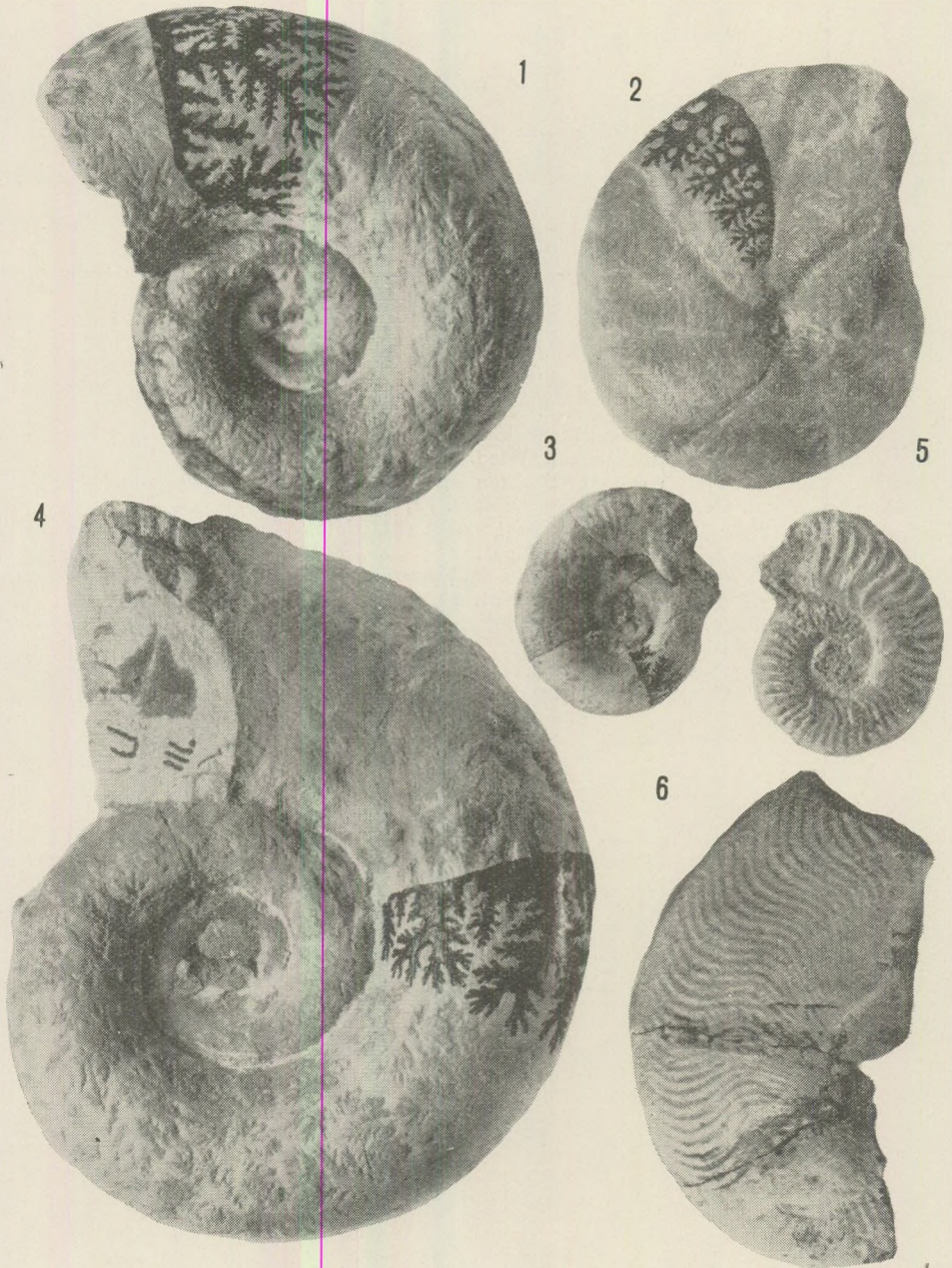


Plate 1.

- Fig. 1. *Lytoceras sublineatum* (Oppel, 1862)
 Fig. 2. *Calliphylloceras beatrix* (Bonarelli, 1897)
 Fig. 3. *Trachilytoceras* ? *sepositum* (Meneghini, 1867–1881)
 Fig. 4. *Lytoceras sublineatum* (Oppel, 1862)
 Fig. 5. *Grammoceras doerntense* (Denckmann, 1887) ?
 Fig. 6. *Polyplectus* cf. *subexaratus* (Bonarelli, 1897)



Plate 2.

- Fig. 1. *Urkutites boeckhi* n. sp. Typus. Fig. 2. *Polyplectus* cf. *subexaratus* (Bonarelli, 1897)
 Fig. 3. *Urkutites inflatus* n. sp. Typus. Fig. 4. *Polyplectus subplanatus* (Oppel, 1856) ?
 Fig. 5. *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919.

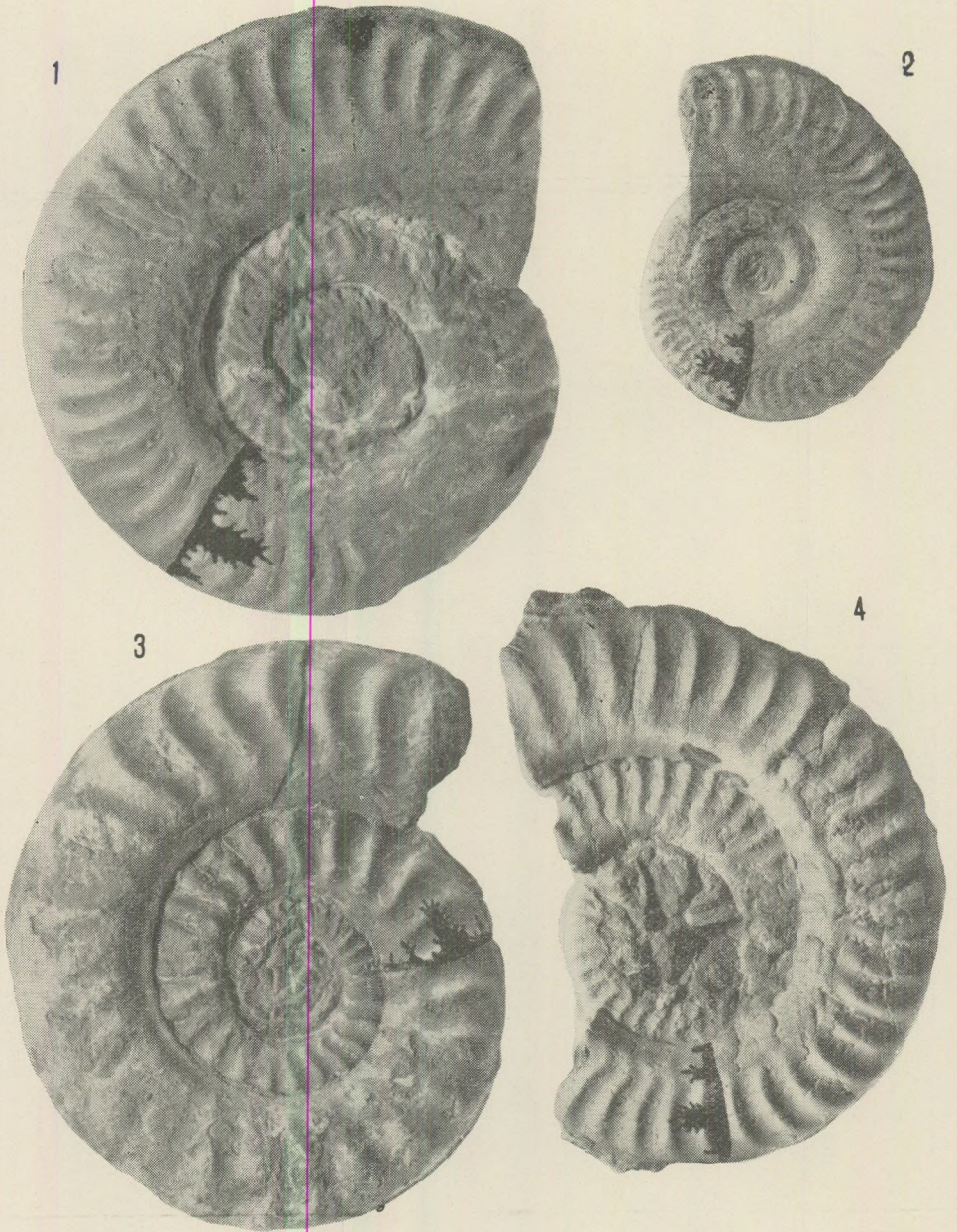


Plate 3.

Fig. 1. *Hildoceras sublevisoni involutum* n. subsp. Typus

Fig. 2. *Hildoceras semipolatum* Buckman, 1902.

Fig. 3. *Hildoceras sublevisoni raricostatum* Mitzopoulos, 1930.

Fig. 4. *Hildoceras sublevisoni* Fucini, 1919.

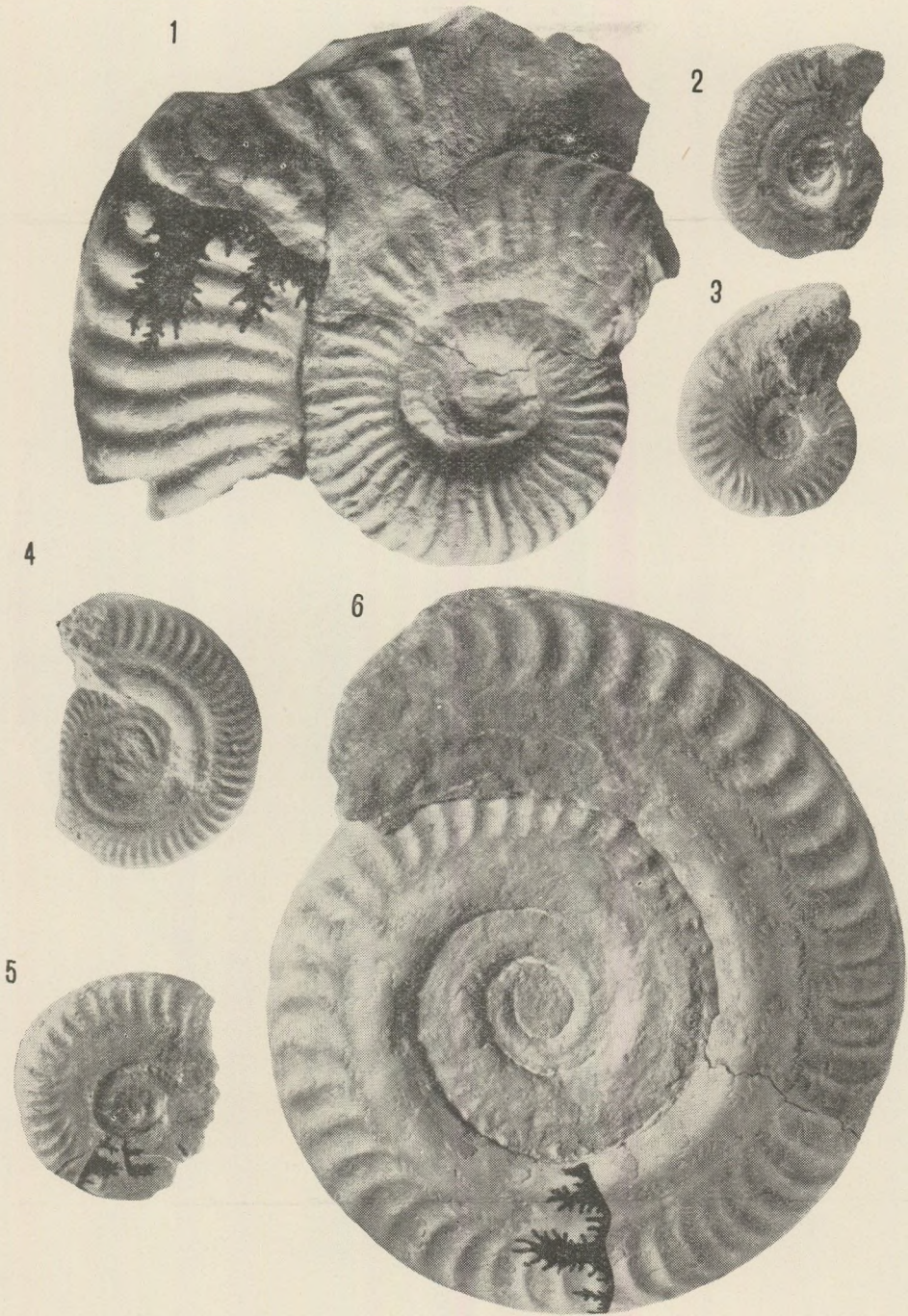


Plate 4.

Fig. 1. *Pseudogrammoceras saemanni raricostatum* n. subsp. Typus. Fig. 2. *Hildoceras semipolitum pannonicum* n. subsp. Typus. Fig. 3. *Hildoceras lombardicum* (Mitzopoulos, 1930). Fig. 4. *Hildoceras semipolitum subquadratum* n. subsp. Typus. Fig. 5. *Hildoceras lombardicum* (Mitzopoulos, 1930). Fig. 6. *Hildoceras bifrons tethysi* n. subsp. Typus.

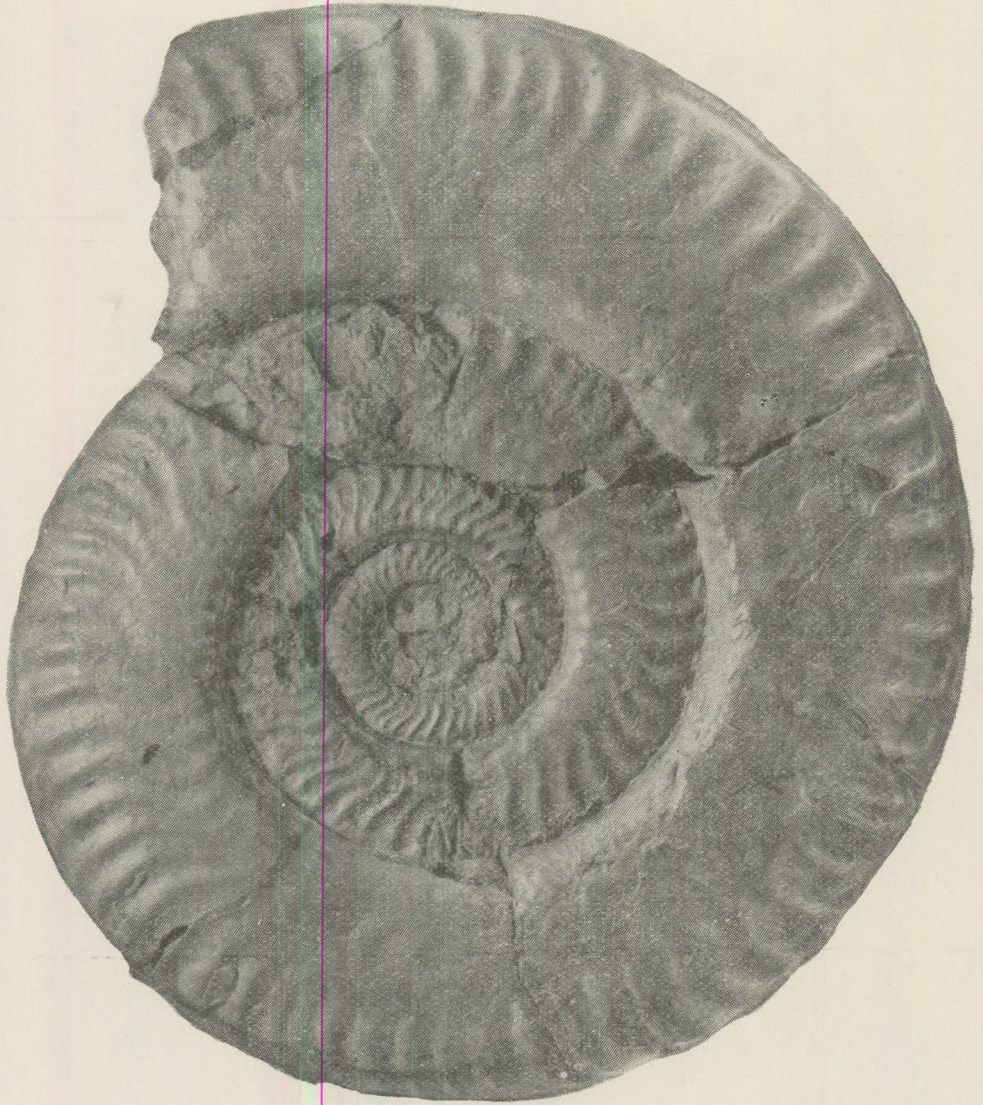
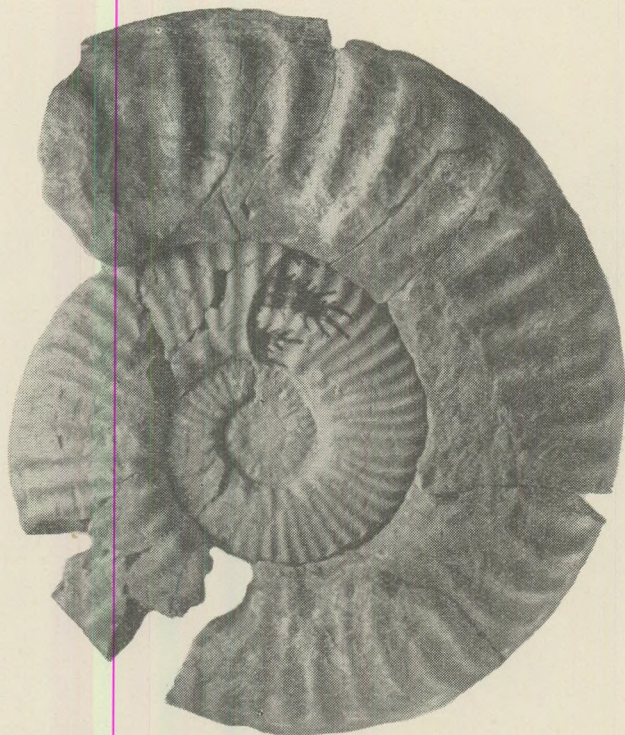


Plate. 5.
Hildaites serpentiformis urkutensis n. subsp. Typus.



Plate. 6.
Hildaites sp.

1



2

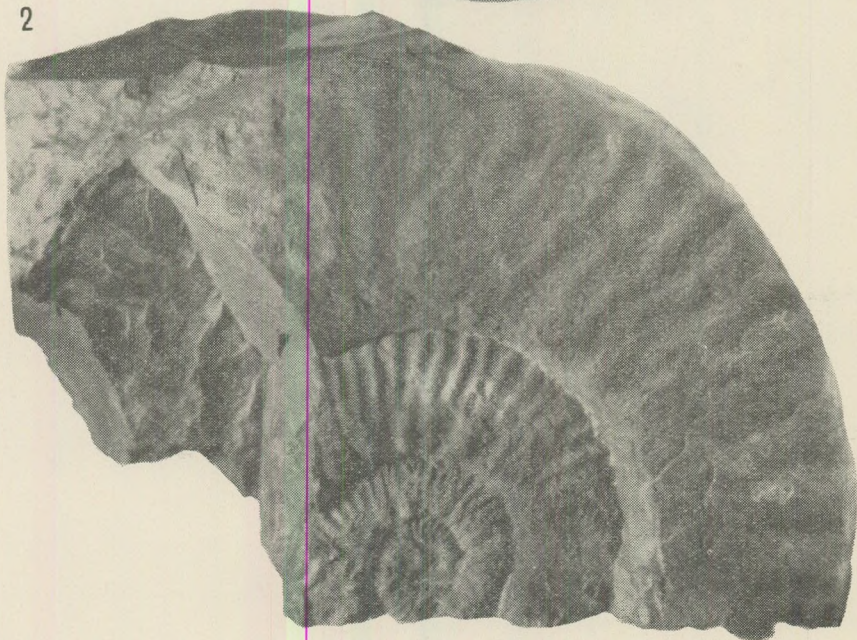


Plate 7.

Fig. 1. *Phymatoceras narbonense aequale* n. subsp. Typus
Fig. 2. *Phymatoceras* n. sp.

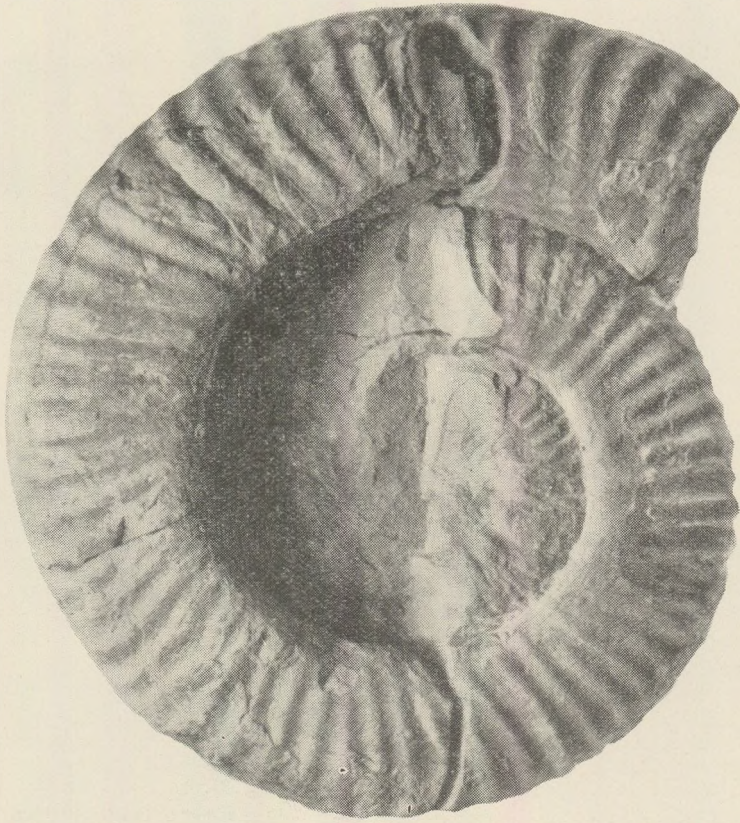


Plate. 8.
Phymatoceras tirolense (Hauer, 1856)

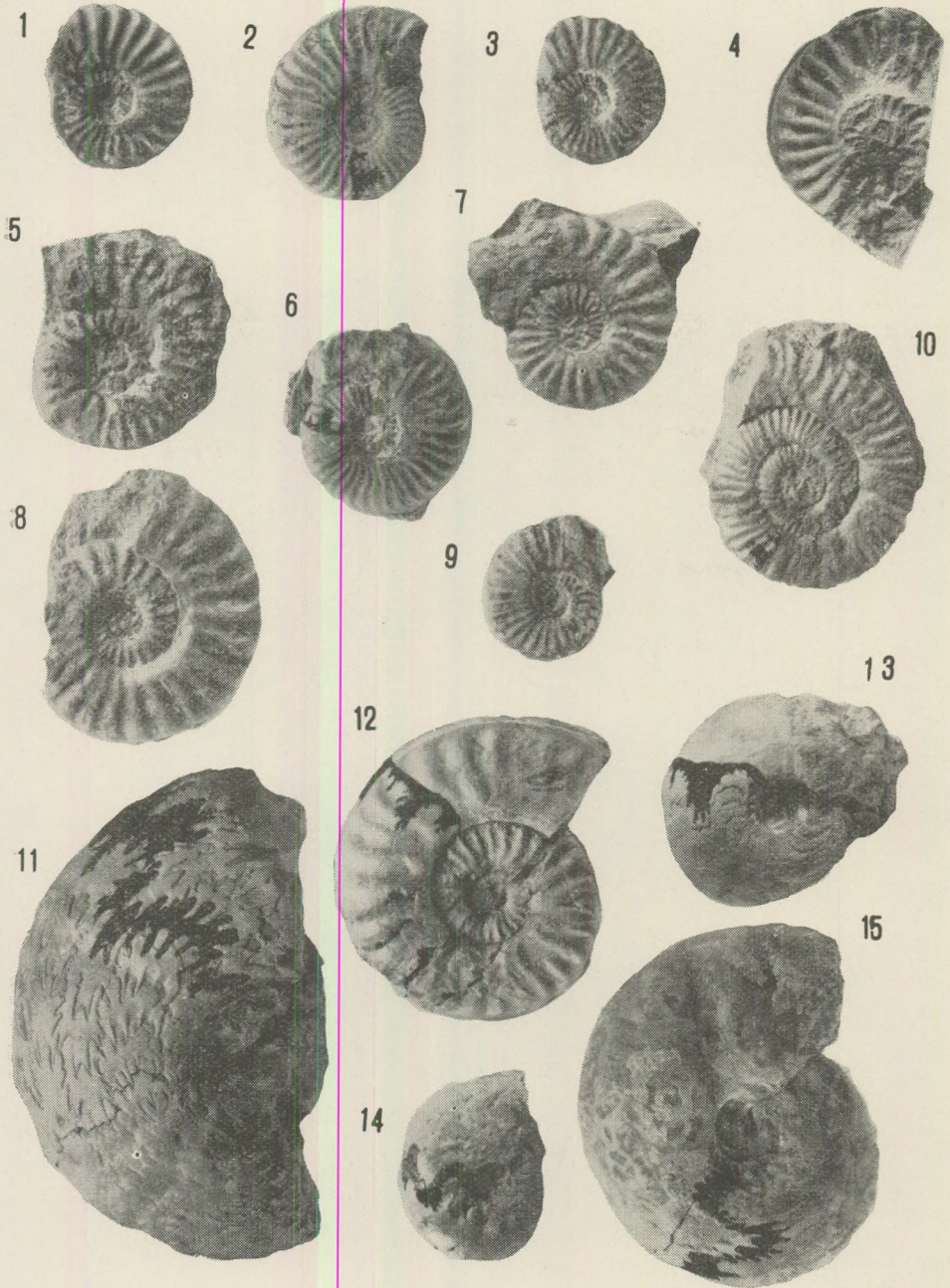


Plate. 9.

- Fig. 1. *Mercaticeras mercati* (Hauer, 1856). Fig. 2. *Mercaticeras thyrrenicum* (Fucini, 1905)?
 Fig. 3. *Mercaticeras involutum* Buckman, 1913. Fig. 4. *Mercaticeras mercati* (Hauer, 1856)
 Fig. 5. *Phymatoceras* sp. aff. *erbaense* (Hauer, 1856). Fig. 6. *Brodieia bayani* (Dumortier, 1874)?
 Fig. 7. *Mercaticeras umbilicatum* Buckman, 1913. Fig. 8. *Mercaticeras umbilicatum* Buckman, 1913
 Fig. 9. *Mercaticeras involutum* Buckman, 1913. Fig. 10. *Phymatoceras* cf. *elegans* (Merla, 1932)
 Fig. 11. *Frechiella kammerkarensis* n. subsp. aff. *helvetica* Renz, 1922. Fig. 12. *Pseudomercaticeras rotaries pinnai* n. subsp. Typus Fig. 13. *Frechiella achillei longobardica* Renz, 1927.
 Fig. 14. *Frechiella* sp. aff. *venantii* (Catullo, 1846). Fig. 15. *Frechiella achillei egeriae* Renz, 1925

PALÄOGENE FAZIESUNTERSUCHUNGEN AM VÁRERDŐ-BERG BEI SOLYMÁR

M. MONOSTORI

(Paläontologisches Institut, Eötvös-Universität, Budapest)
(Eingegangen dem 14. XI. 1966.)

Zusammenfassung

Anschließend zu dem 1965 erschienenen Aufsatz des Verfassers werden in diesem Aufsatz die Fazies eines paläogenen Profils nördlich von Budapest besprochen. Eingehende Untersuchungen ergaben Zusammenhänge zwischen den Ablagerungsverhältnissen und den Fossilien, und wiesen die fazieskennzeichnende Rolle der einzelnen Fossilvergesellschaftungen in den durchwegs ufernahen, seichtmeerischen Regionen nach. Als Resultat der in zahlreichen Aufschlüssen unternommenen Untersuchungen konnte ein Bild der paläogenen Faziesentwicklung aufgezeichnet werden.

Einleitung

Die üppige abwechslungsreiche Fauna und Flora der obereozänen Bildungen der Gegend von Budapest gibt eine glänzende Möglichkeit zu paläoökologischen und biofazialen Untersuchungen. Wenn wir den Faunenkomplex und die fossilen Pflanzenreste eingehend, von Schicht zu Schicht untersuchen, erkennen wir die ununterbrochene Änderung des ehemaligen Meeresteiles, der örtlichen Meeresbewegungen und der Küstenformung. Im mittleren Gebiet des Budaer Gebirges (Mátyás-Berg — Szépvölgy, Óbuda) erbrachte diese Methode den Nachweis einer obereozänen Transgression und der allmählichen Verschiebung der Uferlinie. Die komplexe Untersuchung der Faunen und Floren, sowie der lithologischen Eigenarten hat die Änderung der Verhältnisse vom Ufersaum zum Innenteil des Beckens erfasst (M o n o s t o r i M., 1965).

Im nördlichen Teil des Budaer Gebirges, am Várerdő-Berg bei Solymár, kommen obereozäne-unteroligozäne Sedimente in abwechslungsreicherer Ausbildung als im Szépvölgy vor. Im Gegensatz zur allmählichen und monotonen Faziesänderung des obenerwähnten Gebietes beweisen hier die Gesteine und deren Fossilienkomplexe schnelle Umgebungsänderungen. Sämtliche Gesteine des untersuchten Profils sind Ablagerungen eines seichtmeerischen und ufernahen Beckenteils. Ihr Material zeigt vom rein terrigenen Schutt bis zu der rein biogenen Anhäufung von Schalenrümern eine breite Skala der Übergän-

ge. Im klastischen Material kommt gleichermassen die feinste tonige und die grösste schottrige Korngrösse vor. Die abwechslungsreiche Fauna und Flora der einzelnen Ablagerungen kann der ehemaligen Umwelt entsprechend in wohldefinierte Biocönosen gruppiert werden.

Geologie des Várerdő-Berges

Der Várerdő-Berg bei Solymár befindet sich im nördlichen Teil des Budaer Gebirges, östlich von Solymár (Fig. 1.). Er ist derjenige Punkt des Gebirges, wo sich die Entwicklungen des Transdanubischen Mittelgebirges (wo das ganze Eozän vorliegt) und die des Nördlichen Mittelgebirges (wo nur das Obereozän transgediert) treffen. Im Gebiet von Solymár, in der nächsten Nähe des Várerdő-Berges haben Bohrungen auch ältere Eozänschichten durchteuft. Am Várerdő-Berg sind vorobereozäne Schichten nicht aufgeschlossen.

Der Várerdő-Berg besteht aus drei gut trennbaren (Koch A., 1871) Gesteinsfolgen*: aus einer unteren Kalksteinsfolge, einer, davon durch Erosionsdiskordanz getrennten höheren kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge und einer sich daraus entwickelnden kieseligen Sandsteinsfolge.

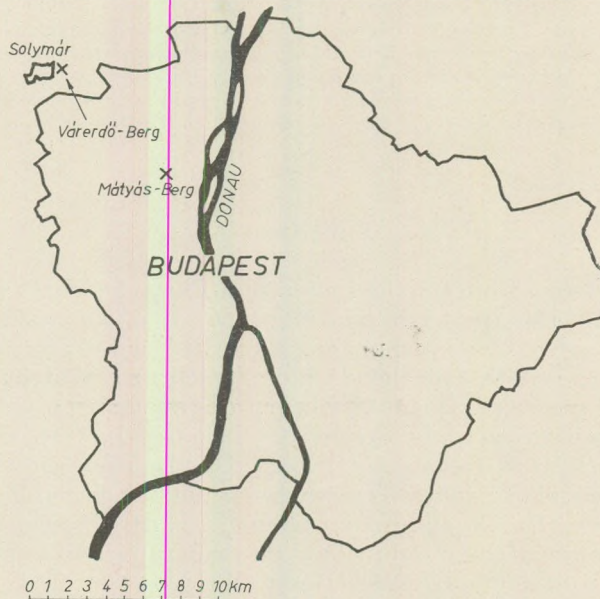


Fig. 1.

* Die Bezeichnungen Gesteinsfolge und Schichtenpaket hat Verfasser aus der sowjetischen lithostratigraphischen Literatur übernommen (Степанов Д. Л., 1958). Die mehr oder minder ähnlichen Schichten bilden ein Schichtenpaket. Die grundlegenden Abweichungen in der Ablagerung, die sich auf das ganze Gebiet erstrecken, haben die Unterscheidung von drei Gesteinsfolgen gestattet.

Die Verfolgung der einzelnen Schichten ist nicht nur wegen der kräftigen Bruchtektonik schwerfällig, sondern auch wegen der engspannigen horizontalen Änderung der Fazies, besonders in der mittleren, kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge. Da das Zweck des Aufsatzes eben die paläoökologische und Faziesuntersuchung ist, sind 9 Aufschlüsse des Várerdd-Berges einer sorgfältigen und eingehenden Bearbeitung unterzogen worden.

1. Die untere Kalksteinsfolge ist am mittleren Teil des Várerdd-Berges am besten aufgeschlossen. Ihr Liegendes tritt hier nicht zutage, dagegen wurde seine diskordante Lagerung über dem mitteleozänen Kohlenkomplex in einer nahen Bohrung beobachtet. Die Dreigliederung der Kalksteinsfolge fällt auf dem ersten Blick auf (Koch A., 1871), besonders infolge der abweichenden Farbe des mittleren Schichtenpakets.

a) Das untere, in ungefähr 5–7 m Mächtigkeit aufgeschlossene Schichtenpaket besteht aus weissem-fahlgelbem dickbänkigem Kalkstein, welcher stellenweise kompakt, stellenweise tonig und locker ist.

b) Darüber folgt mit allmählichem Übergang die obereozäne schuttführende Kalksteinsfolge von etwa 5–6 m Mächtigkeit. Das Gestein ist durch roten Ton violett-rot gefärbt. Es enthält stellenweise auch ganz lockere, dünne Streifen und Einlagerungen aus rotem Ton. Das CaCO_3 besteht hauptsächlich aus Kalkkörnern von Grobsandgrösse. Im oberen Teil des Schichtenpakets erreichen die Kalkkörnern Schottergrösse.

c) Dieses Schichtenpaket geht allmählich in einen weissen Kalkstein über. Die grösste beobachtbare Mächtigkeit des letzteren ist 3–4 m. An seiner Oberfläche sind Spuren einer Erosion wahrzunehmen.

2. Die Ablagerung setzte sich nach kürzerer-längerer Denudation fort. Die Mächtigkeit der abgetragenen Schichten kann schwer ermittelt werden, die plötzliche Faziesänderung lässt das Fehlen einiger Schichten vermuten. An der Abtragungsfläche liegt ein violett-rot gefärbter Ton von 1 m Mächtigkeit. In der Ausbildung der Meeressedimente über dem farbigen Ton – in der mittleren kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge, – sind zwischen nördlichem und südlichem Teil des Várerdd-Berges starke Unterschiede zu beobachten. Der CaCO_3 -Gehalt ist am mittleren Teil des Hügels am grössten. Die Verteilung der Korngrösse ist nicht nur vertikal, sondern auch horizontal sehr abwechselnd.

Im nördlichen Teilgebiet beginnt die Schichtenreihe mit einem mächtigen, aus lokalem Dolomitschutt bestehenden Konglomerat, worüber ein 1–2 m mächtiger sandiger Ton und letztens in grosser Mächtigkeit ein feinkörniger roter und gelber faunenführender Sand-lockerer Sandstein folgt. Dieser letztere wird nur in seinem oberen Teil von einem einzigen, aus lokalem Dolomitschutt bestehenden Konglomeratstreifen unterbrochen. (Der lokale Dolomitschutt entstammt dem Trias des Beckenrandes.)

Im mittleren Teilgebiet befindet sich über dem obenerwähnten Basalkonglomerat und grauen sandigen Ton eine abwechslungsreiche Schichtenreihe. Sie fängt an mit Dolomitschutt lokaler Abstammung, welcher dann in dolomitschottrigen, sandigen Mergel übergeht. Nach oben hin wird in dem Aufschluss der grobe Schutt immer spärlicher. Abhängig von der Änderung

des CaCO_3 -Gehaltes sind kalkiger Sandstein, sandiger Mergel und sandiger Kalkstein zu beobachten. Innerhalb dieses Teilgebietes ist in dieser Gesteinsfolge die reichste Fauna vorhanden.

Die Lagerung der Gesteinsfolge im südlichen Teilgebiet ist am obereozänen Kalkstein zu beobachten. Über dem bunten Ton hat sich aber das oben erwähnte Grundkonglomerat nicht ausgebildet. Im unteren Teil der Schichtenreihe treten abwechselnd CaCO_3 -arme sandig-tonig-schottrige Schichten auf. In diesen ist auch der Discocyclinenkalk des unmittelbaren Liegenden umgehäuft vorzufinden. Über diesen Schichten ist in Mächtigkeit 8–10 m ein roter und gelber blättrig-sandiger Sanstein, stellenweise mit kalkig-mergeligen Schichten, Linsen und wiederholten Dolomitskonglomerat-Einlagerungen zu finden. Im oberen Teil der Gesteinsfolge ist der Kalkgehalt so gross, dass sandig-schotterige Kalksteinschichten vorliegen.

3. Über der mittleren kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge liegt eine im Budaer Gebirge weitverbreitete kieselige Sandsteinsfolge. Diese ist mit der kalkigen Sandsteinsfolge konkordant, doch ist das plötzliche Ausbleiben des CaCO_3 -Gehaltes und das Erscheinen des kieseligen Bindemittels kennzeichnend. Es ist in der Ausbildung der kieseligen Sandsteinsfolge ein gewisser Unterschied zwischen nördlichem und südlichem Teilgebiet zu finden.

Im nördlichen und mittleren Teilgebiet ist im unteren Teil der Sandsteinsfolge viel lokaler Schutt vorhanden. Über dem 3–4 m mächtigen Dolomitskonglomerat liegt ein dolomitschotterführender, kieseliger Quarzsandstein. Die Schichtenreihe ist durch tonige Einlagerungen mit Kohlenspurten gegliedert. Nach oben wird der lokale Schutt spärlicher, es tritt anstelle von Dolomitschotter eher Quarzschotter auf.

Im südlichen Teilgebiet beginnt der Zyklus des kieseligen Quarzsandsteins mit einem 1 m mächtigen Dolomitskonglomerat von limonitischem Bindemittel. Der kieselige Quarzsandstein ist von wechselnder Korngrösse. Eine Schicht mit feinem Dolomit- und Hornsteinschotter ist eingelagert und graue, sandige Tonlinsen sind auch zu beobachten. Diese ganze Schichtenreihe ist nur der unterste Teil der kieseligen Sandsteinsfolge. Die ganze, ungefähr 25–30 m mächtige Folge ist am nahen Felsőpatak-Berg zu sehen.

Methodik

Das Gestein und die eingeschlossene Gemeinschaft fossiler Lebewesen wurde auf komplexe Weise untersucht. Der Hauptzweck des Aufsatzes war die Untersuchung der mechanischen Faktoren. Es wurden zur Kennzeichnung der ehemaligen hydrodynamischen Verhältnisse, sowie der Eigenarten des Untergrundes zahlreiche Korngrössen- und CaCO_3 -Bestimmungen ausgeführt.

Die ökologische Auswertung bezog sich teils auf die serienmässige Dünnschliffe und Anschliffe, teils auf die eingesammelte Makrofauna. Die Dünnschliffe und Anschliffe wurden mit der im Szépvölgy-Aufsatz beschriebenen Methode untersucht.

Paläoökologische und biostratinomische Beobachtungen

Das mittlere Teilgebiet der Kalksteinsfolge (besonders das untere Schichtenpaket) besteht grösstenteils aus Fossilien. Am kennzeichnendsten sind die Grossforaminiferen.

Was die Widerstandsfähigkeit gegen die mechanische Einwirkung der Wasserbewegung betrifft, ist der Aufbau der Nummuliten, besonders der der kleinen Formen am günstigsten. Viel ungünstiger ist der Aufbau der flachen, scheibenförmigen Discocyclusen und am ungünstigsten der der flachen, dünn-schaligen, zerbrechlichen Operculinen. Die Dominanz der einzelnen Formen ist also innerhalb gewisser Rahmen für die Bewegtheit des Wassers kennzeichnend (Monostori M., 1965).

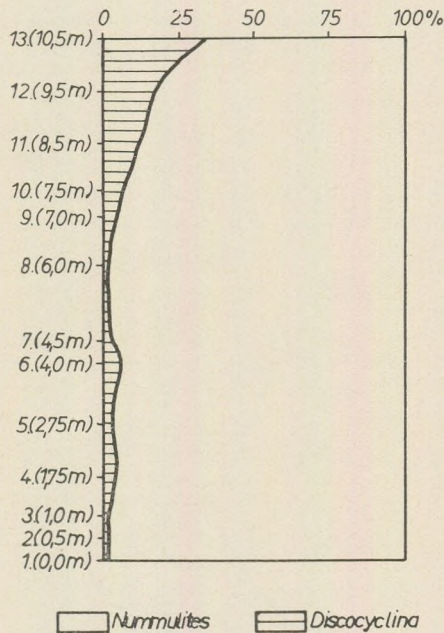


Fig. 2.

Das Zahlenverhältnis der Nummuliten zu den Discocyclusen verschiebt sich nur in den oberem Proben des mittleren Schichtenpakets ein wenig zum Vorteil der Discocyclusen, die Nummuliten sind hier aber auch viel häufiger (Fig. 2.) Das deutet also eine verhältnismässig starke, ufernahe, seichtmeerische Wasserbewegung an. Die starke Grössenzunahme der Nummuliten gegen den oberen Teil des mittleren Schichtenpakets kann auch mit einer gewissen Verminderung der Wasserbewegtheit verbunden sein (vergl. die zunehmende Zahl der Discocyclusen). Die grösseren Nummuliten besitzen nämlich verhältnismässig dünnere Kammerwände und eine weniger massive Struktur.

Die grosse Häufigkeit der Milioliden im mittleren Schichtenpaket deutet die Ufernähe an. Kleinforaminiferen kommen überall vor, doch waren die grö-

beren, schuttigen Schichten des mittleren Pakets ungünstig für sie; sie sind dort auch spärlicher.

Von den Mollusken sind die Ostreen-Arten am kennzeichnendsten, kolonienbildend in Schicht 2 und 3. Nach dem Verfall der Tiere wurden die Schalen von den Wellen durchbewegt; doppelte Schalen in natürlicher Lage sind selten.

Die Mollusken zeigen die Änderung des Untergrundes gut. Im unteren Schichtenpaket kommen nur Epibenthos-Formen (*Ostrea*, *Chlamys*, *Amussium*, *Cerithium*) vor. Die obenerwähnten Kolonien von Ostreen lebten in bewegtem Wasser auf einem sich schnell festigender Grund. Auf dem tonig-sandigen, aufgelockerten Grund (mittleres Schichtenpaket) sind neben den Epibenthos-Formen auch Inbenthos-Formen (*Tellina*, Lebensspuren) zu finden. Unter den Epibenthos-Formen sind auch die Formen häufiger, die einen lockeren Boden vertragen (z. B. *Chlamys*). Der Charakter des Bodens und die Anreicherung terrigener Klastika dürfte im mittleren Schichtenpaket die massenhafte Ansiedelung der Ostreen verhindert haben.

Die dickschaligen Echinoideen bevorzugten den festeren Untergrund; im unteren Schichtenpaket treten sie massenhaft auf.

Die Kalkalgen sind in den von terrigenem Material weniger verunreinigten Teilen häufig. Echte, ufernahe Kalkalgenbänke wie z. B. im Szépvölgy sind nicht zu beobachten. Das ist teils auf die schwächere Wasserbewegung, teils auf die überall vorhandene sandig-tonige Verunreinigung zurückzuführen.

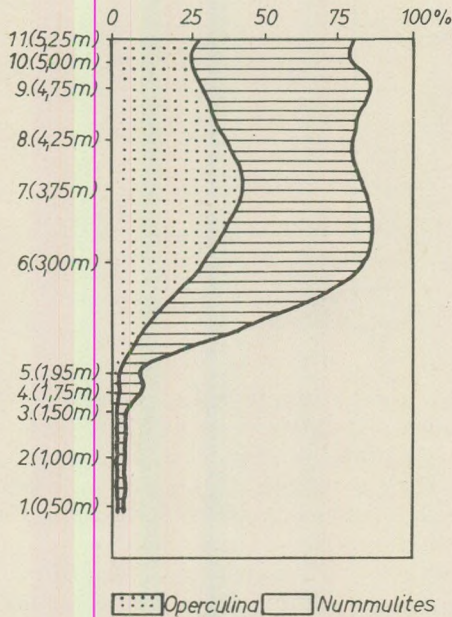


Fig. 3.

Im Profil kommen die auf ein verhältnismässig stärker bewegtes Wasser hindeutenden knolligen Kalkalgen (Кордэ, 1962) hauptsächlich im unteren Schichtenpaket vor; die Knollengrösse beträgt im allgemeinen 1–3 mm, grösstenteils 10 mm. Inkrustationen sind überall häufig. Die Tatsache, dass die verästelten, auf schwächere Wasserbewegung hinweisenden Formen von Kalkalgen (Кордэ, 1962) von der ersten Schicht aus zu beobachten sind, weist darauf hin, dass die Wasserbewegung nicht einmal zur Bildungszeit der unteren Schichten den Grad der Wasserbewegung erreichte, der über den aus Kalkalgenknollen bestehenden Bänken von Szépvölgy wirkte. Die Häufigkeit der verästelten Formen nimmt im Profil nach oben zu. Dagegen sind sie für die ökologischen Verhältnisse im oberen Teil des mittleren Schichtenpakets nicht kennzeichnend, da sie wegen des hohen Gehaltes an terrigenem Material stark zurücktreten.

Die qualitative Zusammensetzung der Schalenrümmen, welche im allgemeinen einen beträchtlichen Teil des Kalksteins bilden, hängt von den Dominanzverhältnissen der einzelnen Makro- und Mikrofaunenelemente ab.

Die Schwankungen der Wasserbewegung werden durch die Korngrössenverteilung der Schalenrümmen, sowie im mittleren Schichtenpaket durch die Korngrössenverteilung der Kalkkörner trefflich widerspiegelt. Z. B. fällt am Dach des mittleren Schichtenpakets die Verminderung der durchschnittlichen Korngrösse mit dem häufigeren Auftreten der Discocyclinen zusammen.

Im mittleren Teilgebiet tritt das obere Schichtenpaket der Kalksteinsfolge nicht zutage.

Im südlichen Teilgebiet ist das mittlere und obere Schichtenpaket der Kalksteinsfolge gut aufgeschlossen. Das untersuchte Profil liegt in der stratigraphischen Fortsetzung des Profils des mittleren Teilgebietes.

Die weiteren Dominanzverschiebungen der Grossforaminiferen können gut verfolgt werden (Fig. 3.).

Die plötzliche Anreicherung der Discocyclinen zeigt die starke Verminderung der Wasserbewegung. Deswegen erlangen offenbar auch die Operculinen eine wichtige Rolle. Im Diagramm ist es ersichtlich, dass sich dieser Vorgang oszillierend abspielte. Wahrscheinlich nimmt auch die Grösse der Nummuliten wegen der bei dem mittleren Teilgebiet schon erwähnten Ursachen zu.

Das allmähliche Verschwinden der Milioliden im oberen Schichtenpaket kann eine zunehmende Uferweite andeuten. Bei der schwächeren Wasserbewegung und dem feineren kalkschlammigen Untergrund im oberen Schichtenpaket erlangen andere Kleinforaminiferen die Oberhand.

Bei den Kalkalgen ist die knollige Form selten. Neben den inkrustierenden Formen sind die verästelten auch häufig. In den zum mittleren Schichtenpaket gehörigen, mit terrigenem Material verunreinigten Schichten treten die Kalkalgen viel seltener auf als im reinen Kalkstein des oberen Schichtenpakets.

Die Skelettrümmen bilden in diesem Aufschluss auch einen wesentlichen Teil des Gesteins, ihre qualitative Zusammensetzung widerspiegelt auch hier die Dominanzverhältnisse der Faunenelemente gut.

Auch die abnehmende Korngrösse der organischen Trümmer zeigt die allmähliche Abschwächung der Wasserbewegung im oberen Schichtenpaket. Darauf weist auch die Korngrössenverteilung und das Mengenverhältnis der anorganischen Kalkkörnchen hin.

2. In der Ausbildung der kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge im nördlichen Teilgebiet zeigt sich im feinkörnigen Sandstein eine starke Auslösungswirkung; von den Fossilien sind nur die häufigen *Chlamys*-Abdrücke zu erkennen. Die wohl erhaltenen Schalenabdrücke beweisen einwandfrei den autochthonen Charakter der *Chlamys*. Ihr massenhaftes Auftreten deutet einen seichten Beckenteil mit normalem Salzgehalt und schwacher Wasserbewegung an. Den ufernahen Charakter der Ablagerung zeigt auch die weitgehende Sortierung der Körner.

Im mittleren Teilgebiet, in der kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge ist eine ausserordentlich reiche Fauna zu finden. In den fossilführenden Schichten sind drei Fazies-Typen in vertikaler Aufeinanderfolge zu erkennen. Von der reichen Fauna werden nur einzelne Formen als Fazieswesen besprochen.

a) Die Mollusken sind in der unteren Fazies (dolomitschottriger sandiger Mergel) besonders häufig. Die Fauna besteht zweifelsohne aus autochthonen Formen, was durch die Gleichheit des einschliessenden Gesteins und der Ausfüllung auch bewiesen wird. Der Erhaltungszustand ist ausserordentlich veränderlich (schalige Exemplare, Steinkerne, verzierte Steinkerne, von Kalzit nachträglich verdrängte Schalen), was sehr abwechslungsreiche Ablagerungsverhältnisse andeutet. Das wird dadurch besonders unterstrichen, dass in einem und demselben Steinblock die einzelnen Exemplare einer Art in verschiedenem Erhaltungszustand vorkommen. Die verhältnismässig selteneren verzierten Mergelsteinkerne haben die feinen Verzierungselemente besser erhalten, als die meistens korrodierten Kalzitschalen (z. B. *Chlamys*), oder als die nachträglich mit kristallinem Kalzit ausgefüllten Aragonit-Schalen.

Die ganze Fauna wurde, zusammen mit dem Sediment, mehrfach lokal umgehäuft. Die gemischten Korngrössen weisen auch darauf hin. Der grobe Schutt mag sich im Laufe der zeitweiligen stärkeren Wasserbewegung dem feinkörnigen, sandigen Mergel beigemischt haben; derselbe Prozess mag auch die Mollusken umgehäuft haben. Neben den beschädigten Schalen und der Lage der Schalen überhaupt wird diese Ansicht bekräftigt dadurch, dass hier isolierte *Panopea*-Schalen häufig sind, was man sich nur derart vorstellen kann. Die Zusammensetzung der Fauna beweist auch die schnell wechselnden Umweltverhältnisse. Unter den Mollusken treten Formen verschiedenster ökologischer Ansprüche auf. Es sind sowohl auf ruhigere Zeitabschnitte deutende (z. B. *Chlamys*, *Panopea*), als auch stärkere Wasserbewegung vertragende Formen (z. B. dickschalige Crassatellen, grosse Ostreen) infolge der Umhäufung zusammen vorzufinden. Den sich langsam festigenden lockeren Untergrund deuten die grabenden Gormen (z. B. *Panopea*) an. Die reichen Mollusken (F e k e t e Z., 1935) sowie auch die häufigen einsamen Korallen bestätigen einen normalen Salzgehalt. Der zeitweilig dem Sediment beigemengte grobe Schutt dürfte für die Ansiedlung der Molluskenlarven einen günstigen, festen Untergrund bieten; auch damit kann der Reichtum der Fauna in Zusammenhang sein. Die Mikrofauna dürfte dagegen die schnell wechselnde Intensität der Wasserbewegung nicht geduldet haben.

b) In der mittleren Fazies (kalkiger Sandstein, sandiger Mergel) deuten die häufigen in ursprünglicher Lage, meistens mit Doppelschale erhaltenen

Panopeen — verglichen mit der vorigen Fazies — eine ruhigere Ablagerung an. Die Mollusken-Gemeinschaft ist viel ärmlicher. Die vielen, von *Teredo* angebohrten Baumstammreste deuten wie früher die Ufernähe an. Die Lebensspuren und auch die Panopeen mögen infolge des sich langsam festigenden, schlammigen Untergrundes so häufig sein.

c) Die Faunenelemente der oberen Fazies (sandiger Mergel, sandiger Kalkstein) lebten auch unter ruhigen Ablagerungsverhältnissen.

Für die kalkigeren Ablagerungen sind Grossforaminiferen (besonders die Lepidocyclinen) (Rozlozsnik P., 1935; Méhes K., 1943) kennzeichnend. Sie sind dünn, scheibenförmig und wohl erhalten. Die flachen, dünnschaligen Operculinen sind auch häufig. Neben der Fauna weist auch die Sortierung der Ablagerung auf ufernahe, seichtmeerische Verhältnisse hin.

In der Molluskenfauna treten eher Epibenthos-Formen (*Chlamys*, *Ostrea*) auf, die Inbenthos-Formen sind vermutlich dem kalkigen Untergrund zufolge seltener.

Im südlichen Teilgebiet der kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge kommen die faunenreichen Fazies des mittleren Teilgebiets nur als Einschläge vor.

Die Frage der Umhäufung der Faunenelemente

In der Fauna des kalkigen Sandsteins von Solymár werden gewisse Arten von manchen Verfassern (Hofmann K., 1872; Rozlozsnik P., 1935; Majzon L., 1958) als umgelagert angesehen. In dieser Hinsicht ergab die Untersuchung der Schichtenreihe bis in die kleinsten Einzelheiten die folgenden Feststellungen:

Im Basalkonglomerat bzw. in den das Basalkonglomerat ersetzenden Schichten des südlichen Teilgebietes sind die Faunenelemente stark zertrümmert, den Formen des obereozänen Kalksteins ähnlich. Da das Konglomerat das umgehäufte Material dieses Kalksteins auch enthält, sind die Fossilien wahrscheinlich umgehäuft.

In der Fauna des kalkigen Sandsteins wurde z. B. *Chlamys aff. biarritensis* (*D'Archiac*) als umgelagert betrachtet (Hofmann K., 1872). Diese Muschel ist (die ganz grobe Klastika ausgenommen) in der ganzen kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge massenhaft zu finden. Die Schalen sind grösstenteils ganz unbeschädigt. Es ist unwahrscheinlich, dass diese beinahe papierdünnen Muschelschalen aus anderen Schichten umgelagert worden seien. Ähnliche *Chlamys* kommen so massenhaft nur im bryozoenführenden Mergel vor. Wenn wir annehmen, dass sie vom bryozoenführenden Mergel umgelagert worden sind, ist es unverständlich, warum weder die kennzeichnende Makrofauna des bryozoenführenden Mergels (neben Bryozoen sind darin z. B. Spondyliiden und Echinoiden sehr häufig), noch seine massenhaften Actinocyclinen und Foraminiferen zusammen mit den *Chlamys* vorkommen.

Schliesslich widersprechen der Annahme der Umhäufung die an *Chlamys*-Exemplaren von Solymár und Szépvölgy unternommenen Messungen. Die durchschnittliche Höhe der *Chlamys*-Schale gestaltet sich in den Schichtenreihen der zwei Fundorten folgendermassen:

Solymár

Kalksteinsfolge: 12 Exemplare, Durchschnittshöhe 2,15 cm.
Kalkiger Sandsteins- und

Konglomerat- 62 Exemplare, Durchschnittshöhe 2,15 cm.
folge:

Szép völgy

Discocyclinenkalk: 20 Exemplare, Durchschnittshöhe 3,16 cm.

Bryozoenmergel: 50 Exemplare, Durchschnittshöhe 3,24 cm.

Die Messungen zeigen, dass die *Chlamys* der kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge von Solymár auch auf Grund der Grösse mit den Formen der obereozänen Kalksteinsfolge von Solymár verwandt sind. Die Formen des eozänen Kalksteins und des Bryozoenmergels von Szép völgy stehen auf Grund ihrer Grösse auch nahe zueinander und sind viel grösser, als die Formen von Solymár. Die Umhäufung aus den Ablagerungen des unmittelbaren Liegenden ist schon von vornherein ausgeschlossen, da in diesem die Zahl der *Chlamys*, verglichen mit der im kalkigen Sandsteins- und Konglomeratfolge gering ist.

Von den in der Literatur erwähnten restlichen umgelagerten Mollusken (Hofmann K., 1872; Fekete Z., 1935) ist keiner zum Vorschein gekommen, was u. A. an der ehemaligen ungenauen Bestimmung der schlecht erhaltenen Fauna liegen kann.

Die Fazies

Fauna und Ablagerungen der untersuchten Profile können im folgenden zusammengefasst werden (Fig. 4. — 5.).

(Die zehnfach überhöhten Profile zeigen die räumlichen Grenzen der einzelnen Litho- und Biofazies, die Faunenzeichen beziehen sich auf die ganze horizontale Verbreitung der entsprechenden Fazies.)

I. Biogene Kalksteinsfolge.

a) Unteres Schichtenpaket.

Während der Bildung des unteren Schichtenpakets des Kalksteins war die Beimengung klastischer, terrigener Materialien verhältnismässig schwächer, die Ablagerung besteht hauptsächlich aus biogenem CaCO_3 .

Die Ablagerung war eine ufernahe und seichtmeerische. Die Ostreen-Anhäufungen der unteren Schicht deuten das seichte Wasser gut an. Die Wasserbewegung dürfte nicht sehr stark gewesen sein, da sich keine solchen knolligen Kalkalgenbänke bildeten, wie im Szép völgy. Die ufernahen Verhältnisse werden auch durch die Dominanz der Nummuliten unter den Grossforaminiferen und die Häufigkeit der Milioliden unter den Kleinforaminiferen bewiesen.

Stellenweise bildeten sich merkwürdige kolonierartige Biocönosen der Makrofauna aus. Besonders sind die dickschaligen Echinoideen-Kolonien häufig, die einen verhältnismässig festeren Untergrund bevorzugten. Unter den Mollusken waren nur Epibenthos-Formen zu beobachten, was wiederum die Folge des sich schnell festigenden Untergrundes ist.

b) Mittleres Schichtenpaket.

Mit der zunehmenden Menge von klastischem, terrigenem Material lokert sich der Untergrund auf. Schalen und Schalenrümpfer spielen keine vorherrschende Rolle mehr. Anorganische Kalkkörner scheiden sich massenhaft

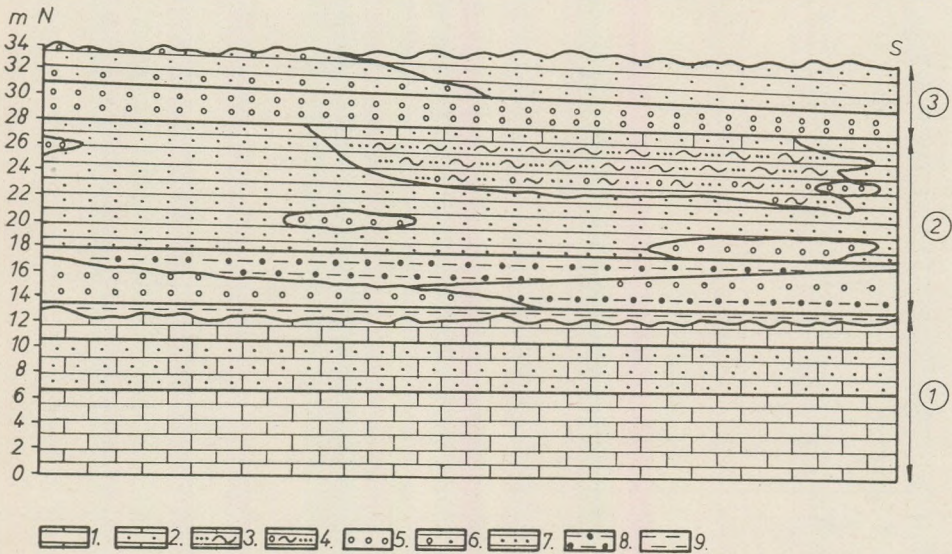


Fig. 4

Die paläogenen Lithofazies des Várerdő-Berges

Zeichenerklärung:

1. Kalkstein; 2. Sandig-toniger Kalkstein; 3. Sandiger Mergel; 4. Schottrig-sandiger Mergel; 5. Schotter, Konglomerat
6. Schottriger Sandstein, sandiges Konglomerat 7. Sand, Sandstein; 8. Sandiger Ton; 9. Ton.

(1) (2) (3) = die drei Gesteinsfolgen

aus. Diese eigenartigen, abgerollten Kalkkörner haben sich im ufernahen, mit terrigenem Material stark verunreinigtem Wasser ausgebildet. Die ausscheidungsfördernde Wirkung der Klastika, sowie die Umhüllung der Ablagerung – die sich dann viel langsamer und unvollkommener gefestigt hat, als der reine Kalkstein – dürfte bei der Ausbildung des eigenartigen Gesteins eine wichtige Rolle gespielt haben. Die Kalkkorngröße, die von Grobsand bis Feinschotter reicht, kennzeichnet trefflich die Intensitätsänderung der Wasserbewegung.

Das Ausbleiben der Kalkalgen rührt von der Verunreinigung des Wassers her. Die Ablagerung ist nach wie vor eine ufernahe und seichtmeerische; die fortdauernde Dominanz der Nummuliten und die Häufigkeit der Milioliden weisen auch darauf hin. Infolge der größeren Korngröße und der Bewegtheit der langsam sich festigenden Ablagerung waren die Umstände für die Kleinforaminiferen natürlich im allgemeinen nicht günstig. Im Laufe der Bildung gewisser höherer Schichten des Pakets weisen das häufige Auftreten der Discocyclinen, die Zunahme der Abmessungen der Nummuliten, sowie die Abnahme der Korngröße der Schalenrümpfer und der anorganischen Kalkkörnchen eine sich abschwächende Wasserbewegung an.

Die Makrofauna wird über dem lockeren Untergrunde bunter. Keine der Formen tritt jedoch massenhaft auf. Offenbar war der Untergrund für die Echinoideen und Ostreen der vorigen Schichten weniger günstig; sie erscheinen hier nie in Gruppen. Dagegen dürften die *Chlamys*- und *Spondylus*-Arten ausgesprochen den lockeren Untergrund bevorzugt haben, da ihre Anzahl ansteigt.

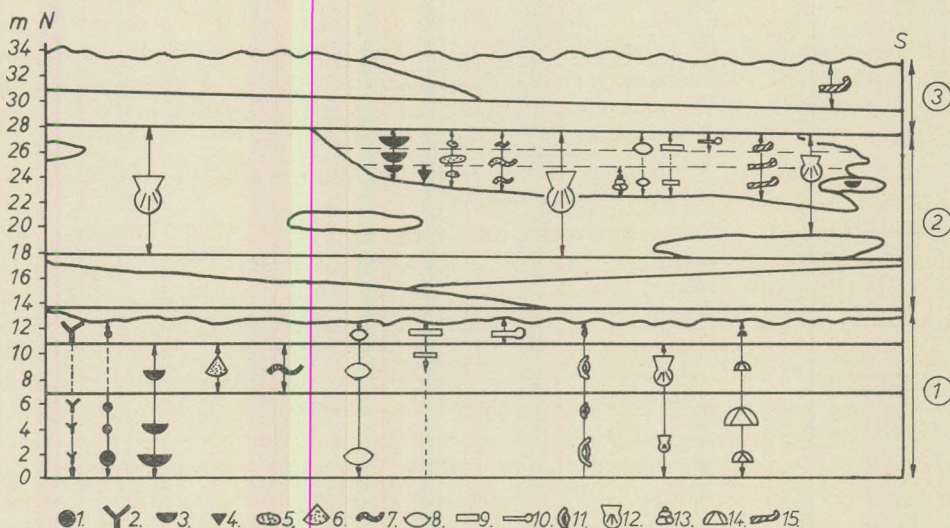


Fig. 5

Die paläogenen Biofazies des Várerdő-Berges

Zeichenerklärung:

1. Knollige Kalkalgen; 2. Verästelte Kalkalgen; 3. Ostrea; 4. Korallen; 5. Panopea; 6. Tellina; 7. Lebensspuren;
8. Nummulites; 9. Discocyclina, Lepidocyclina; 10. Operculina; 11. Miliolida; 12. Chlamys; 13. Meerschnecken;
14. Echinoidea; 15. Teredo.

① ② ③ = die drei Gesteinsfolgen

(Grössenänderungen der Zeichen zeigen die Änderungen der Häufigkeit).

Die ausgefüllten Zeichen zeigen die sessilen Epibenthos-Formen (1-4), die punktierten die Inbenthos-Formen (5-7), die leeren die vagilen Benthos-Formen (8-14).

Eine ähnliche Erscheinung habe ich im Szépvölgy im Nummuliten-Discocyclinenkalk und im Bryozoenmergel auch beobachtet. Die Auflockerung des Untergrundes führte zur Bildung von Lebensspuren sowie zur Anhäufung von Mollusken von grabender Lebensweise (*Tellina*).

c) Oberes Schichtenpaket.

Im oberen Schichtenpaket des Kalksteins bleiben das klastische, terrigene Material und auch die Kalkkörnchen stufenweise aus; es bildete sich ein rein biogener Kalkstein.

Der seichtmeerische Charakter der Ablagerung wird durch häufige Kalkalgen bewiesen. Unter den Grossforaminiferen erlangen die Discocyclinen und Operculinen die Oberhand, was eine viel schwächere Wasserbewegung andeutet. Das wird auch durch die Grössenzunahme der Nummuliten, die Korngrösseabnahme des organischen Detritus, sowie durch die Formen der Kalkalgen (Häufigkeit von verästelten Formen) bewiesen.

II. Kalkige Sandsteins- und Konglomeratfolge

Die Mächtigkeit des oberen Schichtenpakets der Kalksteinsfolge ist auch auf kurzer Strecke stark veränderlich, das sich an der Paketoberfläche ausgebildete Denudationsterrain und der bunte Ton darüber beweisen eine Emersion und Ablagerungslücke.

Die wiederholte Meeresüberschwemmung verursachte — laut Untersuchung der einzelnen Aufschlüsse — die Ausbildung einer in Raum und Zeit ausserordentlich abwechslungsreichen Schichtenreihe. Der Kalkgehalt nahm im Verhältnis zum liegenden Kalkstein ab, und die Klastika erlangten die Oberhand. CaCO_3 ist jedoch fast immer vorhanden.

Der Aufbau der Schichtenreihe ist im N am einfachsten, im mittleren und südlichen Teil ist er viel komplizierter.

Die Schichtenreihe fängt im nördlichen und mittleren Teilgebiet mit einem littoralen Konglomerat veränderlicher Mächtigkeit an; das Bindemittel ist CaCO_3 , Limonit, die Ablagerung kann aber auch ausschliesslich aus Schotter (ohne Bindemittel) bestehen. Das überwiegend aus lokalem Schutt bestehende Konglomerat deutet eine heftige Brandung am Ufer an. Am Litoral herrschte Brandung an Dolomithfelsen, d. h. es waren die Verhältnisse für Lebewesen und besonders für ihre Fossilisation recht ungünstig. Die spärlichen Quarzkiesel und das quarzsandige Bindemittel deuten schon den beginnenden Transport aus dem Süden an (im südlichen Teilgebiet liegt über dem bunten Ton ein Quarzsandstein mit grobem lokalem Schutt. Das nördliche Teilgebiet hat sich nachfolgend, laut der Beschaffenheit seiner Ablagerungen zu einer sumpfigen Gegend mit schwach bewegtem Wasser umgestaltet. Im südlichen Teilgebiet ersetzt diese sumpfige Ablagerung den unteren Teil des Grundkonglomerats. Nebst der ausserordentlich wechselnden Korngrößenverteilung beweisen auch die vielen verkohlten Pflanzenreste die sumpfige Fazies.

Der übrige Teil der Schichtenreihe besteht aus faunenführenden seichtmeereschen Ablagerungen. Die Ablagerung ist im N einheitlicher, in der Mitte und im S abwechslungsreicher. Das nördliche Teilgebiet war lange Zeit hindurch eine seichtmeeresche ufernahe Gegend mit schwach bewegtem Wasser (feinkörniger, gut sortierter Sand), mit Zeiten stärkerer Wasserbewegung (dolomitschottrige Bänke).

Im mittleren Teilgebiet besteht der untere Teil der Schichtenreihe aus littoralen-ufernahen fossilarmen Ablagerungen (gröbere Korngrösse, in stärker bewegtem Wasser abgelagert). Nach oben hin werden die Ablagerungen feiner und die Fauna reicher; beide entstanden im schwächer bewegten Wasser. Der eigenartige gemischte Charakter der Ablagerung deutet darauf hin, dass die Zeitabschnitte mit ruhigerem Wasser anfangs auch von Zeitabschnitten mit stärkerer Wasserbewegung unterbrochen worden sind, die den feinkörnigen sandigen Mergel mit grobem Dolomit- und Hornsteinschutt vermischten und die in die Ablagerung eingeschlossene Fauna umhäuften und stellenweise anhäuften.

Die Fauna deutet Verhältnisse an, die günstig für die im sandigen Mergel (Fazies a) lebenden stenohalinen Organismen waren. Der feinkörnige sandige, tonige Untergrund war besonders für die *Chlamys*-Arten günstig (sie sind im Szépvölgy auch in den mergeligen Ablagerungen häufig). Das zeitweilig hinzu-

gemischte schotterige Material bot für die Ansiedelung vieler Molluskenlarven günstige Verhältnisse, die einsamen Koralle haben sich auch auf diese befestigt. Die grosse Menge der von *Teredo*-Arten angebohrten Baumstammresten deutet auch die Ufernähe an.

Nach dem Abschnitt mit wechselnder Wasserbewegung und reicher Fauna bildete sich ein ufernaher sandig-schlammiger Raum mit schwächerer Wasserbewegung und spärlicherer Fauna aus (Fazies b). Hier sind neben den *Chlamys*-Arten die sich eingrabenden *Panopeen*, Lebensspuren, Wohnröhren der verschiedenen wühlenden Organismen, sowie gewisse kleine Ostreen-Arten charakteristisch. Zwischen dem CaCO_3 -Gehalt der Ablagerung und dem Faunenreichtum besteht ein enger Zusammenhang. Die Fauna des Mergels von hohem CaCO_3 -Gehalt (Fazies a), entstanden in einem Medium mit abwechselnder Intensität der Wasserbewegung, ist viel reicher als die des feinsandigen Schluffes von niedrigem CaCO_3 -Gehalt (Fazies b).

In dem feinkörnigen sandigen Kalkstein der obersten Schichten ist der CaCO_3 -Gehalt am höchsten (Fazies c). Hier ist die Fauna sehr reich; am kalkigen Untergrund treten Grossforaminiferen massenhaft auf; andere Foraminiferen- und Bryozoen-Arten sind auch zu finden. Infolge dieser Beschaffenheit des Untergrundes sind die Inbenthos-Formen zurückgedrängt. Die *Chlamys*-Arten sind in der feinkörnigen Ablagerung häufig.

Im südlichen Teilgebiet enthält die feinkörnige ufernahe Sandablegerung mergelig-kalkige, faunenreiche Bänke, sowie litorale Konglomerateinlagerungen, die Zeitabschnitte von starker Wasserbewegung andeuten. In diesen Konglomeratlagen betonen die dickschaligen, grossen Ostreen den Faziescharakter. Die Ablagerungsreihe weist die Fazieselemente des nördlichen und mittleren Teilgebietes gemischt auf.

III. Kieselige Sandsteinsfolge.

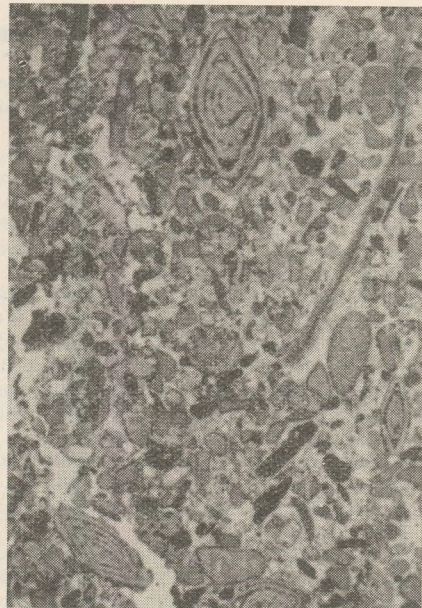
Über den feinkörnigen, ufernahen, seichtmeerischen Bildungen folgt ein aus lokalem Dolomitschutt bestehendes Konglomerat, welches die Rückkehr einer litoralen Zone mit Brandung andeutet. Der untere Teil der darüberliegenden Schichtenreihe zeigt die Abwechslung von Brandungsperioden in der litoralen Zone mit sumpfigen Zeiten. Diese Erscheinung zeigt sich besonders stark im nördlichen und mittleren Teilgebiet. Das CaCO_3 -Bindemittel fehlt ganz in der Gesteinsfolge, es wird von Limonit oder Kieselsäure ersetzt.

Der Delta-Charakter der Gesteinsfolge wird neben dem im Sandstein stellenweise auftretenden Kreuzschichtung auch durch linsenartige Einlagerungen von streifig-knolligem karbonatlosem tonigem Material bewiesen. Der Korngrösse nach dürfte die Wasserbewegung stark wechselnd gewesen sein. Aus der untersuchten Schichtenreihe, die den unteren Teil des kieseligen Sandsteins umfasst, ist die sortierende Wirkung des Meeres klar ersichtlich.

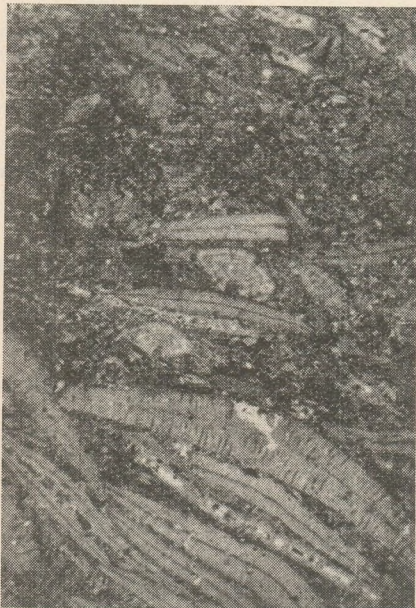
Die in den untersten Schichten nur sehr selten nachweisbaren, von *Teredo* angebohrten Baumstämme beweisen auch die Ablagerung im Meere. Im oberen Teil der kieseligen Sandsteinsfolge deuten das vollkommene Fehlen der Fauna, sowie der Charakter des Gesteins (schwächere Sortierung, häufigere Kreuzschichtung), im Zusammenhang mit der Delta-Ausbildung einen kräftigeren fluvialen Einfluss an.



1.



2.



3.



4.

Tafel I.

Abb. 1. Dünnschliff von Kalkstein mit Kalkalgenknollen und Nummuliten aus dem unteren Schichtenpaket der Kalksteinsfolge (5x)

Abb. 2. Dünnschliff von Kalkstein mit Kalkkörnern und Nummuliten aus dem mittleren Schichtenpaket der Kalksteinsfolge. (5x)

Abb. 3. - 4. Dünnschliff von Kalkstein mit Discocyclus und Operculina aus dem oberen Schichtenpaket der Kalksteinsfolge. (5x). (In 4. Abb. sind dünne Kalkalgenäste gut wahrnehmbar.)

