# 2.

# DER KISCELLER (KLEINZELLER) TON

VON

DR. ALADÁR VENDL

MIT 23 FIGUREN UND 1 TAFEL

*Manuscriptum conclusum . 2. VI. 1930.*
*Datum editionis . . . . 15. II. 1931.*

Ex officina typographica „Stádium", Budapestini.

# INHALTSVERZEICHNIS.


| | Seite | |
|---|---|---|
| Einleitung | 93 | (5) |
| I. Die mechanische Zusammensetzung des Tons | 97 | (9) |
| II. Petrographische Beschreibung | 103 | (15) |
| *A)* Tone | 103 | (15) |
| 1. Südlicher Teil von Buda | 104 | (16) |
| *a)* Tone von Örsöd | 104 | (16) |
| *α)* Bläulichgrauer Ton aus 8 m Tiefe | 104 | (16) |
| *β)* Gelber Ton aus 2 m Tiefe | 111 | (23) |
| *b)* Kisceller Ton vom Gellért-Berg (Blocksberg) | 115 | (27) |
| *α)* Blauer Ton | 115 | (27) |
| *β)* Gelber Ton | 121 | (33) |
| 2. Nördliches Gebiet | 123 | (35) |
| *a)* Ton aus der Tongrube der Ziegelfabrik der A. G. Bohn | 123 | (35) |
| *b)* Bläulichgrauer Ton aus dem Szépvölgy | 126 | (38) |
| *B)* Sandsteine | 130 | (42) |
| 1. Südlicher Teil von Buda | 130 | (42) |
| *a)* Der bläulichgrauer Sandstein | 131 | (43) |
| *b)* Die äussere, gelbe Zone des vorigen Sandsteins | 137 | (49) |
| 2. Sandsteine aus den nördlichen Gebieten des Kisceller Tons | 142 | (54) |
| *C)* Tonschiefergeröll | 143 | (55) |
| III. Betrachtungen über die Bildung und Herkunft des Kisceller Tons | 146 | (58) |
| IV. Die chemische Zusammensetzung des Kisceller Tons | 152 | (64) |

## VERZEICHNIS DER TEXTABBILDUNGEN.


Seite

Abb. 1. Verteilungskurve des blauen Tons aus 8 m Tiefe, Örsöd . . . . 99 (11)
Abb. 2. „ „ gelben Tons aus 2 m Tiefe, Örsöd . . . . 99 (11)
Abb. 3. „ „ blauen Tons, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg . . . . . 100 (12)
Abb. 4. „ „ gelben Tons, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. . . . . 100 (12)
Abb. 5. „ „ blauen Tons, Bohn'sche Tongrube . . . . 100 (12)
Abb. 6. „ „ blauen Tons, Szépvölgy . . . . . 101 (13)
Abb. 7—12. Graphische Darstellung der mechanischen Zusammensetzung der vorigen 6 Tone . . . . . 101 (13)
Abb. 13. Plagioklas und Mikroklin im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 160, Nicols gekr.) . . . . . 106 (18)
Abb. 14. Körner von Zirkon im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 360.) . . . . . 108 (20)
Abb. 15. Rutile im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 280.) . . . . . 108 (20)
Abb. 16. Turmaline im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 180.) . . . . . 109 (21)
Abb. 17. Disthene im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 106.) . . . . . 110 (22
Abb. 18. Rutile im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 268.) . . . . . 114 (26)
Abb. 19. Staurolithe im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 200.) . . . . . 115 (27)
Abb. 20. Apatite im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 316.) . . . . . 115 (27)
Abb. 21. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 113.) . . . . . 122 (34)
Abb. 22. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 91.) . . . . . 122 (34)
Ab. 23. Kalzit und Quarz im Tonschiefer. (Lineare Vergrösserung = 1 : 43.) 144 (56)

## EINLEITUNG.

Obwohl der stratigraphisch dem Mainzer Rupelton entsprechende mitteloligozäne Kisceller (Kleinzeller) Ton von Buda vom stratigraphisch-paläontologischen Standpunkt oft und durch zahlreiche Forscher untersucht wurde, steht eine nähere petrographische Untersuchung desselben noch immer aus. In der Literatur findet man nur einzelne, zerstreut erschienene Angaben über die petrographische Beschaffenheit dieser Ablagerung, welche vielleicht zur allgemeinen stratigraphischen Charakterisierung genügen, aber von einer petrographischen Charakterisierung weit entfernt sind.

K. Hofmann[1] schreibt über dieses Gestein: «Dieser Tegel enthält oft kleine weisse Glimmerschüppchen und Sandkörner und zeigt fast immer einen bemerkbaren Gehalt an Kalk.» Der Tegel enthält manchmal dünne Sandsteinschichten, welche durch «zahlreiche glaukonitische Körnchen eine grüne Färbung» bekommen.

J. Szabó[2] gibt im Jahre 1879 eine kurze petrographische Charakterisierung des Kisceller Tons in der folgenden Zusammenfassung: «Das Material ist ein schlammfeiner Mergel, in welchem der Ton überwiegt, aber auch Kalk und Quarz vorhanden sind. Der Tegel ist unmittelbar nicht plastisch, sondern er zerfällt zuerst in blätterige, rhomboedrische oder regellos vielseitige Stückchen; diese werden während des Winters der Einwirkung des Frostes ausgesetzt und dadurch tritt die zur Ziegelfabrikation notwendige Plastizität auf. Die Farbe ist in den unteren Lagen blau, oben gelb. Die blaue Farbe wird durch fein verteiltes Eisenbisulfid hervorgerufen, durch Oxydation bildet sich Eisenoxydhydrat.» Szabó hat im Ton die Anwesenheit von Quarz, Biotit, Kalzit, Dolomit, Magnetit, Pyrit, Kalium- und Natronfeldspaten und Gips festgestellt. Er kannte auch die dünnen Einlagerungen von «Trachyttuff».

[1] Hofmann, K.: Die geologischen Verhältnisse des Ofen-Kovácsier Gebirges. Mitteil. aus d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. I, 1872, pag. 218.

[2] Szabó, J.: Budapest in geologischer Beziehung. (Ungarisch,) Budapest, 1879. Vergl. auch Hofmann K.—Lóczy L.: Über die Entstehung der Budaer Bitterwasserquellen, Földtani Közlöny, XXXIV, 1904, pag. 347—365.

Der Gehalt an Feldspat wird durch beide Forscher aus dem sehr spärlich und in einigen cm mächtigen Schichten an einzelnen Stellen beobachteten «Trachyttuff» abgeleitet.

H. HORUSITZKY[1] teilt im Jahre 1901 die folgende Charakterisierung mit: «Der Kleinzeller Ton ist ein wenig kalkhältiges, stark zusammenständiges Gemisch von Ton und Sand. Wo derselbe mehr als 10% kohlensauren Kalk enthält, ist dies den darin befindlichen zahlreichen Foraminiferen zuzuschreiben.» Er bemerkt, dass der Ton auch mit Sand und Sandsteinschichten wechsellagernd vorkommt. Die Sandkörner bestehen nach seiner Bestimmung hauptsächlich aus Karbonaten, Quarz, Glimmer und Magnetit. Der Sandstein enthält oft Blätterabdrücke, welche durch M. STAUB bestimmt worden sind.

HORUSITZKY hat auch die Ergebnisse seiner mechanischen Analysen veröffentlicht.

F. SCHAFARZIK[2] charakterisiert die petrographische Beschaffenheit dieser Ablagerung mit den folgenden Worten: «Gegen das Hangende wird der Mergel (Budaer Mergel) immer toniger und geht zuletzt in blauen Tegel über, in dem kohlensaurer Kalk nur mehr untergeordnet vorhanden ist. Von der Mergelgrenze weiter weg wird er sandiger und enthält stellenweise sogar Sandsteinbänke.» In einer späteren Mitteilung[3] erwähnt er, dass diese Ablagerung aus vorwiegend blaugrauen, kalktonigen, nach der Schichtung schlecht spaltenden Schichten gebildet, als pelitische Fazies weiter von den Ufern sedimentiert wurde.

Die vorliegende Abhandlung hat sich zum Ziel gesteckt, die angeführten spärlichen petrographischen Daten durch möglichst detaillierte Untersuchungen zu ergänzen. Diese Untersuchungen bestehen nicht nur in mikroskopischen Beobachtungen, sondern sie umfassen auch die mechanische und chemische Zusammensetzung des Kisceller Tons. An der Hand der Resultate werden auch genetische Fragen besprochen.

Die Arbeit besteht aus vier Kapiteln. Der erste Teil enthält die Resultate der mechanischen Analysen. Der zweite Teil gibt die detaillierte mikroskopische Untersuchung einzelner typischer Tonvorkommnisse am Fusse

[1] HORUSITZKY, H.: Die agrogeologischen Verhältnisse des III. Bezirkes (Óbuda) der Haupt- und Residenzstadt Budapest, mit besonderer Rücksicht auf die Weinkultur. Mitteil. aus d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XII, 1901.

[2] SCHAFARZIK, F.: Die Umgebung von Budapest und Szentendre. Erklärungen zur geol. Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone. Herausgegeben von der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt, Budapest, 1904, p. 39—43.

[3] SCHAFARZIK, F.: Über die neueste geologische Kartierung von Budapest und Umgebung. Math. und naturw. Berichte aus Ungarn, XXX, 1922 (erschienen in 1923), p. 68—74.

des Budaer Grundgebirges und erklärt die Umwandlungen, durch welche die Bildung des gelben Tons bedingt wird. Der dritte Teil enthält Betrachtungen bezüglich des Ursprunges und der Bildung dieser Sedimente. Zum Schluss wird die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine auf Grund neuer Analysen erörtert.

In der Ausführung der Untersuchungen wurde ich durch die Herren Assistenten Dr. T. TAKÁTS und Dr. A. FÖLDVÁRI mit grossem Eifer unterstützt. Namentlich wurden die chemischen Analysen durch Herrn TAKÁTS, die mechanischen Analysen — unter meiner Leitung — durch Herrn FÖLDVÁRI ausgeführt. Auch an dieser Stelle spreche ich den genannten Herren meinen besten Dank aus.

# I. Die mechanische Zusammensetzung des Kisceller Tons.

Um den mineralogisch-petrographischen Aufbau, die Bildungsverhältnisse und die Herkunft des Kisceller Tons richtig beurteilen zu können, ist es unbedingt notwendig, die mechanische Zusammensetzung desselben zu kennen, wenigstens soweit, dass sich ein allgemeines Bild über die Verteilung der verschiedenen Korngrössen, besonders aber der Kolloide ergibt.

Über Korngrösse und Verteilung derselben im Kisceller Ton hat H. Horusitzky im Jahre 1901 einige Daten mitgeteilt.[1] Leider beziehen sich diese Daten nur auf den nördlichen Teil des Tongebietes und die Analysenmethode war zu jener Zeit sehr primitiv. Der Tongehalt wurde in der Weise bestimmt, dass Horusitzky den in destilliertem Wasser gekochten Kisceller Ton in 20 cm hoher destillierter Wassersäule gut aufgerührt 24 Stunden stehen liess; dann hat er die trübe Flüssigkeit abgehebert und diesen Vorgang solange wiederholt, bis das abgeheberte Wasser keine Trübung mehr enthielt. Die so erhaltenen Teilchen haben einen kleineren Durchmesser als 0·0025 mm. Diese Fraktion wurde durch Horusitzky als Ton bezeichnet.

Seine Daten sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

| Fundort und Bezeichnung der Probe | Tiefe in cm | Durchmesser der Körner in $^{m}/_{m}$ | | | Kohlensaurer Kalk Gewichtshundertstel |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 0—0·0025 | 0·0025—0·02 | 0·02—2 | |
| | | Gewichtshundertstel | | | |
| Üröm-Berg . . . . . | 80 | 14·94 | 47·90 | 37·16 | — |
| Testvér-Berg . . . . . | 50 | 20·10 | 51·22 | 28·68 | 0·11 |
| Arany-Berg . . . . . | 60 | 23·72 | 58·20 | 18·08 | 31·03 |
| Üröm-Berg . . . . . | 600 | 9·34 | 44·06 | 46·60 | 12·91 |
| Üröm-Berg, nordöstliche Lehne | 80 | 19·90 | 53·20 | 26·90 | 13·70 |
| Testvér-Berg . . . . . | 60 | 2·80 | 43·36 | 53·84 | 17·01 |
| Üröm-Berg, nördliche Lehne. | 70 | 13·74 | 34·44 | 51·82 | 22·04 |

In meinen Analysen wurde die heute fast überall angenommene Korngrösse von 0·002 mm Durchmesser als obere Grenze der Kolloide festgehalten.

[1] Horusitzky, H.: A. a. O., pag. 339—367.

Trotz zahlreicher gründlicher Untersuchungen ist es auch heute noch nicht endgültig entschieden, nach welcher Methode die Proben für die Schlämmanalysen vorbereitet werden sollen. Meines Erachtens sollte die Bodenprobe unter den gleichen Umständen untersucht werden, welche in der natürlichen Lagerstätte derselben vorhanden sind. Ein Zusatz von Säuren und Laugen beeinflusst nicht nur die Dispersität der Proben, sondern kann auch chemische Umwandlungen herbeiführen. (Einwirkung der Säure auf Karbonate usw.) Ich habe vorgezogen, die Vorbereitung auf eine Behandlung mit destilliertem Wasser zu beschränken.

Die Vorbereitung der Tonproben zur Schlämmzerlegung erfolgte in folgender Weise: Die Probe wurde in einem Porzellanschälchen mit destilliertem Wasser übergossen und einige Stunden stehen gelassen (meistens über eine Nacht). Der entstandene Brei wurde mit dem blossen Finger je nach Erfordernis mehrere Minuten lang vorsichtig verrieben, bis alle Klümpchen zerteilt wurden. Die in dieser Weise zerlegte Probe wurde noch eine Stunde stehen gelassen und erst dann der Schlämmung unterzogen.

Die Tone enthalten im Durchschnitt ziemlich viel Kalziumkarbonat. Eine Behandlung der Proben mit Salzsäure vor der mechanischen Analyse, um die Karbonate zu lösen — wie es oft bei der mechanischen Analyse von Bodenproben ausgeführt wird — konnte hier nicht vorgenommen werden und zwar aus folgenden Gründen: wie aus der mikroskopischen Untersuchung im nächsten Kapitel hervorgeht, besteht ein ziemlich grosser Teil der für das Mikroskop noch zugänglichen kleinsten Teilchen aus Kalzit. Infolge der geringen Löslichkeit des Kalziumkarbonats in destilliertem Wasser wird zwar während der Schlämmungprozesse etwas Kalzit in Lösung gehen, der dadurch bedingte Fehler ist aber jedenfalls viel kleiner, als derjenige, der durch eine Auflösung von 10—15 % der Komponenten herbeigeführt würde.

Die Analysen wurden in einer kombinierten Weise ausgeführt: Die Verteilung der gröberen Teilchen wurde im Apparat von WIEGNER festgestellt; die Menge des Rohtons ist mittels des Apparates von ATTERBERG bestimmt worden, mit einer Absatzzeit von acht Stunden für 10 cm Fallhöhe.

Für die Bestimmung der gröberen Teilchen im WIEGNER'schen Apparat wurden die Proben in einer Menge von durchschnittlich 60 gr verwendet; die Fallhöhen schwankten zwischen 71·41 und 79·51 cm bei den verschiedenen Versuchen. Die Verteilungslinie wurde nicht photographisch, sondern mittels gleichzeitiger Ablesungen durch zwei Personen festgestellt. Wie erwähnt, wurden die mechanischen Analysen unter meiner Leitung durch Herrn Assistenten Dr. A. FÖLDVÁRI ausgeführt. Bei den

ersten rasch nacheinander folgenden Ablesungen im WIEGNER'schen Apparat war ihm Herr Assistent Dr. T. TAKÁTS behilflich.

Die Auswertung der Messungen erfolgte auf graphischem Wege. Zuerst sind aus den Werten der Ablesungen in sehr grossem Massstab die Verteilungskurven konstruiert worden. Zur Berechnung der Fallzeiten aus der Gleichung nach STOKES wurde das spezifische Gewicht der Tonproben mit dem Wert von 2·70 berücksichtigt. Dieser Wert steht den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe. Dadurch hat die Formel nach STOKES die folgende Gestalt erhalten: $v = 37060 \cdot r^2$. Zur Bestimmung der einzelnen Fraktionen aus der Fallkurve wurde das graphische Verfahren von SVEN ODÉN[1] verwendet.

Die Verteilungskurven sind in den Figuren 1—6 stark (8·8-fach)

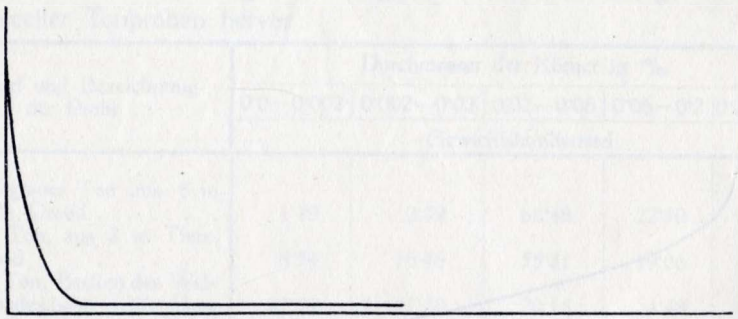


Abbildung 1. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.

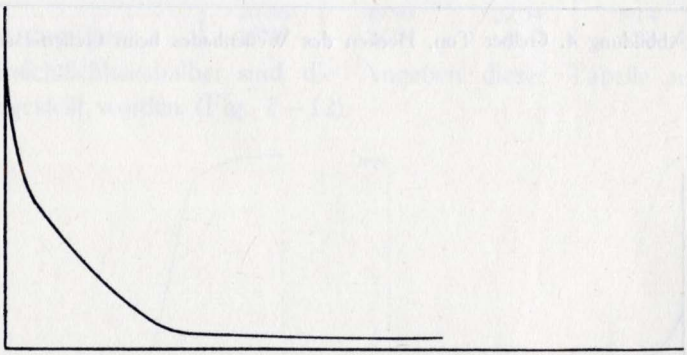


Abbildung 2. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.

[1] ODÉN, S.: Methods to determine the size-distribution of soil-particles. Actes de la IV. conférence internationale de Pédologie, Vol. II, p. 52—78.

ODÉN, S.: Kolloid-Zeitschrift, XVIII, 1916, p. 33—48.

GESSNER, H.: Der WIEGNER'sche Schlämmapparat und seine praktische Anwendung. Kolloid-Zeitschrift, XXXVIII, 1926, p. 115—123.

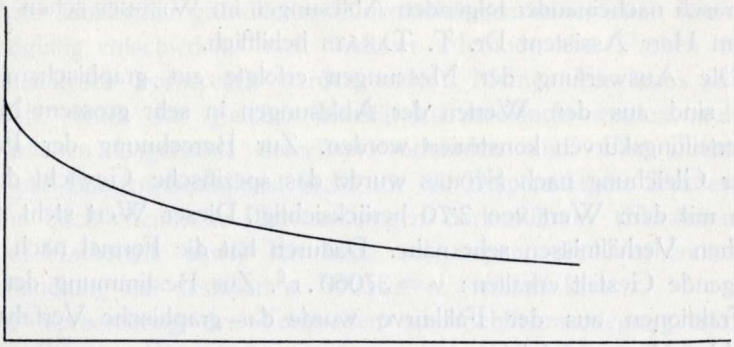


Abbildung 3. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

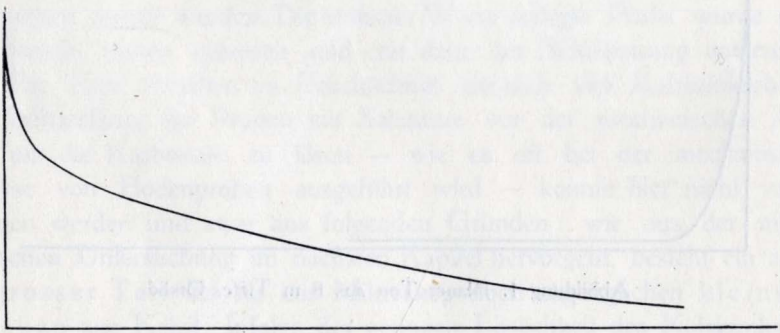


Abbildung 4. Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

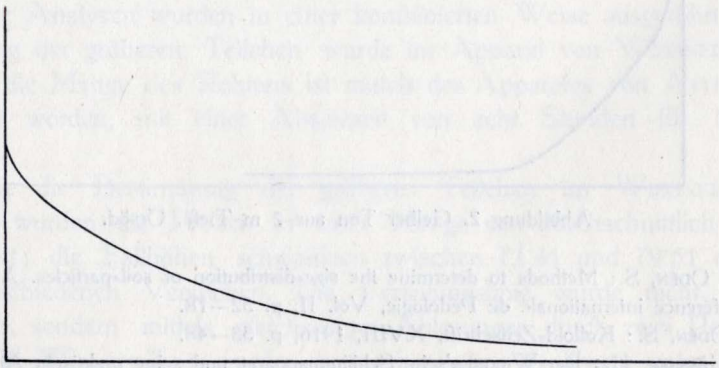


Abbildung 5. Blauer Ton, Bohn'sche Tongrube.

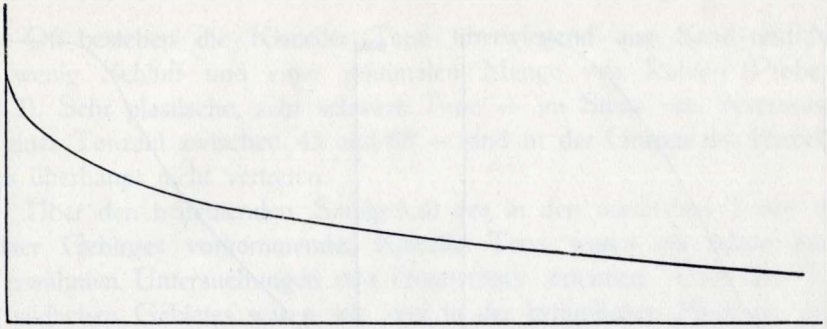
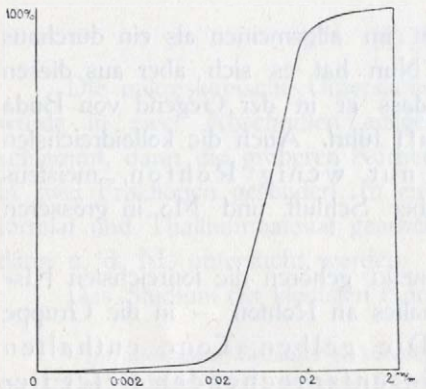


Abbildung 6. Blauer Ton, Szépvölgy.

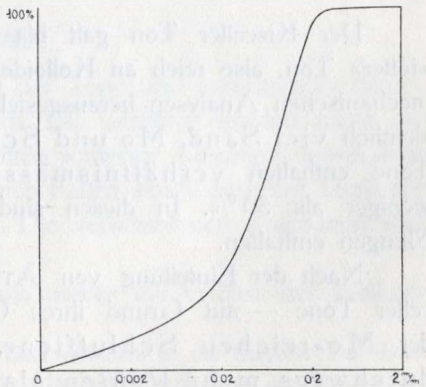
verkleinert dargestellt. Aus den Daten der beiden Bestimmungen nach WIEGNER und ATTERBERG geht die folgende Zusammensetzung der einzelnen Kisceller Tonproben hervor:

| Fundort und Bezeichnung der Probe | Durchmesser der Körner in $^{m}/_{m}$ | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 0·0—0·002 | 0·002—0·02 | 0.02—0·06 | 0·06–0·2 | 0·2—2·0 |
| | Gewichtshundertstel | | | | |
| Bläulichgrauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd . . . . . | 1·19 | 2·79 | 68·48 | 22·10 | 5·43 |
| Gelber Ton, aus 2 m Tiefe, Örsöd . . . . . | 8·54 | 16·46 | 55·31 | 19·06 | 0·62 |
| Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg | 27·71 | 47·33 | 20·15 | 4·48 | 0·37 |
| Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg | 31·12 | 29·20 | 23·87 | 15·16 | 0·65 |
| Blauer Ton, BOHN'sche Tongrube . . . . . | 20·56 | 49·93 | 22·54 | 5·74 | 1·23 |
| Blauer Ton, Szépvölgy . . | 19·92 | 52.64 | . 0 | 5·84 | 0·73 |

Übersichtlichkeitshalber sind die Angaben dieser Tabelle auch graphisch dargestellt worden (Fig. 7—12).




Abbild. 7. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.




Abbild. 8. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.

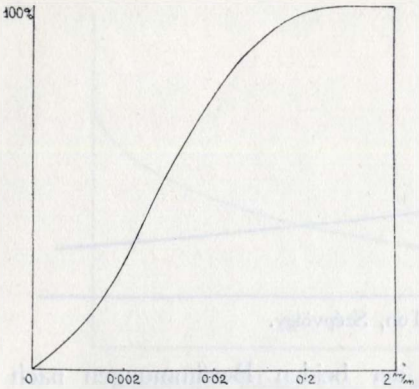



Abbildung 9. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

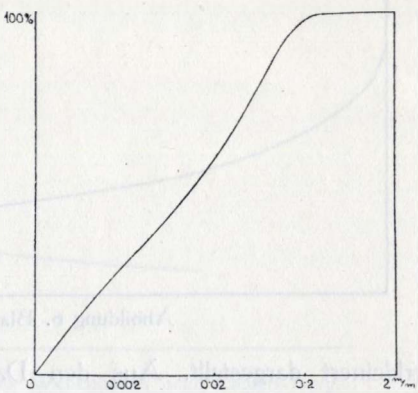



Abbildung 10. Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.

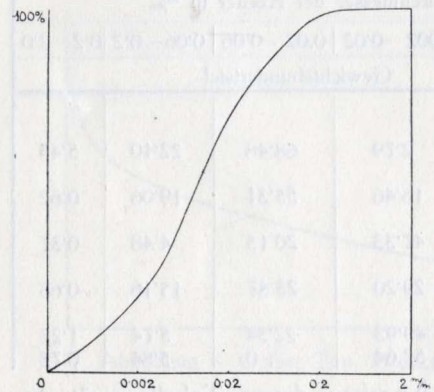



Abbildung 11. Blauer Ton, Bohn'sche Tongrube.

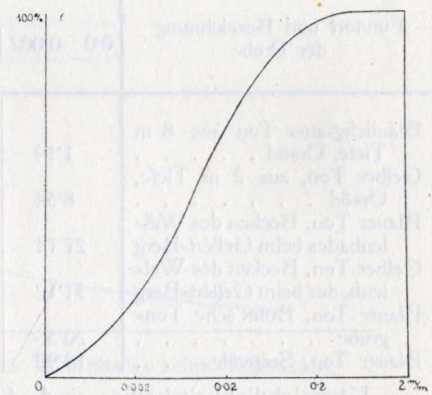



Abbildung 12. Blauer Ton, Szépvölgy.

Der Kisceller Ton galt bis jetzt im allgemeinen als ein durchaus «fetter» Ton, also reich an Kolloiden. Nun hat es sich aber aus diesen mechanischen Analysen herausgestellt, dass er in der Gegend von Buda ziemlich viel Sand, Mo und Schluff führt. Auch die kolloidreichsten Tone enthalten verhältnismässig nur wenig Rohton, meistens weniger als 30 %. In diesen sind aber Schluff und Mo in grösseren Mengen enthalten.

Nach der Einteilung von Atterberg gehören die tonreichsten Kisceller Tone — auf Grund ihres Gehaltes an Rohton — in die Gruppe der Mo-reichen Schlufftone. Die gelben Tone enthalten durchwegs mehr Rohton als die entsprechenden tiefer liegenden blauen Tone.

Oft bestehen die Kisceller Tone überwiegend aus Sand und Mo mit wenig Schluff und einer minimalen Menge von Rohton (Probe 1 und 2). Sehr plastische, sehr schwere Tone — im Sinne von ATTERBERG mit einer Tonzahl zwischen 45 und 88 — sind in der Gruppe des Kisceller Tons überhaupt nicht vertreten.

Über den bedeutenden Sandgehalt des in den nördlichen Teilen des Budaer Gebirges vorkommenden Kisceller Tons waren wir schon durch die erwähnten Untersuchungen von HORUSITZKY orientiert. Über den Ton des südlichen Gebietes waren wir aber in der irrtümlichen Meinung, dass derselbe bedeutend mehr Rohton enthält. Auf Grund unserer mechanischen Analysen scheint überhaupt kein grosser Unterschied vorhanden zu sein: überall enthält der Kisceller Ton verhältnismässig nur wenig Rohton, auch dort, wo er scheinbar ziemlich fett entwickelt ist (Szépvölgy).

Aus der mechanischen Zusammensetzung der verschiedenen Kisceller Tone kann der folgende Schluss gezogen werden: Der Kisceller Ton an der Budaer Seite hat sich aus einem seichten Wasser abgelagert, dessen Tiefe kaum 100 m überschritten haben dürfte. Höchstens an einzelnen Stellen von sehr geringer Ausdehnung dürfte eine etwas grössere Tiefe vorhanden gewesen sein.[1] Diese Tonablagerung muss daher als eine litorale Bildung aufgefasst werden, welche ziemlich viel Sand, Mo und Schluff, aber verhältnismässig wenig Ton enthält.

# II. Petrographische Beschreibung.

## *A)* TONE.

Die mikroskopische Untersuchung der Tone und tonführenden Sande wurde in zwei Abschnitten ausgeführt. Die Proben wurden zuerst geschlämmt, dann die gröberen Körner mittels schwerer Lösungen mindestens in zwei Fraktionen gesondert. In einzelnen Fällen wurde auch mit Thalliumformiat und Thalliummalonat gearbeitet. Die verschiedenen Fraktionen sind dann u. d. M. untersucht worden.

Das Studium der kleinsten Körnchen unweit der Grenze des Kolloid-

[1] Im artesischen Brunnen im Városliget (Stadtwäldchen) ist der Kisceller Ton durch ein 325 m mächtiges Lager vertreten. Diese starke Mächtigkeit wird durch die Senkung des Meeresbodens während der Sedimentation des Tons erklärt.

zustandes wurde in den abgeschlämmten Fraktionen ausgeführt. Bezüglich der Einzelheiten verweise ich auf meine älteren Arbeiten.[1]

Durch diese Untersuchungen sollten die in grösseren Mengen vorhandenen Mineralien gekennzeichnet werden. Von einer besonderen Jagd nach Seltenheiten wurde dabei Abstand genommen.

## 1. Südlicher Teil von Buda.

### a) TONE VON ÖRSÖD.

Die Firma A. SAXLEHNER hat mir das vollständige Profil einer Bohrung für meine Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Diese Bohrung (Nr. IV—1914) wurde in den Anlagen der Bitterwasserquellen auf der Ebene von ÖRSÖD bis auf eine Tiefe von 8 m niedergeteuft. Der im Bohrloch aufgeschlossene Ton ist sehr sandig (vergl. die mechanischen Analysen No 1 und 2); seine Farbe ist von oben bis 5 m Tiefe gelb, in der Tiefe von 7 bis 8 m bläulichgrau; zwischen 3 und 5 m enthält der gelbe Ton graue Flecke und im oberen Teile des grauen Tons sind noch gelbe Flecke vorhanden.

Die Farben des Bohrprofils stimmen mit den älteren Angaben dieses Gebietes überein.[2]

Einer eingehenderen Untersuchung wurden der bläulichgraue Ton aus 8 m Tiefe und der gelbe Ton aus 2 m Tiefe unterzogen. Auf Grund der mechanischen Analysen sind diese Gesteine keine Tone, sondern Moschluffe.

*α)* **Bläulichgrauer Ton aus 8 m Tiefe.** Der überwiegende Teil des Tons besteht aus *Quarz*körnern. Die meisten Quarzkörner sind vollkommen farblos, wasserklar. Diese farblosen Körner enthalten oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen. Selten lassen sich winzig kleine *Chlorit*schüppchen als Einschlüsse beobachten. Sehr viele Quarzkörner enthalten schwarze, äusserst kleine, ungefähr isometrische Einschlüsse, deren

[1] VENDL, A.: Über den Sand der Csepel-Insel. Földtani Közlöny, XLIII, 1913, p. 375—389.

VENDL, A.: Mineralogische Untersuchung der von DR. AURÉL STEIN in Zentralasien gesammelten Sand- und Bodenproben. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt, XXI, 1912, p. 1—37.

VENDL, A.: Über die Sande in der Umgebung von Konia. Math. und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, XXXIV, 1926—27, p. 74—90.

VENDL, A.: Über die Sande der Gegenden des Tarim-Beckens. Földtani Közlöny, XLI, 1911, p. 361—372.

[2] SCHAFARZIK, F.—VENDL, A.: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest, (ungarisch), p. 144. Budapest, 1929.

Konturen regellos verlaufen. Gefärbte Quarze, besonders gelbe, rosafarbene, gelblichbraune, oder rote sind auch vorhanden. Von den rosafarbenen und roten Körnern sind einige dilut gefärbt, andere enthalten Hämatitschüppchen. Oft sind die Quarzkörner durch schwarze Pigmentkörnchen dunkel gefärbt und mehr oder weniger trüb, bis fast undurchsichtig. Einige Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung.

Die Quarzkörner sind im allgemeinen eckig; mehr oder minder abgerundete Körner sind seltener. Aus dieser Beobachtung geht hervor, dass nur wenige Körner durch Windwirkung abgeschliffen wurden; der weitaus grössere Teil wurde durch fliessende Gewässer allein in das Meer transportiert.

Der *Muskovit* ist sehr allgemein verbreitet und zwar in vollkommen frischen Lamellen, die ihres starken Glanzes wegen sehr leicht zu erkennen sind. Der Wert des Achsenwinkels $2E$ scheint etwas zu schwanken u. zw. zwischen 65° und 70°. Als Einschlüsse im Muskovit kommen kleine *Magnetit*körnchen vor.[1]

*Biotit* kommt auch ziemlich häufig vor. Alle besitzen einen sehr kleinen Achsenwinkel, fast 0°. Ihr Pleochroismus ist verschieden und in dieser Beziehung sind drei Varietäten zu unterscheiden: 1. $\gamma$ = braun, $\alpha'$ = hellgelb; 2. $\gamma$ = dunkelrotbraun, $\alpha'$ = sehr blassgelb; 3. $\gamma$ = bräunlichgrün, $\alpha'$ = blassgelb mit sehr schwachem Stich ins Grüne. Schwarze, opake Interpositionen (Erze) sind sehr verbreitet. In einem Biotitblättchen wurde ein kleines Zirkonkriställchen beobachtet, von einem schmalen pleochroitischen Hof umgeben. Ein Biotitblättchen war an die Oberfläche eines Magnetitkörnchens gewachsen, also noch in demselben Zustand, wie im ursprünglichen Gestein.

Die *Chlorit*blättchen enthalten oft kleine Magnetitkörnchen als Einschlüsse. Ihr Pleochroismus ist folgender: $\gamma$ = grün, $\alpha'$ = sehr hellgrün, mit starkem Stich in die gelbe Farbe.

Der *Plagioklas* scheint ein sehr verbreiteter Gemengteil zu sein. Seine Körner sind meistens eckig, seltener etwas abgerundet. Sie bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz. Zwillinge nach den Periklin- und Albit + Karlsbader-Gesetzen sind selten. Bei der Trennung durch schwere Flüssigkeit wird ein Teil der Plagioklase in der Fraktion mit einem spezifischen Gewicht unter jenem des Quarzes konzentriert, der grösste Teil fällt aber in die Fraktion mit einem spezifischen Gewicht über jenem des Quarzes hinüber.

Die Albitzwillingslamellen sind zumeist schmal, seltener etwas breiter. Auf Grund der Brechungsexponenten und der Auslösungsschiefen gehören

[1] Die Reihenfolge der einzelnen Minerale wurde derart zusammengestellt, dass die in grösster Menge vorhandenen zuerst kommen; hierauf folgen die übrigen, soweit es sich beurteilen liess, nach abnehmender Menge.

die Plagioklase in die Reihe Oligoklas—Andesin, manchmal erreichen sie die Basizität der Labradore.

*Mikroklin* kommt in ziemlich grosser Menge vor und die Körner desselben sind oft auffallend abgerundet. Durch die charakteristische Gitterstruktur kann man sie sehr leicht identifizieren. Die Auslöschung auf (001) beträgt im Durchschnitt 16° (Abbildung 13).[1]

Abbildung 13. Plagioklas und Mikroklin im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 160, Nicols gekr.)

Der spärliche *Orthoklas* kommt in eckigen, scharfen, meistens nach (001) etwas abgeplatteten Körnern vor.

*Kalzit* kommt teils in der Gestalt von dichtem Kalkstein, teils in durchsichtigen, farblosen Körnern von rhomboedrischem Habitus vor. Selten zeigen die Kalzitkörnchen eine Zwillingslamellierung.

Die *Dolomit*körner stammen aus dichten Dolomiten; sie sind oft ziemlich stark eckig. Selten sind auch einige farblose, durchsichtige Rhomboeder zu beobachten. Diese letzteren scheinen, nach ihrer starken Magnesiumreaktion zu schliessen, neben dem Kalzium auch ziemlich viel Magnesium zu enthalten. Sie bestehen entweder aus Dolomit, oder — da einige sich schon in kalter Salzsäure ziemlich leicht lösen, — aus Magnesium-haltigem Kalzit. Zur Feststellung des Magnesiums wurde die Struvitreaktion angewandt.

Die Anwesenheit der Karbonate lässt sich aus den Gesteinen des Budaer Gebirges (Kalkstein, Dolomit, Mergel) leicht erklären.

Die häufigen *Gips*körnchen sind nach (010) tafelig ausgebildet. Manchmal beobachtet man mehr oder weniger korrodierte Kristalle mit den Formen: {010}, {110}, {111}. Einige Kristalle sind nach der Achse *a* etwas gestreckt. Auch rosettenförmige Kristallgruppen sind oft beobachtet worden. Die Kristalle und Kristallgruppen erreichen manchmal Grössen von mehreren cm.

Die *Amphibole* kommen meistens in nach der Hauptachse länglichen, prismatischen Körnchen vor, an welchen oft ganz frische Spaltflächen glänzen. Die beiden Enden in der Richtung der Hauptachse sind manchmal eckig, oft etwas abgerundet. Die meisten Amphibole lassen sich in zwei Varietätengruppen einteilen: 1. *Grüne Amphibole* mit dem folgenden Pleochroismus: $\gamma$ = dunkel bläulichgrün, $\alpha'$ = hellgrün; die Auslöschung an den Spaltflächen nach (110) beträgt im Mittel $\gamma' : c = 15°5$.

[1] Die Zeichnungen sind nach in Benzol eingebetteten Körnchen angefertigt worden

(Mittel von 36 Messungen, ausgeführt an 20 Körnchen.) 2. *Braune Amphibole* mit folgenden optischen Eigenschaften: $\gamma$ = dunkel grünlichbraun, $\alpha'$ = hell gelblichbraun, $\gamma' : c = 13°5°$. (Mittel von 25 Messungen an 15 Körnchen.)

Sehr selten kann man einen Amphibol mit folgendem Pleochroismus beobachten: $\gamma$ = rotbraun, $\alpha'$ = dottergelb mit einem Stich ins Braune; $\gamma' : c = 10-12°$. Diese Amphibole erinnern lebhaft an die Amphibole mancher Effusivgesteine. Die ersteren, besonders die grünen, sind sowohl in Tiefengesteinen, als in effusiven zu finden; die grünen sind auch in kristallinen Schiefern allgemein verbreitet.

Einige der grünen Amphibole besitzen etwas limonitisierte Oberflächen, trotzdem lässt sich aber die Spaltbarkeit immer gut beobachten.

Der *Magnetit* ist ein häufiger Gemengteil. Seine Körner sind mehr oder minder isometrisch. Manchmal sind die Spuren der Oktaederflächen, oder vielleicht noch häufiger die Rhombendodekaederflächen zu erkennen. Die Dimensionen der Körner schwanken vorwiegend zwischen 0.03—0.085 mm; einige sind viel grösser, bis 0.17 mm. Die Oberfläche der Körner scheint immer frisch und glänzend zu sein, obwohl Unebenheiten fast immer auftreten. Einige Körner sind eigentlich scharfe Splitter ursprünglicher Kristalle.

*Pyrit* tritt in ziemlich grosser Menge auf. Seine Körner besitzen meistens lebhaft gelben Metallglanz. Die meisten Körner sind xenomorph, von regelloser Form und die Konturen sind meistens unregelmässig lappig. Einige Körner, besonders die kleinsten, zeigen automorphe Ausbildung von pentagondodekaedrischem Habitus. Diese idiomorphen Körner bestehen aus einem einzigen Kristall. Die Oberfläche mancher Körner hat sich mehr oder weniger in *Limonit* umgewandelt.

Auch der *Granat* kommt in ziemlich grosser Anzahl vor. Die meisten Körner sind scharfe Splitter, einige sind jedoch sehr stark abgerundet. Die Körner gehören zweien Varietäten an: 1. rosafarbene, mit starkem braunem Stich; 2. hellrosafarbene Körner. Die letzteren sind stärker abgerundet, als die bräunlichen und sie erinnern stark an *Almandin*. Besonders unter den kleinsten hellrosafarbenen Körnchen findet man viele stark abgerundete Formen.

Beide Varietäten zeigen vollkommene Isotropie. Als Einschlüsse enthalten sie oft *Magnetit*körnchen. In einem hellrosafarbenen Körnchen wurde *Rutil* als Einschluss beobachtet.

Die *Zirkon*körnchen bilden entweder scharf idiomorphe, nur etwas abgenutzte Kriställchen, die oft schartig sind, oder aber mehr—weniger stark abgerundete Körnchen (Abb. 14). Oft sind nur die terminalen Flächen

abgerundet, während die Prismenzone ziemlich gut erhalten blieb. Die Kriställchen besitzen meistens einen kurz gedrungenen, prismatischen Habitus, seltener sind sie in der Richtung der Hauptachse ziemlich lang und dabei dünn, also nadelförmig. In der Prismenzone kann man die Formen {110} und {100} sehr oft erkennen und an den beiden Polen sind manchmal die Formen {311} und {111} unter dem Mikroskop nachweisbar.

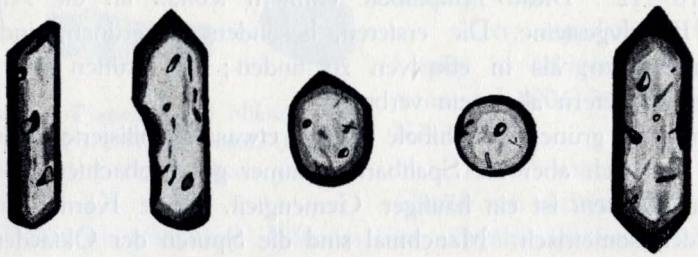


Abbildung 14. Körner von Zirkon im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.
(Lineare Vergrösserung = 1 : 360.)

Die Dimensionen der Zirkone schwanken überwiegend zwischen den folgenden Werten: Dicke = 0·01—0·05 mm, Länge = 0·034—0·23 mm. Die dünnen, nadelförmigen Kristalle sind meistens 0·01—0·025 mm dick und 0·15—0·23 mm lang.

Die Zirkone sind teils vollkommen farblos, teils rosafarben. Sie enthalten die für den Zirkon charakteristischen gewöhnlichen Einschlüsse. Selten kann man die Spuren einer schaligen Struktur beobachten. Einige Zirkone sind an die Oberfläche von Magnetitkörnchen gewachsen.

Der *Rutil* (Abb. 15) scheint eine mehr untergeordnete Rolle zu spielen. Seine nach der Hauptachse länglichen Körnchen zeigen meistens

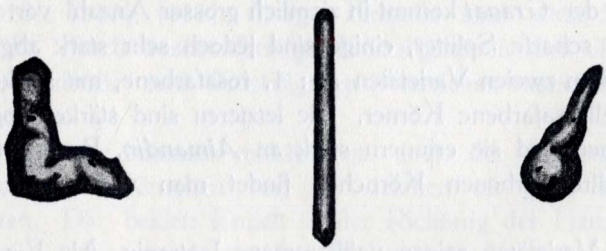


Abbildung 15. Rutile im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.
(Lineare Vergrösserung = 1 : 280.)

eine gut erhaltene Prismenzone; dagegen wurden die terminalen Flächen stark abgeschliffen. Manchmal sind die Körnchen sehr stark abgerundet und von ellipsoidaler Form. Oft kann man an den Körnchen frische,

muschelige Bruchflächen beobachten. Seltener bildet das ganze Körnchen einen einzigen scharfen Splitter. Mitunter erscheint der Rutil in Zwillingen nach (101).

Nach der Farbe lassen sich die Rutilkörner in zwei Varietäten einreihen: 1. dunkle Rutile mit folgendem Pleochroismus: $\omega$ = gelb, $\varepsilon$ = dunkel gelblichbraun, 2. etwas hellere Rutile: $\omega$ = sehr blassgelb, $\varepsilon$ = harzgelb.

Als Einschlüsse wurden Magnetitkörnchen beobachtet. Selten kommt das Rutilkorn an Magnetit gewachsen vor.

Der spärliche *Limonit* tritt in rötlichbraunen Knollen auf, mit rauher, unebener Oberfläche und mehr oder weniger kugeliger Gestalt.

Die *Turmalin*körnchen sind im allgemeinen von prismatischem Habitus, aber die terminalen Teile sind sehr oft stark abgerundet. Manchmal können auch die Spuren der terminalen Flächen beobachtet werden; seltener kann auch eine Hemimorphie entziffert werden (Abb. 16). Manche Körnchen sind regellos abgebrochene, scharfe Splitter.

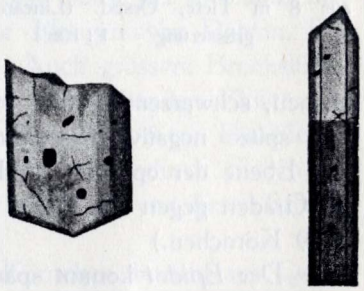


Abbildung 16. Turmaline im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 180.)

Die Turmaline repräsentieren mehrere Varietäten. 1. Die meisten Turmaline sind von dunkler Farbe, mit folgendem Pleochroismus: $\omega$ = sehr dunkel kaffeebraun, $\varepsilon$ = blass teegelb. 2. Einige Turmaline sind hell gefärbt, mit folgendem Pleochroismus: $\omega$ = graulichblau, $\varepsilon$ = farblos, vielleicht mit schwach gelblichem Stich. 3. Manche Kriställchen bestehen in der Richtung der Hauptachse aus zwei chemisch verschiedenen Teilen; dieser Unterschied kommt besonders in den verschiedenen pleochroitischen Farben zum Ausdruck. Die grössere Hälfte der Kriställchen zeigt folgenden Pleochroismus: $\omega$ = graulichblau, $\varepsilon$ = farblos, vielleicht mit schwach gelblichem Stich und die kleinere Hälfte zeigt: $\omega$ = hell bräunlichblau, $\varepsilon$ = farblos.

Als Einschlüsse wurden Magnetit und Flüssigkeiten beobachtet; die letzteren enthalten manchmal auch bewegliche Libellen.

Der *Disthen* ist kein seltener Gemengteil. Seine Körner sind meistens in der Richtung der Hauptachse gestreckt, seltener beinahe isometrisch. Die Körnchen sind im allgemeinen viereckig, manchmal aber verlaufen einzelne Teile der Konturen unregelmässig: zackig abgebrochen oder sich etwas ausfasernd. Der Habitus der Körnchen ist immer tafelig nach (100). Die länglichen Täfelchen liegen fast immer mit dem ersten Pinakoid auf dem Objektträger. Die Spaltbarkeit nach (010) ist immer sehr prägnant, in kur-

zen Rissen und auch die der Spaltung nach (001) entsprechenden Risse sind scharf. Diese letzteren verschmälern sich oft und liegen in Gruppen zusammen, etwas ausgefasert, dagegen fehlen sie in anderen Teilen der Körnchen (Abb. 17).

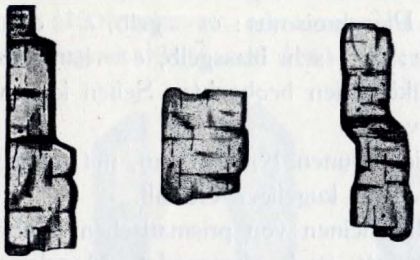


Abbildung 17. Disthene im blauen Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 106.)

Die Disthenkörnchen sind manchmal durch sehr starke Biegungen gekennzeichnet, wohl infolge der bekannten Gleitungen. Die Grösse der Körnchen schwankt zwischen weiten Grenzen: die kleinsten zeigen Dimensionen von einigen 0·001 mm, die grössten erreichen eine Länge von ungefähr 0·30 mm.

Der Disthen ist immer vollkommen farblos, aber ab und zu mit winzig kleinen, schwarzen, opaken Einschlüssen (wahrscheinlich Kohlenpigment). Die spitze negative Bisektrix steht fast vollkommen senkrecht auf (100). Die Ebene der optischen Achsen bildet einen Winkel von durchschnittlich 30 Graden gegen die Kante (100):(010). (Mittelwert von 17 Messungen an 9 Körnchen.)

Der *Epidot* kommt spärlich in gedrungen prismatischen, an beiden Enden abgerundeten Körnchen vor, welche einen ziemlich starken Pleochroismus aufweisen: $\alpha$ = sehr blassgelb (fast farblos), $\beta$ = gelblichgrün, $\gamma$ = zeisiggrün.

Der *Staurolith* wird nur durch wenige Körnchen vertreten. Dieselben sind meistens scharfe Splitter, mit frischen Bruchflächen, seltener etwas abgerundet. In diesem letzten Falle sind die Körner nach *c* etwas länglich. Der Pleochroismus ist sehr deutlich: $\gamma$ = lebhaft dotter-, $\alpha'$ = sehr blassgelb, (weisslichgelb). Sie führen oft Magnetitkörnchen als Einschlüsse.

Der spärliche *Augit* kommt meistens in etwas länglichen, aber stark abgerundeten, grünen Körnchen vor. Die Auslöschung — gemessen zur Längsrichtung — steigt bis 40—50°. Sie führen manchmal Einschlüsse von schwarzen, opaken Erzkörnchen.

*Apatit* wird in farblosen, mehr oder weniger abgerundeten, länglichen oder kugeligen Körnchen beobachtet. Auch kleine abgebrochene Splitterchen kommen vor. Die Körnchen zeigen manchmal unregelmässige Querrisse infolge einer Querabsonderung. In einigen Körnchen sind schwarze Magnetiteinschlüsse beobachtet worden. Mikrochemisch lassen sie sich sehr leicht in salpetersaurer Lösung durch die Ammonium-Molybdophosphat-Reaktion nachweisen.

Zwei sehr kleine, stark abgerundete Körnchen von hohem Brechungsvermögen und sehr schwacher Doppelbrechung zeigten die folgenden Pleochroitischen Farben: hellblau und dunkelviolettblau. Die genaue Bestimmung derselben ist der kleinen Dimensionen zufolge nicht gelungen. Ich vermute aber in ihnen eine Korundvarietät.

Verschiedene *Foraminiferen* sind in einigen Exemplaren vorhanden; sie enthalten manchmal mehr oder weniger *Pyrit*.

Dieses Gestein wird besonders dadurch charakterisiert, dass der grösste Teil der Pyrite vollkommen frisch ist, ferner durch den sehr geringen Gehalt an Limonit. Auch der Umstand muss betont werden, dass die Biotitblättchen frisch, ohne auffallende Bleichung erhalten sind.

*β)* **Gelber Ton aus 2 m Tiefe.** Nach den Daten der mechanischen Analyse enthält auch dieser Ton nur minimale Mengen von Rohton. Die wichtigsten Bestandteile sind Schluff und Mo. Auch grössere Bruchstücke von mergeligem Kalkstein und Mergel sind im Ton vorhanden. Einige derselben erreichen Grössen bis zu einem Durchmesser von 1·5 cm. Die Menge der Körner, deren Durchmesser 2 mm übersteigt, wurde durch Sieben mit 0·80% bestimmt. (Zur mechanischen Analyse wurde der von diesen befreite Anteil verwendet.)

Der weit überwiegend grösste Teil der Körnchen besteht aus *Quarz* von verschiedener Beschaffenheit. Seine Körner sind ziemlich scharf eckig. Nur ab und zu findet man wenige, etwas stärker abgerundete Quarzkörner. Die meisten sind wasserklar, durchsichtig; sie enthalten manchmal Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle. Viele Quarzindividuen sind infolge zahlreicher schwarzen, opaken Einschlüsse trüb, oder grau. Einige Quarze führen sehr kleine Einschlüsse von Chlorit, andere sind durch Hämatitschüppchen rot gefärbt. Auch einige rosafarbene Körnchen sind zu beobachten; die Färbung derselben wird durch einen diluten Farbstoff herbeigeführt. Gelbe und bräunlichgelbe Quarzkörner sind auch vorhanden.

Die *Mikroklin*körner sind frisch und gegittert. Die Auslöschung auf der Fläche (001) beträgt im Mittel 16·5°. Als Interpositionen lassen sich manchmal kleine Magnetitkörnchen beobachten.

Der *Plagioklas* scheint etwas mehr untergeordnet vorhanden zu sein, als in dem tiefer liegenden Ton. Einzelne Körner zeigen an der Oberfläche die Spuren einer stärkeren Ätzung, die sich in der Rauheit der Oberfläche offenbart. Optisch verhalten sich die Plagioklase genau so, wie im vorigen Ton.

Der *Orthoklas* scheint auch hier eine geringere Rolle zu spielen.

Sehr verbreitet ist der *Gips*. Seine Körnchen sind meistens nach (010) abgeplattet und nach (111) abgebrochen. Die dünnen Blättchen sind

meistens Spaltblättchen nach (010). Nicht selten sind auch kleine Kristalle zu beobachten, die, überwiegend tafelig nach (010) ausgebildet, aus den folgenden Formen bestehen: {010}, {110} und {111}. Auch Rosetten, aus mehreren Kristallen gebildet, kommen häufig vor. Die einzelnen Kristalle der Rosetten sind meistens nach der *a*-Achse länglich ausgebildet und infolge einer schwachen Krümmung der vorherrschenden Form {111} etwas linsenförmig. Die einzelnen Kristalle erreichen Grössen bis 4 cm, die Rosetten bis 5—8 cm im Durchmesser.

Der Gips kommt in diesem gelben Ton viel häufiger vor, als in der oben beschriebenen blauen Tonprobe aus der Tiefe von 8 m.

Der *Amphibol* kommt in nach der Hauptachse etwas länglichen Körnern vor. Die Spaltflächen sind teils frisch, teils mit etwas Limonit überzogen. Die Amphibole gehören zweien Varietäten an: 1. *grüner Amphibol* von denselben optischen Eigenschaften, wie im blauen Gestein und 2. ein *grünlichbrauner* Amphibol, nach seinen optischen Eigenschaften mit der grünlichbraunen Varietät der vorigen Probe übereinstimmend.

Einige Amphibolkörnchen scheinen eine tiefe Umwandlung erlitten zu haben. Diese Körnchen sind bräunlichgelb, stark limonitisiert, oft nach der Hauptachse etwas faserig; der Pleochroismus ist ziemlich schwach: $\gamma$ = hellbraun, $\alpha'$ = hellgelb; die Auslöschung an den Spaltflächen zeigt Werte von 7° bis 12°. Die Auslöschung erfolgt oft nicht einheitlich, sondern fleckig. Diese Umwandlung dürfte infolge der Wirkung schwefelsäurehaltiger Lösungen vor sich gegangen sein, die durch Oxydation der Pyritkörner entstanden sind.

*Limonit* kommt reichlich vor in kleinen, fast isometrischen, ellipsoidalen, oder regellosen Körnern mit unebener, oft warziger Oberfläche. An einigen Limonitkörnchen können noch die Spuren der einstigen *Pyrit*kristalle beobachtet werden.

*Karbonate* sind reichlich vorhanden und zwar besonders der *Kalzit*, teils in derben Bruchstücken, teils in rhomboedrischen Kriställchen oder Spaltstückchen. Ein Teil der Körnchen gehört auf Grund der starken Magnesiumreaktion unbedingt zum *Dolomit*. Der überwiegende Teil der Körnchen enthält etwas kolloidales Material. Es ist auch die Annahme möglich, dass ein Teil derselben zu jenen Kalksteinen gehört, die etwas Magnesiumkarbonat führen.

Der *Magnetit* kommt in abgerundeten Körnern ziemlich reichlich vor. Einzelne Körner zeigen noch die Spuren der Flächen eines Kristalls von oktaedrischem Habitus. Die Oberfläche der Magnetitkörnchen ist immer uneben, oft etwas limonitisiert, manchmal jedoch stark glänzend.

Die *Muskovit*blättchen sind in diesem Gestein genau dieselben, wie

im vorigen. Auch die optischen Eigenschaften derselben sind die gleichen. Alle Muskovite sind frisch, ohne Spuren einer Umwandlung.

Fast alle *Biotite* scheinen stark zersetzt zu sein. Sie sind stark gebleicht und dieser Baueritisierung zufolge besitzen sie nur einen schwachen Pleochroismus: $\gamma$ = hell bräunlichgelb, $\alpha'$ = sehr blassgelb, manchmal fast farblos. Auch die Doppelbrechung derselben ist herabgesetzt worden. Vereinzelt kann man auch eine Aufblätterung der Biotittäfelchen beobachten. Oft haben sich längs der Spaltrisse Limonitkörnchen ausgeschieden.

Einige Biotitblättchen sind fast vollständig farblos; diese zeigen oft keine einheitliche, sondern eine fleckige Auslöschung.

Diese starke Umwandlung der Biotite wurde durch die Schwefelsäure bedingt, die sich aus Pyrit gebildet hatte. Die Oxydation des Pyrits wird weiter unten etwas ausführlicher besprochen. Hier will ich nur kurz auf die Umwandlung der Biotite unter dem Einfluss von Schwefelsäure auf Grund der Untersuchungen von W. B. SCHMIDT und besonders von O. DREIBRODT hinweisen. Die basischen Bestandteile werden bei dieser Umwandlung entfernt oder ausgeschieden und die Kieselsäure angereichert.

Die gebildeten wasserlöslichen Eisensulfate wurden im Kisceller Ton durch die allgemeine Oxydation schliesslich in Limonit umgewandelt und dieser letztere hat sich in kleinen Körnchen längs der Spaltrisse der angegriffenen Biotite ausgeschieden. Wird aber die Eisenverbindungen enthaltende Lösung durch Wasser rasch ausgelaugt, so kann im Inneren der baueritisierten Biotite keine Anhäufung von Limonitsubstanz stattfinden. Daher kommt es, dass manche baueritisierte Biotite im Kisceller Ton Limonit führen, während andere, ebenfalls baueritisierte Biotite keine Spur von Limonit zeigen.

Manche Biotite sind mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt.

Der *Chlorit* zeigt selten die normalen Eigenschaften. Seine Schüppchen sind meistens sehr stark gebleicht. Oft führen sie *Limonit*körnchen in ziemlich grosser Menge. Einige Chloritblättchen zeigen fleckige Auslöschung, wohl infolge der sehr weit vorgeschrittenen Umwandlung unter dem Einflusse der Schwefelsäure.

Der *Granat* ist ein häufiger Gemengteil. Er kommt in denselben beiden Varietäten vor, wie im tiefer liegenden, bläulichen Ton. Als Einschlüsse sind Magnetit, Staurolith, Quarz und Rutil beobachtet worden.

*Zirkon* wurde sehr oft beobachtet und zwar in denselben beiden Varietäten, wie im blauen Ton. Einige Zirkone sind fast vollkommen kugelig abgerundet.

Der *Rutil* (Abb. 18) kommt entweder in prismatischen, nur etwas abgeschliffenen Kristallen, oder stark abgerundet vor. Die ersteren zeigen

an den beiden Polen bipyramidale Flächenspuren. Einige Rutilkörnchen sind sehr lang im Verhältnis zur Dicke, andere sind sehr regellos abgenutzt. Die schlanken, fast nadelförmigen Körnchen erreichen Längen bis 0·3 mm. Die Rutilkörnchen gehören zu genau denselben beiden Varietäten, die oben aus dem blauen Ton beschrieben wurden.

Abbildung 18. Rutile im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.
(Lineare Vergrösserung = 1 : 268.)

Im Gegensatz zum vorigen Gestein, ist der *Pyrit* hier ein sehr seltener Gemengteil, in kleinen isometrischen Körnchen, an denen ab und zu auch die Spuren des Oktaeders zu beobachten sind.

*Augit*körnchen von derselben Beschaffenheit, wie im vorigen Ton, sind auch vorhanden. Einige darunter führen kleine Interpositionen von Magnetit.

Der *Turmalin* kommt teils in scharfen Splittern, allerseits mit frischen Bruchflächen, teils in prismatischen, etwas abgerundeten Körnchen vor. Die letzteren sind oft an beiden, oder an einem der Pole abgebrochen. Manchmal kann noch die Spur einer Hemimorphie beobachtet werden. Der weitaus grösste Teil der Turmaline zeigt den folgenden Pleochroismus: $\omega$ = sehr dunkel kaffeebraun, $\varepsilon$ = blass bräunlichgelb. Diese entsprechen der dunklen Varietät des blauen Tons. Einige Körner besitzen den folgenden Pleochroismus: $\omega$ = graulichblau, $\varepsilon$ = farblos, oder in dickeren Körnern sehr blassgelb. Die Einschlüsse der Turmalinkörner sind dieselben, wie im blauen Ton.

Auch *Disthen* scheint ziemlich reichlich vorhanden zu sein, in nach der Hauptachse länglichen, nach (100) abgeplatteten Körnchen. Die vollkommene Spaltbarkeit nach (001) ist sehr gut erkennbar und zeigt fast immer den Charakter einer faserigen Bruchfläche. Auch die Spaltung nach (010) tritt in kurzen, absetzenden Rissen sehr deutlich zum Vorschein. Da die Körnchen fast immer mit (100) am Objektträger liegen, kann die sehr vollkommene Spaltbarkeit nach (100) selten beobachtet werden. Die Körner sind mitunter infolge der Translation nach (100) etwas geknickt.

Diese geknickten Disthene kommen bekanntlich in kristallinen Schiefern, besonders in Glimmerschiefern vor.

Die Auslöschung auf (100) beträgt 29—31°. Als Einschlüsse sind im Disthen winzig kleine, opake Körnchen beobachtet worden.

Einige scharfkantige Splitter von *Staurolith* (Abb. 19) zeigen dieselben optischen Eigenschaften, wie im vorigen Ton. In einem einzigen Korn wurde ein sehr kleines *Rutil*kriställchen als Einschluss beobachtet.

Die spärlich vorhandenen *Epidot*körner sind von derselben Beschaffenheit, wie im vorigen Ton.

Abbildung 19. Staurolithe im gelben Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 200.)

Der *Apatit* tritt in farblosen Körnern auf. Diese sind entweder prismatisch und nur an den Polen etwas abgerundet, oder beinahe vollkommen kugelig. An den länglichen Körnern sind die charakteristischen Querrisse meistens sehr gut sichtbar (Abb. 20).

Ein winziges Korn zeigte die folgenden Eigenschaften: sehr starke Licht- und Doppelbrechung, schwacher Pleochroismus: $\gamma'$ = bräunlichgelb, $\alpha'$ = farblos, vielleicht etwas blassgelblich, eine sehr unvollkommene Spaltbarkeit. Dieses sehr kleine Körnchen (Durchmesser 0·008 mm) war ein Splitter ohne kristallographische Begrenzung. Ich vermute darin eine *Titanit*varietät.

Abbildung 20. Apatite im gelben Ton, aus 2 m Tiefe, Örsöd. (Lineare Vergrösserung = 1 : 316.)

Der geringe kolloide Anteil dieser Tone wurde nicht näher untersucht.

### b) KISCELLER TON VOM GELLÉRT-BERG (BLOCKSBERG).

Beim Baue des Wellenbades, in der Anlage des Gellért-Bades wurde am südöstlichen Fuss des Gellért-Berges ein grosses Becken im Kisceller Ton ausgegraben. Die Schichten des Tons waren unten bläulichgrau, oben gelb. Im untersten Teil des gelben Tons, also im Übergang zum blauen Ton, sind Flecke blauen Tons vorhanden. Die Tonschichten fallen nach $9^h$ 7° ein.

*α)* **Blauer Ton.** Dieser Ton hat in etwas feuchtem Zustand eine blaue, ausgetrocknet eine graue Farbe. Beim Schlämmen verursacht er eine hellgraue Trübung.

Die *Quarz*körner sind meistens farblos, wasserklar, durchsichtig, im allgemeinen eckig, manchmal scharfsplitterig. Einige Körner weisen ziemlich starke Abrundung auf. Oft enthalten diese farblosen Körner Flüssigkeits-

einschlüsse in Reihen und Schwärmen geordnet, die häufig eine bewegliche Libelle besitzen. Diese Einschlüsse charakterisieren die Quarzindividuen der Tiefengesteine und der kristallinen Schiefer.

Viele Quarzkörner enthalten schwarze, opake Körnchen manchmal in grosser Anzahl und in diesem Fall sind die Körner sehr trüb, oft sogar undurchsichtig, fast lyditartig. Einige Quarzindividuen sind dilut gelb oder rot gefärbt, andere verdanken die gelben oder roten Farbentöne Einschlüssen von Hämatitschüppchen. Manchmal sind die Quarze mit Chlorit verwachsen, oder seltener bildet der Chlorit Einschlüsse im Quarzkorn.

Die *Plagioklase* bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz, seltener nach dem Periklin- und Albit+Karlsbader Gesetz. Die Form derselben scheint meistens nach (010) oder nach (001) etwas abgeplattet zu sein. Auf Grund der Lichtbrechung und der Auslöschungschiefen auf (001) gehören sie vorwiegend in die Oligoklas—Andesin-Reihe; einzelne erreichen die Basizität der sauren Labradore. Einige Körnchen sind sehr stark, fast kugelförmig abgerundet.

Die *Mikroklin*körner lassen sich durch die Gitterstruktur leicht erkennen.

Etwas umständlicher ist die Auffindung der spärlich vorhandenen *Orthoklase.*

Als Einschlüsse in den Feldspaten sind Magnetitkörnchen und seltener grüner Amphibol zu beobachten.

Verschiedene *Foraminiferen*schalen sind in ziemlich grosser Menge vorhanden.

Der *Pyrit* bildet einen wichtigen Bestandteil des Tons. Er kommt teilwiese in isolierten, einzelnen Körnern mit glänzender Oberfläche vor. Diese Körnchen bestehen meistens aus Oktaedern, seltener aus Pentagondodekaedern von 0·033—0·1 mm Durchmesser. Aber der grösste Teil der Pyrite bildet grössere Knollen von verschiedener Gestalt, welche aus kleineren Pyritindividuen bestehen. Die Längen dieser Knollen schwanken meistens zwischen 0·15—0·5 mm und erreichen seltener 1·2 mm. Die kleineren besitzen frische, glänzende Oberflächen. Die grösseren Knollen sind oft länglich, manchmal mit grösseren warzenartigen Erhebungen, sie verzweigen sich oft astförmig. Diese grösseren Knollen bestehen nicht nur aus Pyrit, sondern sie enthalten auch feine Sandkörner. Die beiden Komponenten bilden eine fest zusammenhaltende Masse. Die Sandkörner, welche aus Quarz bestehen, sind an ihren Oberflächen durch Limonit rötlichbraun gefärbt, während die Pyritkörnchen frisch glänzen.

Aus diesen Daten geht hervor, dass hier — in diesen Knollen — einige der Pyritkörner einer vollständigen Oxydation unterlagen und der entstandene Limonit die vorhandenen Quarzkörner und Pyrit-

körner verkittet hatte. Diese grossen Knollen erreichen manchmal 0·5 bis 1 cm Länge.

Die Foraminiferenschalen wurden meistens teilweise oder ganz durch Pyrit ausgefüllt.

Der sehr häufige *Muskovit* kommt in glänzenden, frischen Lamellen, oft mit Magnetiteinschlüssen vor. Der Achsenwinkel $2E$ beträgt 64—70°.

Der *Kalzit* tritt teils als Bruchstücke von Kalkstein auf, manchmal in bis 1 mm grossen, ziemlich abgerundeten Körnern. Diese Körner enthalten meistens auch Mg. Ein Teil derselben gehört zum *Dolomit*. Einige farblose, durchsichtige Kalzitkörner sind auch beobachtet worden, welche in scharfen Rhomboedern vorkommen (Spaltungsrhomboeder). Der grösste Teil der Kalzite bildet äusserst kleine Körnchen, an der Grenze der Kolloide. Diese werden weiter unten näher beschrieben.

Der *Glaukonit* kommt in ziemlich grosser Menge vor, in dunkelgrünen Körnern, aber oft mit schwachem Stich ins Gelbe. Die Körner sind anisotrop, aber von schwacher Doppelbrechung. U. d. M. zeigen die Körner eine sehr feinkörnige Aggregatpolarisation mit fleckiger Auslöschung. Die schwache Doppelbrechung wird wahrscheinlich infolge Kompensation der sehr feinkörnigen Aggregate hervorgerufen. Ein Pleochroismus scheint gänzlich zu fehlen.

Die Gestalt der Glaukonitkörner ist oft fast vollkommen kugelförmig, manchmal ellipsoidisch oder beinahe stabförmig, aber an einem Ende dicker, wie am anderen. Viele Körner besitzen regellose, buchtige Konturen. Als Einschlüsse sind schwarze, opake Erzkörnchen (wahrscheinlich Magnetit) und ab und zu sehr kleine Oktaeder von Pyrit beobachtet worden. Seltener wurden Glaukonitkörnchen als Ausfüllungen von Foraminiferenschalen beobachtet.

BAILEY war der erste, der die Aufmerksamkeit auf die Rolle des Glaukonits lenkte, als er die Grundproben aus dem Atlantischen Ozean entlang der Küste von Nordamerika untersuchte. Die Proben der CHALLENGER-Expedition haben unbestreitbar festgestellt, dass die Glaukonitkörner fast ausschliesslich nur in terrigenen Ablagerungen vorkommen, mehr oder weniger nahe zu den kontinentalen Massen. Der Glaukonit kommt als charakteristischer Gemengteil in den grünen Schlicken, grünen Sanden und im blauen Schlick vor.

Nach den Beobachtungen dieser Expedition tritt der Glaukonit oft in sehr seichtem Wasser auf. Zwischen Manilla und Hongkong wurde der Glaukonit in einer Tiefe von 7 Fathom (1 Fathom = 182·878 cm) gefunden; zwischen England und Gibraltar bei einer Tiefe von 84 Fathom bildet der Glaukonit den wichtigsten Teil der grünen Schlicke. Entlang der

Küste von Kalifornien enthalten alle dunkelgrünen und schwarzen Sande sehr viel Glaukonit in Tiefen zwischen 100 und 300 Fathom.[1]

Die Anwesenheit der Glaukonitkörner weist also auf ein Sediment hin, das aus seichtem Meerwasser zur Ablagerung gelangte.

Der ziemlich häufige *Magnetit* kommt meistens in etwas abgerundeten Körnern vor. Manchmal kann man trotzdem den oktaedrischen Habitus an den Körnern erkennen. Die Oberfläche der Körner ist ziemlich rauh, aber immerhin glänzend und nicht limonitisiert. Die grössten Körner erreichen Dimensionen von 0.25 mm Durchmesser.

*Biotit*blättchen beobachtet man ziemlich häufig; sie haben meistens dunkelbraune, seltener grünlichbraune Farbe. Der Pleochroismus ist folgender: $\gamma$ = dunkelbraun, $\alpha'$ = hell rotgelb, oder $\gamma$ = grünlichbraun, $\alpha'$ = hellgelb, mit einem Stich ins Grüne. Der Achsenwinkel ist 0°. Als Einschlüsse sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Farblose, nach (010) tafelige *Gips*blättchen sind allgemein verbreitet.

Die *Chlorit*blättchen führen oft Einschlüsse von Magnetit. Einige Chloritschüppchen sind stark gebleicht.

Der Ton enthält ziemlich viel *Zirkon*, welcher manchmal fast vollkommen scharfe und nur wenig abgerundete Kristalle bildet. Meistens kann man die Prismenzone und die terminale bipyramidale Begrenzung sehr gut beobachten. Oft sind die Körner stark abgenutzt, manchmal fast vollkommen kugelig abgerundet. Oft sind die Enden der Kristalle teilweise oder vollständig abgebrochen. Seltener sieht man solche Kriställchen, an denen Teile der Prismenzone abgebrochen sind und die bipyramidalen Flächen mehr oder minder gut erhalten blieben.

Die Zirkone sind teils farblos, teils rosafarben. Die letzteren scheinen in etwas geringerer Menge vorhanden zu sein.

Die rosafarbenen Zirkone zeigen durchwegs einen kurzprismatischen Habitus mit bipyramidaler Endigung. Die farblosen Zirkone bilden entweder lange, dünne, beinahe nadelförmige oder kurzprismatische Kriställchen. Die nähere Bestimmung der sehr kleinen Flächen der Bipyramiden ist u. d. M. nicht möglich. Die rosafarbenen Kriställchen zeigen — wenn sie ziemlich dick sind — einen ganz schwachen Pleochroismus: $\omega$ = hellrosa, $\varepsilon$ = hell bräunlichrosa.

Die Zirkone enthalten die bekannten Einschlüsse, manchmal auch schwarze, opake Erzkörnchen. Sehr selten kann man auch einen schaligen Bau erkennen.

Der *Rutil* ist ein häufiger Gemengteil des Tons. Seine Körnchen

[1] MURRAY, I.—RENARD, A. F.: Report on Deap Sea Deposits. 1890, p. 379—382.

sind oft ziemlich stark abgerundet und von ellipsoidaler Gestalt. Manchmal zeigen sie scharfen prismatischen Habitus, mit Bipyramidenflächen an den beiden Enden. Oft sind sie lang (bis 0·14 mm) im Verhältnis zur Dicke (0·04 mm). Diese letzteren Körnchen sind meistens stark abgenutzt und an den Polen stark abgerundet. Scharfkantige Splitter sind auch verbreitet, an welchen nur Spuren der ursprünglichen Kristallflächen vorhanden sind. Selten sind Zwillinge nach (101) zu beobachten.

Man kann zwei Varietäten der Rutile unterscheiden: 1. eine dunkelbraune Varietät mit folgendem Pleochroismus: $\omega$ = hellgelb, $\varepsilon$ = gelblichbraun und 2. eine lichte Varietät: $\omega$ = hell harzgelb, $\varepsilon$ = dunkel harzgelb. Als Einschlüsse wurden kleine Magnetitkörnchen beobachtet.

Die *Amphibol*körnchen sind meistens nach der Hauptachse länglich. Die Oberfläche derselben ist frisch, nur sehr selten sieht man schwache Spuren einer Limonitbildung. Die beiden Enden in der Richtung der Hauptachse sind oft scharfkantig. Man kann die folgenden Varietäten unterscheiden: 1. eine grüne Varietät mit den folgenden Eigenschaften: $\gamma$ = bläulichgrün, $\alpha'$ = gelblichgrün, $\gamma' : c$ = 17—18° an den Spaltflächen gemessen, 2. eine braune Varietät in geringer Menge, von der Beschaffenheit: $\gamma$ = bräunlichgrün, $\alpha'$ = gelbgrün, $\gamma' : c$ = im Durchschnitt 17°, endlich 3. eine braune Varietät, wo $\gamma$ = dunkelbraun, $\alpha'$ = hell gelblichbraun ist. Die Auslöschung auf der Spaltfläche nach (110) beträgt etwa 10—11°. Die Amphibole mit braunen Tönen sind nur spärlich vorhanden.

Als Einschlüsse in den Amphibolen sind Magnetitkörnchen beobachtet worden.

Die *Granate* kommen teils in scharfen Splittern, teils in stark abgerundeten Körnern vor. Der Farbe nach lassen sich die Körnchen in zwei Gruppen einteilen, man kann nämlich 1. blass rosafarbene und 2. bräunlich rosafarbene Granate unterscheiden. Ein blass rosa gefärbtes Körnchen zeigte die Spuren des Rhombendodekaeders. Die Granatkörner sind vollkommen isotrop.

Kleine Knollen von *Limonit* sind öfters beobachtet worden.

Die *Turmalin*körner besitzen meistens einen prismatischen Habitus, manchmal sogar mit Spuren von Hemimorphismus. Oft sind die Körner stark abgerundet, besonders an den Polen; oder aber bilden sie scharfkantige Splitterchen mit sehr frischen Bruchflächen. Es sind mehrere Turmalinvarietäten vorhanden. Die Unterscheidung kann am einfachsten auf Grund der pleochroitischen Farbentöne vorgenommen werden. Die meisten Turmaline zeigen den folgenden Pleochroismus: $\omega$ = dunkel (kaffee-) braun, $\varepsilon$ = hell strohgelb. An einigen Körnern lässt sich der folgende Pleochroismus feststellen: $\omega$ = dunkel graulichblau, $\varepsilon$ = hell rosafarben.

Einige Turmaline bestehen — in der Richtung der Hauptachse — aus zwei verschiedenen Teilen; die eine Hälfte zeigt: $\omega$ = gelblichbraun, $\varepsilon$ = farblos und die andere Hälfte: $\omega$ = graulichblau, $\varepsilon$ = farblos.

Als Einschlüsse kommen kleine, opake, schwarze Erzkörnchen vor.

Der *Chalzedon* kommt in farblosen, oder grauen, eckigen oder etwas abgerundeten Körnern mit radial-faseriger Auslöschung vor. Diese stammen wahrscheinlich aus den Hornsteinen der mesozoischen Kalke und Dolomite, oder aus den Hornsteinbreccien des Budaer Gebirges.

Der sehr untergeordnete *Apatit* kommt entweder in prismatischen, nur an den Polen abgerundeten, oder in stark abgerundeten, manchmal kugeligen, farblosen Körnchen vor. Querrisse sind fast immer zu beobachten. Als Einschlüsse sind manchmal sehr kleine, opake Erzkörnchen vorhanden. (Vergl. Abb. 20.)

Sehr selten kann man *Staurolith* beobachten, in stark abgerundeten Körnern oder in scharfen Splittern. Der Pleochroismus der Körner ist deutlich: $\gamma$ = hell bräunlichgelb, $\alpha'$ = sehr blassgelb. Als Einschlüsse wurden schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet.

Auch der *Disthen* scheint ein seltener Gemengteil zu sein. Seine Körnchen sind oft nach der Hauptachse länglich, seltener fast isometrisch; sie sind vorwiegend viereckig. Manchmal sind die Konturen regellos, etwas faserig oder zackig abgebrochen. Die Körnchen zeigen tafeligen Habitus nach (100) und die beiden Spaltbarkeiten nach (010) und (001). Die durch die letztgenannte Spaltbarkeit hervorgerufenen Risse liegen oft in Gruppen beisammen und sind mehr oder weniger ausgefasert. Einzelne Körnchen sind etwas gebogen.

Die Disthene sind vollkommen farblos; $\alpha$ steht fast senkrecht auf (100). Die Auslöschung auf (100) beträgt im Mittelwert 29·5° zur Kante (100):(010) gemessen. Als Einschlüsse wurden sehr kleine, schwarze, opake Pigmentkörnchen beobachtet.

Ein einziges, sehr kleines Körnchen wurde gefunden, mit den folgenden Eigenschaften: scharf splitterige Kanten, wahrscheinlich optisch einachsig und mit dem Pleochroismus: hellblau und farblos. Das Brechungsvermögen des Körnchens ist ziemlich stark, höher als der Brechungsexponent des Jodmethylen. Die Doppelbrechung ist dagegen sehr schwach. Das Körnchen dürfte danach wahrscheinlich eine Korundvarietät repräsentieren.

Einige zeisiggrüne, abgerundete *Epidot*körner sind ebenfalls nachgewiesen worden.

Um etwas über die kolloiden Anteile des Tons erfahren zu können, wurden die mit Wasser ausgeschlämmten, sehr kleinen Teilchen gesondert u. d. M. untersucht.

Die kleinsten Körnchen, die noch für das Mikroskop zugänglich sind, bestehen aus *Kalzit* und aus winzig kleinen *Muskovit*schüppchen *(Serizit)*. Die Kalzitkörnchen sind teilweise isometrisch, kugelförmig oder aber etwas länglich, ellipsoidförmig; sie umhüllen oft einzelne Mineralkörnchen.

Die kleinsten Kalzitkörner zeigen oft zwischen gekreuzten Nicols das BERTRAND'sche Interferenzkreuz. Die Form dieser Kalzite ist im allgemeinen kugelig. Die etwas grösseren Kalzite löschen nicht einheitlich aus, sondern zeigen eine Aggregatpolarisation, als wenn die Körner aus äusserst kleinen Körnchen von regelloser Orientierung zusammengesetzt wären.

*β)* **Gelber Ton.** Die Körner dieses Tons sind durchwegs mit einer bräunlichgelben Kruste von Limonit überzogen. Infolgedessen besitzen die leichteren Minerale ein grösseres spezifisches Gewicht, als im reinen Zustande. Nur ein kleiner Teil der Körnchen entbehrt diesen Limonitüberzug. Auch die Foraminiferenschalen sind meistens in Limonit eingehüllt.

Diese Limonitüberzüge enthalten ziemlich viel Kalziumkarbonat. Durch eine Behandlung mit verdünnter Salzsäure bei Zimmertemperatur wird der grösste Teil des Kalziumkarbonats aufgelöst. Die nach dieser Behandlung zurückgebliebenen Limonitkrusten zeigen unebene, rauhe, löcherige Oberflächen.

Stellenweise haben die Limonitkrusten eine rötlichbraune Farbe.

Die Minerale dieses Tons sind im wesentlichen dieselben, wie im blauen Ton, jedoch mit folgenden Unterschieden:

Ein grosser Teil der *Biotite* ist der Baueritisierung anheimgefallen. Diese Biotite sind sehr stark gebleicht, manchmal fast vollkommen farblos. Oft enthalten sie entlang der Spaltrisse Limonitkörnchen. Manche Biotite wurden mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt.

Auch die *Chlorite* sind oft sehr stark gebleicht. Sie enthalten öfters Limonitausscheidungen entlang der Spaltrisse. Manche Chlorite löschen nicht einheitlich aus, sondern sie zeigen eine fleckige Auslöschung, wie die körnigen Aggregate. Diese Erscheinung wurde durch die hochgradige Umwandlung herbeigeführt, welche vielleicht neben der Bildung von Limonit auch zur Ausscheidung von Kieselsäure führte.

Sehr charakteristisch ist die grosse Anzahl von *Limonit*körnchen. Die Gestalt derselben ist manchmal isometrisch, meistens aber stabförmig oder astförmig verzweigt, sternförmig oder ganz regellos (Abb. 21 und 22). Die Dimensionen derselben wechseln zwischen 0.02 und 1.4 mm. Im allgemeinen stimmen diese Formen der Limonitknollen mit jenen der Pyrite des blauen Tons überein. Die Limonite haben sich aus den ursprünglichen Pyriten gebildet, infolge der allgemeinen Oxydation.

Nicht alle Pyrite wurden aber in Limonit übergeführt. Es sind nämlich auch scheinbar ganz frische, glänzende Pyritkörnchen vorhan-

Abbildung 21. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 113.)

den. An einigen Pyritkörnchen lässt sich eine Umwandlung in Limonit beobachten: die Oberfläche dieser Pyrite besteht aus Limonit, das Innere derselben blieb im ursprünglichen Zustand erhalten.

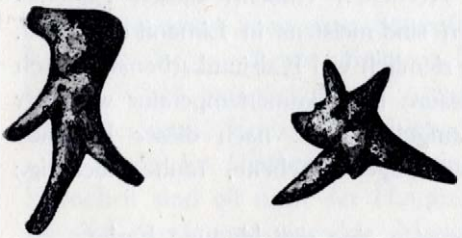


Abbildung 22. Limonitkörnchen im gelben Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. (Lineare Vergrösserung = 1 : 91.)

Einige Körnchen des *Glaukonits* sind vollkommen frisch, ohne Spuren einer Umwandlung. Andere Körner sind zwar grün, die äusseren Teile derselben sind jedoch ganz gelb gefärbt, oder wenigstens stellenweise sind gelbe Flecke zu beobachten. Oft enthalten die Körner regellos verteilte Limonitkörnchen. Diese Limonitisierung ist ebenfalls eine Folge der Einwirkung der — durch die Oxydation der Pyrite entstandenen — Schwefelsäure.

Die *Magnetite* zeigen teilweise vollkommen frische, teilweise etwas limonitisierte Oberflächen.

Einige *Turmaline* zeigen den folgenden Pleochroismus: $\alpha$ = dunkel bräunlichgrün, $\varepsilon$ = farblos, mit schwach gelbem Stich. Einmal konnte auch eine parallele Verwachsung von zwei verschieden grossen Turmalinen beobachtet werden. Die Hauptachsen der beiden Kristalle verlaufen parallel zu einander.

Die Foraminiferenschalen enthalten keinen Pyrit, sondern Limonit, welcher aus Pyrit entstanden ist.

Die kleinsten, dem Mikroskop noch zugänglichen Teilchen scheinen auch in diesem Ton aus *Muskovit* und *Kalzit* zu bestehen. Auch äusserst kleine Limonitkörnchen sind in grosser Anzahl vorhanden.

Der Unterschied zwischen den beiden Tonen besteht lediglich in dem Umstand, dass im zuoberst liegenden, gelben Ton einer allgemeinen Oxydation zufolge der Pyrit in Limonit und Schwefelsäure um-

gewandelt wurde. Die Schwefelsäure wirkte auf die Karbonate und auf die leichter zersetzlichen Silikate, besonders auf die Biotite, Chlorite und Plagioklase ein. Biotite und Chlorite wurden dadurch gebleicht, Magnesium und Eisen wurden gelöst; das in Lösung gegangene Eisen ist oft noch im Mineral selbst in Limonit übergeführt worden. Die aus dem Pyrit entstandenen Limonitkörnchen bedingen die gelbe Farbe des Tons.

Die Verwitterung des Kisceller Tons besteht eigentlich in der Oxydation des Pyrits, durch welche Limonitbildung, Baueritisierung und überhaupt Lösung der in Schwefelsäure zersetzlichen Mineralien vor sich gehen. Aus dem Kalzit entsteht Gips; aus dem Gehalt an Magnesia der Biotite, Chlorite und Dolomite entsteht Epsomit. Durch Zersetzung der Plagioklase bildet sich hauptsächlich Natriumsulfat und etwas Kalziumsulfat. Die ersteren zwei in Wasser leicht löslichen Sulfate werden im Wasser aufgelöst; an der Oberfläche erscheinen sie oft als Ausblühungen.

## 2. Nördliches Gebiet.

### a) TON AUS DER TONGRUBE DER ZIEGELFABRIK DER AKTIENGESELLSCHAFT BOHN.

Der bläulichgraue Ton in den tieferen Lagen der Tongrube ist blätterig dünn geschichtet, schieferartig. In Wasser aufgeweicht zerfällt das schieferige Gestein in kleine Schuppen.

Der weit überwiegende Teil der Körner besteht aus *Quarz*. Die farblosen Quarzkörner enthalten oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen. Viele Quarzindividuen enthalten schwarze, opake Einschlüsse in grosser Anzahl; infolge dieser sind die Körner sehr trüb, manchmal vollkommen undurchsichtig. Manche Quarze besitzen dilute, gelbe oder rote Farbe, andere verdanken diese Färbungen kleinen Hämatiteinschlüssen. Auch einige Milchquarze sind vorhanden. An der Oberfläche einiger Quarze beobachtet man kleine Chloritschüppchen angewachsen. Die Quarzkörner zeigen manchmal eine undulöse Auslöschung (gepresste Quarze!).

Unter den Feldspaten scheinen die *Plagioklase* und *Mikrokline* vorzuherrschen, während die *Orthoklase* mehr im Hintergrund bleiben.

Die *Plagioklase* treten meistens in Albitzwillingen auf, seltener bilden sie Zwillinge nach dem Periklin- und Albit + Karlsbader Gesetz. Die Körnchen haben meistens eckige Konturen, seltener sind sie mehr oder weniger abgerundet. Sie sind immer etwas plattenförmig, entweder nach (010), oder

nach (001) und gehören überwiegend der Oligoklas—Andesin-Reihe an. Manchmal enthalten sie Einschlüsse von Magnetit, seltener von grünem Amphibol oder Biotit.

Die *Mikrokline* und die spärlicher vorhandenen *Orthoklase* sind meistens tafelförmig nach (001). Sie führen manchmal Magnetiteinschlüsse.

Dieser Ton wird besonders durch die ziemlich grosse Menge des Pyrits charakterisiert. Nach der mikroskopischen Auswertung mit einem Mikrometerokular enthält das Gestein 2·5 Gew. % Pyrit. Mit diesem Wert stimmt die auf Grund der chemischen Analyse berechnete Pyritmenge gut überein: S = 1·32% = 2·47% Pyrit.

In der Gestalt weichen die Pyritkörner von den oben beschriebenen ab. Diese hier bilden manchmal isometrische, oft in einer Richtung oder in mehreren Richtungen gestreckte Körnchen, sind also immer von ganz regelloser Begrenzung. Die Oberfläche der Körner ist glänzend oder matt, regellos und ungleichmässig körnig infolge kleiner Erhöhungen, welche im allgemeinen die Dimension von 0·015 mm Durchmesser nicht überschreiten. Manchmal zeigen die Oberflächen kugelige, oder nierenförmige, warzenartige Erhöhungen von etwa 0·015 mm Durchmesser. Idiomorphe Kristalle von Pyrit (wie im Ton des Wellenbades) scheinen nicht vorhanden zu sein.

Die Grösse dieser Pyritkörner schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 1·2 mm. Einige Körner erreichen einen Durchmesser bis 2 mm. Die meisten Körner besitzen jedoch Dimensionen zwischen 0·08 und 0·33 mm.

Ein Teil der Pyritkörnchen zeigt gelbe Farbe mit schwach grünem Stich, die anderen sind gelb, ohne diesen grünlichen Stich.

Bei der Behandlung mit Wasser verkleben sich die übrigen Komponenten gerne mit den Pyritkörnern und diese Klumpen bilden die oben erwähnten kleinen Schuppen, in welche der in Wasser aufgeweichte Ton zerfällt.

Manchmal sind die Pyrite oberflächlich teilweise in Limonit umgewandelt.

Der *Gips* kommt in ziemlich grosser Menge vor, in der Form von nach (010) tafeligen Spaltblättchen. Auch grössere — bis 8 cm grosse — Kristalle sind nicht selten. Die Kristalle sind kurzprismatisch nach (110), etwas tafelig nach (010) und nach der *a*-Achse mehr oder minder länglich. Die häufigen Formen sind: {110}, {010}, {111}, {103}. Auch Rosetten aus Gipskristallen sind vorhanden. Faseriger Gips kommt als Ausfüllung von schmalen Rissen vor. Die kleineren Gipskriställchen sitzen oft an der Oberfläche der Pyritkörnchen.

Diese Erscheinung wirft ein Licht auf die Bildung der Gipskristalle. Aus dem Pyrit ist durch Oxydation Schwefelsäure entstanden, deren Ein-

wirkung auf die verhältnismässig kleine Menge des Kalziumkarbonats die Gipsbildung hervorgerufen hatte.

*Muskovit*blättchen sind in verhältnismässig grosser Menge vorhanden; sie sind vollkommen frisch. $2E = 65-70°$. Als Einschlüsse wurden Magnetit und Zirkon beobachtet.

Die *Biotit*blättchen sind teilweise ganz frisch, mit folgendem Pleochroismus: $\gamma$ = dunkel rötlichbraun, $\alpha'$ = hellgelb, oder $\gamma$ = grünlichbraun, $\alpha'$ = sehr hellgelb mit einem Stich ins Grüne. Manche Biotite sind mehr oder weniger baueritisiert, sie sind manchmal ganz farblos geworden. In einigen der gebleichten Lamellen findet man Limonitausscheidungen. Als Einschlüsse sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Die *Chlorite* enthalten oft kleine Einschlüsse von Magnetit. Einige Chloritschüppchen wurden stark gebleicht.

Kleine *Limonit*knollen, wahrscheinlich aus Pyrit entstanden, lassen sich oft beobachten.

Kleine Fragmente von *Lignit* sind sehr häufig zu beobachten.

*Foraminiferen*schalen, teilweise von Pyrit erfüllt, scheinen in geringerer Menge vorhanden zu sein, als im vorigen Ton.

Der *Glaukonit* kommt in grünen oder gelblichgrünen Körnern vor. Die Menge desselben ist viel geringer, als in den vorher beschriebenen Proben. Die Körner zeigen eine sehr feinkörnige Aggregatpolarisation. Die Formen der Körnchen sind dieselben, wie in den erwähnten Proben.

Die *Granate* sind meistens etwas abgerundet, aber daneben findet man auch sehr scharfe Splitter derselben. Nach der Farbe lassen sich rosafarbene und bräunlichrosafarbene Abarten unterscheiden. Alle sind isotrop. Magnetit und sehr selten Rutil sind als Einschlüsse zu beobachten.

Die *Zirkone* und *Rutile* zeigen genau dieselben Eigenschaften, wie im Ton des Wellenbades.

Die *Magnetit*körnchen sind sehr stark abgerundet, manchmal kann aber die ursprüngliche Form (Oktaeder, seltener Rhombendodekaeder) noch erkannt werden. Die Oberfläche der Körner ist meistens glänzend, aber nicht vollkommen glatt, sondern durch kleine Vertiefungen gekennzeichnet. Seltener sind die Körnchen sehr stark korrodiert und etwas limonitisiert.

Die *Amphibole* zeigen durchwegs dieselben Eigenschaften, wie im vorigen Ton. Aber die Amphibole mit braunen Farbentönen scheinen hier mehr in den Hintergrund zu treten, wie im Ton des Wellenbades.

Der *Chalzedon* kommt meistens in grauen, seltener in farblosen Körnchen vor. Einige enthalten auch sehr kleine idiomorphe Kristalle von Kalzit in scharfen Rhomboedern.

Die *Turmaline* sind meistens an den Polen abgerundet, aber sonst prismatisch nach der Hauptachse. Auch hier sind zwei Abarten zu unterscheiden und zwar eine dunkle Varietät mit folgendem Pleochroismus: $\omega$ = dunkelbraun, $\varepsilon$ = sehr hellgelb und eine etwas heller gefärbte Varietät: $\omega$ = graulichblau, $\varepsilon$ = fast farblos, mit einem Stich ins Rosa. Diese dürften, aller Wahrscheinlichkeit nach, den beiden Varietäten des vorigen Tons entsprechen. Als Einschlüsse sind manchmal opake Erzkörnchen vorhanden.

Auch einige *Diopsid-Augite* von hellgrüner Farbe sind beobachtet worden. Die Körner derselben sind kurzprismatisch, aber an den beiden Polen sehr stark abgerundet. Die Auslöschung beträgt im Mittel: $\gamma' : c = 44°$.

*Disthen* scheint nur sehr wenig vorhanden zu sein. Seine Körnchen sind nach (100) plattenförmig und meistens von viereckigen, scharfen Konturen. Die optischen Eigenschaften stimmen mit denen der oben beschriebenen Disthene überein.

Einige farblose *Apatit*körnchen und hellgrüne *Epidote* sind auch beobachtet worden. Beide Minerale scheinen mehr oder weniger abgerundet zu sein.

Ein wichtiger Unterschied den vorigen Tonen gegenüber besteht darin, dass dieser Ton sehr wenig Kalzit führt. (Vergl. die chemische Analyse im IV. Teil.) U. d. M. kann man nur einige gröbere (bis 2 mm dicke) Kalksteinbruchstücke und kleinere Spaltungsrhomboeder unterscheiden. Ein kleiner Teil der letzteren dürfte — auf Grund des Gehaltes an Magnesium — zum Dolomit gehören.

Die kleinsten, an der Grenze der kolloidalen Grösse liegenden Körnchen bestehen vorwiegend aus *Muskovit*schüppchen, ausserdem aus *Pyrit*körnchen und etwas (sehr wenig) *Kalzit*. Eine kleine Menge des kolloidalen Anteils ist in verdünnter Salzsäure — unter Aufbrausen — löslich. Der Rückstand bildet eine hellgraue Masse, welche höchstwahrscheinlich überwiegend aus Muskovit besteht.

### b) BLÄULICHGRAUER TON AUS DEM SZÉPVÖLGY.

Der hier in der grossen Tongrube aufgeschlossene Ton besitzt keine so auffallend gute Schichtung, wie der soeben beschriebene. Die Schichten des Tons fallen nach $10^h$ unter 10°—12° ein. Der im bergfeuchten Zustand blaue Ton erhält während der Austrocknung eine lichtere graue Farbe.

Der Ton scheint im ersten Augenblick ziemlich fett zu sein, obwohl er verhältnismässig wenig kolloides Material enthält (siehe die Ergebnisse der mechanischen Analysen).

Der grösste Teil der Minerale besteht aus farblosen, eckigen, nur seltener abgerundeten *Quarz*körnchen, welche oft undulöse Auslöschung zeigen. In Schwärmen und Zügen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse sind reichlich vorhanden, oft mit beweglichen Libellen. Diese Einschlüsse sind bekanntlich für die Quarze der Tiefengesteine und der Orthogneise charakteristisch. Die undulöse Auslöschung deutet auf gepresste Gesteine. Viele Quarzkörner sind durch dunkle bis schwarze Einschlüsse grau gefärbt, einige sind fast vollkommen dem Lydit ähnlich. Rötlich gefärbte Quarzindividuen wurden auch beobachtet. Die Farbe derselben wird entweder durch dilute Färbung, oder durch die Anwesenheit von Hämatitschüppchen herbeigeführt.

Der *Kalzit* ist in grosser Menge vorhanden. (Vergl. die chemische Analyse im IV. Teil.) Die meisten Kalzitkörnchen sind aber sehr klein, an der Grössengrenze der Kolloide und sehr wahrscheinlich auch in kolloidem Zustand, wie es noch weiter unten gezeigt werden soll. Die grösseren Kalzite sind entweder kleine Bruchstücke von dichten Kalksteinen oder aber rhomboedrische Spaltformen. Ein kleiner Teil der Körnchen gibt eine sehr starke Reaktion des Magnesiums. Diese sind *Dolomite,* oder mindestens sehr Mg-reiche Kalzite.

Der *Muskovit* ist ein häufiger Gemengteil in vollkommen frischen Blättchen. Als Einschlüsse sind Magnetit und Zirkon beobachtet worden.

Unter den Feldspaten beobachtet man häufig *Plagioklas* und *Mikroklin.* Der *Orthoklas* scheint etwas zurückgetreten zu sein.

Die *Plagioklas*körnchen sind entweder nach (010), oder nach (001) etwas abgeplattet. Sie bilden Zwillinge nach dem Albit-Gesetz. Periklin- und Albit + Karlsbader-Zwillinge wurden sehr selten beobachtet. Einige der Plagioklase enthalten Serizitschüppchen, andere winzig kleine Körnchen von Epidot. Oft wurden auch Magnetiteinschlüsse beobachtet. Einige Plagioklaskörnchen sind stark abgerundet.

Der *Pyrit* kommt in regellos gestalteten Körnchen vor, deren Umrisse infolge einer kugeligen Ausbildung einiger Teile der Oberfläche nierenförmige oder traubige Formen zeigen. Oft hat das ganze Körnchen die allgemeine Gestalt einer Kugel, auch in diesem Falle zeigt jedoch die Oberfläche kleine kugelförmige Unebenheiten. Sehr selten bestehen die Körnchen aus einem Haufen von kleinen Oktaedern aus Pyrit. Die Grösse der Körner wechselt von den kolloidalen Dimensionen bis 0·5 mm. Seltener sind auch viel grössere Körner zu beobachten.

Der *Glaukonit* kommt in kugeligen oder ellipsoidalen Körnern in ziemlich grosser Anzahl vor. Die Körner löschen nicht einheitlich aus, sondern sie zeigen eine Aggregatpolarisation mit schwacher Doppelbrechung. Sehr

selten findet man die Glaukonitkörner in Foraminiferenschalen eingeschlossen. Die äussersten Teile der Glaukonite zeigen selten den Beginn einer schwachen Umwandlung in Limonit. In diesem Fall sind die Körner mehr gelblich-, als bläulichgrün.

Der *Magnetit* ist ein häufiger Gemengteil in mehr oder weniger abgenutzten, manchmal stark abgerundeten Körnern. Selten kann man an den Körnern die Spuren der Oktaederform erkennen. Die Oberfläche der Körnchen ist oft uneben, aber immer frisch, glänzend und nicht limonitisiert.

Schalen von *Foraminiferen* sind in ziemlich grosser Menge zu beobachten, oft durch *Pyrit* teilweise oder vollständig ausgefüllt.

Die *Biotit*blättchen sind entweder dunkelbraun oder grünlichbraun. Die ersteren zeigen den folgenden Pleochroismus: $\gamma$ = dunkelbraun, $\alpha'$ = hellgelb; die letzteren dagegen: $\gamma$ = bräunlichgrün, $\alpha'$ = blassgelb mit sehr schwachem Stich ins Grüne. In vielen Biotiten kann man Einschlüsse von Magnetit beobachten. Seltener findet man Rutil als Einschluss in der Sagenitform.

Die kleinen *Zirkon*kristalle sind oft ziemlich stark idiomorph. Oft sind sie an den beiden Polenden mehr oder weniger abgerundet. Bruchflächen sind allgemein verbreitet. Einige Körnchen zeigen sehr starke Abrundung. Der Farbe nach lassen sich zwei Zirkonvarietäten unterscheiden und zwar: 1. eine farblose und 2. eine rosafarbene Varietät. Die zur letzteren gehörigen Zirkone haben meistens einen kurzprismatischen, gedrungenen Habitus und sind manchmal stark abgerundet. Die grössten rosafarbenen Zirkone zeigen einen schwachen Pleochroismus: $\omega$ = hellrosa, fast farblos, $\varepsilon$ = hell bräunlichrosafarben. Beinahe alle Zirkone enthalten die bekannten Einschlüsse, manchmal auch opake, schwarze Erzkörnchen.

Auch der *Chlorit* scheint ziemlich reichlich vorhanden zu sein, in grünen Blättchen und mit ziemlich starkem Pleochroismus: $\gamma$ = dunkelgrün, mit einem Stich ins Blaue, $\alpha'$ = sehr blass gelblichgrün. Magnetitkörnchen und sehr selten Rutil sind als Einschlüsse beobachtet worden.

Der *Granat* kommt entweder in der Form von scharfen Splittern oder mehr-weniger abgerundet vor. Die Körner desselben gehören zweien Varietäten an: 1. bräunlich rosafarbene und 2. hell rosafarbene Granate. Die letzteren sind meistens stark abgerundet, besonders die kleinsten Körnchen. Alle Granate zeigen eine vollkommene Isotropie. Der Magnetit scheint ein sehr verbreiteter Einschluss der Granatkörnchen zu sein.

Die *Amphibole* zeigen durchaus nach der Hauptachse längliche, prismatische Formen, welche meistens frische Spaltflächen nach (110) besitzen. An den Polen sind sie meistens nicht abgerundet. Zwei Abarten lassen

sich beobachten: 1. *Grüne Amphibole,* mit folgendem Pleochroismus: $\gamma$ = dunkel bläulichgrün, $\alpha'$ = hellgrün. Die Auslöschung an den Spaltflächen nach (110) beträgt im Mittel $\gamma' : c = 16°$ (Mittel von 10 Messungen an 6 Körnchen). 2. *Braune Amphibole,* mit $\gamma$ = dunkel grünlichbraun, $\alpha'$ = hell gelblichbraun, $\gamma' : c$ (an Spaltflächen gemessen) = 13.5° (8 Messungen an 4 Körnchen). Die braunen Amphibole sind seltener, als die grüne Varietät. Als Einschlüsse sind opake, schwarze Erzkörnchen beobachtet worden.

Der *Rutil* kommt in nach der Hauptachse länglichen Körnchen vor, mit ziemlich gut erhaltener Prismenzone. Dagegen sind die Flächen an den Polen fast immer sehr stark abgerundet und infolgedessen zeigen die Körnchen meistens ellipsoidale Formen. Oft bilden die Körnchen scharfkantige Splitter. Manchmal ist nur ein Teil des Rutilindividuums abgebrochen. Selten kann man Zwillinge nach (101) beobachten.

Die Rutile sind entweder dunkel gefärbt und dann zeigen sie die folgenden pleochroitischen Farben: $\varepsilon$ = gelblichbraun, $\omega$ = hellgelb; oder aber sind sie heller gefärbt, mit dem folgenden Pleochroismus: $\varepsilon$ = harzgelb, $\omega$ = hell harzgelb. Als Einschlüsse werden schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet.

Die *Turmalin*körnchen sind meistens von prismatischem Habitus, seltener sind sie mehr oder weniger abgerundet. Auch scharfe Splitter mit frischen Bruchflächen lassen sich oft beobachten. Es wurden die folgenden Varietäten beobachtet: 1. $\omega$ = dunkel kaffeebraun, $\varepsilon$ = hell strohgelb, fast farblos (in dünnen Splittern); diese Varietät ist reichlich vorhanden. 2. $\omega$ = dunkel graulichblau, $\varepsilon$ = hell rosafarben; 3. $\omega$ = grünlichblau, $\varepsilon$ = blassgelb. Die Turmaline enthalten oft schwarze Erzkörnchen als Einschlüsse.

Sehr kleine *Limonit*knollen wurden auch beobachtet, welche aus Pyrit entstanden sind. In einigen kann man noch den Rest des ursprünglichen Pyrits feststellen.

Einige farblose oder gelblich gefärbte *Chalzedon*körnchen sind ebenfalls zu beobachten. Diese sind scharfkantig und zeigen faserige Aggregatpolarisation.

Der spärlich vorhandene *Apatit* wird meistens in mehr oder weniger abgerundeten Körnchen beobachtet. Sie sind immer farblos und zeigen oft die charakteristischen Querrisse. Manche führen sehr kleine Magnetiteinschlüsse. Sie wurden auch mikrochemisch durch die Ammonium-Molybdophosphat-Reaktion konstatiert.

Einige bräunlichgelbe, stark abgenutzte, prismatische Körnchen scheinen aus gelben Fasern zu bestehen. Diese Körnchen besitzen keinen be-

merkbaren Pleochroismus und löschen fleckig aus. Diese dürften limonitisierte Pseudomorphosen nach einem prismatisch ausgebildeten Mineral, höchstwahrscheinlich nach einem Amphibol darstellen.

Einige *Disthen*körnchen wurden ebenfalls beobachtet; sie sind nach der Hauptachse etwas länglich, an den Polen etwas ausfasernd und tafelig nach (100). Die Spaltbarkeit nach (010) ist immer sehr gut zu beobachten; die Spaltrisse nach (001) liegen meist in kleinen Gruppen beisammen und sind ausgefasert. Die negative spitze Bisektrix steht fast senkrecht auf (100). Die Auslöschung auf (100) beträgt im Mittelwert 30°. Die Körnchen enthalten manchmal sehr kleine, opake, schwarze Pigmentkörnchen.

Die durch Schlämmung isolierten kleinsten Teilchen bestehen — insoferne sie dem Mikroskop zugänglich sind — überwiegend aus *Muskovit*schüppchen und *Kalzit*. Die kleinsten Kalzitkörnchen haben eine mehr oder weniger kugelige Gestalt. Sie zeigen zwischen gekreuzten Nicols das BERTRAND'sche Kreuz. Die einzelnen Äste des Kreuzes sind etwas S-förmig gekrümmt. Die Grösse dieser Körnchen, an welchen die optischen Eigenschaften untersucht wurden, schwankt zwischen 0.004—0.002 mm. Ein Teil des in Salzsäure unlöslichen Rückstandes der abgeschlämmten Kolloide bildete eine hellgraue, teilweise undurchsichtige Masse, welche vorwiegend als *Muskovit* betrachtet wird. Ob auch Kaolin vorliegt, konnte bis jetzt nicht einwandfrei festgestellt werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach dürfte der Kaolin in dieser Probe nicht vorhanden sein.

## *B)* SANDSTEINE.

### 1. Südlicher Teil von Buda.

Als vor dem südlichen Fusse des Gellért-Berges das Becken des Wellenbades im Gellért-Bad ausgegraben wurde, ist in der westlichen Hälfte der Baugrube eine etwa 0·75—1·0 m mächtige Sandsteinlinse aufgeschlossen worden. Die Länge der Linse betrug etwa 10 m. Die Schichten des Kisceller Tons fallen hier nach $9^h$ 7° ein.

Dieser Sandstein zeigt keine Schichtung. Er ist bläulichgrau; an seiner Oberfläche und entlang der Absonderungsflächen besitzt er eine gelbe oder bräunlichgelbe Farbe. Dieser gelbliche Sandstein bildet eigentlich die äussere Hülle des blauen inneren Materials, bei einer wechselnden Mächtigkeit zwischen 2 und 20 cm. Diese gelbe Kruste ist — wie es weiter unten noch eingehend gezeigt wird — durch Oxydation entstanden. Die kleinsten Sandsteinblöcke zwischen den Absonderungsfugen, deren Durchmesser

10 cm nicht übersteigt, sind manchmal fast vollständig gelb gefärbt, nur in der Mitte findet man geringe Mengen des nicht veränderten, bläulich-grauen Materials.

*a)* **Der bläulichgraue Sandstein** besteht überwiegend aus *Quarz*-körnern und untergeordnet aus einigen anderen Mineralen. Die Dimensionen der Quarzindividuen schwanken vorwiegend zwischen 0·083 und 0·166 mm. Das Bindemittel zwischen den mechanischen Komponenten besteht aus *Kalzit*, welcher oft Zwillingslamellen nach $-^1/_2 R$ enthält. Der Kalzit scheint auf Grund der mikrochemischen Untersuchungen fast immer etwas Magnesiumkarbonat zu führen. Dieses Bindemittel ist oft sehr reichlich vorhanden, so dass die einzelnen Mineralkörner förmlich in ihm schwimmen, es bildet also einen Grundkitt. An einzelnen Stellen tritt das Bindemittel nicht so reichlich auf, sondern die einzelnen Körner berühren sich oft gegenseitig.

Der Kalzit als Bindemittel besteht aus einzelnen Kristallindividuen von durchschnittlich 0·08—0·17 mm Grösse. Mancherorts ist das Bindemittel auch in grösseren Dimensionen kristallographisch einheitlich ausgebildet, bis zu Grössen von 2 $mm^2$ (im Schnitt). Der Kalzit ist bei solchen Dimensionen ein einziges Kristallindividuum und in diesem liegen die Mineralkörner eingebettet. An einzelnen Stellen enthält der Kalzit ab und zu etwas *Limonit*, welcher sekundär entstanden ist. (Siehe weiter unten.)

Diese Struktur des Sandsteins, bei welcher nämlich die Quarzkörner und natürlich auch die übrigen Mineralkörner oft vollkommen von Kalzit umgeben sind, deutet darauf hin, dass während der Ausbildung des Bindemittels der Porenraum des Sandes noch immer so gross war, dass die Struktur des Sandes die lockerste sein musste (47·64% Porenraum).

Das Porenvolumen der Sandmassen hängt nicht bloss von der Kornzusammensetzung, sondern auch von der Entstehungsweise des Sandlagers ab. Die in sehr langsam fliessenden oder stehenden Gewässern allmählich zum Absatz kommenden Sande weisen eine sehr dichte Lagerung auf. Das Porenvolumen von Sanden, welche bei sehr schnellem Ablauf eines Hochwassers zum Absatz gelangten, nähert sich oft dem theoretischen maximalen Wert, während der Porenraum des aus stagnierendem Wasser abgesetzten, feinen Sandes in der Nähe der theoretischen unteren Grenze der dichtesten Lagerung liegt (25·95%).

Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Sandeinlagerungen mit grossem Porenvolumen, aus welchen diese Sandsteine hervorgegangen sind, aus den einstigen Ufergebieten gelegentlich stärkerer Regenperioden durch die mit grösserer Geschwindigkeit ins Meer fliessenden Wassermassen, oder

eventuell infolge stärkerer Meeresströmungen in die sonst viel feinerkörnige, tonige Ablagerung hineingekommen sind.

Die *Quarz*körner sind im allgemeinen 0·08—0·25 mm gross, mit eckigen Konturen. Einige Körnchen sind etwas stärker abgerundet, aber sie erreichen nicht die oft typische Abrundung des Flugsandes, d. h. der Sand wurde nicht durch den Wind transportiert. Wenn etwas Material trotzdem der Wirkung des Windes ausgesetzt war, so dürfte die Menge desselben sehr gering gewesen sein.

Die Quarzkörner sind meistens farblos, durchsichtig, manchmal sind sie trüb, etwas seltener rosa gefärbt. Sehr allgemein verbreitet sind Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzkörnern, oft mit beweglichen Libellen, welche aus Kohlensäure bestehen. Ein sehr grosser Teil der Flüssigkeitseinschlüsse entbehrt jedoch die bewegliche Libelle.

Diese Einschlüsse sind entweder regellos verteilt, oder aber in Reihen und Zügen manchmal sehr gedrängt angeordnet. Zwischen den verschieden langen, einzelnen Zügen sind ziemlich einschlussfreie Stellen vorhanden. Die sehr kleinen Einschlüsse dürften zum Teil wahrscheinlich Gaseinschlüsse darstellen.

Dieser ziemlich grosse Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen charakterisiert den Quarz der Tiefengesteine und die aus ihnen hervorgegangenen orthogenetischen kristallinen Schiefer. Auf Grund dieser Einschlüsse scheint es unzweifelhaft zu sein, dass ein grosser Teil der Quarzindividuen des Kisceller Tons aus dem kristallinischen Grundgebirge stammt.

Die rosafarbenen Quarzkörnchen sind oft in ihrer ganzen Masse einheitlich dilut gefärbt, ohne färbende Einschlüsse. Das gleiche lässt sich von manchen bräunlichgelben Quarzen feststellen. Einige rosa Quarze sind durch sehr kleine Einschlüsse von Hämatitschüppchen gefärbt. In einem Quarzkorn wurden drei sehr kleine Rutilkriställchen von prismatischem Habitus mit bipyramidalen Terminalflächen beobachtet.

Oft enthalten die Quarzkörner schwarze, opake, punktähnliche Einschlüsse in grösseren Mengen, wodurch sie mehr oder minder undurchsichtig werden.

Sehr selten zeigt die Form der Quarzindividuen einen schwachen Idiomorphismus: das Körnchen ist in der Richtung der Hauptachse etwas länglich und an dem einen Ende sind noch schwache Spuren der scheinbar bipyramidalen Ausbildung vorhanden. Diese Körner dürften kleine, aufgewachsene Kristalle gewesen sein, die in den Spalten der kristallinischen Gesteine oder der Budaer Dolomite auf hydrothermalem Weg entstanden sind.

Die Auslöschung der Quarzkörner ist im allgemeinen normal einheitlich, aber viele Körner löschen undulös aus. Diese undulöse Auslöschung deutet auf einen Ursprung aus gepressten Gesteinen (kristallinen Schiefern) hin.

Es sind auch ziemlich viele Aggregate von sehr kleinen Quarzkörnchen zu beobachten. Die Form der einzelnen Körnchen dieser Aggregate ist regellos. In den Aggregaten sind oft winzig kleine, längliche, farblose Schüppchen — mit ziemlich starker Licht- und Doppelbrechung — vorhanden. Diese dürften wahrscheinlich Serizitblättchen sein.

Nach dem Quarz tritt scheinbar der *Glaukonit* in grösserer Menge im Sandstein auf. Die Glaukonitkörner sind bläulichgrün, in durchfallendem Licht gelblichgrün. Im Inneren sind die Körner meistens ziemlich trüb, wodurch ihre Durchsichtigkeit ziemlich stark herabgesetzt wird: sie sind meistens nur durchscheinend. Die Körner besitzen kugelige, ellipsoidale oder ganz unregelmässige Formen. Manchmal zeigen sie eine fleckige Färbung: Die Grundfarbe ist ein dunkleres Bläulichgrün, worin hier und da viele hellere Flecke zu sehen sind.

Die Glaukonitkörner sind verhältnismässig gross, sie besitzen meistens Dimensionen von 0·14—0·18 mm; die grössten erreichen 0·3—0·4 mm im Durchmesser.

Der Sandstein enthält verhältnismässig viel *Magnetit*. Die Körnchen desselben sind meist stark abgenutzt, sie sind manchmal von fast vollkommen kugeliger Gestalt, oft sind sie stark gestreckt. Ihre Oberfläche ist meistens glänzend, seltener matt. Manchmal kann man noch die Spuren der Oktaederflächen bemerken. Sehr selten sind auch einige Zwillinge nach dem Spinellgesetz zu beobachten. Selten ist der äussere Teil der Magnetitkörnchen teilweise in Limonit umgewandelt.

Der *Pyrit* ist ein wichtiger Gemengteil des Sandsteins. Die Menge desselben ist aber etwas geringer, wie im Kisceller Ton aus der Tongrube der Gebrüder Bohn (siehe auf pag. 124). Der Pyrit kommt in sehr kleinen Oktaedern vor, welche manchmal einzeln, selbständig vorkommen; oft sind die kleineren Oktaeder in kleinere oder grössere Haufen gruppiert und verwachsen. Diese Gruppen sind sehr oft stabförmig, oder im allgemeinen länglich. Die einzelnen Pyritoktaeder sind meistens 0·016—0·025 mm gross; die Gruppen sind 0·066—0·133 mm lang, manchmal ist die Länge noch grösser und erreicht 0·2—0·3 mm.

Ein kleiner Teil des Pyrits kommt auch in kugelförmigen oder ellipsoidalen, stark glänzenden Körnern vor; dieselben erreichen manchmal Dimensionen bis 0·12 mm. Einige der erwähnten Pyritgruppen sind mit Quarz unregelmässig verwachsen, d. h. das Quarzkörnchen dringt teilweise in den

Pyrit hinein. Diese Erscheinung lässt sich durch die Bildung der Pyritkörner am Meeresboden erklären: während der Ausscheidung des Eisenbisulfids sind einzelne Sandkörner teilweise durch Eisenbisulfid umschlossen worden. Sehr wahrscheinlich dürften einzelne kleinere Sandkörnchen vollständig — als Einschlüsse — in manchen Pyritkörnern eingeschlossen sein.

Die Oberfläche der Pyritkörner ist durchaus frisch, glänzend; nur selten lassen sich Spuren einer Limonitisierung bemerken. Sehr selten findet man vollständige Limonitpseudomorphosen nach Pyrit.

Unter den *Feldspaten* sind *Mikrokline* und *Plagioklase* sehr häufig, dagegen scheint der *Orthoklas* etwas untergeordneter zu sein.

Die Plagioklase bilden Zwillinge nach dem Albitgesetz, etwas seltener sind Zwillinge nach dem Periklin- und nach dem Albit + Karlsbader Gesetz. Auf Grund ihrer Lichtbrechung und Auslöschung gehören sie vorwiegend in die Reihe der *Oligoklase*. Sie sind immer frisch, gut durchsichtig. Einzelne Körnchen sind jedoch trüb; manche enthalten kleine Magnetiteinschlüsse. Die Körner sind oft nach (001) oder (010) abgeplattet.

Die *Mikroklin*körner sind meistens tafelförmig nach (001) und in diesem Fall ist die Gitterstruktur immer sehr auffallend. Die Auslöschung auf der Basisfläche beträgt auf Grund von 20 Messungen (an vier Körnchen) im Mittel 16·5°. Die Mikrokline enthalten manchmal schwarze, opake Erzkörnchen als kleine Einschlüsse von mehr oder weniger kugeliger Form.

Auch der *Chlorit* ist ziemlich reichlich in grünen oder gelblichgrünen Schüppchen vorhanden. Der Pleochroismus desselben ist ziemlich stark: $\gamma$ = bläulichgrün, $\alpha'$ = sehr blass gelblichgrün. Als Einschlüsse sind kleine Magnetitkörnchen sehr häufig.

Der *Muskovit* kommt in sehr frischen Schüppchen in ziemlich grosser Anzahl vor. Einige Schüppchen enthalten sehr kleine Einschlüsse von schwarzen Magnetitkörnchen.

Der *Biotit* tritt etwas spärlicher auf, teils in frischen, braunen, teils in etwas baueritisierten, bräunlichgelben Schuppen. Als Einschlüsse im Biotit sind Magnetit und Sagenit beobachtet worden.

Schalen von verschiedenen *Foraminiferen* sind ziemlich häufig vorhanden, teilweise mit Pyrit ausgefüllt.

Das Gestein wird durch verhältnismässig viel *Zirkon* charakterisiert. Die meisten Zirkonkörner lassen noch den ursprünglichen Kristallhabitus entziffern. Die Prismenzone ist immer vorherrschend, an den beiden terminalen Enden mit bipyramidaler Begrenzung. Oft sind die Enden der Kristalle gänzlich oder teilweise abgebrochen. Manchmal sind die Körner sehr stark abgerundet. Die Zirkone sind grösstenteils farblos, es sind aber

auch einige rosafarbene vorhanden. Die farblosen Kriställchen sind im allgemeinen weniger stark abgerundet als die rosafarbigen.

Die farblosen Zirkone treten in zwei Typen auf: 1. in dünnen, beinahe nadelförmigen, scharfen Kristallen, welche an den beiden Enden bipyramidale Ausbildung zeigen und 2. in kurzen, gedrungenen Kriställchen. Mitunter sind die Kriställchen nicht nur terminal, sondern auch in der Prismenzone scharfkantig abgebrochen. Die rosafarbenen Zirkone haben einen kurz prismatischen, gedrungenen Habitus. Die terminalen Flächen gehören Bipyramiden an. Die nähere Bestimmung dieser letzteren ist (in beiden Varietäten) durch mikroskopische Beobachtung nicht möglich (infolge der kleinen Dimensionen). Die etwas grösseren, rosafarbenen Zirkone zeigen einen schwachen Pleochroismus: $\varepsilon$ = hell bräunlichrosafarben, $\omega$ = hellrosa. Fast alle Zirkone enthalten die bekannten, für die Zirkone charakteristischen Einschlüsse, darunter manchmal auch schwarze, opake Erzkörnchen.

Vereinzelt wurde an einigen Zirkonen auch ein charakteristischer, schaliger Bau beobachtet, auffallend scharf geradlinig in der Prismenzone.

Die Zirkone sind demnach von derselben Beschaffenheit, wie im Ton des Wellenbades beim Gellért-Berg.

Ein einzigesmal wurde in einem farblosen Zirkonkörnchen ein sehr kleines, harzgelbes Körnchen von *Rutil* beobachtet. Die Hauptachsen der beiden Minerale lagen in paralleler Stellung. Der Rutil wurde auch mikrochemisch nachgewiesen: in einem Platinlöffel wurde der Zirkon mittels Natriumkarbonat aufgeschlossen und in dem schwefelsauren Auszug ist die Anwesenheit des Titans durch Hydrogensuperoxyd festgestellt worden.

Der *Rutil* wurde oft beobachtet. Seine Körnchen sind teils stark abgeschliffen und abgerundet, von elliptischem Durchschnitt, teils ziemlich scharf, von prismatischem Habitus, mit Bipyramidenflächen an den Polen. Auch abgebrochene, scharfkantige Splitter sind öfters zu beobachten, an welchen höchtens nur einige Spuren des ursprünglichen prismatischen Habitus zum Ausdruck kommen. Zwillinge nach (101), oder seltener nach (301) wurden ebenfalls beobachtet. Die letzteren zeigen — indem die Kanten und Ecken stark abgenutzt wurden — wirklich herzähnliche Formen.

Die Rutilkörner gehören auch hier zweierlei Varietäten an: 1. einer helleren Varietät von hell harzgelber Farbe und 2. einer dunkleren Varietät von dunkel gelblichbrauner Farbe. Die ersteren zeigen den folgenden Pleochroismus: $\varepsilon$ = harzgelb, $\omega$ = hell harzgelb, die letzteren: $\varepsilon$ = gelblichbraun, $\omega$ = hellgelb. Die Rutile enthalten ab und zu schwarze, opake Erzkörnchen als Interpositionen.

Kleine Bruchstücke von *dichtem Kalkstein,* weiters *Kalzit-* und *Dolomit*körnchen in scharfen Rhomboedern sind ebenfalls nachgewiesen worden.

*Turmalin* kommt meistens in Körnern von prismatischem Habitus vor, welche manchmal auch schwache Spuren des Hemimorphismus aufweisen. Einige Körnchen sind aber sehr stark abgerundet. Auch scharfe Turmalinsplitter mit frischen, unebenen Bruchflächen sind oft zu sehen. Auf Grund des starken Pleochroismus kann man zwei Varietäten der Turmaline unterscheiden. Einige zeigen folgende Farbtöne: $\omega$ = dunkel graulichblau, $\varepsilon$ = hell rosafarben; für die meisten sind: $\omega$ = dunkel kaffeebraun, $\varepsilon$ = hell teegelb. Die Körner führen manchmal sehr kleine, opake, schwarze Erzkörnchen als Interpositionen.

Nicht selten beobachtet man farblose oder graugelbe *Chalzedon*-Körnchen. Dieselben sind radiale Sphärolithe, mit radial faseriger Auslöschung. Die Körnchen sind scharf eckig, mit flach muscheligem Bruch. Diese Chalzedonkörner dürften wahrscheinlich aus den Hornsteinen der mesozoischen Kalksteine und Dolomite herstammen.

*Granate* sind häufig zu beobachten, teils in stark abgerundeten Körnern, teils in scharfkantigen Splittern. Man kann zwei Varietäten unterscheiden: 1. eine dunklere Varietät von bräunlicher Rosafarbe und 2. eine blass rosafarbene Abart. Alle sind vollkommen isotrop. Einige enthalten sehr kleine Einschlüsse von einem opaken, schwarzen Erz (Magnetit?).

Der *Amphibol* kommt ziemlich spärlich vor. Seine Körnchen sind fast immer von prismatischem Habitus. Die prismatischen Spaltflächen sind glänzend; die beiden Enden der Körner sind teils etwas abgerundet, teils einigermassen scharf. Der weitaus grösste Teil der Amphibole gehört in die Gruppe der *grünen Amphibole*, mit folgendem Pleochroismus: $\gamma$ = bläulichgrün, $\alpha'$ = blass bräunlichgrün; die Auslöschung an den Prismenflächen beträgt durchschnittlich 18°. Einige Amphibole sind *braun* mit folgendem Pleochroismus: $\gamma$ = dunkelbraun, $\alpha'$ = hell gelblichbraun; die Auslöschung auf (110) beträgt 11°.

Selten findet man Körnchen von *Staurolith* und zwar in der Form von scharfen Splittern, welche in der Richtung der Hauptachse oft etwas gestreckt sind. Die Auslöschung zur Längsrichtung ist gerade. Manchmal besitzen die Körner mit frischen Bruchflächen ganz regellose Formen. Der Pleochroismus der Körner ist ziemlich auffallend: $\gamma$ = hell bräunlichgelb, $\alpha'$ = sehr blassgelb. Als Interpositionen sind in manchen Körnern schwarze, opake Erzkörnchen beobachtet worden.

*Korund* wurde im untersuchten Material nur einmal gefunden. Das Körnchen hatte eine regellose Gestalt und einen schwachen Pleochroismus: $\varepsilon$ = hell grünlichgelb, $\omega$ = hell graulichblau.

*b)* **Die äussere, gelbe Zone des vorigen Sandsteins.** Der bläulichgraue Sandstein wird durch eine scharfe Grenze von der gelben, äusseren Sandsteinzone abgegrenzt. Dieser äussere Teil besteht im wesentlichen aus denselben Mineralen, wie der innere bläulichgraue Sandstein, namentlich weit überwiegend aus *Quarz*. Die Quarzkörner scheinen megaskopisch grau und milchweiss zu sein, mit durchschnittlich denselben Dimensionen, wie im bläulichgrauen Sandstein. Manche Quarzkörner erreichen Grössen bis 2 mm im Durchmesser. Ausserdem treten dieselben Minerale auf, wie im vorigen Gestein, aber ohne *Pyrit*. Die wichtigsten Unterschiede gegenüber dem soeben beschriebenen Gestein sind die folgenden:

Die *Glaukonit*körner sind manchmal frisch, durch und durch bläulichgrün gefärbt. Andere Glaukonite sind zwar grün, aber ihre äusseren Partien sind teilweise oder ganz gelb, oder gelb gefleckt. Die Glaukonitkörner enthalten manchmal auch in den inneren Teilen Körner von Limonit.

Aus diesen Daten geht klar zum Vorschein, dass der Eisengehalt der Glaukonitkörner teilweise oxidiert wurde.

Auch die Oberfläche mancher Magnetitkörnchen ist stark limonitisiert, obwohl die meisten Magnetite frisch, metallisch glänzen.

Die *Chlorite* sind sehr stark gebleicht, meistens von blassgelblicher Farbe und infolgedessen zeigen sie die folgenden pleochroitischen Farben: $\gamma$ = blass gelblichgrün, $\alpha'$ = sehr blassgelb, fast farblos. Die Schüppchen sind oft etwas aufgeblättert. Sie führen gewöhnlich kleine *Limonit*körnchen von kugeliger, oder ellipsoider Gestalt, welche längs der Spaltrisse — manchmal in etwas grösseren Gruppen — angeordnet sind.

Auch die *Biotite* sind meistens ziemlich stark gebleicht, also *baueritisiert*. Sie enthalten oft — längs der Spaltrisse — winzige Limonitkörnchen, welche aus dem Eisen herstammen, das infolge der Baueritisierung aus dem Biotitmolekül frei wurde. Manchmal sind die gebleichten Biotitschuppen etwas aufgeblättert. Der Pleochroismus dieser Biotite wird besonders durch die folgenden Werte charakterisiert: $\gamma$ = gelb, $\alpha'$ = sehr blassgelb bis farblos. Einige Biotite wurden mehr oder minder chloritisiert. Nur einzelne Biotite sind im ursprünglichen Zustand erhalten geblieben.

Die *Muskovit*blättchen zeigen gar keine Spuren einer Umwandlung.

Das Gestein enthält sehr viele bräunlichgelbe, kleine *Limonit*körnchen. Einige derselben sind scheinbar sehr gross (Durchmesser bis 1—2 mm). Aber diese kugeligen oder ellipsoiden, grossen Limonite bilden meist nur den äusseren Überzug von Quarzkörnern. Die Gestalt der kleinen Limonitkörnchen ist oft unregelmässig. An einigen Körnchen kann man jedoch den oktaedrischen Habitus des ursprünglichen Pyrits beobachten. Die Foraminiferenschalen sind hier anstatt des Pyrits durch Limonit ausgefüllt.

In diesem Sandstein kommen auch einige Fragmente von *Lignit* vor. Dünne (1—5 cm) Lignitschmitze und kleine Stückchen von Lignit sind im Kisceller Ton nicht eben selten und wurden in der unteren Abteilung der grossen Tongrube der Aktiengesellschaft Gebrüder Bohn, in der nördlich davon liegenden, verlassenen und teilweise aufgefüllten alten Tongrube, im Ton des Beckens des Wellenbades in der Anlage des Gellért-Bades, in Budaörs, am Péter-Berg usw. beobachtet.

Die übrigen Minerale dieses gelben Sandsteins zeigen keine grösseren Unterschiede gegenüber den Gemengteilen des graulichblauen Sandsteins. Neben den Foraminiferenschalen kommen auch Bruchstücke von Molluskenschalen vor.

Das *Bindemittel* des Sandsteins besteht auch hier grösstenteils aus *Kalzit*. Aber dieser Kalzit wird durch einen reichen Gehalt an *Limonit* charakterisiert. Die Limonitsubstanz ist sehr verschieden verteilt. Ein Teil derselben bildet die äussere Hülle der Kalzitindividuen, d. h. das Äussere der rhomboedrisch scharf ausgebildeten Kalzitindividuen besteht aus Limonit.

Die Kalzitindividuen des Bindemittels haben vorwiegend Dimensionen zwischen 0·8—0·17 mm; sie sind teils xenomorph, teils idiomorph in scharf ausgebildeten Rhomboedern. Der mittlere Teil — der Kern — der Rhomboeder besteht aus Kalzit, welcher nach aussen in Limonit übergeht. Der xenomorph ausgebildete Kalzit zeigt oft in grösserer Ausdehnung dieselbe einheitliche Orientation und er ist öfters polysynthetisch verzwillingt nach $-\frac{1}{2}R$. In dieser einheitlich orientierten, grösseren Kalzitmasse sitzen die Sandkörner eingebettet.

Manchmal füllt der Kalzit ehemalige, längliche Lücken zwischen den Sandkörnern aus. In diesem Fall sitzen oft im mittleren Abschnitt der einstigen Lücken *Limonit*körnchen und zwar in einzelnen, etwas länglichen, 0·08—0·5 mm langen und 0·03—0·07 mm dicken Gruppen. Die Längsachse derselben verläuft ungefähr parallel zur Längsrichtung der einstigen spaltförmigen Lücken, die manchmal eine Weite von 0·2 mm erreichen. Die zwischen den Limonitgruppen vorhandenen limonitfreien Partien werden durch Kalzit ausgefüllt. Dieser vorwiegend aus Limonit gebildete Kern wird durch *Kalzit* umgeben, der die Spalten ganz ausfüllt. Dieser randliche Kalzit zeigt faserige Textur. Die Faserachsen stehen ungefähr senkrecht zur Umrandung der Spalten. Die Faserachse fällt zugleich mit der optischen Achse des Kalzits zusammen, daher löschen die Fasern — zu ihrer Längsrichtung gemessen — gerade aus. In diesem faserig ausgebildeten Kalzit sitzen oft kleine, gedrungen stabförmige Limonitkörnchen derart geordnet, dass ihre Längsrichtungen zur Umrandung der Spalte

senkrecht — d. h. parallel zur optischen Achse der einzelnen Kalzitfasern — verlaufen.

Manchmal besteht das Bindemittel zwischen den Sandkörnern aus einer optisch einheitlichen, xenomorphen Kalzitmasse von kugeliger-ellipsoidaler Gestalt. Seltener wird der länglich ausgebildete, optisch einheitlich orientierte, xenomorphe Kalzit infolge von Einschnürungen einem Rosenkranz ähnlich. Diese mittlere Kalzitsubstanz ist oft nach $-1/2\,R$ zwillingslamelliert und wird von faserigem Kalzit umgeben. Entlang der Berührungsflächen zwischen der mittleren, nicht faserigen und der äusseren, faserigen Kalzitsubstanz sitzen oft sehr kleine Limonitkörnchen in sehr verschiedener Menge. Ist der mittlere Kalzit kugelig, so zeigen die äusseren Kalzitfasern eine radiale Anordnung. (Siehe auf Tafel I die Abbildungen 1, 3, 4, 5.)

Stellenweise tritt in kleineren Flecken statt des Kalzits und Limonits farbloser *Baryt* als Bindemittel auf (Tafel I, Abbildung 2).

Um die Anwesenheit des Baryts verstehen zu können, müssen wir an zwei Möglichkeiten seiner Bildung denken. 1. Der Baryt lässt sich als Absatz nahe gelegener einstigen Quellen erklären. 2. Der Baryt konnte eventuell auch aus dem Kalzitbindemittel des Sandsteins durch Einwirkung der — infolge Oxydation aus dem ursprünglichen Pyrit hervorgegangenen — Sulfate entstanden sein, falls das Bindemittel Baryumkarbonat als isomorphe Beimischung enthalten hätte.

Die zweite Entstehungsweise wäre nur dann möglich, wenn das Kalzitbindemittel die rhomboedrische, bei gewöhnlicher Temperatur labile Modifikation des Baryumkarbonats in isomorpher Mischung wirklich in genügender Menge enthielt. In diesem Fall wäre das ursprüngliche Bindemittel eigentlich ein rhomboedrischer Barytokalzit, nach BREITHAUPT *Neotyp*, ähnlich dem Mineral von Långban. Ähnliche Kristalle mit wechselndem Verhältnis von $Ca\,CO_3$—$Ba\,CO_3$ lassen sich auch künstlich herstellen.

Zur Feststellung des Baryumgehaltes im ursprünglichen Bindemittel wurde der bläulichgraue Sandstein mit kochender Salzsäure (1 : 1) behandelt. In der Lösung konnte kein Baryum nachgewiesen werden.

Infolgedessen konnte auf dem zweiten Wege kein Baryt entstehen.

Dagegen ist der Baryt aller Wahrscheinlichkeit nach aus Quellen ausgeschieden worden. Diese Meinung wird auch dadurch unterstützt, dass der Baryt zwischen den Sandkörnern nur im gelben Sandstein vorkommt, d. h. in der Nähe der Risse und Spalten, während man im inneren grauen Teil der Sandsteinblöcke, also weiter entfernt von den Rissen, gar keine Spuren von Baryt findet. Diese Auffassung wird auch durch den Umstand bekräftigt, dass beim Bau des Wellenbades an der Oberfläche der äusseren gelben Zone eines Sandsteinblockes einige sehr kleine,

blassgelbe, tafelige Barytkriställchen beobachtet wurden (Kombination {110} und {001}).

In der unmittelbaren Nachbarschaft des Wellenbades wurden Barytkristalle öfters gefunden, besonders in den Spalten des Budaer Mergels, der hornsteinführenden Breccie und der Strandkonglomerate. Diese Barytvorkommnisse wurden schon seit längerer Zeit auf die Tätigkeit der Vorgänger der heutigen Thermen zurückgeführt.[1] Es liegt kein Grund vor, die Bildung des Baryts in den Spalten und in der Nähe der Spalten im Sandstein nicht der Tätigkeit dieser Thermen zuzuschreiben.

Auf Grund dieser Untersuchungen hat sich klar herausgestellt, dass die Bildung der gelben Kruste des Sandsteins im wesentlichen durch genau dieselben Umwandlungen bedingt wurde, welche die Umgestaltung des blauen Tons in gelben Ton auch gegenwärtig hervorrufen. Namentlich werden die im grauen Sandstein vorhandenen Pyritkörner in den äusseren Teilen der Sandsteinblöcke, wo sie der Luft und dem Wasser leicht zugänglich sind, oxydiert. Der Oxydation zufolge wird der Eisengehalt des Pyrits letzten Endes in Limonit umgewandelt. Ein geringer Teil des Bindemittels im Sandstein wird durch die gebildete Schwefelsäure zerlegt und in Kalziumsulfat umgewandelt. Die Menge dieser letzten Verbindung ist gering, weil der Sandstein, ebenso wie der blaue Ton, nur wenig Pyrit enthält. (Vergleiche die chemischen Analysen im letzten Kapitel.) Das Kalziumsulfat wird von dem nach unten sickernden Wasser gelöst und durch die Risse, Spalten und Poren des Sandsteins bis zur Oberfläche des Tons hinabgeführt. Hier wird ein Teil des Wassers durch den Ton aufgenommen, der grösste Teil desselben sickert aber langsam teils auf der Oberfläche des Tons, teils in den etwas sandigeren Schichten nach SO gegen den Duna-(Donau-)Strom. Ein Teil des gelösten Kalziumsulfats scheidet sich hier, in dem unter dem Sandstein liegenden Ton, als Gips in eingewachsenen Kristallen und Kristallrosetten oder als Fasergips aus. Während der Ausgrabung des Wellenbadbeckens haben wir im unter dem Sandstein liegenden Ton an mehreren Stellen Gipskristalle beobachtet.

An die Stelle des aufgelösten Kalzits hat sich der neu entstandene *Limonit* ausgeschieden. Dieser Vorgang lässt sich an den ursprünglich

[1] SCHRÉTER, Z.: Die Spuren der Tätigkeit tertiärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ungarischen Geol. Reichsanstalt, XIX, p. 197–262.

SCHAFARZIK, F.: Rückblicke auf die Entwicklungsgeschichte der Budapester Thermen. Zeitschrift für Hydrologie, I, 1921, p. 57–61, Budapest, 1928.

SCHAFARZIK, F.—VENDL, A.: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest (ungarisch), p. 29–30, Budapest, 1929.

idiomorphen rhomboedrischen Kalzitkristallen am besten beobachten: der Kern der Kristalle blieb im ursprünglichen Zustand mit unverändertem Kalzit, wogegen die äussere Zone der Kristalle aus einer Limonitpseudomorphose nach Kalzit besteht. An einzelnen Stellen sind die Kristalle gänzlich durch Limonitpseudomorphosen ersetzt.

Schematisch lassen sich diese Umwandlungen durch die folgenden bekannten Gleichungen ausdrücken:

$$Fe S_2 + H_2O + 7O = Fe SO_4 + H_2SO_4$$

Die gebildete Schwefelsäure tritt mit dem Kalzit des Sandsteins in folgende Reaktion ein:

$$Ca CO_3 + H_2SO_4 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O$$

Das entstandene Kalziumsulfat wird durch das im Überschuss vorhandene Wasser früher oder später gelöst und nach unten geführt.

Das Ferrosulfat wird weiter oxydiert:

$$6FeSO_4 + 3H_2O + 3O = 2Fe_2(SO_4)_3 + 2Fe(OH)_3$$

Das gebildete Ferrihydroxyd befindet sich anfangs als Sol in der Lösung, infolge einer Koagulation verwandelt es sich aber rasch in *Limonit.*

Sollte an derjenigen Stelle, wo der Pyrit oxydiert wurde, nicht genügend Kalzit vorhanden sein, so wird die überflüssige Schwefelsäure teilweise auf die Silikate einwirken, teilweise zur Oxydation des Ferrosulfats dienen.

Durch die Schwefelsäure werden besonders die Biotite und Chlorite stark angegriffen, gebleicht und mehr oder weniger zersetzt. Die Schwefelsäure wirkt auch auf die Plagioklase ziemlich energisch ein. Dabei werden Alkalien und Kalzium teilweise in Lösung übergeführt.[1]

Die Oxydation des Ferrosulfats in der Gegenwart von Schwefelsäure kann durch folgende Gleichung ausgedrückt werden:

$$2FeSO_4 + H_2SO_4 + O = Fe_2(SO_4)_3 + H_2O$$

In beiden Reaktionen wird aus dem Ferrosulfat, resp. aus einem Teil des Ferrosulfats Ferrisulfat gebildet.

Nun wirkt aber das Ferrisulfat auf die Metallsulfide im allgemeinen oxydierend ein. Sollte daher noch nicht oxydierter Pyrit vorhanden sein, so wird derselbe durch das Ferrisulfat oxydiert:

$$Fe_2(SO_4)_3 + FeS_2 = 3FeSO_4 + 2S$$

[1] DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, 3. Teil, p. 234.

Der entstehende Schwefel oxydiert sich in statu nascenti zu Schwefeldioxyd, schwefeliger Säure und schliesslich zu Schwefelsäure. Das entstandene Ferrosulfat oxydiert sich weiter zu Ferrisulfat und Ferrihydroxyd.

Sollte kein Pyrit mehr vorhanden sein, so spaltet sich das Ferrisulfat:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightleftarrows 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$$

Bei der letzten Umwandlung stellt sich ein Gleichgewicht ein. Wenn aber die Schwefelsäure aus dem System entfernt wird, dann geht die Umwandlung im Sinne des oberen Pfeiles vor sich und das Eisen des Ferrisulfats wird vollständig in Ferrihydroxyd übergeführt.

Nun wird aber die freie Schwefelsäure immer entzogen, indem ihre ganze Menge zur Zersetzung der Karbonate und einzelner Silikate verbraucht wird.

Als Endresultat der Oxydation wird langsam die ganze Menge des Pyrits in Limonit übergeführt.

Aus all diesen Betrachtungen geht hervor, dass der grosse Unterschied zwischen dem bläulichgrauen und dem gelben Sandstein durch den Pyrit bedingt wird. Die bläulichgraue Farbe des Sandsteins wird durch die kleinen Pyritkörner hervorgerufen. Infolge der Oxydation des Pyrits ist Limonit entstanden und die gelbe Farbe wurde durch den Limonit herbeigeführt. Während der Prozesse der Limonitbildung sind Biotit, Chlorit und ein Teil der feinsten Feldspatkörner teilweise zersetzt worden. Die Glaukonitkörner und wahrscheinlich auch einige Amphibole werden teilweise oxydiert.

Im Ton gehen genau dieselben Umwandlungen vor sich.

## 2. Sandsteine aus den nördlichen Gebieten des Kisceller Tons.

Die an anderen Stellen vorhandenen Sandsteineinlagerungen im Kisceller Ton zeigen im wesentlichen dieselben Eigenschaften, wie die oben beschriebenen. Grössere Unterschiede äussern sich manchmal im Schwanken der Mengen des Muskovits und des Kalzit-Bindemittels.

Die Sandsteinbänke, welche in den Tongruben von Óbuda aufgeschlossen sind, enthalten im allgemeinen ziemlich viel Muskovit und sind etwas lockerer; die äusseren oxydierten Partien derselben können manchmal auch schon durch den Druck der Finger mehr oder weniger zerrieben werden. Immerhin gibt es auch hier einzelne Vorkommnisse, wo der Sandstein wieder eine etwas grössere Festigkeit besitzt.

Der Sandstein im Kisceller Ton der östlichen Lehne des Hunyadi-Orom kommt als linsenförmige Einlagerung im Garten der Englischen Schwestern vor und wurde beim Bau der Entwässerungsanlagen aufgeschlossen. Dieser Sandstein zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit dem gelben, äusseren Teil des beschriebenen Gesteins aus dem Becken des Wellenbades, er ist aber reicher an Bindemittel aus Kalzit. Das Bindemittel besteht stellenweise aus reinem Kalzit (mit etwas Mg) ohne Limonit. Der überwiegende Teil desselben wird durch Kalzitindividuen gebildet, die nach aussen in Limonit übergehen, so dass der äussere Teil der Rhomboeder aus Limonit besteht. An einzelnen Stellen wird der Kalzit vollständig durch Limonitpseudomorphosen ersetzt.

In diesem Gestein sind die *Quarz*körner etwas kleiner, als im Gestein des Wellenbadbeckens, namentlich von 0·048—0·13 mm Durchmesser. Die *Magnetit*körnchen sind frisch, seltener sind sie etwas limonitisiert, aber nur an der Oberfläche. Die *Biotite* zeigen fast immer eine sehr starke Bleichung infolge Baueritisierung, dementsprechend besitzen sie die folgenden pleochroitischen Farbentöne: $\gamma$ = hell grünlichbraun, oder bräunlichgelb, $\alpha'$ = sehr hellgelb, eventuell fast vollkommen farblos. Auch die Chlorite sind stark zersetzt, gebleicht, manchmal teilweise in Limonit umgewandelt. Der *Glaukonit* kommt ziemlich häufig vor, aber doch mehr untergeordnet, als im Gestein des Wellenbades. Zwei kleine Amphibolkörnchen mit ziemlich starker Lichtbrechung, aber sehr schwacher Doppelbrechung zeigten den folgenden Pleochroismus: $\gamma$ = dunkelblau, mit violettem Stich, $\alpha'$ = hell grünlichblau ins Violett. Die Auslöschung auf der Spaltfläche beträgt nur einige Grade.

Der Sandstein enthält viele dünne *Kalzit*adern, welche manchmal eine Dicke von 3 mm erreichen. Diese Äderchen haben milchweisse Farbe.

Die Foraminiferenschalen im Sandstein enthalten *Limonit*körnchen oder sie sind eventuell vollständig mit Limonit ausgefüllt.

## *C)* TONSCHIEFERGERÖLL.

(Tafel 1, Abb. 6.)

Im Kisceller Ton findet man oft einige mm grosse, seltener noch grössere Gerölle, welche meistens aus Quarz bestehen. In der unteren Grube der «Ujlaki»-Ziegelfabrik neben der Bécsi út, wurde ein grösseres Geröll aus Tonschiefer — wahrscheinlich paläozoischen Alters — gefunden.

Dieses dunkel schwärzlichgraue Tonschiefergeröll hatte die folgenden Dimensionen: Länge 2 cm, Breite 1·5 cm, Dicke 0·5 cm. Die Gestalt war nach der Schichtung abgeplattet und an allen Seiten sehr glatt abgewetzt.

Das Gestein besteht überwiegend aus sehr kleinen *Quarz*körnern, mit unregelmässigen Konturen. Wenn sich die Quarzkörner gegenseitig unmittelbar berühren, dann treffen sie sich meistens mit ziemlich geraden Konturlinien. Seltener berühren sich die Körner mit buchtigen, verzahnten Konturen, wodurch sie miteinander in einer verzahnten Struktur verwachsen erscheinen.

Die Quarzkörner sind überwiegend 0·015—0·033 mm gross; ziemlich häufig sind noch Körnchen von 0·008—0·015 mm und 0·049 mm Durchmesser. Noch grössere Quarzkörner sind ziemlich selten zu beobachten. Der Quarz kommt stellenweise in 0·17—0·33 mm dicken Lagen und Adern vor, welche aus etwas grösseren (0·049—0·08 mm) Körnern bestehen. Seltener sind diese Adern und Lagen mächtiger (bis fast 1 mm dick) und in diesen erreichen manche Quarze Längen bis 0·34 mm. In den Quarzkörnern der Lagen und Adern beobachtet man stellenweise Limonitknollen, welche aus einzelnen sehr kleinen Limonitkörnchen zusammengehäuft sind.

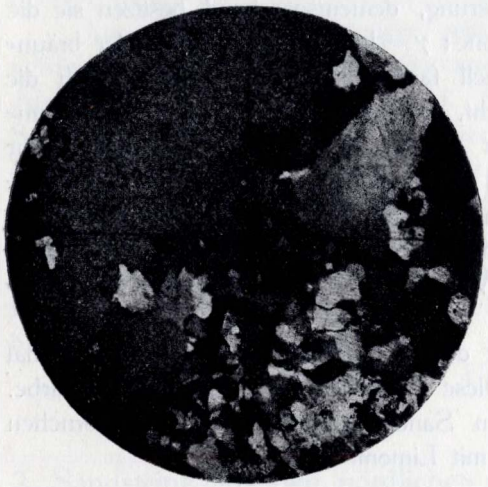


Abbildung 23. Kalzit und Quarz im Tonschiefer. (Lineare Vergrösserung = 1 : 43.)

Flüssigkeitseinschlüsse, manchmal mit beweglichen Libellen, gehören in den Quarzkörnern nicht zu den Seltenheiten.

In den Quarzadern kommt ziemlich viel *Kalzit* in einheitlicher Orientierung vor (Abb. 23). Die Mächtigkeit der Kalzite steigt bis 0·49—0·66 mm. Der Kalzit bildet keine zusammenhängenden Lagen, sondern seine einheitlich orientierte Masse wird durch Quarzkörner in einzelne Teile gegliedert. Im Kalzit sieht man kleine Limonitpseudomorphosen nach Pyrit, besonders in den äusseren Teilen. Diese Limonitkörnchen zeigen im Dünnschliff oft dreieckige, oder viereckige Konturen infolge der Oktaederform des ursprünglichen Pyrits; manchmal sind sie kugelig, oder von regelloser Gestalt; oft sind sie faserig ausgebildet, wobei die Faserachsen manchmal parallel zum Rand der Kalzitader verlaufen.

Der *Muskovit* bildet einen wichtigen Gemengteil im Gestein, in der Form von sehr kleinen, farblosen Blättchen *(Serizit)*, deren Durchmesser vorwiegend zwischen 0·02 und 0·07 mm schwanken; zahlreiche Blättchen sind viel grösser, bis 0·1 mm Durchmesser. Daneben sind auch äusserst

kleine Blättchen vorhanden. Die Muskovitblättchen schmiegen sich mehr oder weniger der Schichtung des Gesteins an.

Der *Chlorit* ist ebenfalls ein wichtiger Gemengteil. Seine Blättchen sind ungefähr so gross, wie die kleinen Muskovite und zeigen einen ziemlich starken Pleochroismus: $\gamma$ = sehr blass grasgrün, $\beta$ = blass gelblichgrün, $\alpha$ = sehr blassgelb, fast farblos. Sie zeigen im Dünnschliff eine blaugraue Interferenzfarbe.

In den obenerwähnten Quarzadern beobachtet man ebenfalls Chlorite. Diese sind viel grösser (vorwiegend 0·08—0·16 mm), als die vorigen. Diese Chloritblättchen kommen besonders in den randlichen Teilen der Quarzadern in grösserer Anzahl vor. Sie zeigen im Dünnschliff eine indigoblaue Interferenzfarbe. Die kleinen Chlorite sind im allgemeinen nach der Schichtung geordnet; aber an mehreren Stellen kann der Zusammenhang mit der Schichtung ebenso, wie bei den Muskoviten, nicht beobachtet werden.

Das Gestein enthält ziemlich viel *Pyrit*, teils in kleinen Körnern von 0·007—0·014 mm Durchmesser, teils in grösseren Knollen, deren Grössen meistens zwischen 0·0498—0·0996 mm schwanken, seltener bis 0·15 mm steigen. Diese Knollen sind mehr oder weniger kugel- oder ellipsoidförmig, oder von regelloser Gestalt. Sie bestehen aus einem Haufen von kleinen *Pyrit*körnchen, welche dicht verwachsen sind. Die kleinen Pyritkörnchen sind manchmal länglich, faserartig ausgebildet.

Die Pyritkörnchen und Knollen liegen meistens in den Schichtungsebenen. Pyritkörnchen treten aber auch in den Quarzadern auf.

Als ein seltener Gemengteil wird auch der *Biotit* beobachtet, in kleinen Schüppchen mit dem folgenden Pleochroismus: $\gamma$ = gelblichbraun, $\beta$ = gelb, $\alpha$ = sehr blassgelb.

Sehr selten wird der farblose *Zirkon* beobachtet, in ziemlich stark abgerundeten Körnchen, welche noch die schwachen Spuren von Kristallflächen zeigen.

Der *Turmalin* ist ebenfalls ein seltener Gemengteil. Seine Körnchen sind entweder sehr stark abgerundet, oder aber sie sind von prismatischem Habitus und etwas weniger abgerundet. Sie zeigen den folgenden Pleochroismus: $\omega$ = hell grünlichbraun, $\varepsilon$ = sehr blassgelb (fast farblos). Ein Körnchen besteht in der Richtung der Hauptachse aus zwei verschieden gefärbten Teilen; die eine Hälfte zeigt den folgenden Pleochroismus: $\omega$ = bräunlichgelb, $\varepsilon$ = farblos und die andere: $\omega$ = blassblau, $\varepsilon$ = farblos.

*Rutil* konnte in der Form eines stark abgerundeten Körnchens beobachtet werden.

Ein winzig kleines, grünlichgelbes Körnchen mit starker Licht- und Doppelbrechung, mit gelblichgrünen und lichtgelben pleochroitischen Farben dürfte *Epidot* sein.

# III. Betrachtungen über die Bildung und Herkunft des Kisceller Tons.

Betrachten wir die mechanische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine, besonders die gröberen Bruchstücke von Gesteinen, welche manchmal Grössen von 2 cm erreichen, so müssen wir erkennen, dass diese faziell oft sehr verschiedenen Ablagerungen aus einem seichten Meereswasser am Fusse des Grundgebirges zum Absatz gelangten. Die Sand- und Sandsteineinlagerungen, die vielen Fragmente von Landpflanzen, die Gerölle, kurz alle Beobachtungen bestätigen diese Auffassung.

Der hohe Gehalt an ziemlich grobem Sand in einigen Aufschlüssen des Kisceller Tons ist schon seit den Beobachtungen von K. HOFMANN bekannt. Zur Ergänzung teile ich hier noch die Profile derjenigen Probebohrungen mit, die durch B. ZSIGMONDY im Jahre 1907 ausgeführt wurden. Der Zweck dieser Probebohrungen war festzustellen, ob der Untergrund in der Nähe des alten Friedhofes in Óbuda für den Bau eines monumentalen Árpád-Denkmals ein verlässliches Fundament abgeben würde.

Die Profile dieser Bohrungen sind folgende:

I.

| | | |
|---|---|---|
| 0·00 | 0·45 | Aufschüttung |
| 0·45 | 0·80 | tonführender, gelber Sand |
| 0·80 | 3·20 | sandiger, gelber Ton |
| 3·20 | 3·60 | fetter, gelber Ton |
| 3·60 | 4·00 | gelber Sand |
| 4·00 | 5·90 | graulichgelber, fetter Ton |
| 5·90 | 9·10 | sandiger, weicher Ton, unter 7 m nass |
| 9·10 | 9·40 | gelber Sand |
| 9·40 | 9·60 | bläulicher, sandiger Ton |
| 9·60 | 11·40 | toniger Sand. |

II.

| | | |
|---|---|---|
| 0·00 | 0·30 | Ackerboden |
| 0·30 | 1·40 | trockener Boden mit kleinen Geröllen |
| 1·40 | 2·00 | feuchter Boden (Löss) |
| 2·00 | 2·80 | dunkelgrauer Ton |
| 2·80 | 5·70 | gelblichgrauer Ton mit kleinen Steinstückchen, unter 3 m nass |
| 5·70 | 6·00 | gelber, nasser Sand |
| 6·00 | 11·20 | weicher Ton, kiesführend. |

III.

| | |
|---|---|
| 0·00— 0·50 | Ackerboden |
| 0·50— 3·20 | sandiger, gelber Ton, unter 2 m nass |
| 3·20— 4·00 | grauer, sandiger, nasser Ton |
| 4·00— 9·50 | gelber, sandiger Ton, nass |
| 9·50—11·74 | gelber Ton, nass. |

IV.

| | |
|---|---|
| 0·00—0·30 | Ackerboden |
| 0·30—1·90 | gelber, sandiger Ton, mit Steinschutt |
| 1·90—2·05 | gelber, toniger Sand |
| 2·05—3·70 | derselbe, mit Steinschutt |
| 3·70—4·45 | brauner Sandstein. |

V.

| | |
|---|---|
| 0·00— 0·50 | Aufschüttung |
| 0·50— 1·60 | brauner Ton |
| 1·60— 2·75 | gelber, toniger Sand |
| 2·75— 8·90 | brauner Ton |
| 8·90— 9·20 | grauer Ton |
| 9·20—10·50 | brauner Ton. |

I. = an der westlichen Seite der Bécsi-út (Wiener Strasse), gegenüber der Einmündung der Vörösvári út (Vörösvárer Strasse).

II. und III. = an der westlichen Seite der Bécsi-út, in der Nähe des alten Zollamtsgebäudes, gegenüber der Radl-Quelle.

IV. = am oberen Plateau der südöstlichen Lehne des Testvér-Berges, neben dem trigonometrischen Zeichen CXVII, nordöstlich von der Radl-Quelle.

V. = am unteren Plateau der südöstlichen Lehne des Testvér-Berges, nördlich vom alten Friedhof von Óbuda.

Das Auftreten von *Glaukonit* zeigt, — wie schon früher auseinandergesetzt wurde, — ebenfalls auf eine ufernahe Bildung. Auch auf Grund der letzten paläontologischen Untersuchungen[1] ist der Kisceller Ton als eine ufernahe, aus seichtem Meereswasser zum Absatz gelangte Bildung aufgefasst worden. Die maximale Tiefe dürfte nur an einzelnen Stellen 150 bis 200 m gewesen sein. Die allgemeine Tiefe konnte nicht einmal diese Werte erreichen, sie blieb unter 100 m.

[1] Bogsch, A.: Beiträge zur Kenntnis der Aufschlüsse des Kisceller Tons etc. Dissertation, Budapest, 1929 (ungarisch).

Bezüglich der Mineralkomponenten des Tons muss man folgendes erwähnen:

Der grosse Gehalt an Kalziumkarbonat einzelner Tonvorkommnisse, die sehr nahe zum Grundgebirge liegen, stammt grösstenteils aus dem Budaer Mergel, dann aber auch aus den übrigen karbonatreichen Gesteinen des Grundgebirges (Dolomit, Kalksteine etc.) Einige Mineralgemengteile verdienen besondere Beachtung: *Disthen, Staurolith, Mikroklin* etc. Besonders die zwei ersteren Minerale sind auf die kristallinen Schiefer beschränkt, namentlich kommen sie überwiegend in den Glimmerschiefern vor. Diese Gesteine fehlen bekanntlich im heutigen Budaer Gebirge.

Im nordwestlichen Teile des Budaer Gebirges findet man den Hárshegyer (Lindenberger-) Sandstein, als die erste Ablagerung entlang der Küstenlinie des langsam transgredierenden mitteloligozänen Meeres. Dieser konglomeratische Sandstein besteht aus Geröllen, die aus einem kristallinischen Gebirge stammen.

Zur Erklärung der Herkunft des Hárshegyer Sandsteins habe ich vor zwei Jahren die folgende Annahme entwickelt:[1] Dieser grobe Sandstein tritt nur im westlichen Teil des Budaer Gebirges auf. Die groben Teile des Sandsteins können daher nicht von Osten herstammen, sondern aus irgend einem kristallinischen Gebirge, welches westlich vom heutigen Budaer Gebirge emporragte. Dieses Gebirge dürfte wahrscheinlich an der Stelle des heutigen, mit neogenen Schichten ausgefüllten Beckens von Zsámbék existiert haben.

In diesem Gebirge waren nicht nur die mittel- und obertriassischen Ablagerungen an der Oberfläche, — wie im heutigen Budaer Gebirge, — sondern auch die tiefer liegenden Gesteine und zwar an der östlichen oder an der südöstlichen Seite. Die Schichten dieses Gebirges fielen im grossen und ganzen isoklinal im allgemeinen nach W, oder NW ein (wie im transdanubischen Mittelgebirge) und im östlichen, steilen Teil des Gebirges, wo die Schichtenköpfe zutage traten, waren unter den triassischen Ablagerungen auch die Massen der mehr oder weniger umkristallisierten Gesteine des Grundgebirges an der Oberfläche. In den untersten Teilen dieser steilen östlichen Abhänge waren wahrscheinlich auch die kristallinen Schiefer und eventuell auch Granite aufgeschlossen.

Diese Gesteine sind heute teilweise im Bakony und im Gebirge von Velence an der Oberfläche. Auf Grund zahlreicher Einschlüsse der An-

[1] VENDL, A.: Die Ausbildung des Budaer Gebirges (ungarisch). Mitteilungen der math.-naturw. Klasse der St.-Stefan-Akademie, 2. Band, Nr. 3, Budapest, 1928.

desite im Gebiet entlang der Donau nordwestlich von Budapest müssen ähnliche Gesteine auch unterhalb dieser Andesitgebiete angenommen werden.

Nur auf diese Weise lässt sich das Vorkommen dieses konglomeratischen Sandsteins auf der westlichen Seite des Gebirgszuges von Budaörs—Buda—Pilis erklären. An der ziemlich steil emporragenden Seite dieses einstigen Gebirges, wo die Schichtköpfe heraustraten, wurde die Küstenlinie durch grobe Quarzgerölle und Sande bedeckt. An der westlichen, resp. nordwestlichen, sanft abfallenden Lehne dagegen sind die zur Ablagerung gelangten Materiale infolge der Abtragung von dolomitischen, kalkigen und mergeligen Gesteinen entstanden. Mit dieser Auffassung steht in vollem Einklang, dass der Hárshegyer Sandstein weder im Gerecse-, noch im Vértes-Gebirge vorkommt. Statt dessen kommen hier sandige Tone vor.

Wenn man diese Annahme berücksichtigt, so kann man die Herkunft der Minerale des Kisceller Tons ohne Schwierigkeit erklären. Die für die kristallinischen Gesteine des Grundgebirges charakteristischen Minerale dürften entweder direkt aus den noch an der Oberfläche liegenden kristallinischen Gesteinen, oder aus den Strandbildungen an der Küste desselben Gebirges herstammen. Dadurch lässt sich auch die Anwesenheit von Tonschieferbruchstücken leicht erklären.

Wie aus den vorigen Daten hervorgeht, enthalten die nicht verwitterten Kisceller Tone immer ziemlich bedeutende Mengen von *Pyrit*. Wenn die Herkunft des Pyrits erörtert werden soll, muss zuerst gefragt werden, ob er nicht etwa sekundär entstanden ist und infolgedessen bei der Bildung des Tons keine Rolle spielte. Man könnte zuerst auf eine epigenetische Bildung durch die Tätigkeit der einstigen Thermen denken. An mehreren Stellen des Budaer Gebirges sind Pyritvorkommnisse bekannt, welche durch die Wirkung der Thermen entstanden sind. Ich erwähne hier bloss diejenigen Pyrite, die bei der Fundierung des Budaer Brückenkopfes der Franz-Josephs-Brücke gefunden wurden. Die allgemeine Verbreitung des Pyrits als Folge der Thermentätigkeit wurde zuletzt von Prof. F. SCHAFARZIK[1] betont.

Man muss jedoch beachten, dass die Pyritkörnchen ziemlich gleichmässig verteilt vorkommen. Die Foraminiferenschalen sind mehr oder minder mit Pyrit ausgefüllt. Ein Zusammenhang mit irgendwelchen pyritführenden Klüften ist nirgends zu sehen. Wenn der Pyrit eine Bildung der Thermen wäre, so hätte man denselben in erster Linie in den Klüften des Kisceller

[1] SCHAFARZIK, F.: Rückblicke auf die Entwicklungsgeschichte der Budapester Thermen. Zeitschr. für Hydrologie I, 1921, p. 57—61, Budapest, 1928.

Tons und an gewisse Stellen gebunden, nachweisen können. Alle diese Tatsachen sprechen für eine syngenetische Bildung der Pyritkörner. Besonders der gute Erhaltungszustand der Foraminiferenschalen, welche Pyrit führen, zeigt beweisend, dass das Wasser, in welchem die Tiere zum Absatz gelangten, die zur Bildung des Pyrits notwendigen Verbindungen unbedingt enthalten musste.

Pyrit kann in den Sedimenten auf verschiedene Weise entstehen. Mehrere Autoren nehmen an, dass der Pyrit aus gelöstem Eisensulfat, durch die direkte reduzierende Wirkung von organischen Substanzen entsteht. Diese[1] Auffassung wurde jedoch bis jetzt durch Experimente nicht bestätigt. Andere Forscher haben durch Versuche festgestellt, dass organische Substanzen nicht im Stande sind, Eisensulfatlösungen zu Pyrit oder Eisenbisulfid zu reduzieren.[2]

Nach einer zweiten Auffassung geht die Reduktion durch die Wirkung von Bakterien vor sich, welche den gelösten Sulfaten Oxygen entziehen und dadurch die unmittelbare Ausscheidung des Sulfids bedingen.[3] Mehrere Bakterien sind beschrieben worden, bei der Einwirkung derselben entsteht aber meistens Hydrogensulfid und es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, dass die Ausscheidung des Sulfids durch die Einwirkung dieses Gases verursacht wird.[4]

Eine andere Auffassung erklärt die Bildung des Pyrits durch direkte Einwirkung von $H_2S$ auf in Wasser gelöstes Eisensulfat oder Eisenhydrokarbonat.

Hydrogensulfid kann sich im Meereswasser durch Zersetzung von Proteinen oder durch Einwirkung von gewissen Bakterien in der Anwesenheit

[1] Lacroix, A.: Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent. Nouvelles Archives du Museum, IX, 1897, p. 201—296.

[2] Allen, E. T. — Crenshaw, I. L. — Johson, I.: The mineral sulfides of iron, with cristallographic study by Esper S. Larsen. Amer. Journ. of sciences, 4th ser., vol. XIII, p. 171—173.

[3] Harder, E. C.: Iron depositing Bacteria and their geologic relations. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 113, 1919, pag. 30.

[4] Beyrinck, W. M.: Über Spirillum desulfuricus als Ursache von Schwefel-Reduktion. Centralbl. für Bakteriologie, Ser. II, Vol. I, 1894, p. 1—9, 104—114.

Newhouse, W. H.: Some forms of iron-sulphide occuring in coal and other sedimentary rocks. Journ. of Geology, XXXV, 1927, p. 80.

Siebenthal, C. E.: Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin Region, Missouri, Kansas and Oklahama, U. S. Geol. Surv. Bulletin, 606, 1915, p. 63.

Hayes, A. O.: Wabana iron ore of Newfoundland. Canada Dept. of Mines, Geol. Surv. Memoir 76, 66, Geol. Ser. 1915, p. 90.

Mathias, H. E.: Singenetic origin of pyrite concretions in the pennsilvanian shales of North-Central Missouri. Journ. of Geol. XXXVI, 1928, p. 440—349.

von organischen Substanzen auf frei gewordenen Schwefel, oder durch die Wirkung von sulfatreduzierenden Bakterien auf gelöste Sulfate unter Luftabschluss bilden.

Hydrogensulfid hat sich wahrscheinlich während der Ablagerung des Kisceller Tons reichlich gebildet, weil organisches Material (Foraminiferen, Mollusken, Fische, Pflanzenteile, Treibholz) im mitteloligozänen Meer am Fusse des Budaer Gebirges in ziemlich grosser Menge vorhanden war. Dadurch war auch die Möglichkeit zur Bildung des Pyrits aus dem Eisensulfat oder vielleicht noch eher aus dem Eisenhydrokarbonat des Meeres gegeben. Die zur Bildung des Pyrits notwendigen kleinen Mengen von Eisenverbindungen, besonders das Eisenhydrokarbonat dürften in erster Linie aus dem Eisenkarbonatgehalt der Dolomite stammen.

Der *Pyrit* war vermutlich nicht von vornherein von kristalliner Beschaffenheit, sondern es dürfte sich zuerst Eisenbisulfidgel gebildet haben. Das Gel hat sich diagenetisch über den *Melnikowit* umkristallisiert und in Pyrit verwandelt. An diese ursprünglichen Gelformen erinnern die kugeligen, manchmal nierenförmigen oder traubigen Gestalten mancher Pyritkörner, die aber heute aus kleinen Kriställchen bestehen.

Es ist auffallend, dass die dem Kisceller Ton eingelagerten Sande und Sandsteine genau soviel Pyrit führen, wie die tonigen Schichten. Die gleichzeitige Anwesenheit von Glaukonit und Pyrit im Kisceller Ton sei auch hier hervorgehoben. In dieser Beziehung zeigt der Kisceller Ton gewisse Ähnlichkeiten mit den hemipelagischen Blauschlicken.

Aus den petrographischen Untersuchungen gibt sich auch das Wesen der Verwitterung des Kisceller Tons, d. h. die Bildung des gelben Tons zu erkennen. Die Verwitterung besteht im wesentlichen in der Bildung von Limonit aus Pyrit und aus einigen eisenführenden Silikaten.

Im blauen Ton findet man immer ziemlich viel Pyrit; in gelben Gesteinen herrscht der Limonit vor und der Pyrit fehlt manchmal fast vollständig oder gänzlich. Infolge der Oxydation wurden die minder widerstandsfähigen Silikate, — besonders der Biotit, Chlorit, Plagioklas, Glaukonit — durch die entstandene Schwefelsäure mehr oder minder angegriffen: die Biotite fielen der Baueritisierung zum Opfer und auch die Chlorite und Glaukonite sind sehr stark zersetzt worden, meistens unter Limonitbildung. Wahrscheinlich sind auch manche Amphibole einer Zersetzung anheimgefallen. Auch ein Teil der Karbonate wird zersetzt. Daneben haben sich Sulfate gebildet: besonders Gips, Natriumsulfat, Magnesiumsulfat und

etwas Kaliumsulfat. Das erstere Mineral bildet Kristalle im Ton, die drei letzteren Sulfate wurden in der Feuchtigkeit des Tons gelöst. Bei stärkerer Austrocknung blühen sie an der Oberfläche aus. Die Ausblühungen können in den Tongruben oft beobachtet werden.

Übrigens scheint die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Kisceller Tone ziemlich übereinstimmend zu sein.

Die Feldspate, welche im Ton immer vorhanden sind, können nicht aus den, im Ton stellenweise sehr spärlich und in sehr geringer Mächtigkeit eingelagerten Andesittuffen herstammen. Denn die Feldspate dieser Tuffe sind vollständig zersetzt, während die im Ton beobachteten Feldspate im allgemeinen auffallend frisch erhalten sind; die Plagioklase im Ton gehören überwiegend einer ziemlich saueren Serie an.

## IV. Die chemische Zusammensetzung des Kisceller Tons.

Über die chemische Zusammensetzung der Kisceller Tone sind eigentümlicher Weise in der Literatur nur wenige Angaben zu finden. In den Archiven der verschiedenen Ziegeleien dürften wahrscheinlich technische Analysen aufbewahrt sein. Aber wissenschaftliche Untersuchungen fehlen fast gänzlich.

Eine nahezu vollständige Analyse wurde durch E. László ausgeführt.[1] Der analysierte Ton stammte aus der einstigen Tongrube am westlichen Fusse des Rókus-Berges. Die Resultate der Analyse waren folgende:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Glühverlust | 12.99 % | | |
| $SiO_2$ | 46.84 „ | | |
| $Al_2O_3$ | 36.22 „ | | |
| $Fe_2O_3$ | 2.44 „ | Sand | 3.15 % |
| CaO | 1.40 „ | | |
| $K_2O$ | 0.32 „ | | |
| Summe: | 100.21 % | | |

Zur Analyse wurde der Ton bei 105° getrocknet. Die Feuchtigkeit desselben, — vor der Trocknung bei 105° — betrug 2.04 %.

S. Fischer[2] hat den Gehalt an Magnesia und Natron bestimmt. Der untersuchte Ton wurde aus einem Brunnen der Bitterwasser-Établissements der Firma Saxlehner entnommen, also aus dem südlichen Teil

[1] Kalecsinszky, S.: Die untersuchten Tone der Länder der Ungarischen Krone, p. 61, Budapest, 1906. Publikationen der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt.

[2] Hofmann, K. — Lóczy, L.: Über die Entstehung der Budaer Bitterwasserquellen. Földtani Közlöny, XXXIV, 1904, p. 347—365.

des Gebietes. Die Analyse ergab 1.59 % MgO und 0.51 % $Na_2O$. Der Ton wurde vor der Analyse mit Wasser ausgelaugt.

V. PILLITZ untersuchte eine Probe des Kisceller Tons aus dem südlichen Gebiet. Er hat folgende Werte gefunden: 3.46 % $K_2O$, 2.27 % $Na_2O$ und 2.17 % MgO. (Siehe: HOFMANN—LÓCZY, l. c.).

Die hier mitgeteilten neuen chemischen Analysen wurden durch Herrn T. TAKÁCS ausgeführt, im allgemeinen nach den von WASHINGTON angegebenen Methoden. Die Tonprobe wurde bei Zimmertemperatur getrocknet und ohne vorherige Auslaugung der im Wasser löslichen Sulfate analysiert. Titan und Mangan sind kolorimetrisch bestimmt worden. Die Bestimmung des Gesamtschwefels erfolgte in einem Aufschluss mit Natriumkarbonat und etwas Natriumnitrat. Der Gehalt an Schwefelsäure wurde im wässerigen Auszug bestimmt, da die Sulfate vorwiegend als Natriumsulfat, Magnesiumsulfat, Gips und in minimaler Menge als Kaliumsulfat im Ton vorhanden sind, welche mit Wasser sehr leicht ausgelaugt wurden. Auch der Gips löst sich leicht in genügender Wassermenge.

Die Analysen ergaben die folgenden Resulate:

*I. Blauer Ton aus 8 m Tiefe, Örsöd.*

| | | Die entsprechenden Parameterwerte: | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | nach OSANN: | | nach NIGGLI: | |
| $SiO_2$ | 49.95 % | s | = 64.79 | si | = 181.9 |
| $TiO_2$ | 0.78 | A | = 3.17 | al | = 27.27 |
| $Al_2O_3$ | 12.73 | C | = 6.43 | fm | = 28.72 |
| $Fe_2O_3$ | 3.45 | F | = 16.01 | c | = 35.01 |
| FeO | 0.89 | T | = — | alk | = 9.00 |
| MnO | 0.08 | M | = 5.21 | k | = 0.48 |
| CaO | 8.97 | Reihe | = $\gamma$ | mg | = 0.57 |
| MgO | 2.99 | k | = 1.35 | qz | = 45.90 |
| $Na_2O$ | 1.33 | a | = 3.71 | p | = 0.28 |
| $K_2O$ | 1.85 | c | = 7.53 | ti | = 2.12 |
| $H_2O+$ | 6.10 | f | = 18.76 | $co_2$ | = 38.24 |
| $H_2O-$ | 1.88 | | | $so_3$ | = 1.77 |
| $P_2O_5$ | 0.19 | | | s | = 1.09 |
| $CO_2$ | 7.70 | | | c/fm | = 1.22 |
| $SO_3$ | 0.65 | | | Schnitt | = VI |
| S | 0.16 | | | | |
| Summe | = 99.70 % | | | | |

ki = 6·67 ; ba = 1·61 [1]

[1] HARRASSOWITZ H.: Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geologische Rundschau, XVII a, STEINMANN-Festschrift, 1926, p. 129.

*II. Gelber Ton aus 2 m Tiefe, Örsöd.*

| | | Die entsprechenden Parameterwerte: | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 43.38% | nach Osann: | | nach Niggli: | |
| $TiO_2$ | 0.60 | s | = 57.41 | si | = 133.4 |
| $Al_2O_3$ | 13.41 | A | = 2.94 | al | = 24.27 |
| $Fe_2O_3$ | 4.46 | C | = 7.40 | fm | = 26.22 |
| FeO | 0.22 | F | = 21.91 | c | = 42.61 |
| MnO | 0.07 | T | = — | alk | = 6.90 |
| CaO | 12.93 | n | = 5.58 | k | = 0.44 |
| MgO | 3.29 | Reihe | = $\beta$ | mg | = 0.58 |
| $Na_2O$ | 1.29 | k | = 1.06 | qz | = 5.80 |
| $K_2O$ | 1.56 | a | = 2.74 | p | = 0.15 |
| $H_2O+$ | 6.04 | c | = 6.88 | ti | = 1.38 |
| $H_2O-$ | 2.05 | f | = 20.38 | $co_2$ | = 43.16 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | | | $so_3$ | = 1.94 |
| $CO_2$ | 10.29 | | | s | = 0.52 |
| $SO_3$ | 0.84 | | | c/fm | = 1.63 |
| S | 0.09 | | | Schnitt | = VII |
| Summe | = 100.64% | | | | |

ki = 5·50; ba = 2·04.

*III. Blauer Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.*

| | | Die entsprechenden Parameterwerte: | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37.14% | nach Osann: | | nach Niggli: | |
| $TiO_2$ | 0.53 | s | = 50.71 | si | = 101.8 |
| $Al_2O_3$ | 13.23 | A | = 2.62 | al | = 21.34 |
| $Fe_2O_3$ | 3.61 | C | = 7.89 | fm | = 21.83 |
| FeO | 1.13 | F | = 28.27 | c | = 51.55 |
| MnO | 0.15 | T | = — | alk | = 5.28 |
| CaO | 17.55 | n | = 3.21 | k | = 0.68 |
| MgO | 2.79 | Reihe | = $\delta$ | mg | = 0.53 |
| $Na_2O$ | 0.64 | k | = 0.85 | qz | = −19.32 |
| $K_2O$ | 2.06 | a | = 2.03 | p | = 0.10 |
| $H_2O+$ | 5.43 | c | = 6,10 | ti | = 1.09 |
| $H_2O-$ | 0.65 | f | = 21.87 | $co_2$ | = 52.90 |
| $P_2O_5$ | 0.08 | | | $so_3$ | = 0.26 |
| $CO_2$ | 14.15 | | | s | = 2.20 |
| $SO_3$ | 0.13 | | | c/fm | = 2.36 |
| S | 0.43 | | | Schnitt | = VIII |
| Summe | = 99.70% | | | | |

k = 4·77; ba = 2·67.

*IV. Gelber Ton, Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg.*

| | | Die entsprechenden Parameterwerte: | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 42.41% | nach OSANN: | | nach NIGGLI: | |
| $TiO_2$ | 0.50 | s | = 55.74 | si | = 124.9 |
| $Al_2O_3$ | 15.17 | A | = 2.59 | al | = 26.27 |
| $Fe_2O_3$ | 5.23 | C | = 9.04 | fm | = 23.92 |
| FeO | 0.54 | F | = 21.00 | c | = 43.95 |
| MnO | 0.14 | T | = — | alk | = 5.86 |
| CaO | 13.93 | n | = 2.86 | k | = 0.71 |
| MgO | 2.42 | Reihe | = *δ* | mg | = 0.45 |
| $Na_2O$ | 0.59 | k | = 1.02 | qz | = 1.46 |
| $K_2O$ | 2.23 | a | = 2.38 | p | = 0.07 |
| $H_2O+$ | 6.75 | c | = 8.31 | ti | = 1.10 |
| $H_2O-$ | 0.63 | f | = 19.31 | $co_2$ | = 35.97 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | | | $so_3$ | = 0.42 |
| $CO_2$ | 8.96 | | | s | = 0.99 |
| $SO_3$ | 0.19 | | | c/fm | = 1.84 |
| S | 0.18 | | | Schnitt | = VII |
| Summe | = 99.93% | | | | |

ki = 4·75 ; ba = 1·90.

*V. Blauer Ton, Bohn'sche Tongrube.*

| | | Die entsprechenden Parameterwerte: | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53.22% | nach OSANN: | | nach NIGGLI: | |
| $TiO_2$ | 0.77 | s | = 68.70 | si | = 217.2 |
| $Al_2O_3$ | 19.64 | A | = 2.95 | al | = 47.13 |
| $Fe_2O_3$ | 3.03 | C | = 11.81 | fm | = 36.51 |
| FeO | 3.13 | F | = 1.78 | c | = 6.91 |
| MnO | 0.08 | T | = 9.65 | alk | = 9.45 |
| CaO | 1.58 | n | = 3.39 | k | = 0.66 |
| MgO | 2.67 | Reihe | = *δ* | mg | = 0.45 |
| $Na_2O$ | 0.81 | k | = 1.59 | qz | = 79.40 |
| $K_2O$ | 2.40 | a | = 5.35 | p | = 0.22 |
| $H_2O+$ | 7.17 | c | = 21.42 | ti | = 2.35 |
| $H_2O-$ | 1.48 | f | = 3.23 | $co_2$ | = 9.13 |
| $P_2O_5$ | 0.13 | | | $so_3$ | = 1.49 |
| $CO_2$ | 1.64 | | | s | = 10.11 |
| $SO_3$ | 0.49 | | | c/fm | = 0.19 |
| S | 1.32 | | | Schnitt | = II |
| Summe | = 99.56% | | | | |

ki = 4·61 ; ba = 0.35.

Betrachten wir diese Analysenresultate, so erkennen wir, dass wir es in der Tat mit sehr sandigen Tonen zu tun haben. Namentlich der Gehalt an $Al_2O_3$ ist gering und infolgedessen ist auch der Koeffizient *ki* verhältnismässig niedrig; die Werte desselben schwanken zwischen 4.61 und 6.67. An einzelnen Stellen kann aber der Kisceller Ton mehr Aluminium führen, wie die durch E. LÁSZLÓ ausgeführte Analyse zeigt.

Die Menge der Alkalien ist ziemlich gross, sie schwankt zwischen 2.70 und 3.21 Gew. %. Dementsprechend sind die Werte *A* und *a* nach OSANN und *alk* nach NIGGLI ziemlich gross. Und zwar ist der Gehalt an Kali meistens auch molekular grösser, als der des Natrons. Dieses Verhältnis kommt in den Koeffizienten *k* nach OSANN und NIGGLI am besten zum Ausdruck. Die *k*-Werte nach OSANN schwanken zwischen 0.85 und 1.59 und nach NIGGLI zwischen 0.44 und 0.71.

Dieser ziemlich hohe Gehalt an Kali steckt grösstenteils in den Glimmerschüppchen. Reine Aluminiumhydrosilikate dürften wahrscheinlich nur in geringerer Menge vorhanden sein.

Der Gehalt an Kalzium bewegt sich zwischen weiten Grenzen: in Gew. Prozenten zwischen 1.58 und 17.55% CaO. Wie die mikroskopischen Untersuchungen deutlich zeigten, steckt der grösste Teil des Kalkes in den Karbonaten. Die beträchtlichen Unterschiede im Ca-Gehalt sind sowohl durch die mikroskopischen, als auch die chemischen Untersuchungen bestätigt worden. Wir haben gesehen, dass der Ton aus der BOHN'schen Tongrube ziemlich wenig Kalzit enthielt, während in den übrigen dieses Mineral in ziemlich grossen Mengen vorhanden war. Jene Tone enthalten sehr viel Kalzium, welche dicht am Fusse des aus Karbonaten aufgebauten Grundgebirges liegen: der Ton am Fuss des Gellért-Berges enthält 17.55% CaO, dagegen jener aus der Tongrube der BOHN'schen Ziegelfabrik nur 1.58%. Diese letzte Tongrube liegt nämlich in einer Entfernung von etwa 0.75 km vom Grundgebirge. Diese Daten bestätigen die Richtigkeit der von Professor SCHAFARZIK gemachten Beobachtungen.

Die Menge des Titandioxyds ist mässig. Der Titan kommt vorwiegend in den Rutilkörnern und in den Rutileinschlüssen vor.

Während die Menge des Gesamteisens in den einzelnen Tonen keine grossen Schwankungen zeigt, sind die Unterschiede zwischen den Mengen der beiden Eisenoxyde in den blauen und gelben Tonen desselben Fundortes sehr auffallend. Zur besseren Übersicht habe ich das molekulare Verhältnis von $\frac{FeO}{Fe_2O_3} = e$ berechnet und im folgenden nebeneinander gestellt:

| Herkunft und Bezeichnung des Tons | $e$ |
|---|---|
| I. Örsöd, blauer Ton | 0.57 |
| II. Örsöd, gelber Ton | 0.11 |
| III. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) blauer Ton | 0.69 |
| IV. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) gelber Ton | 0.23 |
| V. Bohn'sche Tongrube, blauer Ton | 2.30 |

Das Verhältnis $e$ hat in den gelben Tonen immer sehr kleine Werte, den ziemlich hohen entsprechenden Zahlen der blauen Tone gegenüber. Oder mit anderen Worten: in den gelben Tonen wurde der grösste Teil der im blauen Ton ursprünglich als Ferroeisen vorhandenen Eisenmenge in Ferrieisen übergeführt.

Wird das Verhältnis $\frac{\%\,FeO}{\%\,Fe_2O_3}$ berechnet, so erhält man die folgenden Zahlen:

| Herkunft und Bezeichnung des Tons | $\frac{\%\,FeO}{\%\,Fe_2O_3}$ |
|---|---|
| I. Örsöd, blauer Ton | 0.258 |
| II. Örsöd, gelber Ton | 0.049 |
| III. Becken des Wellenbades, blauer Ton | 0.313 |
| IV. Becken des Wellenbades, gelber Ton | 0.103 |
| V. Bohn'sche Tongrube | 1.033 |

Diese Zahlen stimmen mit den von Mac Carthy[1] angegebenen Werten sehr gut überein. Namentlich fallen die Zahlen für II, IV und V genau in die entsprechenden Rubriken der Tabelle von Mac Carthy. Die Werte von I und III kommen in demjenigen Abschnitt der Tabelle vor, wo neben den gelben und roten Farben spärlich auch bläulich graue, grüne und blaue Farbentöne auftreten.

Sehr charakteristische Unterschiede zeigen sich auch in den Mengen von S und $SO_3$. Im gelben Ton findet man stets mehr $SO_3$ und weniger Sulfid, als in dem entsprechenden blauen Ton. Wenn man das einfache Verhältnis von $\frac{S}{SO_3} = o$ bildet, so bekommt man für diese Zahlenwerte aus den Analysenzahlen der blauen Tone immer grössere Werte, wie aus den Daten der entsprechenden gelben Tone. Während die Zahlenwerte von $e$ die Oxydationsstufen des Gesamteisens zum Ausdruck bringen, geben die Werte von $o$ ein Bild von der Oxydationsstufe des Schwefels, beziehungsweise des Pyrits. Die Werte von $o$ sind die folgenden:

[1] Mac Carthy, G. R.: Colors produced by iron in minerals and the sediments. Amer. Journ. of sci., Fifth serie, XII. volume, 1926, p. 17—36.

| Herkunft und Bezeichnung des Tons | o |
|---|---|
| I. Örsöd, blauer Ton . . . . . | 0.62 |
| II. Örsöd, gelber Ton . . . . . | 0.27 |
| III. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) blauer Ton | 8.37 |
| IV. Becken des Wellenbades (Gellért-Berg) gelber Ton | 2.23 |
| V. Bohn'sche Tongrube, blauer Ton . . . . . | 6.77 |

Aus diesen Werten geht klar hervor, dass in den gelben Tonen der Pyrit grösstenteils oxydiert wurde, was mit den mikroskopischen Beobachtungen in voller Übereinstimmung steht.

Die chemischen Veränderungen während der Umgestaltung des blauen Tons in gelben Ton, also die ersten Stufen der Verwitterung des blauen Tons bestehen hauptsächlich in einer Oxydation.

Diese Ergebnisse sind durch die mikroskopischen Untersuchungen noch weiter ergänzt worden, indem auch eine Einwirkung der gebildeten Schwefelsäure auf manche Silikate und auf die Karbonate festgestellt wurde.

Eine Entführung der dabei gebildeten, in Wasser löslichen Verbindungen geht nicht vor sich. Sie werden zwar im Wasser des Tons gelöst, aber sie bleiben im Ton. Dementsprechend sind die Niggli'schen Werte von *k* und *mg* der blauen und der entsprechenden gelben Tone fast genau dieselben. Wird aber der Ton der Einwirkung eines Grundwasserstromes oder fliessenden Wassers ausgesetzt, dann wird natürlich ein Teil der löslichen Salze aus den obersten Teilen ausgelaugt.

Die Resultate der chemischen Analysen stimmen daher mit den mikroskopischen Beobachtungen vollkommen überein.

* * *

Die Untersuchungen sind mit Unterstützung der Széchenyi Wissenschaftlichen Gesellschaft ausgeführt worden.

# TAFELERKLÄRUNG.

1. *Kalzitbindemittel im Sandstein mit federartig ausgebildeter faseriger Textur.* Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

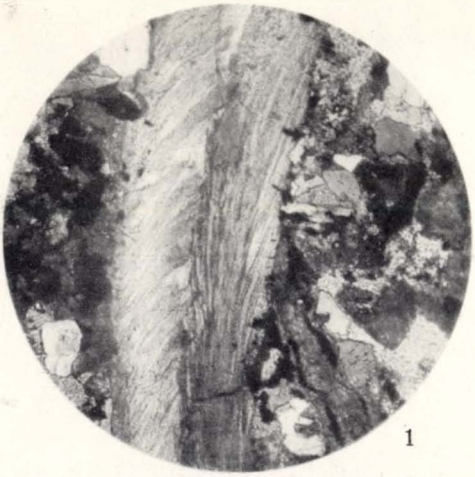
2. *Baryt als Bindemittel im Sandstein.* Man kann die Spaltrisse des Baryts gut beobachten. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

3. *Kalzitbindemittel im Sandstein.* Fast in der Mitte des Bildes sieht man einen xenomorphen Kalzit durch Limonit in drei Teile gegliedert. Der zentrale Teil ist durch einen faserigen Kalzitsaum umgeben, Die Faserachsen stehen senkrecht zur Oberfläche des inneren Kalzitkorns, welches von dieser faserigen Umsäumung durch eine schmale Zone von Limonit getrennt wird. In der faserigen Kalzitumsäumung sieht man längliche Limonitkörnchen, deren Längsrichtungen parallel zu den Faserachsen verlaufen. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades beim Gellért-Berg. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

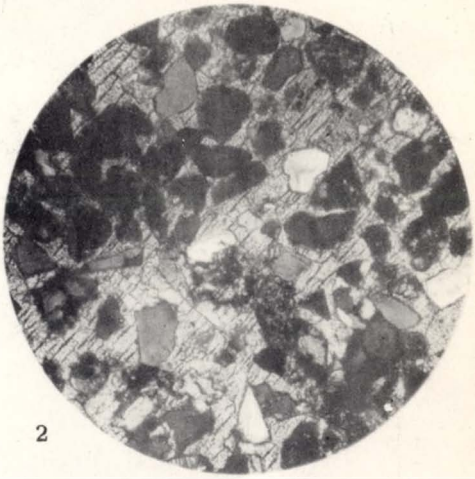
4. *Kalzitbindemittel im Sandstein.* In der Mitte des Bildes sitzt ein kugeliger Kalzit, umgeben von radial angeordneten Kalzitfasern. Zwischen dem Kern und dem radialfaserigen Kalzit sieht man rechts Limonitkörnchen. Die Kalzitfasern sind durch dünne Limonitfasern von einander getrennt. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

5. *Kalzitbindemittel als Ausfüllung einer schmalen Spalte.* Beinahe in der Mitte des Bildes sehen wir NW—SO verlaufend faserigen Kalzit, welcher die in der Mitte des Spaltes liegenden schwarzen Limonitkörnchen umsäumt. Die Kalzitfasern stehen senkrecht zur Mittelebene des Spaltes. Zwischen den Kalzitfasern sind auch Limonitfasern vorhanden. Gelber Sandstein aus dem Becken des Wellenbades. Lineare Vergrösserung = 1 : 43.

6. *Tonschiefer,* besteht vorwiegend aus Quarz, Muskovit (Serizit) und Chlorit. Die grossen schwarzen Flecke sind Pyrite. Aus der Tongrube «Ujlaki» an der Bécsi út (Wiener Strasse). Lineare Vergrösserung = 1 : 43.



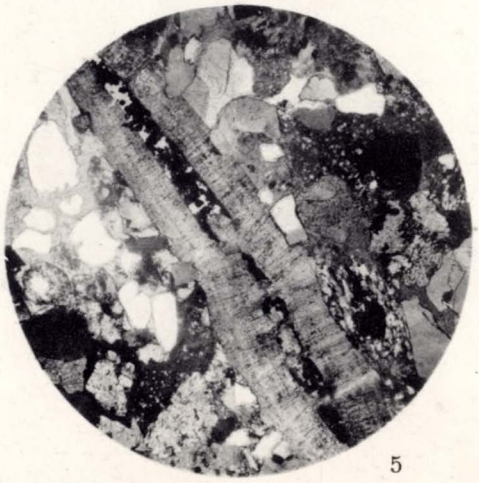
1



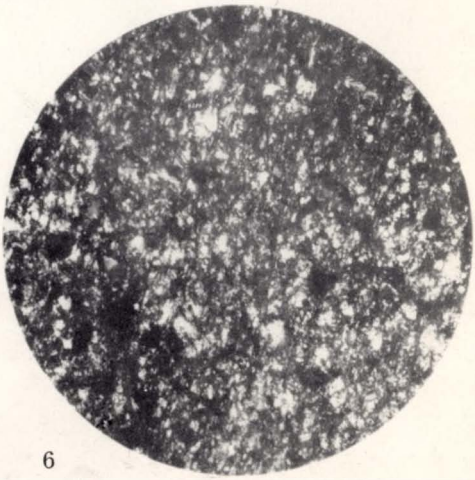
2

3

4



5



6

VENDL, A.: Der Kiscelle Ton.
A kiscelli agyag.