

POLSKA AKADEMIA NAUK
KOMITET GEOLOGICZNY

ARCHIWUM MINERALOGICZNE

TOM XVIII
ZESZYT 1
1 9 5 4



WARSZAWA — 1954
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
K O M I T E T G E O L O G I C Z N Y

ARCHIWUM
MINERALOGICZNE

T O M X V I I I
Z E S Z Y T 1

W A R S Z A W A — 1 9 5 4
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

CORRIGENDA

Str. 11, wiersz 4 od dołu:

zamiast

ark. druk. 116 + 13 tabl.

powinno być

ark. druk. 12 + 13 tabl.

Str. 25, wiersz 5 od góry:

zamiast

$R_2O \cdot (4 RO, R_2O_3) \cdot 10 SiO_2 \cdot n H_2O$

powinno być

$R_2O \cdot 4(RO, R_2O_3) \cdot 10 SiO_2 \cdot n H_2O$

Str. 74, wiersz 10 od góry:

zamiast

$(K_{0,67} Na_{0,08} Ca_{0,04}) (Fe_{1,05}^{III} Mg_{0,41} Al_{0,40} Fe_{0,17}^{II}) [(OH)_2 Si_{3,66} Al_{0,34} O_{10}] \cdot H_2O$

powinno być

$(K_{0,67} Na_{0,08} Ca_{0,04}) (Fe_{1,05}^{III} Mg_{0,41} Al_{0,40} Fe_{0,17}^{II}) [(OH)_2 Si_{3,66} Al_{0,34} O_{10}] \cdot n H_2O$

Redaktor honorowy (Rédacteur honoraire):
prof. dr St. J. Thugutt
Redaktor naczelny (Rédacteur-en-chef):
prof. dr Kazimierz Smulikowski
Sekretarz naukowy (Secrétaire de la Rédaction):
mgr Zygmunt Walenczak

KOLEGIUM REDAKCYJNE — COMITÉ DE RÉDACTION CONSULTATIF

Prof. dr Andrzej Bolewski Prof. dr Antoni Gaweł
Prof. dr Ludwik Chrobak Prof. dr Marian Kamiński
Prof. dr Antoni Polański

Adres Redakcji (Adresse de la Rédaction):
Uniwersytet, Katedra Petrografii
Warszawa, ul. Pasteura 1

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — WARSZAWA 1954

Nakład 790 egzemplarzy

Arkuszy wyd. 17,5—ark. druk. 116+13 tabl.—papier druk. sat. III kl. 80 g
70×100/16. Oddano do składania 9.III-54 — Podpisano do druku 18.XI-54
Druk ukoń. w grudniu 1954 r. — Zam. nr 1436/a—5-B-54220—Cena zł. 39,80

ZAKŁADY GRAFICZNE „DOM SŁOWA POLSKIEGO”, WARSZAWA

SPIS RZECZY — INDEX

	str.
	P.
Od Redakcji	V
От Редакции	VII
Editorial	IX
BLANKA ZIÓŁKOWSKA	
Zależność kąta osi optycznych w kryształach od współczynników załamania	1
О соотношении между величиной угла оптических осей и показателями преломления (Резюме)	16
On the relation between the optic axial angle and the refractive indices (Summary)	17
TADEUSZ PENKALA	
Przejście z rzutu gnomonicznego do rzutu stereograficznego za pomocą ekierki	19
Переход от гномонической проекции к проекции стереографической при помощи угольника (Резюме)	20
Sur la transformation de la projection gnomonique en projection stéréographique à l'aide d'une équerre (Résumé)	20
KAZIMIERZ SMULIKOWSKI	
The problem of glauconite	21
Zagadnienie glaukonitu (Streszczenie)	109
Проблема глауконита (Резюме)	119
STANISŁAW MACIEJEWSKI	
O niebieskim amfibolu Gór Kaczawskich	121
О голубом амфиболе Качавских Гор (Резюме)	128
On a blue amphibole from the Kaczawa Mts. (Summary)	128
JANUSZ ANSILEWSKI	
Keratofiry Gór Kaczawskich	131
Кератофиры Качавских Гор (Резюме)	162
The keratophyres of the Kaczawa Mts. (Summary)	162
MARIA BORKOWSKA	
Osobliwa skała oolitowa z okolic Łukowa na Podlasiu	165
Своеобразная оолитовая порода из окрестности Лукова на Подлясье (Резюме)	173
Peculiar oölitic rock from Łuków in Podlasie (Summary)	174

OD REDAKCJI

„Archiwum Mineralogiczne” założone zostało w roku 1925 jako jedno z ciągłych wydawnictw Towarzystwa Naukowego Warszawskiego. Powstało ono z inicjatywy Profesora St. J. Thugutta i dzięki Jego niezmordowanym staraniom rozwijało się z roku na rok pozyskując stopniowo autorów i współpracowników ze wszystkich ośrodków naukowych Polski. W doświadczonych i starannych dłoniach Profesora Thugutta jako redaktora zyskiwało ono coraz większe uznanie w kraju i poza jego granicami świadcząc przed nauką wszechświatową, że polscy badacze z zakresu nauk mineralogicznych, jakkolwiek nieliczni, przyczyniają się w miarę swych możliwości do pomnożenia ogólnego dorobku naukowego w tej dziedzinie.

Do roku 1938 wyszło 14 roczników „Archiwum Mineralogicznego”. Tom XV w roku 1939 nie zdołał się ukazać z powodu wybuchu wojny; barbarzyńskie działania wojenne hitlerowskich najeźdźców na terenie miasta Warszawy zniszczyły doszczętnie cały gotowy już wówczas nakład tego tomu.

Dopiero po odzyskaniu przez Polskę niepodległości i po wypędzeniu okupanta z całego jej terytorium w r. 1945 „Archiwum Mineralogiczne” mogło odżyć na nowo. I znowu Profesor Thugutt, nie bacząc na wiek swój i ciężkie przeżycia wojenne, zabiera się z zapalem do swej ukochanej pracy redaktorskiej, rekonstruuje zniszczony tom XV i wśród trudnych początkowo warunków powojennych wydaje go drukiem na nowo. W latach następnych wychodzą jeszcze dwa dalsze tomy: XVI (1946) i XVII (1947). Jednakże trud redagowania przekracza już siły jednego człowieka. Profesor Thugutt, zbliżając się do wieku lat czterdziestu i mieszkając w Krakowie, nie może kierować wydawnictwem wychodzącym w Warszawie. Dalsze tomy „Archiwum” już się nie ukazują.

Dopiero powstanie Polskiej Akademii Nauk, naczelnej instytucji koordynującej i organizującej działalność naukową w kraju, stwarza warunki dla ożywienia „Archiwum Mineralogicznego”. Wydawnictwo to, uznane przez tę instytucję za potrzebne, jest wzięte pod jej bezpośrednią opiekę. Wydział III P. A. N. powołuje w r. 1953 nowy Komitet Redakcyjny, do którego Profesor Thugutt wchodzi jako Redaktor honorowy. Rok 1954 staje

się rokiem wznowienia tego pisma w nowym układzie organizacyjnym nauki polskiej i w nowych, korzystniejszych warunkach rozwojowych.

Redakcja „Archiwum Mineralogicznego”, oddając w ręce czytelników pierwszy zeszyt tomu XVIII jako pierwszy numer serii wydawanej pod egidą Komitetu Geologicznego Polskiej Akademii Nauk, pragnie nawiązać do chlubnej tradycji Archiwum dawniejszego, z drugiej jednak strony będzie się starała wprowadzić uzupełnienia potrzebne do większego ożywienia wydawnictwa. Będzie zamieszczać prace oryginalne dowolnych rozmiarów poświęcone *krystalografii, mineralogii, petrografii i geochemii*, drukowane na ogół w całości po polsku, ze streszczeniami w językach kongresowych. Dla prac poświęconych problematyce ogólniejszej wyżej wymienionych dziedzin, bardziej naukę zagraniczną interesujących, przewiduje się możliwość drukowania pracy w całości w jednym z języków kongresowych, ze streszczeniem w języku polskim.

Zeszyt niniejszy zawiera jedynie prace oryginalne; w zeszycie drugim tego tomu zamieszczone będą, obok prac oryginalnych, krótkie notatki naukowe, artykuły referatowo-dyskusyjne oraz bibliografia. Przyczyni się to niewątpliwie do nadania czasopismu piętna aktualności i do silniejszego powiązania nurtu rozwojowego nauki krajowej z nauką zagraniczną.

K. Smulikowski
Redaktor naczelny
„Archiwum Mineralogicznego”

ОТ РЕДАКЦИИ

„Минералогический Архив“ был основан в 1925 году как одно из периодических издательств Варшавского Научного Общества по инициативе профессора Ст. Ю. Тугутта. Благодаря неутомимым стараниям инициатора издательство развивалось с каждым годом приобретая постепенно авторов и сотрудников из всех научных центров Польши. Под опытной и заботливой редакцией профессора Тугутта оно пользовалось все большим признанием в Польше и за ее пределами, свидетельствуя перед мировой наукой, что немногочисленная группа польских исследователей в области минералогических наук вносит свой вклад в общие научные достижения минералогии.

До 1938 года было выпущено 14 томов „Минералогического Архива“. В 1939 г. XV-ый том уже не появился на издательском рынке. Во время военных действий, перенесенных варварскими гитлеровскими агрессорами на территорию города Варшавы, весь готовый в это время тираж XV-го тома был полностью уничтожен.

„Минералогический Архив“ получил возможность вновь возродиться лишь после восстановления независимости Польши и полного изгнания оккупанта из ее пределов. И опять профессор Тугутт, несмотря на свой преклонный возраст и тяжелые военные испытания, принимается с энтузиазмом за излюбленную редакционную работу, реконструирует уничтоженный XV-ый том и, в трудных условиях едва законченной войны, издает его заново. В течении двух следующих лет появляются томы XVI-ый (1946) и XVII-ый (1947). Труд редактирования превышает однако силы одного человека. Дальнейшие томы „Архива“ не появляются.

Основание Польской Академии Наук, имеющей целью координацию и организацию научной деятельности в Польше, создает условия для оживления „Минералогического Архива“. Издательство признается необходимым и попадает под непосредственное покровительство Академии Наук. III-е отделение П.А.Н. образует в 1953 г. новый Редакционный Комитет, в котором профессор Тугутт принимает участие в качестве Почетного Редактора. Нынешний 1954-ый год является годом возобновления издательства в новой организационной системе польской науки и в новых, более благоприятных условиях для его развития.

Передавая в руки читателей первый выпуск XVIII-го тома, изданный под эгидой Геологического Комитета Польской Академии Наук, Редакция „Минералогического Архива“ поставила себе целью не только сохранить ценные традиции „Архива“ прошлых лет, но рядом с тем и оживить его содержание. В издательстве найдут свое место в первую очередь оригинальные труды посвященные вопросам *кристаллографии, минералогии, петрографии и геохимии*, печатанные в принципе на польском языке и содержащие резюме на иностранных языках принятых на международных конгрессах. Для трудов посвященных более общей проблематике выше перечисленных дисциплин, и тем самым интересующих глубже зарубежную науку, предвидится возможность печатания их полностью на одном из конгрессных языков с резюме на польском языке.

Нынешний выпуск содержит исключительно оригинальные труды; во втором выпуске этого тома будут помещены, рядом с оригинальными работами, краткие научные заметки, рефераты и дискуссионные статьи и, наконец, библиография. Редакция надеется, что они будут актуализировать издательство и крепче свяжут пути развития польской науки с наукой за рубежом.

К. Смуликовски
Главный Редактор
„Минералогического Архива“

EDITORIAL

The first issue of the „Mineralogical Archives” appeared in 1925 as one of the serial publications edited by the Warsaw Scientific Society. It was initiated by Prof. St. J. Thugutt and thanks to his indefatigable efforts and care it showed a steady development, gradually acquiring the cooperation of all the scientific centres of Poland. Under Prof. Thugutt's skillful and solicitous editorship this publication gained an ever increasing approval both at home and abroad, thus bearing testimony that Polish investigators from the field of mineralogy, though but few in number, contribute their share to the universal advancement of science.

Fourteen annual issues of the „Mineralogical Archives” were published up to 1938. The outbreak of war in 1939 prevented the XVth volume to appear. The barbarous war activities of the Nazi aggressors in Warsaw completely destroyed the entire edition of this publication, ready for distribution.

The „Archives” could not be revived before Poland regained her independence and the hordes of aggressors had, in 1945, been driven out of all Polish territories. Here again, disregarding his advanced age and the hardships suffered in the course of the war, Prof. Thugutt takes up the editorial work, recompiles the destroyed volume XV, and has it reprinted under difficult post-war conditions. The following years, 1946 and 1947, yield two more subsequent volumes, XVI and XVII. The toils of the editorial work, however, prove too burdensome under the circumstances. The subsequent numbers of the „Archives” do not, therefore, appear.

The establishment of the Polish Academy of Sciences, an institution governing, co-ordinating and organizing the scientific activities in Poland, creates conditions favourable to the revival of the „Mineralogical Archives”. This publication, being deemed necessary by the Academy, is placed under its direct protection. In 1953, a new editorial board is organized, with Professor Thugutt as honorary Editor. The year 1954, facing a new organizational pattern of Polish science and new better conditions for its development, witnesses the actual revival of the „Archives”.

When presenting to the readers part 1 of volume XVIII, published under the auspices of the Geological Committee of the Polish Academy of Sciences, the Editorial Board will make efforts to continue the praiseworthy traditions of the former series. On the other hand, however, endeavours will be made to actualize the publication. Original papers will be published from the field of *crystallography, mineralogy, petrography and geochemistry*, as a rule in the Polish language, but with summaries in Congress languages. Full texts of reports dealing with more general problems of the aforesaid sciences may be published in one of the Congress languages, with summaries in Polish.

The present issue includes original reports only, while the next one will also publish information, reviews and bibliographical notes. This will, undoubtedly, help to give to this publication a more up-to-date character and to strengthen the ties uniting the advancement of the Polish with that of the foreign science.

K. Smulikowski
Head-Editor

BLANKA ZIÓŁKOWSKA
(Zakład Mineralogii Politechniki Warszawskiej)

ZALEŻNOŚĆ KĄTA OSI OPTYCZNYCH W KRYSTALACH OD SPÓŁCZYNNIKÓW ZAŁAMANIA

STRESZCZENIE

Analiza funkcji tangensa kąta osi optycznych wykazała, że dla niskich dwójłomności nie wystarczają trzy albo cztery znaki po przecinku w liczbach, wyrażających współczynniki załamania, jeśli chcemy obliczyć z nich kąt osi optycznych choćby w przybliżeniu. Liczba znaków dziesiętnych konieczna do wyznaczenia kąta V z dokładnością do 1° , $30'$, $15'$, $10'$, $5'$ i $1'$ podana jest w przedostatniej kolumnie tab. IX.

Wstęp

W kryształach dwuosowych zależność między kątem osi optycznych i współczynnikami załamania da się ująć matematycznie w jeden ze wzorów:

$$\sin V_\gamma = \frac{\gamma}{\beta} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}, \quad \text{albo} \quad (1)$$

$$\cos V_\gamma = \frac{\alpha}{\beta} \sqrt{\frac{\gamma^2 - \beta^2}{\gamma^2 - \alpha^2}}, \quad \text{albo} \quad (2)$$

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}} \quad (3)$$

Do obliczeń logarytmicznych stosuje się wzory:

$$\cos V = \frac{\alpha}{\beta} \sqrt{\frac{(\gamma + \beta)(\gamma - \beta)}{(\gamma + \alpha)(\gamma - \alpha)}} \quad (\text{Panebianco}) \quad (4)$$

$$\text{lub } \cos V = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\operatorname{tg} \varphi_1}, \quad \text{przy czym } \cos \varphi = \frac{\beta}{\gamma}, \quad \cos \varphi_1 = \frac{\alpha}{\gamma} \quad (\text{G. Bartalini}) \quad (5)$$

Zdawałoby się więc, i — jak się wydaje — takie było dotychczas ogólne mniemanie, że znając współczynniki załamania badanej substancji można obliczyć wartość kąta osiowego $2V$, zmierzonego poza tym osobno.

Sprawdzając dane z literatury zauważymy, że bardzo często wartości kąta $2V$ uzyskane tymi dwiema drogami różnią się między sobą dość znacznie. Przyczyna tej rozbieżności leży najczęściej nie w niedopatrzaniu autorów, lecz w zbyt małej dokładności podanych współczynników załamania.

Aby ze znanych wartości współczynników załamania można było obliczyć kąt osi optycznych, muszą być one zmierzone i podane z należyłą dokładnością.

Sprawa ta nie została jeszcze, o ile nam wiadomo, ujęta liczbowo, celem więc tej pracy będzie zbadanie, w jakim stopniu zmiany wartości współczynników załamania wpływają na zmianę wielkości kąta osi optycznych wyliczanego ze wzoru na tangens tego kąta, który ze współczynników ma pod tym względem największe znaczenie i jak wpływa na te zależności różna łamliwość (β) i różna dwójłomność.

Ostateczne zestawienie wyników i ew. wykresne ich przedstawienie winno wskazywać dokładność, z jaką musiałyby być podawane współczynniki załamania światła, aby z nich można było z żadaną, dowolną dokładnością obliczyć kąt osi optycznych, np. z dokładnością do 1° , $30'$, $15'$, $10'$, $5'$, $1'$.

Za materiał do obliczeń posłużyły dane z tablic A. Bolewskiego i St. Jaskólskiego¹, pierwszej obszernej polskiej publikacji z tej dziedziny.

Już na pierwszej stronie tych tablic znajdujemy dwa przykłady, wymagające dokładniejszego zbadania, a mianowicie:

	α	β	γ	char. opt.	$2V$	$2V_\gamma$
1. mirabilit	1,394	1,396	1,398	(—)	76°	104°
2. trydymit- γ	1,469	1,471	1,473	(+)		35°

W obu tych przypadkach obie charakterystyczne dwójłomności ($\gamma-\beta$) i ($\beta-\alpha$) są sobie równe. Ze wzoru

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}$$

wynika, że w takim przypadku kąt osi optycznych $2V_\gamma$ jest niewiele większy od 90° , czyli że kryształ jest optycznie ujemny².

W obu omawianych przykładach, przyjmując podane współczynniki α , β , γ za zupełnie dokładne, należałoby się spodziewać wartości kąta osi optycznych $2V_\gamma$ nieco większej od 90° , gdy tymczasem kąt ten dla mirabilitu znacznie przekracza 90° (wynosi 104°), dla trydymitu- γ zaś zupełnie odbiega od spodziewanej wartości, jest stosunkowo bardzo mały (35°), a co za tym idzie, kryształ jest optycznie dodatni.

W przypadku mirabilitu i trydymitu- γ zachodzi więc sprzeczność między wartościami kąta osiowego znalezionymi doświadczalnie a warto-

¹ A. Bolewski i St. Jaskólski. Oznaczanie minerałów, Warszawa 1951, str. 204—255.

² T. J. Wojno, Dwójłomność jako kryterium znaku optycznego kryształów dwuosiowych. Arch. Min. Tow. Nauk. Warsz., tom III, 1927, Warszawa 1928, str. 119—128.

ściami, które uzyskalibyśmy biorąc za podstawę trzy podane współczynniki załamania i obliczając kąt osi optycznych według wyżej wspomnianego wzoru. Przyczyny tej sprzeczności możemy doszukiwać się właśnie w zbyt małej dokładności współczynników załamania.

Już na pierwszy rzut oka jest widoczne, że zaokrąglenie wartości współczynników do trzech miejsc po przecinku, mogące spowodować odrzucenie lub dodanie nawet 0,0005, bardzo znacznie zmienia stosunek dwójłomności; wpływ ten musi być szczególnie wyraźny przy słabej dwójłomności, wynoszącej, jak w przypadku mirabilitu i trydymitu- γ , $\gamma - \alpha = 0,004$.

Zakładając, że błąd przy wyznaczaniu współczynnika załamania wynosi np. $\pm 0,001$ i analizując wpływ tego błędu na wielkość kąta osi optycznych, musimy rozpatrzyć wiele różnych przypadków, uwarunkowanych tym, czy danym błędem jest obciążony jeden ze współczynników, dwa czy wszystkie trzy równocześnie, i czy ten błąd obniża, czy też podwyższa wartość danego współczynnika.

Poniższa tabelka daje liczbę możliwych kombinacji.

α	β	γ	α	β	γ	α	β	γ
o	o	o				o	+	-
+	o	o	-	o	o	o	-	+
o	+	o	o	-	o	+	o	-
o	o	+	o	o	-	-	o	+
o	+	+	o	-	-	+	-	o
+	o	+	-	o	-	-	+	o
+	+	o	-	-	o			
+	+	+	-	-	-			
-	+	+	+	-	-			
+	-	+	-	+	-			
+	+	-	-	-	+			

W tabeli tej o oznacza przyjęcie współczynnika załamania za dokładny, + powiększenie go o 0,001, - zmniejszenie o 0,001.

Może więc być 27 różnych sposobów, w których błąd przy wyznaczaniu współczynników różnie wpływa na wielkość kąta osi optycznych. Ośiem kombinacji daje równoczesne obciążenie błędem wszystkich współczynników, pozostałe dziewiętnaście uzyskujemy, gdy jeden lub dwa z nich pozostają niezmienione.

Największy wpływ będzie wywierała zmiana podanego β , w tym przypadku bowiem zmieniają się równocześnie różnice $(\gamma^2 - \beta^2)$ i $(\beta^2 - \alpha^2)$, więc według wzoru

$$\operatorname{tg} V_{\gamma} = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}$$

licznik i mianownik zmieniają się w przeciwnych kierunkach dając daleko większy efekt, niż zmiana pozostałych współczynników α i γ .

Przygotowanie materiału do obliczeń

Przechodząc do szczegółowego badania interesujących nas zależności i dla łatwiejszego wyodrębnienia wpływu poszczególnych czynników podzieliłam wybrane z tabeli przykłady minerałów na cztery grupy:

1. minerały o słabej łamliwości i słabej dwójłomności
2. „ „ silnej „ i „ „
3. „ „ słabej „ i silnej „
4. „ „ silnej „ i „ „

Tabela 1

Słaba łamliwość i słaba dwójłomność
(both refringence and birefringence weak)

Lp.	Nazwa minerału (name)	str. działa ³ (page)	α	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	γ	$\gamma - \alpha$ charakt. opt. (opt. char.)	2V
1	mirabilit	204	1,394	0,002	1,396	0,002	1,398	0,004(—)	76°
2	trydymit- γ	204	1,469	0,002	1,471	0,002	1,473	0,004(+)	35°
3	mordenit	204	1,472	0,003	1,475	0,001	1,476	0,004(—)	57°
4	ferrieryt	206	1,478	0,001	1,479	0,003	1,482	0,004(+)	50°
5	pikeryngit	206	1,476	0,004	1,480	0,003	1,483	0,007(—)	średni
6	apjonit	206	1,478	0,004	1,482	0,000	1,482	0,004(—)	mały
7	leonit	206	1,483	0,004	1,487	0,003	1,490	0,007(—)	83°
8	wanthofit	206	1,485	0,003	1,488	0,001	1,489	0,004(—)	ok. 84°
9	bledyt	206	1,486	0,002	1,488	0,001	1,489	0,003(—)	71°
10	desmin	208	1,494	0,004	1,498	0,002	1,500	0,006(—)	33°
11	heulandyt	208	1,498	0,001	1,499	0,006	1,505	0,007(+)	34°
12	filipsyt	208	1,498	0,002	1,500	0,003	1,503	0,005(+)	70°

³ Tu i w tabelach następnych odsyłam do odpowiednich stron publikacji Bolewskiego i Jaskólskiego (p. odnośnik 1, str. 2). (Pages refer to Bolewski's textbook, see footnote p. 2).

Tabela 2

Silna łamliwość i słaba dwójłomność
(refringence strong, birefringence weak)

Lp.	Nazwa minerału (name)	str. działa (page)	α	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	γ	$\gamma - \alpha$ charakt. opt. (opt. char.)	2V
1	gadolin	246	1,801	0,011	1,812	0,012	1,824	0,023(+)	85°
2	ceryt	246	1,817	0,001	1,818	0,003	1,821	0,004(+)	25°
3	fajalit	246	1,805	0,033	1,838	0,009	1,847	0,042(—)	47-54°
4	linaryt	248	1,809	0,029	1,838	0,012	1,850	0,041(—)	80°
5	anglezyt	248	1,877	0,005	1,882	0,012	1,894	0,017(+)	70°
6	larsenit	248	1,92	0,03	1,95	0,01	1,96	0,040(—)	80°
7	pseudobruk	252	2,38	0,01	2,39	0,04	2,43	0,050(+)	50°

Tabela 3
Słaba łamliwość i silna dwójłomność
(refringence weak, birefringence strong)

Lp.	Nazwa minerału (name)	str. dzieła (page)	α	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	γ	$\gamma - \alpha$ charakt. opt. (opt. char.)	2V
1	heksahydryt	204	1,426	0,027	1,453	0,003	1,456	0,030(—)	38°
2	epsomit	204	1,432	0,023	1,455	0,006	1,461	0,029(—)	52°
3	sassolin	204	1,340	0,116	1,456	0,003	1,459	0,119(—)	7°
4	kernit	204	1,454	0,018	1,472	0,016	1,488	0,034(—)	80°
5	karnalit	204	1,466	0,009	1,475	0,019	1,494	0,028(+)	70°
6	lansfordyt	204	1,456	0,020	1,476	0,031	1,507	0,051(+)	60°
7	goslaryt	206	1,452	0,023	1,475	0,004	1,479	0,027(—)	71°
8	salettra potasowa	208	1,335	1,170	1,505	0,001	1,506	0,171(—)	7°

Tabela 4
Silna łamliwość i silna dwójłomność
(both refringence and birefringence strong)

Lp.	Nazwa minerału (name)	str. dzieła (page)	α	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	γ	$\gamma - \alpha$ charakt. opt. (opt. char.)	2V
1	tiujamunit	248	1,670	0,200	1,870	0,025	1,895	0,235(—)	36-57°
2	malachit	248	1,655	0,220	1,875	0,034	1,909	0,254(—)	43°
3	siarka rodzima	250	1,958	0,080	2,038	0,207	2,245	0,287(+)	69°
4	cerusyt	250	1,804	0,272	2,076	0,002	2,078	0,274(—)	8°
5	lepidokrokit	250	1,94	0,26	2,20	0,31	2,51	0,570(—)	83°
6	crokoit	252	2,31	0,06	2,37	0,29	2,66	0,350(+)	57°
7	melanochroit	252	2,34	0,04	2,38	0,27	2,65	0,310(+)	średni

Tabela 5
Jednakowe dwójłomności charakterystyczne
($\gamma - \beta = (\beta - \alpha)$)

Lp.	Nazwa minerału (name)	str. dzieła (page)	$\gamma - \beta$	β	2V	charakt. opt. (opt. char.)	2V _p
1	mirabilit	204	0,002	1,396	76°	(—)	104°
2	trydymit- γ	204	0,002	1,471	35°	(+)	35°
3	kainit	208	0,011	1,505	85°	(—)	95°
4	petalit	210	0,006	1,510	83°	(+)	83°
5	mikroklin	212	0,004	1,526	75-85°	(—)	95-105°
6	labrador	216	0,004	1,567	76-90°	(+)	76-90°
7	celzjan	220	0,005	1,589	86°	(+)	86°
8	danburyt	226	0,003	1,633	86-90°	(—)	90-94°
9	forsteryt	232	0,020	1,660	86°	(+)	86°
10	oliwin	234	0,019	1,670	70-90°	(±)	70-110°
11	bronzyt	234	0,005	1,678	70-90°	(+)	70-90°
12	klino-zoizyt	240	0,002	1,717	66°	(+)	66°
13	trymeryt	240	0,005	1,720	83°	(—)	97°

Na szczególną uwagę zasługiwały minerały o jednakowych charakterystycznych dwójłomnościach $(\gamma - \beta) = (\beta - \alpha)$, które powinny mieć $2V_\gamma$ nieco większe od 90° , dlatego zebrałam je w oddzielną grupę piątą (p. str. 5).

Na podstawie rozważań dotyczących tych 47 przykładów starałam się opracować wymienione na wstępie zagadnienia.

Obliczenie kąta osi optycznych

Na wstępie musiałam obliczyć kąt osi optycznych $2V$ biorąc do obliczeń podane w tablicach współczynniki $\alpha \beta \gamma$ i posługując się wzorem na tangens tego kąta, aby przekonać się, jak dalece wartości w ten sposób wyliczone będą odbiegały od kątów znalezionych doświadczalnie.

Do obliczeń posłużyły:

1^o Barlow's Tables of squares, Londyn 1947 (do znajdowania wartości kwadratów współczynników);

2^o Bremiker's logarithmisch-trigonometrische Tafeln, Stuttgart 1943 (do pozostałych obliczeń).

Przykład obliczeń (dla mirabilitu):

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}$$

$$\alpha = 1,394$$

$$\alpha^2 = 1,943236$$

$$\beta^2 - \alpha^2 = 0,005580$$

$$\beta = 1,396$$

$$\beta^2 = 1,948816$$

$$\gamma^2 - \beta^2 = 0,005588$$

$$\gamma = 1,398$$

$$\gamma^2 = 1,954404$$

$$V_\gamma = 45^{\circ}4'$$

$$2V_\gamma = 90^{\circ}7'$$

Z zestawienia podanego na str. 7 (tabela 6) widzimy, że w wielu przypadkach oznaczonych gwiazdką(*) wartości teoretycznie wyliczone znacznie odbiegają od znalezionych doświadczalnie.

Obliczenie współczynnika β

Dla przypadków, w których kąty obliczone i podane w tabelach różniły się znacznie, wyliczyłam, jakie musiałyby być β , aby ściśle zgadzały się uzyskane doświadczalnie i wyliczone wartości kątów osi optycznych. Z trzech współczynników $\alpha \beta \gamma$ wyliczam β , przyjmując α i γ za dokładne, ponieważ, jak już wspominałam, zmiany kąta osiowego spowodowane niedokładnością β są znacznie wyraźniejsze, niż wywołane niedokładnościami α lub γ .

Tabela 6

Zestawienie wyników obliczeń kąta osi optycznych
(results of calculations of optic axial angles)

Lp.	Nazwa minerału (name)	$2V_\gamma$ zmierz. (measur.)	$2V_\gamma$ oblicz. (calcul.)
1	mirabilit	104°	90°7'*
2	trydymit- γ	35°	90°7'*
3	mordenit	123°	120°6'
4	ferrieryt	50°	60°6'
5	pikeryngit	średni	98°25'
6	leonit	97°	98°25'
7	wanthofit	ok. 96°	120°6'*
8	bledyt	109°	109°33'
9	desmin	147°	109°38'*
10	heulandyt	34°	44°33'*
11	filipsyt	70°	78°36'
12	gadolinit	85°	88°3'
13	ceryt	25°	60°5'*
14	fajalit	133—126°	125°39'
15	uelsyt	39°	78°36'*
16	linaryt	100°	115°22'*
17	anglezyt	70°	66°2'
18	larsenit	80°	120°46'*
19	pseudo-brukit	56°	53°51'
20	heksahydryt	142°	143°40'
21	epsomit	128°	126°35'
22	sassolin	173°	162°51'*
23	kernit	100°	94°22'
24	karnalit	70°	69°50'
25	lansfordyt	60°	79°*
26	goslaryt	109°	135°17'*
27	salettra potasowa	173°	171°59'
28	tiujamunit	144—123°	144°22'
29	malachit	137°	141°8'
30	siarka rodzima	69°	69°6'
31	cerusyt	172°	171°11'
32	lepidokrokit	97°	96°1'
33	crocoit	57°	53°37'
34	melanochroit	średni	45°47'
35	kainit	95°	90°38'
36	petalit	83°	90°20'
37	mikroklin	105—95°	90°14'
38	labrador	76—90°	90°13'
39	celzjan	86°	90°16'
40	danburyt	86—90°	90°9'
41	forsteryt	86°	91°2'
42	oliwin	70—90°	90°59'
43	bronzyt	70—90°	90°15'
44	klino-zoizyt	66°	90°6'*
45	trymeryt	83°	90°15'

Wyprowadzenie wzoru do obliczenia β :

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}$$

$$\begin{aligned}
 \operatorname{tg}^2 V_\gamma &= \frac{\gamma^2}{\alpha^2} \frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2} \\
 \operatorname{tg}^2 V_\gamma \alpha^2 (\gamma^2 - \beta^2) &= \gamma^2 (\beta^2 - \alpha^2) \\
 \alpha^2 \beta^2 \operatorname{tg}^2 V_\gamma + \gamma^2 \beta^2 &= \alpha^2 \gamma^2 \operatorname{tg}^2 V_\gamma + \alpha^2 \gamma^2 \\
 \beta^2 &= \frac{\alpha^2 \gamma^2 (\operatorname{tg}^2 V_\gamma + 1)}{\alpha^2 \operatorname{tg}^2 V_\gamma + \gamma^2} \\
 \beta &= \frac{\alpha \gamma \sqrt{\operatorname{tg}^2 V_\gamma + 1}}{\sqrt{\alpha^2 \operatorname{tg}^2 V_\gamma + \gamma^2}} \quad (3a)
 \end{aligned}$$

Tabela 7
Zestawienie wyników obliczeń β
(results of β calculations)

<i>Lp.</i>	<i>Nazwa minerału (name)</i>	β <i>zmierz. (measur.)</i>	β <i>oblicz. (calcul.)</i>
1	mirabilit	1,396	1,39648
2	trydymit- γ	1,471	1,46936
3	wanthofit	1,488	1,48721
4	desmin	1,498	1,49952
5	heulandyt	1,499	1,49861
6	uelsyt	1,500	1,49855
7	ceryt	1,818	1,81719
8	linaryt	1,838	1,8327
9	larsenit	1,95	1,9432
10	sassolin	1,456	1,4585
11	lansfordyt	1,476	1,4683
12	goslaryt	1,475	1,4697

Są tu przeliczone te minerały, dla których dwie wartości kąta osiowego różnią się najbardziej, ale nawet wśród nich znajdują się takie jak mirabilit czy heulandyt, dla których różnice te mogły powstać wskutek zaokrąglenia liczby wyrażającej wielkość współczynnika β do trzech miejsc po przecinku.

W ten więc sposób uwidoczniiony został duży wpływ, jaki ma niewielka stosunkowo zmiana β na wartość obliczonego ze współczynników kąta V_γ .

Dyskusja błędów

Dla dokładnego zbadania wpływu niedokładności poszczególnych współczynników na wielkość kąta V_γ przeprowadziłam dyskusję błędów.

Tangens kąta osi optycznych można ogólnie przedstawić jako funkcję trzech współczynników:

$$v = \operatorname{tg} V_\gamma = f(\alpha, \beta, \gamma),$$

a błąd przy obliczaniu tangensa możemy przedstawić z wystarczającą dokładnością za pomocą wzoru

$$\Delta v = \Delta \operatorname{tg} V_\gamma = \left| \frac{\partial f}{\partial \alpha} \right| \Delta \alpha + \left| \frac{\partial f}{\partial \beta} \right| \Delta \beta + \left| \frac{\partial f}{\partial \gamma} \right| \Delta \gamma \quad (6)$$

Wzór na tangens kąta osiowego zróżniczkowałam więc kolejno względem wszystkich trzech współczynników.

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial f}{\partial \alpha} \right)_{\beta\gamma} &= -\frac{\gamma}{\alpha^2} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}} + \frac{\gamma}{\alpha} \frac{1}{\sqrt{\gamma^2 - \beta^2}} \cdot \frac{-2\alpha}{2\sqrt{\beta^2 - \alpha^2}} = \\ &= -\frac{\gamma [(\beta^2 - \alpha^2) + \alpha^2]}{\alpha^2 \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}} = \\ &= -\frac{\gamma \beta^2}{\alpha^2 \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}; \end{aligned} \quad (7a)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial f}{\partial \beta} \right)_{\alpha\gamma} &= \frac{\gamma}{\alpha} \frac{1}{2 \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}} \cdot \frac{2\beta(\gamma^2 - \beta^2) + 2\beta(\beta^2 - \alpha^2)}{(\gamma^2 - \beta^2)^2} = \\ &= \frac{\gamma \beta}{\alpha} \frac{(\gamma^2 - \beta^2) + (\beta^2 - \alpha^2)}{\sqrt{\beta^2 - \alpha^2} \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} = \\ &= \frac{\gamma \beta}{\alpha} \frac{\gamma^2 - \alpha^2}{\sqrt{\beta^2 - \alpha^2} \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)}; \end{aligned} \quad (7b)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial f}{\partial \gamma} \right)_{\alpha\beta} &= \frac{1}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}} + \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\beta^2 - \alpha^2} \left(-\frac{1}{2} \right) \cdot \frac{1}{(\gamma^2 - \beta^2)^{3/2}} \cdot 2\gamma = \\ &= \frac{\sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}{\alpha} \left[\frac{1}{\sqrt{\gamma^2 - \beta^2}} - \frac{\gamma^2}{\sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} \right] = \\ &= \frac{\sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}{\alpha} \cdot \frac{\gamma^2 - \beta^2 - \gamma^2}{\sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} = \\ &= -\frac{\beta^2 \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}{\alpha \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)}; \text{ stąd} \end{aligned} \quad (7c)$$

$$\begin{aligned} \Delta v &= \left| -\frac{\gamma \beta^2}{\alpha^2 \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}} \right| \Delta \alpha + \left| \frac{\gamma \beta}{\alpha} \frac{\gamma^2 - \alpha^2}{\sqrt{\beta^2 - \alpha^2} \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} \right| \Delta \beta + \\ &\quad + \left| -\frac{\beta^2 \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}{\alpha \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} \right| \Delta \gamma \end{aligned} \quad (6a)$$

Z powyższego wzoru można obliczyć błąd popełniony przy wyznaczaniu tangensa, natomiast błąd przy obliczaniu samego kąta wyniesie:

$$\Delta V = \frac{1}{1 + v^2} \cdot \Delta v,$$

$$\text{gdyż} \quad V = \arctg v \quad (8)$$

Z tego wzoru otrzymamy bezpośrednio błąd w mierze łukowej; zamianę na miarę kątową uzyskamy mnożąc wynik przez $\frac{180}{\pi}$.

Z uzyskanego wzoru wyliczyłam dla badanych minerałów zmiany kąta osiowego (ΔV_γ) dla błęd przy wyznaczaniu współczynników, wynoszącego 0,001 i 0,000001.

Otrzymałam zmiany kąta osiowego wywołane niedokładnościami poszczególnych współczynników, jak również łącznym ich działaniem.

Przykład obliczeń wykonanych maszyną (dla mirabilitu):

$$\Delta V_{(\alpha)} = \left| -\frac{\gamma\beta^2}{\alpha^2\sqrt{\gamma^2-\beta^2}\sqrt{\beta^2-\alpha^2}} \right| \Delta\alpha \cdot \frac{1}{1+\operatorname{tg}^2 V} \cdot \frac{180}{\pi};$$

$$\Delta V_{(\beta)} = \left| \frac{\gamma\beta}{\alpha\sqrt{\beta^2-\alpha^2}\sqrt{\gamma^2-\beta^2}(\gamma^2-\beta^2)} \right| \Delta\beta \cdot \frac{1}{1+\operatorname{tg}^2 V} \cdot \frac{180}{\pi};$$

$$\Delta V_{(\gamma)} = \left| -\frac{\beta^2\sqrt{\beta^2-\alpha^2}}{\alpha\sqrt{\gamma^2-\beta^2}(\gamma^2-\beta^2)} \right| \Delta\gamma \cdot \frac{1}{1+\operatorname{tg}^2 V} \cdot \frac{180}{\pi}.$$

Wskaźniki (α) (β) (γ) przy ΔV oznaczają, że błąd przy obliczaniu kąta został wywołany niedokładnością współczynnika, wyrażonego wskaźnikiem.

1. Zestawiamy wartości, potrzebne do obliczenia wzorów dla dokładności 0,001:

$\alpha = 1,394$	$\alpha^2 = 1,943$	$\gamma^2 - \alpha^2 = 0,011$	$V_\gamma = 45^\circ 4'$
$\beta = 1,396$	$\beta^2 = 1,949$	$\gamma^2 - \beta^2 = 0,005$	$\operatorname{tg} V_\gamma = 1,002$
$\gamma = 1,398$	$\gamma^2 = 1,954$	$\beta^2 - \alpha^2 = 0,006$	$\operatorname{tg}^2 V_\gamma = 1,004$

$$\Delta\alpha = \Delta\beta = \Delta\gamma = 0,001$$

Otrzymujemy następujące trzy składniki:

$$\Delta V_{(\alpha)} = 7,305^\circ \quad \Delta V_{(\beta)} = 16,081^\circ \quad \Delta V_{(\gamma)} = 8,760^\circ$$

Suma ich daje maksymalny błąd wartości połowy kąta:

$$\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)} = \Delta V_{(\alpha)} + \Delta V_{(\beta)} + \Delta V_{(\gamma)} = 32,146^\circ$$

Jak z tego wynika, przy odchyleniach wartości α , β , γ o 0,001 możliwe jest otrzymanie kąta V_γ z dokładnością do $\pm 33^\circ$. Podany w tablicach kąt $2V_\alpha = 76^\circ$; $2V_\gamma = 104^\circ$; $V_\gamma = 52^\circ$ mieściłby się zatem zupełnie dobrze w granicach

$$45^\circ 4' \pm 33^\circ.$$

T a b e l a 8

Zestawienie wyników obliczania błędów $\Delta V(\alpha\beta\gamma)$ (przy $\Delta\alpha=\Delta\beta=\Delta\gamma=0,001$)
(Results of calculation of errors)

<i>Lp.</i>	<i>Nazwa mineralu (name)</i>	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	$\gamma - \alpha$	V_γ oblicz. (calcul.)	$\Delta V(\alpha)$	$\Delta V(\beta)$	$\Delta V(\gamma)$	$\Delta V(\alpha\beta\gamma)$	<i>Okrągło (rd.)</i>
1	mirabilit	0,002	1,396	0,002	0,004	45° 4'	7,305°	16,081°	8,760°	32,146°	33°
2	trydymit- γ	0,002	1,471	0,002	0,004	45° 4'	7,041°	14,060°	7,021°	28,122°	29°
3	mordenit	0,003	1,475	0,001	0,004	60° 3'	4,073°	16,259°	12,185°	32,517°	33°
4	ferrieryt	0,001	1,479	0,003	0,004	30° 3'	12,260°	16,338°	4,075°	32,673°	33°
5	pikeryngit	0,004	1,480	0,003	0,007	49° 12'	3,664°	8,123°	4,459°	16,246°	17°
6	leonit	0,004	1,487	0,003	0,007	49° 12'	3,526°	8,206°	4,679°	16,411°	17°
7	wanthofit	0,003	1,488	0,001	0,004	60° 3'	4,108°	16,402°	12,291°	32,801°	33°
8	bledyt	0,002	1,489	0,001	0,003	54° 46'	6,711°	20,105°	13,397°	40,213°	41°
9	desmin	0,004	1,488	0,002	0,006	54° 49'	3,383°	10,120°	6,737°	20,240°	21°
10	heulandyt	0,001	1,489	0,006	0,007	22° 17'	10,060°	11,727°	1,668°	23,455°	24°
11	filipsyt	0,002	1,500	0,003	0,005	39° 18'	7,034°	11,708°	4,674°	23,412°	24°
12	gadolinit	0,011	1,812	0,012	0,023	44° 2'	1,319°	2,472°	1,154°	4,945°	5°
13	ceryt	0,001	1,818	0,003	0,004	30° 2'	11,806°	16,088°	4,281°	32,175°	33°
14	fajalit	0,033	1,838	0,009	0,042	62° 50'	0,364°	1,656°	1,291°	3,311°	3,4°
15	linaryt	0,029	1,838	0,012	0,041	57° 41'	0,453°	1,495°	1,042°	2,990°	3°
16	anglezyt	0,005	1,882	0,012	0,017	33° 1'	2,624°	3,723°	1,098°	7,445°	7,5°
17	larsenit	0,030	1,950	0,010	0,040	60° 23'	0,416°	1,658°	1,241°	3,315°	3,4°
18	heksahydryt	0,027	1,453	0,003	0,030	71° 50'	0,318°	3,019°	2,701°	6,038°	6,1°
19	lansfordyt	0,020	1,476	0,031	0,051	39° 30'	0,717°	1,161°	0,444°	2,322°	2,4°
20	goslaryt	0,023	1,475	0,004	0,027	67° 38'	0,463°	3,271°	2,808°	6,542°	6,6°
21	saletta pot.	0,170	1,505	0,001	0,172	86°	0,014°	2,008°	1,994°	4,016°	4,1°
22	malachit	0,220	1,875	0,025	0,245	70° 34'	0,049°	0,308°	0,259°	0,616°	0,62°
23	siarka	0,080	2,038	0,207	0,287	34° 33'	0,178°	0,232°	0,056°	0,466°	0,47°
24	cerusyt	0,272	2,076	0,002	0,274	85° 36'	0,011°	1,167°	1,156°	2,334°	2,4°
25	lepidokrokit	0,260	2,20	0,31	0,57	48°	0,066°	0,101°	0,038°	0,205°	0,21°
26	krokoit	0,06	2,37	0,29	0,35	26° 48'	0,199°	0,231°	0,033°	0,46°	0,47°

Uwaga: Ze względu na to, że chodzi o obliczenie maksymalnego odchylenia, liczby ostatniej kolumny zostały zaokrąglone wzwyż wbrew zwyczajowi odrzucania ostatniej cyfry mniejszej od 5.

2. To samo dla dokładności 0,000001:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1,394 & \alpha^2 &= 1,943236 & \gamma^2 - \alpha^2 &= 0,011168 & V_\gamma &= 45^\circ 4' \\ \beta &= 1,396 & \beta^2 &= 1,948816 & \gamma^2 - \beta^2 &= 0,005588 & \operatorname{tg} V_\gamma &= 1,00205 \\ \gamma &= 1,398 & \gamma^2 &= 1,954404 & \beta^2 - \alpha^2 &= 0,005580 & \operatorname{tg}^2 V_\gamma &= 1,004104 \\ \Delta\alpha &= \Delta\beta = \Delta\gamma & &= 0,000001 \end{aligned}$$

Otrzymujemy następujące trzy składniki:

$$\Delta V_{(\alpha)} = 0,007^\circ \quad \Delta V_{(\beta)} = 0,016^\circ \quad \Delta V_{(\gamma)} = 0,007^\circ$$

Maksymalny błąd wartości połowy kąta wyniesie:

$$\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)} = \Delta V_{(\alpha)} + \Delta V_{(\beta)} + \Delta V_{(\gamma)} = 0,030^\circ$$

Z tego obliczenia wynika, że gdyby współczynniki załamania mogły być oznaczone z nieosiągalną w praktyce dokładnością do 0,000001, to kąt V_γ mógłby się wahać w granicach

$$45^\circ 4' \pm 0,03^\circ = 45^\circ 4' \pm 2'.$$

Z zestawienia wyników dyskusji błędów (tab. 8) przy ustalonym dla wszystkich przykładów błędzie współczynników $\Delta\alpha = \Delta\beta = \Delta\gamma = 0,001$ widzimy, że

1° największy błąd przy obliczaniu kąta V_γ jest spowodowany niedokładnością β ; stanowi on sumę błędów wywołanych łącznym działaniem niedokładności α i γ ,

2° błąd przy obliczaniu V_γ praktycznie nie zależy od łamliwości (β), np. (p. Lp. 4 i 13 w tabeli 8):

	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	$\gamma - \alpha$	$V_{\gamma(\text{obl.})}$	$\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$
ferrieryt	0,001	1,479	0,003	0,004	30°3'	32,673°
ceryt	0,001	1,818	0,003	0,004	30°2'	32,175°

Dla tych dwóch minerałów wartości współczynników β różnią się między sobą znacznie, natomiast maksymalny błąd $\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$ jest niemal identyczny.

3° W miarę wzrostu dwójłomności zmniejsza się wpływ błędu współczynników na błąd obliczanego kąta V_γ np. (patrz j.w. Lp. 7 i 17):

	$\beta - \alpha$	β	$\gamma - \beta$	$\gamma - \alpha$	$V_{\gamma(\text{obl.})}$	$\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$
wanthofit	0,003	1,488	0,001	0,004	60°3'	32,801°
larsenit	0,030	1,950	0,010	0,040	60°23'	3,315°

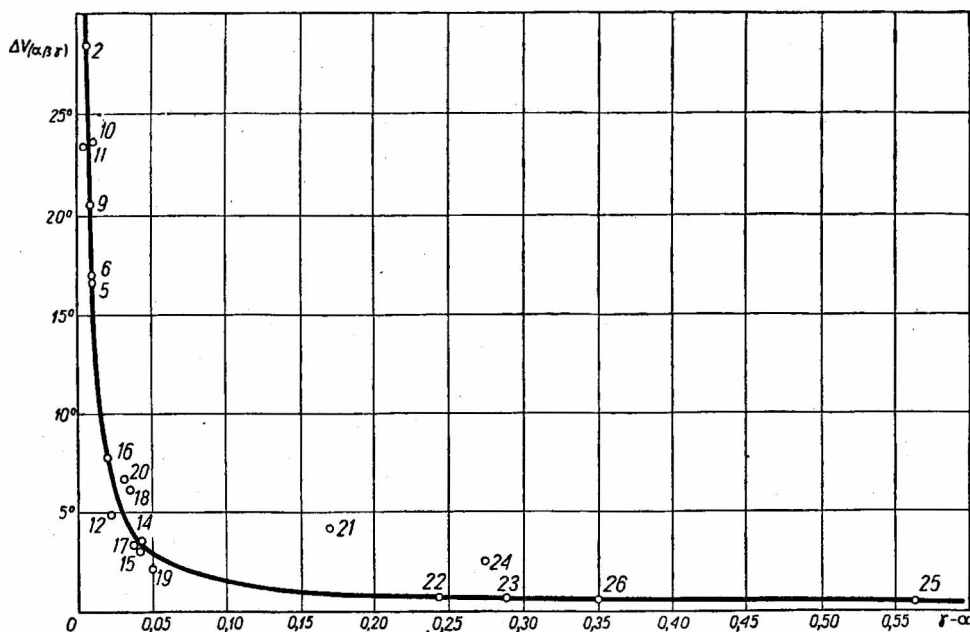
Dwójłomność ($\gamma - \alpha$) wanthofitu wynosi 0,004 i jest dziesięć razy mniejsza od dwójłomności larsenitu, wynoszącej 0,040, maksymalny zaś błąd przy obliczaniu kąta V_γ w przypadku larsenitu wynosi 3,315°, jest więc blisko dziesięciokrotnie mniejszy od maksymalnego błędu, który może być popełniony przy obliczaniu kąta osi optycznych wanthofitu (32,801°).

4° Wpływ dwójłomności zależy poza tym od stosunku $\frac{\gamma-\beta}{\beta-\alpha}$ (patrz j.w. Lp. 5 i 10):

np.

	$\beta-\alpha$	β	$\gamma-\beta$	$\gamma-\alpha$	$V_{\gamma(\text{obl.})}$	$\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$
pikeryngit	0,004	1,480	0,003	0,007	49°12'	16,246°
heulandyt	0,001	1,489	0,006	0,007	22°17'	23,455°

Pikeryngit i heulandyt mają taką samą sumaryczną dwójłomność $\gamma-\alpha=0,007$, jednak maksymalny błąd $\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$ jest różny w obu tych przypadkach (dla pikeryngitu $\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}=16,246^\circ$, dla heulandytu zaś $\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}=23,455^\circ$), ponieważ stosunek $\frac{\gamma-\beta}{\beta-\alpha}$ dla pikeryngitu wynosi $\frac{3}{4}$, a dla heulandytu 6.



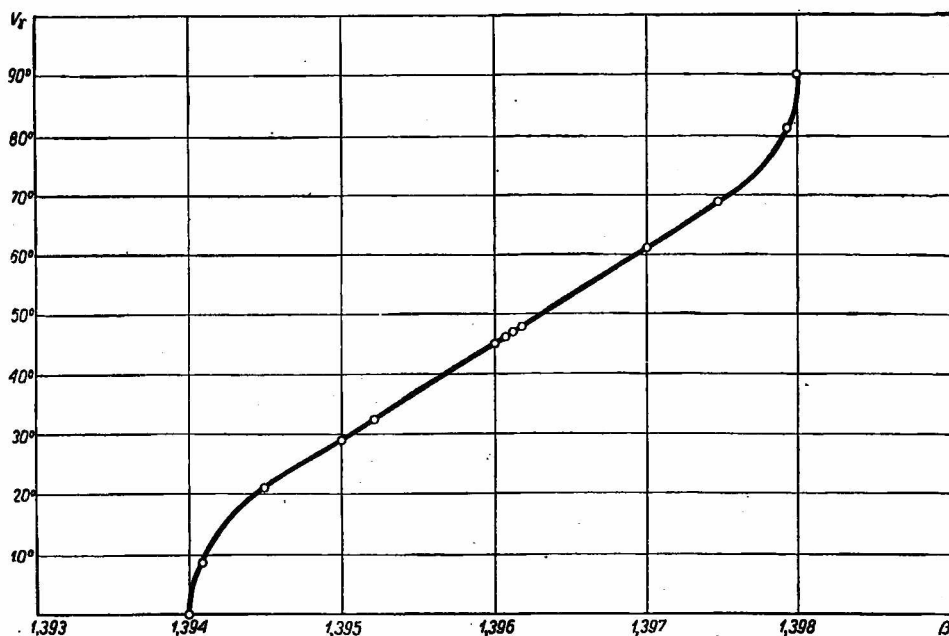
Wykres 1
 $\Delta V(\alpha, \beta, \gamma) = f(\gamma - \alpha)$ dla $\Delta \alpha = \Delta \beta = \Delta \gamma = 0,001$

Wpływ dwójłomności na dokładność obliczonego kąta V_γ (dla $\Delta \alpha = \Delta \beta = \Delta \gamma = 0,001$) przedstawia graficznie wykres 1. Na osi odciętych zostały odłożone wartości dwójłomności, na osi rzędnych — $\Delta V_{(\alpha\beta\gamma)}$. Na wykresie uwidoczniono duży wpływ błędu w wyznaczaniu współczynnika na wielkość obliczonego kąta V_γ dla minerałów słabo dwójłomnych. W miarę wzrostu dwójłomności wpływ ten jest coraz mniejszy. Dla kilku minerałów punkty

leżą poza krzywą; rozbieżności te można wytłumaczyć różnym ustosunkowaniem się do siebie różnic $(\gamma - \beta)$ i $(\beta - \alpha)$.

Dokładność, z jaką muszą być podawane współczynniki załamania, aby z nich można było z żadaną dokładnością obliczyć kąt V_γ , może być znaleziona dwiema drogami: liczbową, polegającą na obliczeniu, od jakiej wartości napewno nie jest większy wyraz przy badanym współczynniku we wzorze na ΔV ; rozkładając założony błąd ΔV na trzy występujące w tym wzorze wyrazy otrzymamy potrzebną dokładność α , β , γ ; lub drogą wykresną obliczając dla każdego minerału szereg punktów krzywej wg wzoru

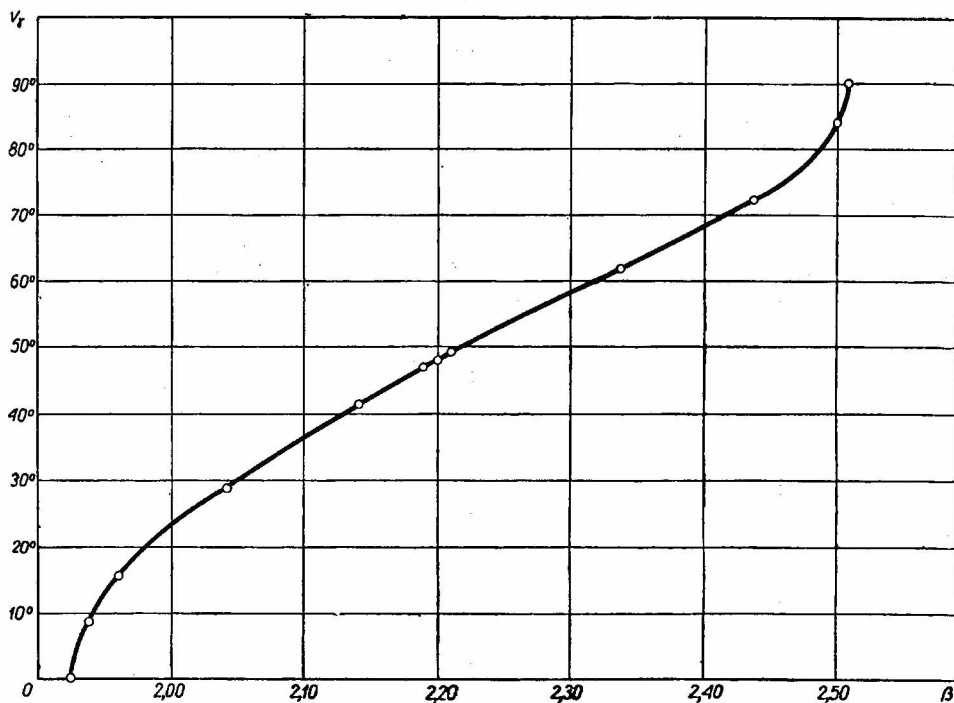
$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}}$$



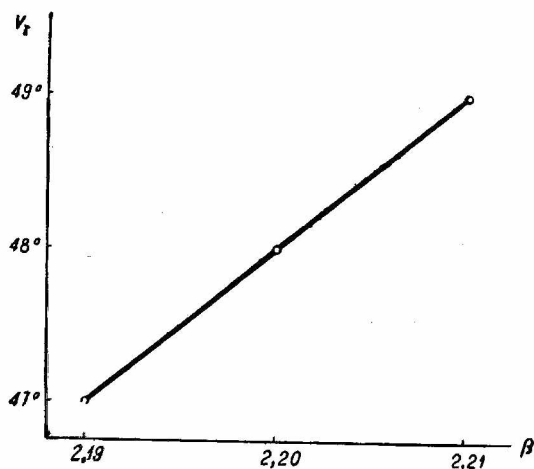
Wykres 2 — mirabilit
 $V_\gamma = f(\beta)$

Wybierając metodę wykresną sporządziłam dla badanych minerałów wykres zależności $V_\gamma = f(\beta)$, gdzie β zmienia się od α do γ . Krzywe te są pokazane na wykresach 2 i 3, sporządzonych dla minerału o dwójłomności słabej (mirabilit) i silnej (lepidokrokit).

Zasadniczy przebieg krzywych byłby ten sam dla wszystkich minerałów dwuosiowych. Środkowa część wykresu jest odcinkiem linii prostej, górna stanowi krzywą wygiętą ku górze, dolna — ku dołowi. Interesujący odcinek



Wykres 3 — lepidokrokitek
 $V_\gamma = f(\beta)$



Wykres 4 — lepidokrokitek

prostej pokazany jest dla lepidokrokitek w większej skali na oddzielnym wykresie 4.

Chcąc znaleźć żadaną dokładność współczynnika odczytujemy na wykresie różnicę jego wartości, odpowiadającą założonym granicom dokładności kąta V_γ . Np. w przypadku lepidokrokitek widać na wykresie 4 wokolicy punktu środkowego, że dla wartości V_γ od $47^\circ 55'$ do $48^\circ 5'$ β przybiera wartości od 2,192 do 2,208; dla obliczenia więc kąta V_γ z dokładnością do $10'$, wartość współczynnika β musi

zawierać się między 2,192 a 2,208, czyli współczynnik ten powinien być podawany z dokładnością do trzech znaków po przecinku.

Tabela 9

Zestawienie wyników obliczania dokładności współczynników załamania dla osiągnięcia żądanej dokładności V_T
(Exactness of refractive indices necessary to obtain the required exactness of V_T)

Lp.	Nazwa minerału (name)	$\Delta V(a\beta\gamma)$	Dokładność poszczególnych współczynników (Exactness of the particular indices)						Liczba cyfr po przecinku (Number of decimal places) 1° 30' 15' 10' 5' 1'	$\gamma - a$
			1°	30'	15'	10'	5'	1'		
1	mirabilit	33°	0,00003	0,000015	0,000007	0,0000045	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,004
2	trydymit- γ	24°	0,000035	0,000017	0,000008	0,000005	0,0000025	0,0000005	5 5 6 6 6 7	0,004
3	mordenit	33°	0,00003	0,000015	0,000007	0,0000045	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,004
4	ferrieryt	33°	0,00003	0,000015	0,000007	0,0000045	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,004
5	pikeryngit	17°	0,000059	0,000029	0,000014	0,000009	0,000004	0,0000008	5 5 5 6 6 7	0,007
6	leonit	17°	0,000059	0,000029	0,000014	0,000009	0,000004	0,0000008	5 5 5 6 6 7	0,007
7	wanthofit	33°	0,00003	0,000015	0,000007	0,0000045	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,004
8	bledyt	41°	0,000024	0,000012	0,000006	0,000004	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,003
9	desmin	24°	0,000048	0,000024	0,000012	0,000008	0,000004	0,0000008	5 5 5 6 6 7	0,006
10	heulandyt	24°	0,000042	0,000021	0,00001	0,000006	0,000003	0,0000006	5 5 5 6 6 7	0,007
11	filipsyt	24°	0,000042	0,000021	0,00001	0,000006	0,000003	0,0000006	5 5 5 6 6 7	0,005
12	gadolinit	5°	0,0002	0,0001	0,00005	0,00003	0,000015	0,000003	4 4 5 5 5 6	0,023
13	ceryt	33°	0,00003	0,000015	0,000007	0,0000045	0,000002	0,0000004	5 5 6 6 6 7	0,004
14	fajalit	3,4°	0,00029	0,00014	0,00007	0,000045	0,000022	0,000004	4 4 5 5 5 6	0,042
15	linaryt	3°	0,00033	0,00016	0,00008	0,00005	0,000025	0,000005	4 4 5 5 5 6	0,041
16	anglezyt	7,5°	0,00013	0,00006	0,00003	0,00002	0,00001	0,000002	4 5 5 5 5 6	0,017
17	larsenit	3,4°	0,00029	0,00014	0,00007	0,000045	0,00002	0,000004	4 4 5 5 5 6	0,040
18	heksahydryt	6,1°	0,00016	0,00008	0,00004	0,000027	0,000013	0,000002	4 5 5 5 5 6	0,030
19	lansfordyt	2,4°	0,00042	0,00021	0,0001	0,00006	0,00003	0,000006	4 4 4 5 5 6	0,051
20	goslaryt	6,6°	0,00015	0,00007	0,000035	0,00002	0,00001	0,000002	4 5 5 5 5 6	0,027
21	saletta pot.	4,1°	0,00024	0,00012	0,00006	0,00004	0,00002	0,000004	4 4 5 5 5 6	0,172
22	malachit	0,62°	0,0016	0,0008	0,0004	0,00027	0,00013	0,00002	3 4 4 4 5 5	0,245
23	siarka	0,47°	0,0021	0,001	0,0005	0,0003	0,00015	0,00003	3 3 4 4 4 5	0,287
24	cerusyt	2,4°	0,00042	0,00021	0,0001	0,00006	0,00003	0,000006	4 4 4 5 5 6	0,274
25	lepidokrokit	0,21°	0,0048	0,0024	0,0012	0,0008	0,0004	0,00008	3 3 3 4 4 5	0,57
26	krokoit	0,47°	0,0021	0,001	0,0005	0,0003	0,00015	0,00003	3 4 4 4 4 5	0,35

Uwaga: W przedostatniej kolumnie widać, że, po oznaczeniu współczynników załamania z dokładnością 3 do 4 znaków dziesiętnych, co odpowiada stosowanym w tabeli metodom, tylko dla poz. 12 (gadolinitu) i od 14 (fajalitu) do 26 (krokoitu) można obliczać wielkość kąta osi optycznych z nadzieją na otrzymanie dokładności co najmniej 0,001.
— Graniczne liczby 3 i 4 zostały odpowiednio podkreślone: podwójną kreską (3) i pojedynczą (4).

Ponieważ błąd przy obliczaniu V_γ , spowodowany niedokładnością β , jest z dużym przybliżeniem równy sumie błędów wywołanych niedokładnościami α i γ , więc dopuszczalny błąd współczynników, w przypadku sumowania się wpływu ich błędów, znajdujemy z wykresu dla krzywej $V_\gamma = f(\beta)$ biorąc połowę różnicy wartości współczynników, odpowiadającej żądanej dokładności V_γ .

W ten sposób otrzymujemy dla:

1) mirabilitu ($\gamma - \alpha = 0,004$)

<i>żądana dokładność V_γ</i>	<i>niezbędna dokładność spółczynników</i>	<i>konieczna liczba miejsc po przecinku w wartościach współ- czynników</i>
1°	0,00003	5
30'	0,000015	5
15'	0,000007	6
10'	0,0000045	6
5'	0,000002	6
1'	0,0000004	7

2) lepidokrokitu ($\gamma - \alpha = 0,57$)

<i>żądana dokładność V_γ</i>	<i>niezbędna dokładność spółczynników</i>	<i>konieczna liczba miejsc po przecinku w wartościach współ- czynników</i>
1°	0,0048	3
30'	0,0024	3
15'	0,0012	3
10'	0,0008	4
5'	0,0004	4
1'	0,00008	5

Widać stąd, że w miarę wzrostu dwójłomności od mirabilitu do lepidokrokitu współczynniki załamania mogą być oznaczane z coraz mniejszą dokładnością dla osiągnięcia tej samej dokładności V_γ .

Ponieważ oznaczając doświadczalnie współczynniki załamania mogliśmy dotychczas otrzymać najwyżej cztery cyfry po przecinku, więc, jak wynika z tabeli 9 (w zał.) ze wzoru na tangens kąta osi optycznych można obliczyć ten kąt z dokładnością:

1) do 1° dla minerałów o dwójłomności	> 0,017
2) „ 30' „ „ „ „	> 0,040
3) „ 15' „ „ „ „	> 0,051
4) „ 10' „ „ „ „	> 0,245
5) „ 5' „ „ „ „	> 0,287

Tyczy się to przypadków, gdy różnice $\gamma - \beta$ i $\beta - \alpha$ są mniej więcej równe. Dla minerałów, w których wartości dwóch współczynników są bardzo bliskie sobie, wartość zaś trzeciego znacznie się od nich różni (np. saletra potasowa: $\alpha = 1,335$; $\beta = 1,505$; $\gamma = 1,506$), kąt osiowy można obliczyć z jeszcze mniejszą dokładnością. Z dokładnością do $1'$ nigdy nie można wyznaczyć kąta osiowego ze wzoru na tangens tego kąta, jeżeli współczynniki załamania są oznaczone do 4 liczb po przecinku.

Dla większości minerałów współczynniki załamania zostały oznaczone metodą immersyjną z dokładnością do 0,001. Dla tych przypadków można obliczyć kąt osi optycznych z dokładnością:

1) do 1° dla minerałów o dwójłomności	$> 0,245$
2) „ $30'$ „ „ „ „ „	$> 0,287$
3) „ $15'$ „ „ „ „ „	$> 0,57$

Większej dokładności dla tych przypadków uzyskać nie można.

Posługując się więc wartościami kątów osi optycznych minerałów, obliczonymi ze wzoru

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{\frac{\beta^2 - \alpha^2}{\gamma^2 - \beta^2}},$$

należy zawsze brać pod uwagę dokładność, jaka mogła być osiągnięta przy tych obliczeniach.

Serdecznie dziękuję Panu Profesorowi Dr. T. Wojnie za udzielenie mi wyjaśnień i wskazówek oraz za dostarczenie źródeł do niniejszej pracy.

Panu Profesorowi Dr. R. Sikorskiemu i Panu Profesorowi Dr. S. Straszewiczowi dziękuję za wyjaśnienia i kontrolę matematycznej strony zagadnienia.

Б. ЗЮЛКОВСКА

(Минералогическая Лаборатория Варшавского Политехнического Института)

О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ ВЕЛИЧИНОЙ УГЛА ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ И ПОКАЗАТЕЛЯМИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

РЕЗЮМЕ

Изучение функции тангенса угла оптических осей показывает, что для небольшой величины двупреломления недостаточно трех или четырех десятичных знаков в числах показателей преломления для того, чтобы вычислить из них угол оптических осей даже с приближенной точностью.

Число десятичных знаков необходимое для того, чтобы вычислить угол V с точностью до 1° , $30'$, $15'$, $10'$, $5'$ и $1'$, сопоставлено в предпоследней колонне таб. 9.

B. ZIÓŁKOWSKA

(Mineralogical Laboratory of the Polytechnic School of Warsaw)

ON THE RELATION BETWEEN THE OPTIC AXIAL ANGLE
AND THE REFRACTIVE INDICES

ABSTRACT

The analysis of the function $\tan V_\gamma$ shows that for small birefringences the usual exactness of the refractive indices is not adequate. The author gives the number of decimal places required for an adequate accuracy of V_γ .

SUMMARY

It is a matter of general belief that the optic axial angle may be computed if the values of the refractive indices are known. But the fact that in the sine, cosine and tangent formulae we have to do with small differences between approximate values, mostly accurate to three or four decimal places, makes this belief doubtful in some cases. For instance mirabilite with $\alpha = 1.394$, $\beta = 1.396$, $\gamma = 1.398$, so that its birefringence is $\gamma - \beta = \beta - \alpha = 0.002$, suggests an axial angle a little over 90° (exactly $90^\circ 7'$) when calculated from the refractive indices; when measured directly its $2V_\gamma = 104^\circ$.

In order to study this question four lists of minerals have been made in which

both refraction and birefringence are weak (see Table 1 in the Polish text),
the refraction is strong and birefringence weak (Tab. 2),
the refraction is weak and birefringence strong (Tab. 3),
both refraction and birefringence are strong (Tab. 4).

Minerals with equal birefringences $\gamma - \beta = \beta - \alpha$ as presenting a special interest have been listed in Tab. 5.

In the first column of Table 6 are given the calculated axial angles to compare with the angles measured. The most striking discrepancies have been marked with an asterisk.

Table 7 contains the values of β calculated from the measured angle $2V$ and the indices α and γ , the last being supposed accurate. It is easy to see that the changes in β are slight even when they produce great differences in V .

In order to work out these relations the tangent formula has been differentiated (see equations 7a, 7b and 7c in the Polish text). The total change in $\tan V_\gamma$ caused by changes in the refractive indices may be expressed with sufficient accuracy as

$$\Delta \tan V_\gamma = \Delta v = \left| -\frac{\gamma \beta^2}{\alpha^2 \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}} \right| \Delta \alpha +$$

$$+ \left| \frac{\gamma \beta}{\alpha \sqrt{\beta^2 - \alpha^2} \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} \right| \Delta \beta + \left| -\frac{\beta^2 \sqrt{\beta^2 - \alpha^2}}{\alpha \sqrt{\gamma^2 - \beta^2} (\gamma^2 - \beta^2)} \right| \Delta \gamma;$$

and the change in the axial angle V as $\Delta V = \frac{1}{1 + v^2} \cdot \Delta v$ in radians, or in degrees when multiplied by $180:\pi$.

In Table 8 are listed the maximal differences corresponding to the change in refractive indices $\Delta = \pm 0.001$. They are great when the birefringence is weak, and slight when it is strong; for instance in bloedite (Tab. 8, Nr 8) with $\gamma - \alpha = 0.003$ the change in V_γ amounts to 41° , while in lepidocrocite with $\gamma - \alpha = 0.57$ it is only 0.2° .

As a general result it could be stated that

- 1° the maximal change in optic axial angle is produced by changing the refractive β index,
- 2° this change does not perceptibly depend on the absolute β value,
- 3° the stronger the birefringence, the smaller is the change in the optic axial angle,
- 4° the influence of the birefringence depends upon the value of the quotient $\frac{\gamma - \beta}{\beta - \alpha}$.

The graphs 1—4 illustrate these relations. In the first diagram the change in the optic axial angle $\Delta V(\alpha, \beta, \gamma)$ calculated from the refractive indices is represented as a function of the birefringence $\gamma - \alpha$.

The second diagram represents the relation between the changing index β and the axial angle V_γ for the α and γ values of mirabilite, as an example of a mineral with weak birefringence.

The third diagram represents the same relation for the α and γ values of lepidocrocite as an example of a mineral with strong birefringence. The magnified middle part of this diagram will be found in the fourth diagram.

Table 9 shows the degree of accuracy required in determining the refractive indices when a definite exactness of V_γ is needed. For the values of mirabilite the error in the α, β, γ values must not surpass 0.00003 (1) if V_γ should be correct to 1° , and 0.0000004 if the accuracy needed is $1'$, etc.

The last but one column in Table 9 shows the number of decimal places required in the calculation of α, β, γ values (figures) for a definitely accurate V_γ demanded.

The corresponding birefringences have been tabulated in the last column.

PRZEJŚCIE Z RZUTU GNOMONICZNEGO DO RZUTU STEREOGRAFICZNEGO ZA POMOCĄ EKIERKI

Niech płaszczyzna rysunku (fig. 1) będzie płaszczyzną rzutu gnomonicznego, a punkt G rzutem pewnej ściany kryształu. Chcemy znaleźć rzut stereograficzny tej samej ściany.

Połączmy linią prostą punkt G ze środkiem koła rzutu O . Oznaczmy punkt D leżący na okręgu koła, tak by $\angle GOD = 90^\circ$. Z pomocą dwóch ekierki lub linijki i ekierki prowadzimy prostą OF równoległą do prostej DG . Punkt F , leżący na okręgu koła, łączymy linią z punktem D . Punkt S , leżący na przecięciu linii OG i linii DF , jest szukany rzutem stereograficznym.

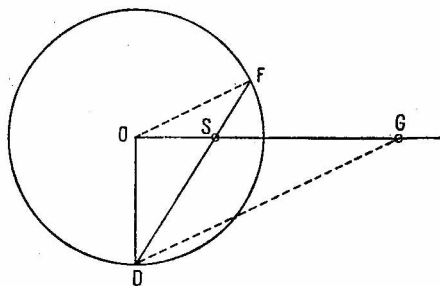


Fig. 1

Odwrotnie — możemy przejść z rzutu stereograficznego pewnej ściany kryształu do jej rzutu gnomonicznego. Prowadzimy w tym celu prostą przez

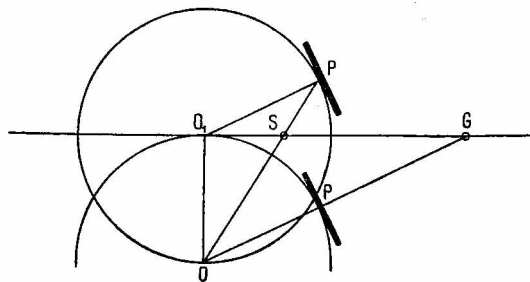


Fig. 2

punkt O i S . Zaznaczamy punkt D , leżący na okręgu, tak by prosta OD była prostopadła do prostej OS . Prosta DS daje w przecięciu z okręgiem punkt F . Prosta, przechodząca przez punkt D i równoległa do prostej OF , przecina prostą OS w punkcie szukanym G .

Uzasadnienie konstrukcji podaje rysunek (fig. 2). Płaszczyzna przechodząca przez punkty O_1SG a prostopadła do płaszczyzny rysunku jest jednocześnie płaszczyzną rzutu stereograficznego i gnomonicznego. Gdy środek kuli znajduje się w punkcie O , to rzutem gnomonicznym ściany P jest bie-

czyna przechodząca przez punkty O_1SG a prostopadła do płaszczyzny rysunku jest jednocześnie płaszczyzną rzutu stereograficznego i gnomonicznego. Gdy środek kuli znajduje się w punkcie O , to rzutem gnomonicznym ściany P jest bie-

gun G . Natomiast gdy kulę przesuniemy do takiego położenia, by środek jej znalazł się w punkcie O_1 , to płaszczyzna rzutu stereograficznego zlewa się z dawniejszą (przed przesunięciem kuli) płaszczyzną rzutu gnomonicznego i na jednej prostej O_1G otrzymamy również punkt S , będący rzutem stereograficznym ściany P . Normalne do ściany P , tj. proste OP i O_1P , w obu kulach są do siebie równoległe, podobnie jak proste DG i OF w rysunku (fig. 1), proste zaś OSP i O_1SG rysunku (fig. 2) odpowiadają kierunkom DSF i OSG rysunku (fig. 1)

T. ПЕНКАЛЯ

(Минералогическая Лаборатория Варшавского Университета)

ПЕРЕХОД ОТ ГНОМОНИЧЕСКОЙ ПРОЕКЦИИ К ПРОЕКЦИИ
СТЕРЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИ ПОМОЩИ УГОЛЬНИКА

РЕЗЮМЕ

Пусть точка G (рис. 1) означает полюс грани кристалла в проекции гномонической, мы хотим найти стереографическую проекцию этой грани.

Соединяем точку G с серединой проекции O и чертим прямую $OD \perp OG$. При помощи линейки и угольника чертим две прямые $OF \parallel DG$. Точка S , которая лежит на пересечении прямых OG и DF , является искомой стереографической проекцией этой грани. Обратная конструкция дает возможность перейти от стереографической к гномонической проекции.

Рис. 2 объясняет эту конструкцию, показывая положение центра проекции и относительные положения одной и той же грани в двух проекциях.

T. PENKALA

(Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Varsovie)

SUR LA TRANSFORMATION DE LA PROJECTION
GNOMONIQUE EN PROJECTION STÉRÉOGRAPHIQUE
À L'AIDE D'UNE ÉQUERRE

RÉSUMÉ

Soit G , fig. 1, la projection gnomonique d'une face du cristal, nous cherchons sa projection stéréographique.

On trace la droite OG dans l'azimut de la face G et on trouve le point D sur la droite $OD \perp OG$. Puis à l'aide d'une équerre et d'une règle on trace deux droites parallèles $OF \parallel DG$. La droite DF coupe OG dans le point S qui est la projection stéréographique de la même face.

La construction exécutée dans le sens contraire permet de transformer le point stéréographique S en point gnomonique G .

La fig. 2 donne l'explication de cette construction, en représentant la position du centre de projection O et les positions relatives des cercles et des faces projetées.

KAZIMIERZ SMULIKOWSKI

(Department of Petrology of the University of Warsaw)

THE PROBLEM OF GLAUCONITE

PRINCIPAL THESES: 1° All pure glauconites agree with the general formula of the mica group: $R_y M_w [(OH)_2 Si_{4-x} Al_x O_{10}] \cdot n H_2O$ — 2° Different members of this group differ from each other in mutual relations of the indices y, w, x — 3° Illite and pholidoide are distinct members of the mica group: in the former $x \cong y < 1$, in the latter $x < y < 1$ — 4° Illite, pholidoides, aluminous glauconites and typical glauconites form together a continual crystallochemical series of minerals — 5° The crystalline structure of glauconite must be intermediate between true micas and the montmorillonite group — 6° The chemical composition of glauconite depends, to some extent, on the geological age and on the lime content of the sediment — 7° In pure marine conditions the following reaction series occurs: illite $\rightarrow$ pholidoide $\rightarrow$ aluminous glauconite $\rightarrow$ typical glauconite. The progress in this series is regulated chiefly by the rate of sedimentation.

CONTENTS

	P.
Introduction: critical review of the literature concerning glauconite for the last 30 years	21
Chemical analyses of glauconite	33
Errors and deficiencies in chemical analyses of glauconite	38
Crystallochemical constitution of glauconite and of other micaceous minerals	46
Graphical methods in the service of comparative crystallochemical analysis of micaceous minerals with special reference to glauconite	51
Other minerals of the mica group and their crystallochemical characteristics as compared with glauconite	58
Is the chemical composition of glauconite influenced by the geological age or by the facies of sediment?	73
Role of water in glauconite	80
Physical properties of glauconite	88
Formation and sedimentation of glauconite	94
Glauconite, pholidoide and illite in the course of metamorphism of sediments	104
References	107

INTRODUCTION

Problems concerning the properties, the nature and the origin of glauconite will ever be actual, although every year new contributions to the knowledge of this mineral appear in scientific literature. Such problems are very interesting to mineralogists, as well as to all geologists, on account of the wide occurrence of glauconite in common marine sediments, from present to very ancient, early Palaeozoic times.

Glaucanite may also be of interest from the technological point of view. It may be used as natural earth colour. It may be reckoned among the most effective mineral adsorbents, suitable for decolouration of crude petroleum and for softening of natural waters, due to its ion-exchange power. It should also be taken into consideration as a raw material of potassium, relatively poor (6–8% K_2O), but widespread and abundant in many sedimentary series. Finally, glauconite almost constantly accompanies the phosphates of marine origin, and beds, rich in glauconite, often present an important concentration of phosphoric acid.

The interest of the present author in the glauconite problem dates from the beginning of his scientific work in petrology, and his first paper was devoted to this mineral (1924, 52)¹. Eleven years later he described a particular macrolamellar variety of aluminous glauconite, which he called *skolite*, and, on this occasion, he discussed some general problems concerning the glauconite group as a whole (53). Both papers, especially the former, remained unknown to foreign mineralogists and geologists.

It seems useful to start the present paper with a critical review of scientific progress in the glauconite problem for the last 30 years, and to commence by the recollection of the author's first, ignored paper, which brought some interesting and, at that time, new observations.

The results of the author's work of 1924 may be summarized as follows:

1° The density of glauconite is in no sample constant and varies within some limits, according to the water content, which depends on the tension of water vapour in the atmosphere.

2° About half of the water content of glauconite (up to 4%) is adsorbed from the air, like the water of zeolites and hydrogels. It can be easily expelled by a short heating to 105°C and then, after cooling, entirely regained after 24 hours. Stronger heating or ignition causes the discolouration of glauconite from green to brown-red; the water expelled in such conditions cannot be recovered and presents a chemically bound fraction (constitutional water).

3° Glaucanite grains show a strong adsorption power towards some organic colouring matters; they decolourize darkened tetrabrometan, they refine the brown raw petroleum or paraffin etc.

4° The examined glauconite from Mokrotyn and Glińsko (NW of Lwów) is accompanied by scarce white or yellow grains, optically isotropic and quite similar to the grains of glauconite in their size and shape. The microchemical analysis proved that they are composed of amorphous calcium phosphate. Chemical analysis of pure glauconite, controlled under the microscope for purity and homogeneity, demonstrated quite an important proportion of

¹ Figures in italics in brackets refer to the literature quoted on pp. 107–109.

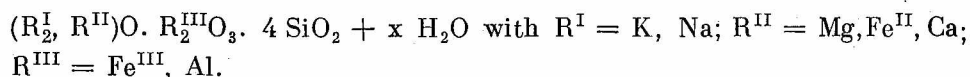
tri-calcium-phosphate invisibly adsorbed within the grains of glauconite. In the pure glauconite grains from Glińsko the content of such concealed $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ amounts to 10% of weight, and is accompanied by 0.8% of calcium carbonate in the same manner as in most sedimentary phosphorites. This adsorbed phosphoritic matter can be washed away by very diluted hot acids; within about ten minutes of such treatment, CaO and P_2O_5 are extracted in proportion 3:1, while glauconite itself remains practically intact. It may be concluded that the phosphoritic matter, present in the submarine medium during the sedimentation of glauconitic sand, coagulated mostly together with glauconite grains, and only in very small amount in separate phosphate grains.

5° Long boiling of entire grains of glauconite in strong mineral acids leaches away all cations, and leaves a colourless and amorphous silica gel in form of hard skeletons, reproducing exactly the original shape of grains. This extraction affects equally all cations of glauconite, except lime, which, combined with phosphoric acid, escapes very quickly. Hydrochloric acid extracts the cations evenly from the whole volume of each glauconite grain, causing their gradual bleaching. Concentrated sulphuric acid does not react at all, but, diluted with 50% water, acts more quickly than HCl , and proceeds gradually from the surface toward the centre of each glauconite grain; in some advanced stage of this operation the grains show a dark green, well conserved core in a discoloured shell of pure silica.

6° Lixiviation of the grains of glauconite in a hot 25% solution of NaOH on a waterbath dissolves, after 5 hours, only insignificant amounts of silica and alumina. But subsequently, shaken in pure water, the grains relax into fine, light green suspension, i.e. they are subject to peptisation and give a glauconite sol, persistent only in a neutral medium. But a slight acidification of such colloidal solution with a few drops of HCl leads to a coagulation of shaky tufts. In a concentrated, boiling solution of NaOH glauconite decomposes distinctly; after 24 hours of heating on a waterbath, 13.8% of SiO_2 and a trifle of Al_2O_3 passed into solution, and 9.2% of Fe_2O_3 was separated as rusty ferri-hydroxide.

7° The interpretation and discussion of two chemical analyses of glauconite from Roztocze (Mokrotyn and Glińsko) and of 21 best glauconite analyses of other authors have shown a very wide variability of its chemical composition. The application of some graphic and statistical methods permitted to distinguish four chemical kinds of glauconite, joint together by many transitions:

I — Principal and typical group characterized by the following stoichiometric formula, agreeing well with the formulas of Clarke and of Caspari:



II — Glauconites deficient in $R_2^{III}O_3$ and with excessive $(R_2^I, R^{II})O$.
 $SiO_2: R_2^{III}O_3 > 4$ and $(R_2^I, R^{II})O > R_2^{III}O_3$;

III — Glauconites with excessive $R_2^{III}O_3$ and deficient in $(R_2^I, R^{II})O$.
 $SiO_2: R_2^{III}O_3 < 4$ and $(R_2^I, R^{II})O < R_2^{III}O_3$;

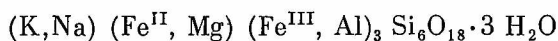
IV — Glauconites remarkably deficient in SiO_2 .

8° The original nature of glauconite was certainly colloidal and might be characterized as mixed ferri-alumo-siliceous hydrogel with adsorbed potassium. Such an origin of glauconite, as an absorptive rather than purely chemical compound, might explain the variability of its quantitative composition. Posterior alteration of the primitive colloid into a cryptocrystalline aggregate finally conduced to some physico-chemical homogeneity and approached its composition to some stoichiometric proportions.

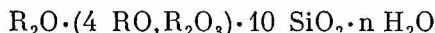
9° The variability of the chemical composition of glauconite may be the consequence of two principal causes: a) physical conditions and concentration of chemical elements in the sedimentary environment influence the composition of glauconite at the time of its precipitation; b) in the course of its formation glauconite tends to approach a certain chemical composition, expressing a certain chemical equilibrium of the submarine environment. But, afterwards, in ready sediments, in consequence of later changes of equilibrium, it may depart anew from its achieved original composition.

10° Hummel's hypothesis of the halmyrolitic formation of glauconite from aluminosilicate minerals was a subject of serious criticism. A supposition was drawn that the formation of glauconite at the sea bottom may take place by various ways and from different materials, provided that suitable physico-chemical conditions are secured by the submarine environment. Beside the direct coagulation of mixed colloids of continental provenience from the sea water, many other sedimentary components, as clay minerals, fragments of volcanic glass, even amorphous silica, may undergo an alteration into glauconite. This process named *glauconitization* has a very wide geological importance, and leads to extensive generation of glauconite, on condition that the occurrences are favourable and the rate of sedimentation sufficiently slow to prolong the direct contact of fresh coagulation or of altering fragments with free sea water. If the sedimentation proceeds too quickly, all these products will be cut off without delay from the medium of glauconitization and remain as imperfect glauconite, or they cannot participate at all in this process.

The chemical formula of glauconite, suggested by Schneider (50) in 1927, resembles my formula for the principal group, but it is less general, since it stabilizes the proportion of water and the ratio of univalent to bivalent bases



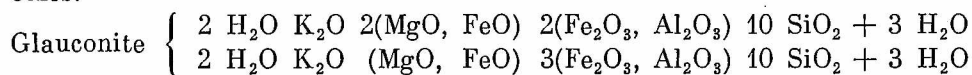
Hallimond's formula of 1922 and 1928 (27, 28) has a much more general application. It implies mutual substitution of bivalent and trivalent cations and complies well with my three glauconite groups I—III. It stabilizes, however, the alkalis:silica ratio at 1:10, which is not always true.



Moreover, Hallimond points out the possibility of an interpretation of aluminous glauconite as a combination of muscovite and montmorillonite.



An improvement of Hallimond's formula was proposed by Ross (47) who regards common glauconites as isomorphous mixtures of two extreme molecules:



Obviously the application of this concept cannot be better than that of Hallimond's formula.

The year 1932 yields a publication very important for the geological knowledge of glauconite, namely Hadding's study of the glauconitic rocks of Sweden (26). We find here many perspicacious observations on the occurrence of glauconite, excellent descriptions of its appearance in microscopic slides, a thorough discussion on the mode of formation and a historical review of earlier opinions on this subject. Little new and valuable is said there about the physical and chemical properties of glauconite and, in this respect, even earlier issues are quite insufficiently taken into account (density, optical properties, chemical behaviour etc.). It would be superfluous to recapitulate all the results of this paper, but the most important and notable theses must be pointed out.

Glauconite always forms in the course of retarded, interrupted or even negative sedimentation, frequently in connection with interformational conglomerates, hence in agitated water, under decreased deposition of detrital material, and especially with the practical exclusion of finest silt. It is connected with rather cold water, slightly acidified by carbon dioxide, and it avoids highly oxidizing, as well as strongly reducing conditions at the sea bottom. The presence of organic matter is not necessary for glauconite generation, but in moderate amounts it seems to be rather favourable thereto. The conditions of glauconite formation are difficult to explain, because its grains are frequently deposited on secondary beds, and such circumstances can seldom be demonstrated.

In what concerns the formation of glauconite grains and the primitive materials from which they derive, Hadding's views accord with my opinion

of 1924: they are products of coagulation of colloidal matter containing potash and magnesia adsorbed from sea water. Subsequently this matter was subjected to dehydration, stiffening and re-crystallization in a cryptocrystalline squamous aggregate. Sometimes glauconite coats pebbles or fossils, but its chemical precipitation may be quite similar in this case too. Hadding does not perceive in his material any evidence of a secondary formation of glauconite in the course of diagenesis.

The observations of L. Cayeux (9) on glauconite from carbonate rocks indicate a very common substitution of this mineral for calcium carbonate of organic or inorganic origin. Skeletons of animals belonging to different groups may undergo this substitution often with such fineness, that all subtle details of their structure are perfectly preserved. The shells of Foraminifera are not at all privileged in this respect, and do not play any particular role in the formation of glauconite. Glauconitized organic debris get into the sediment from another environment and also ordinary glauconite grains are mostly of foreign origin. The place of glauconite generation is not identical with the place of its deposition, like oölites, the formation and sedimentation of which must be also referred to quite different spots on the sea ground.

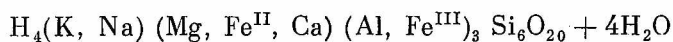
Some interesting new data on glauconite were reported by Pilipenko (45). Detection of considerable lithium content (0.1-0.2% Li_2O) points out the possibility of concentration of some rare bases from sea water by selective adsorption. Another important statement is the distinction of two different kinds of water in the composition of glauconite, which confirms my earlier observations. A great portion of water escapes at below 110°C , a small one at about 180°C , and then glauconite discolours into rusty tints. The rest of water is discharged at red-heat.

The deliverance of hard siliceous pseudomorphs after glauconite grains by treatment with hot hydrochloric acid leads Pilipenko to an unjustified supposition that glauconite cannot be a homogenous mineral, but a mixture of silica and some complicate ferripotassic compound, which can be extracted from the silica by hot acids. Judging from optical properties Pilipenko claims this silica as a mixture of lussatite and opal. This is certainly a misunderstanding, because the author's tests of maceration in acids and alkalis proved the chemical homogeneity of pure glauconite. The deliverance of siliceous skeletons, after treatment with acids, does not speak against the homogeneity of glauconite, because many other common silicates as biotite, many zeolites etc. behave in the same manner, although they possess a quite homogenous crystal lattice structure.

A certain optical anisotropy of siliceous pseudomorphs after glauconite, obtained by boiling in HCl, was elucidated by my investigation of *skolite*, a macrolamellar variety of aluminous glauconite (53). Skolite scales digested in hot hydrochlorid acid leave white lamellar pseudomorphs of pure

hydrated silica, easily soluble in a hot soda solution. Such siliceous scales, however, are not isotropic, but feebly birefringent, and furnish fair images of acute negative bisectrix α with a rather small angle of optical axes, identical with those of primitive skolite, but with strongly reduced refraction indices (below 1.49). It means that silica set free by acids does not move from its primitive positions in the crystal lattice of skolite and persists in a quasi homogenous structure, in spite of removal of all cations.

The chemical composition of skolite satisfactorily agrees with my formula of the principal glauconite group, but departs from the formulas of Hallimond and Ross. Investigation of the escape of water in elevated temperatures enables the distinction between adsorbed water and constitutional water in the formula of skolite.



The loss of water by heating is fairly continuous from 40°C up to 180°C (adsorbed H_2O); at this point a little leap of about ½ % H_2O could be ascertained, and then the original green colour grows rusty. During further heating to 420°C skolite maintains a nearly constant water content (about 4%), which may be considered as constitutional (OH). But from this point water begins to escape quickly and finally it is completely lost (dehydration curve fig. 15, p. 83). Dehydrated rust-brown skolite shows somewhat lower refraction indices, but other optical data seem to remain unaffected.

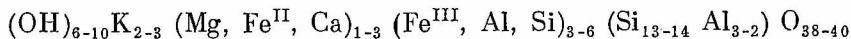
Skolite is a diagenetic mineral, originating in sandstone by local accumulation and recrystallization of its primitive scanty cement, which may be characterized as a cryptocrystalline squamous aggregate of argilo-sericitic appearance. Fractional chemical analyses of different marine marls published by Thiébaud (56) proved the existence of some argillaceous components decomposable by hydrochloric acids and rich in potash and magnesia. As the term „*phyllites*” given them by Thiébaud is, in some languages, used as an equivalent for slightly metamorphosed slates, I proposed to replace it by „*pholidoides*”. This name designs mineral components of many sediments very near, in their chemical properties and formula, to glauconites and certainly linked with them in a common group of micaceous minerals; they differ from glauconite, however, in their preponderance of alumina over iron and in their appearance in sediments, never forming individualized grains, but dispersed in finest cryptocrystalline squames in the matrix. This statement is strongly supported by the study of Gawel (17) who in the greenish Lower Eocene clays of East Carpathians proved the existence of a particular clay-substance chemically very like glauconite, but much richer in alumina. This substance may be certainly classed also among the pholidoides. *Skolite may be defined as a macrolamellar variety of pholidoides*

recrystallized in the course of diagenesis of the sandstone. Bravaisite should be also assigned hitherto.

The paper of Kampioni-Zakrzewska (36) describes a glauconite from Żórawno (U.S.S.R.) interesting by its paragenesis with abundant syngenetic pyrite, and then originating from relatively strongly reducing medium. It contains, therefore, comparatively much FeO and little Fe₂O₃ and agrees better with Hallimond's than with my formula of typical glauconites. The curve of dehydration by heating is similar to that of skolite (see fig 15, p. 83).

Close relationship of the glauconite group to the mica group was long ago allowed by many mineralogists. Scaly cleavage, optical orientation of acute negative bisectrix α nearly perpendicular to the cleavage plane, pleochroism with minimal absorption along α , birefringence rather strong, abundance of potash, these are all characters which were arguments for Lacroix in favour of the micaceous nature of glauconite. Powder X-ray diagrams of glauconite, previously executed already by Schneider (50), were very similar to those of mica. But, first of all, more accurate structural investigations of Gruner (23), executed on glauconite, at the time when the sheet structure of mica was already well known, have confirmed that supposition beyond any doubt. Not only the general structure type of glauconite, but also the spacing of lattice planes of its sheet structure have been shown almost identical with those of mica structure. The most important difference between both minerals consists in the excess of water and some deficit in potassium ions, which may be explained by some lattice gaps; such deficit often happens, however, in many micas too, and it is not much greater in most glauconites.

Another difference between micas and glauconites consists in the fact, that in the tetrahedral layer of mica, aluminium and silicium participate in 1:3 proportion, while in glauconite aluminium is deficient and the corresponding proportion is about 1:5. Gruner explains the excess of silicium in this layer as well as that of H₂O, as effects of the marine medium of glauconite formation, where both elements must have been in superfluity. In consequence, Gruner proposes the following formula for glauconite:



Almost at the same time Galliher (16) published his observations on the secondary formation of glauconite at the expense of detrital biotite. At the bottom of Monterey Bay in California, in the granitic detritus, abundant scales of biotite show gradual transformation into rounded glauconite grains. Such recasting consists in strong hydration, in decrease of Al, Mg and K and in oxidation of ferrous into ferric iron. Chemical analyses of the secondary glauconite, however, differ distinctly from those of ordinary mineral, and do not agree with any chemical formula hitherto proposed. Notwithstanding that, Galliher claims an unjustified opinion that all glauconite everywhere

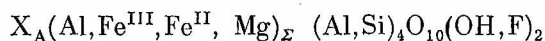
originates by transformation of biotite. This process might be conditioned by alkalinity of sea water, anaerobic environment and slow muddy sedimentation.

Micaceous components of many sedimentary rocks mostly named „sericite” or „sericite-like substance” are the subject of a special study of Grim and his co-workers (27). The authors are right in their opinion that the terms „sericite” or „sericite-like” do not mean anything accurate in mineralogy, and that for those cryptocrystalline components of sediments a new mineralogical name would be needed, especially if they are not identical with muscovite in their chemical composition. Grim proposed the name *illite* as a collective term for those micaceous substances. They differ from ordinary white mica in their higher content of water, silica and magnesia, in lower content of potash and they approach, therefore, in their chemical composition highly aluminous glauconites. Grim ignored the fact that such a collective term for argilo-micaceous compounds of sediments already existed: Thiébaud's *phyllites*, later changed by me to *pholidoides*. The crystalline structure, quite similar to that of muscovite, as well as the optical properties, chemical composition and loss of constitutional water between 380 and 440°C, well accentuate this connection. It will be shown later (p. 70) that, besides this similarity, an important difference exists between illites and pholidoides and then both names will be indispensable in their more particular significance.

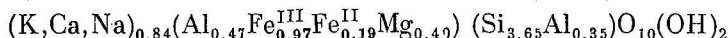
The same kind of argilo-micaceous minerals is interpreted in the paper of Maegdefrau and Hofmann (39), and compared with glauconite and celadonite. Analogy with the mica group is confirmed by determination of density, optical properties and chemical analyses, although they contain somewhat less alkalis and a little more water. The roentgenographic analysis proves their close analogy with micas and almost identical lattice spacing, although the number of interference stripes is usually smaller. Special interest is paid to the strong base exchange power of those minerals. The curves of dehydration by rising temperatures are very similar to those demonstrated by Polish authors for glauconite, but their even shape seems to have been obtained by interpolation from an insufficient number of points. The decolouration of glauconite by heating is explained in this paper as an effect of oxidation of Fe^{II} , assuming that the green colour of glauconite is due to the simultaneous presence of ferrous and ferric iron. This interpretation is certainly wrong, because many common green glauconites are originally very poor in ferrous iron, and a sudden oxidation at 180°C, just at the moment of losing the rest of adsorbed water, is quite improbable.

A great progress in the knowledge of glauconite and a welcome contribution to the question of its chemical constitution has been given by Hendricks and Ross (30). A new method of calculation of glauconite analyses for a modern

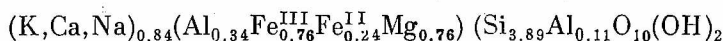
crystallochemical formula, based on the mica model, facilitates the mutual comparison of glauconites of different origin and explains their connection with celadonites. A general formula proposed for the whole group of those minerals is:



where $X = K, Na, Rb, Cs, Ca, Ba, Sr$, $A = 1$ or less, Z is less than 3, in glauconite mostly 2 ("heptaphyllite group" after Winchell). The average formula of glauconite calculated from 32 analyses shows the following elementary proportions:



The average formula of celadonite is:



In what concerns the genesis of glauconite, Hendricks and Ross object by many arguments to its universal origin from biotite. Their observations upon the formation of glauconite from pyroclastic fragments of phonolite, andesite, augite etc. are very interesting. The constant presence of ferrous iron in glauconites is interpreted as a proof of reducing conditions, which may be ascribed to the cooperation of some bacteria in muds.

In the same year excellent analyses of New Zealand glauconites were furnished by Hutton and Seelye (32). A very useful improvement of the method of calculation of glauconite formulas was proposed by Harvey (29). In all my calculations I have made use of this simple and objective method.

In the last ten years *the method of differential thermal analysis* found general application in the study of ill-crystallized minerals, especially of clay substances. This method, derived from the old way of Le Chatelier (1887), was improved by Orzel (1933) and lately perfected and completed by various technical means. It has become an indispensable operation in the research of clay minerals and their mixtures in sediments, rocks and soils. Its diagnostic importance may surpass the value of chemical analyses, optical investigations and even of roentgenographic determination of crystal structure.

Differential thermal analysis consists in the electrical heating of an investigated sample with continuous rise of temperature up to 1000° or to its melting point, and in the registering of endothermic and exothermic effects which occur in the sample during this heating. The temperatures and measures of those effects are different in various minerals, this method, therefore, can serve for their diagnosis even in strongly crumbled condition, or in mixtures, when not too complicated. Many papers stress the valuable results in this matter (3, 4, 7, 20, 21, 22, 37). They concern above all minerals constituting clay sediments and their importance for the present paper may be pointed out chiefly in regard to illite, which shows much similarity with

the glauconite group. Glauconite itself was treated accidentally by those methods, as far as its thermal curve resembles that of illite (20). The illite curve shows three distinct endothermic points (at 150°, 550° and 900°C) denoting three different portions of escaping water, and one exothermic point indicating probably the formation of spinel (about 950°C). The thermic curve of glauconite drawn by Grim and Rowland (22) shows the endothermic points at the same intervals of temperature, but the leaps are smaller and the exothermic peak at 950°C is wanting.

Special investigation of glauconite by means of differential thermal analysis is offered by the study of Sabatier (48). Thermal curves published by this author are not similar to those of Grim and Rowland: the first endothermic point at 150-200° shows a very deep drop of heat, with a characteristic little dent at 120°; the second one at 550-600°C is much smaller, the third at 900° almost missing. The thermal curve of bravaisite is very similar to that of glauconite but without any dent at 120°. The comparison of those thermal curves with the dehydration curves published by me and by Kampioni-Zakrzewska proves that the first endothermic point at 150-200°C corresponds to the loss of adsorbed water, the second point at 550-600° to the loss of a mean part of constitutional water. This second point lies, however, some 120-150° higher than the starting point of escape of constitutional water. Such a difference is quite normal and conceivable and is also observed in other minerals e.g. kaolinite, since the endothermic minimum corresponds to the moment when the loss of heat caused by endothermic reaction is just balanced by the afflux of heat from without, and it takes place much later than the beginning of this reaction.

Moreover, Sabatier's study offers a thorough examination of French glauconites from three different formations (Lower Cretaceous, Upper Cretaceous and Tertiary) including chemical analyses, optical data, determinations of density and of crystal structure. Particular interest is paid to the problem of base exchange in glauconites and to the theoretical explanation of this phenomenon.

The important paper of Gorbunova (19) of 1950 brings interesting new statements about glauconite. Most remarkable there is the confirmation of the connections of the chemical composition of glauconite and its properties with the geological facies of glauconite-bearing sediments. In the glauconite strata of Upper Jurassic and Lower Cretaceous from the Moscow basin three types of glauconite have been distinguished.

1st type occurring in shallow water sand sediments forms common grains of usual size (0.1-0.25 mm of diameter). This type shows dark green colouration, relatively high density (2.7-2.9) and high average index of refraction (about 1.59). It is typical glauconite, rich in ferric iron and potash (20% Fe_2O_3 , 6.35% K_2O) and poor in free silica (3.3%).

2nd type limited to muddy Upper Oxfordian and Kimmeridgian sediments, i.e. to the facies of rather calm and deeper sedimentation, is intermediate between the 1st and 3rd type. Its grains are smaller, grading to fine pelite (about 0.05 mm), light coloured, yellow-green; the average refraction index is lower (1.57), the density smaller (2.6-2.8), the content of Fe_2O_3 and K_2O moderate and free silica more abundant (10% of uncombined SiO_2).

3rd type is connected with deep water clay sediments of Oxfordian, with abundant carbonates and syngenetic montmorillonite. This glauconite is nearly colourless, pale greenish-yellow and its grains are still smaller (down to 0.01 mm), mostly constituting a clay-like squamous groundmass with subparallel arrangement of micropelitic scales. Low density (2.4-2.5) and feeble refraction indices (about 1.54) correspond to relative poverty in iron and potash ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5-8\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2-2.5\%$) and to relative abundance of free silica (14-18%). Adsorption power is very great, more than twice greater than of the normal glauconite (1st type).

The occurrence of those three glauconite types could be ascertained on a vast area of the Russian plateau in close relationship with sedimentary facies. The differentiation of glauconite presents a continuous series, from the dark green highly ferriferous type 1 to the nearly colourless aluminous and iron-poor type 3. The latter is said to originate in environment poor in free iron which was mainly bound in pyrite or marcasite. The concentration of free silica (opal or chalcedony), which is not a later introduced element but certainly a syngenetic one, rises at the same time. The grains of typical glauconite, in the investigated sediments, are always of much greater size than quartz grains, and this supports the opinion that they were formed by chemical precipitation in the sediment, probably as microconcretions of colloidal clay materials.

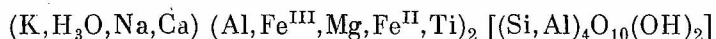
In one and the same sediment the grains of glauconite show wide differences of individual density, which is certainly caused by an important diversity of chemical composition. Powder roentgenograms of different glauconite types, however, present identical figures, which indicates constant crystal-structure. But in the pale glauconite type 3, besides the lines proper to this mineral, some quartz lines appear and also some other lines which might be ascribed to an admixture of montmorillonite. The paragenesis of glauconite and montmorillonite is described as especially characteristic for the Oxfordian clays and marls of the Moscow basin, where the substitution of glauconite by montmorillonite and vice versa may often be encountered.

From the above descriptions one may conclude that typical glauconite, in the sense hitherto accepted in mineralogy, is solely the 1st type. The so-called „colourless glauconite” of the 3rd type corresponds probably to pholidoide mixed with opal and montmorillonite, and cannot be considered

as a homogeneous mineral. The 2nd type also presents a mixed and intermediate product between the typical glauconite and a pholidoide mingled with opal and montmorillonite. Such an interpretation explains the unusually low potash content in types 2 and 3.

The confirmation of a genetic connection of the pholidoides and montmorillonites with ordinary glauconites is certainly the most important and interesting statement in the above-mentioned paper of Gorbunova (19). While pholidoides, unable to flock into compact isolated grains, form in the conditions of quiet sedimentation in deep water, the typical glauconite may, on the contrary, originate in agitated water during sabulous sedimentation as well individualized dark green granules, enriched in iron and potash, but impoverished in alumina.

Hydromuscovite, as well as illite and glauconite, have a mica-like lattice structure manifesting, however, a certain deficit in potassium and an excess of water. This difference might be explained by some structural defects or gaps. But also another explanation could be offered, as pointed out in 1948 by Gruner (24) and in 1952 by Brown and Norrish (6). Big potassium ions in interlayer spaces can be substituted by complex univalent ions of oxonium $(H_3O)^{+1}$ having nearly identical diameters. According to this hypothesis the illite formula could be as follows:



which might be also applied *mutatis mutandis* to glauconite.

After having reviewed the progress in the knowledge of glauconite for the last thirty years, I would now attempt to utilize, in a more complete and universal manner, all the data and observations now accessible, for the elucidation of the many still unsolved problems concerning the place of this mineral among the whole group of micaceous substances, and to draw some conclusions with regard to its generation.

CHEMICAL ANALYSES OF GLAUCONITE

The discussion on the chemical composition of glauconite will be based upon 68 chemical analyses of this mineral, selected from the available literature. In this assortment I have omitted analyses either incomplete or very old, and those, the figures of which indicate either grave analytical errors, or evident impurity of analysed material. On that account the analyses of Gorbunowa (19) have not been here included, as the author herself confirms an important admixture of opal and montmorillonite in the analysed glauconites. This collection of analyses is arranged in tables 2—6, in the sequence of geological age, beginning with Holocene and concluding with Cambrian glauconites. The last table (7) contains some glauconites of unknown age.

Table 1

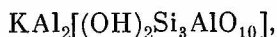
Glauconite from Ordovician limestone
(Eriksöre, Öland, Sweden) — (Analyst N. Sahlbom)
(vide table 6, No. 52).

	weight %	mol. prop.	subst. of $Ca_3P_2O_8$		atomic ratios		valence propor.	cation proport. for 22 vol. units		
SiO ₂	51.35	855			855	×4	3420	Si	3.697	} 4.000(Si,Al)
Al ₂ O ₃	9.47	93		×2	186	×3	558	Al ⁴	0.303	
Fe ₂ O ₃	16.37	102.5		×2	205	×3	615	Al ⁶	0.501	} 2.014 M
FeO	4.75	66			66	×2	132	Fe ^{III}	0.886	
MgO	3.17	79			79	×2	158	Fe ^{II}	0.285	
								Mg	0.342	
K ₂ O	7.34	78		×2	156	×1	156	K	0.675	} 0.865 R
Na ₂ O	1.22	20		×2	40	×1	40	Na	0.173	
CaO	0.63	11	7		4	×2	8	Ca	0.017	
H ₂ O	4.85									
P ₂ O ₅	0.35	2 $\frac{1}{3}$	2 $\frac{1}{3}$							
Total	99.50						5087	quotient $\frac{22}{5087} = 4.324$		

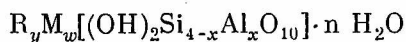
The list of analyses includes also information about the kind of sediment from which glauconites were separated. In this respect, too, the available literature does not always contain sufficient data: e.g. Nos. 30,44,45,58, 66-68 are of unknown origin.

All this information is carefully quoted in view of an examination, whether some relations between the chemical composition of glauconite and its geological age or its sedimentary source could not be brought to light. It is not impossible that the present lack of knowledge of such relations is caused merely by insufficiency of analytical material.

All chemical analyses of glauconite were calculated on atomic proportions in order to utilize them for the establishment of chemical formula admitting close crystallochemical analogy of this mineral with white mica. If the theoretical formula of muscovite is



the generalized formula of glauconite and all the other members of the mica group should be as follows:



R denotes all large interlayer cations with coordination number 12 against oxygen, i.e. K,Na,Ca,Rb,Cs,Ba,Sr.

M designates cations of moderate size with coordination number 6 against oxygen and hydroxyl ions: Al, Fe^{III}, Fe^{II}, Mg, Ti^{IV}, Li, Mn^{II} (so-called octahedral cations).

x indicates the number of Al-ions replacing Si-ions in tetrahedral layers $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}]$. In glauconite it is always smaller than y and much smaller than 1 ($x < y \ll 1$). w cannot be greater than 3, in glauconites and muscovites it usually approximates 2.

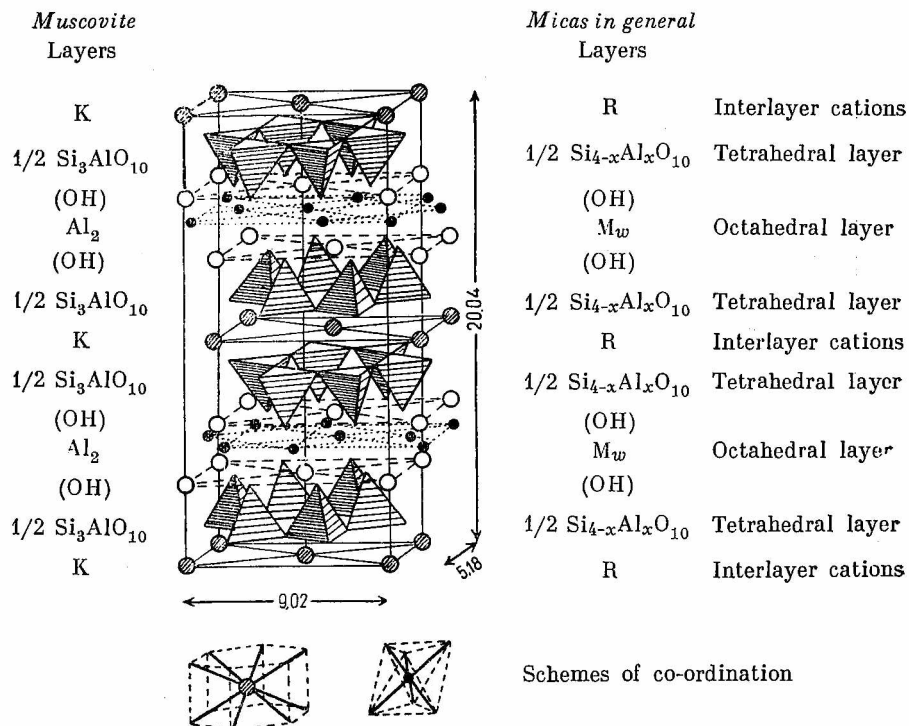


Fig. 1

Muscovite structure as prototype for the whole mica group

The calculation of chemical analyses to the above named formula regards cations alone, and is executed in relation to 22 valence units ($10 \times \text{O}^{-2} + 2(\text{OH})^{-1}$). Adsorbed water ($n \text{ H}_2\text{O}$) as well as constitutional water (OH) are not taken into account. The mode of calculation is founded on the principle of Hendricks and Ross (30) and on its improvement by Harvey (29).

At first the lime is subtracted from the total figure to form together with CO_2 , P_2O_5 and fluorine CaCO_3 , $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ and CaF_2 , and only the excess of CaO is supposed to enter into the constitution of the silicate. Then the oxides converted into cation ratios and later into valence proportions of the cations. Finally, the cations are recounted on the sum of 22 valence units,

(for cont. see p. 38)

Table 2
Recent glauconites

	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>weight %</i>								
SiO ₂	47.46	49.12	46.90	51.15	54.58	55.95	51.90	47.6
Al ₂ O ₃	1.53	7.09	4.06	7.61	7.17	11.56	1.52	9.9
Fe ₂ O ₃	30.83	25.95	27.09	18.83	18.27	9.99	27.98	21.9
FeO	3.10	0.89	3.60	2.78	2.86	2.02	1.26	1.5
MgO	2.41	3.10	0.70	4.54	2.95	6.77	4.67	3.7
TiO ₂	—	—	—	—	—	0.59	0.30	—
K ₂ O	7.76	7.02	6.16	7.80	5.34	4.12	4.90	5.3
Na ₂ O	—	—	1.28	—	1.23	0.61	0.53	1.4
CaO	—	—	0.20	—	1.86	3.95	0.89	0.8
H ₂ O +	} 7.00	} 7.12	} 9.25	} 7.56	} 6.53	3.22	4.05	} 7.7
H ₂ O —						1.60	2.10	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.18	0.11	—
Total	100.09	100.29	99.24	100.27	100.79	100.56	100.21	99.8
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>								
Si	3.637	3.603	3.657	3.721	3.854	3.766	3.782	3.498
Al ⁴	0.138	0.397	0.343	0.279	0.146	0.234	0.131	0.502
Al ⁶	—	0.220	0.032	0.376	0.447	0.679	—	0.354
Fe ⁴	0.225	—	—	—	—	—	0.087	—
Fe ^{III}	1.557	1.432	1.592	1.031	0.971	0.509	1.445	1.209
Fe ^{II}	0.198	0.053	0.234	0.170	0.170	0.113	0.074	0.093
Mg	0.276	0.339	0.080	0.494	0.309	0.679	0.508	0.406
Ti	—	—	—	—	—	0.028	0.017	—
K	0.755	0.656	0.609	0.725	0.483	0.356	0.455	0.494
Na	—	—	0.197	—	0.170	0.080	0.074	0.198
Ca	—	—	0.019	—	0.140	0.267	0.057	0.062
(Si, Al, Fe) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.031	2.044	1.938	2.071	1.897	2.008	2.044	2.062
R	0.755	0.656	0.825	0.725	0.793	0.703	0.586	0.754

		1	2	3	4	5	6	7	8	
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴	15.4	31.2	28.6	20.2	10.5	14.5	18.3	31.2
		Al ⁶	—	17.3	2.7	27.3	32.3	42.0	—	22.0
		R	84.6	51.5	68.7	52.5	57.2	43.5	81.7	46.8
	2a	x	0.363	0.397	0.343	0.279	0.146	0.234	0.218	0.502
		z + 3u	+0.383	+0.260	+0.500	+0.451	+0.788	+0.740	+0.433	+0.313
	2b	X	39.1	43.1	40.7	24.1	15.6	22.9	23.8	42.3
		Z	50.9	42.6	37.2	57.5	51.3	74.7	61.8	42.0
		U	−10.0	−14.3	+22.1	−18.4	+33.1	−2.4	−14.4	−15.7
	3	al	—	10.7	1.7	18.2	23.5	34.3	—	17.2
		fe ^{III}	76.7	70.1	82.1	49.8	51.2	25.7	71.3	58.6
		fe ^{II}	9.7	2.6	12.1	8.2	9.0	5.7	3.6	4.5
		mg	13.6	16.6	4.1	23.8	16.3	34.3	25.1	19.7
		al + mg	13.6	27.3	5.8	42.0	39.8	68.6	25.1	36.9
		al + fe ^{II}	9.7	13.3	13.8	26.4	32.5	40.0	3.6	21.7
		al + fe ^{III}	76.7	80.8	83.8	68.0	74.7	60.0	71.3	75.8

1 — Tuscarora, Pacific, depth 317 m. *Recent greensand* (Collet & Lee, fide 26, No. 1, p. 122)

2 — Pacific of Panama, depth 556 fth. *Recent greensand*. An. Caspari (fide 26, No. 8, p. 122)

3 — Agulhasbank, near Agulhascap, South Africa, depth 217 m. *Recent greensand*. An. Gumbel (fide 26, No. 6, p. 122)

4 — Agulhasbank, ibidem, depth 110 fth. *Recent greensand*. An. Caspari (fide 26, No. 7, p. 122)

5 — Aomori Bay, Japan (Takahashi fide 30, No. 35, p. 693)

6 — Monterey Bay, Cal. U.S.A. *Recent glauconite*. An. Hanks (16)

7 — Monterey Bay, Cal. U.S.A. *Recent glauconite*. An. Hanks (16)

8 — San Pedro, Cal. U.S.A. *Pleistocene marl* (50)

multiplying their atomic ratios by the quotient resulting from the division of 22 by the sum of valence proportions. The Al-portion, completing Si to the sum of 4, is regarded as Al in tetrahedral coordination; the rest of Al is thought to exist in octahedral coordination, and included in cation-group M, together with Fe^{III} , Mg, Fe^{II} , etc. An example of such a calculation is shown in table 1 (p. 34).

The tables of analyses 2—7 comprise those cation ratios necessary for the modern crystallochemical formulation of each analysed glauconite. They also include some crystallochemical parameters, which will later be employed for the construction of some auxiliary diagrams (p. 53—58). The same mode of crystallochemical calculation may be applied to all the other minerals of the mica group, as biotite, phengite, illite etc. It enables their mutual comparison and the determination of the position of glauconite in the whole mineral group. This task will be strongly facilitated by the use of the above mentioned diagrams.

Before setting about those comparative considerations it would be useful to examine, whether the chemical analyses of glauconite constituting the base of those considerations do not include any errors or inconsistencies, which might exert a prejudicial influence on the obtained results. The analyses of glauconite not infrequently show diversity and instability of many components. Is this not caused by analytical incorrectness or by inaccurate separation of the mineral from the sediment?

ERRORS AND DEFICIENCIES IN CHEMICAL ANALYSES OF GLAUCONITE

The reliability of some chemical analyses of glauconite is questionable because the purity and homogeneity of analysed material seems to be doubtful. Uncertainty in this respect grows when the methods of separation of glauconite and of its control for purity are not stated, a fact very common in older publications. In amorphous or cryptocrystalline minerals, such as glauconite, one may always suspect some admixture of other components of the sediment in an unperceivable form.

Among the most common components of sedimentary rocks some are very easy to detect by microscopic examination, as mechanical impurities in glauconite grains. E.g. detrital quartz particles, even very fine, cannot be overlooked in a microscopic preparation of crushed glauconite grains. Calcite and other carbonates, thanks to their very high birefringence, always disclose their presence in a polarizing microscope, unless they are extremely finely crystallized and very scanty. Opaque points or clods of pyrite also cannot escape the notice of the careful investigator. Hydroxides of iron, often set free in glauconite by its alteration, steadily mark their presence in the form of rusty sprinkling on the grain surface, as brown points in their interior or

T a b l e 3
Tertiary glauconites

		9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Density			2.687			2.66							2.708	2.580	2.735	2.555	2.790	2.770	2.772	2.675	2.790		
weight %	SiO ₂	51.30	49.07	33.1	46.86	49.00	49.67	49.47	44.97	48.70	49.76	50.40	52.64	49.29	43.33	48.54	47.42	47.15	49.89	51.00	49.53	48.12	51.11
	Al ₂ O ₃	5.15	10.95	13.6	12.39	8.35	9.29	7.73	9.11	12.87	8.18	6.46	5.78	3.17	7.27	7.82	7.19	6.20	7.52	9.93	5.84	9.16	4.88
	Fe ₂ O ₃	16.02	15.86	11.5	18.52	20.20	19.88	19.42	16.40	16.08	16.00	20.17	17.88	21.72	24.87	17.50	22.64	21.50	18.93	18.69	20.06	19.10	22.67
	FeO	3.99	1.36	2.9	—	1.80	1.28	0.49	0.98	2.25	3.77	1.43	3.85	3.19	2.90	3.07	3.39	3.76	3.00	1.98	5.95	3.47	3.20
	MgO	1.74	4.49	2.7	3.32	3.31	4.03	3.96	3.32	1.85	3.97	4.34	3.43	3.85	2.95	3.26	2.28	2.80	3.75	3.85	2.92	2.36	3.52
	MnO	—	trace	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	trace	trace	trace	trace	trace	—	—	—	—	—
	Cr ₂ O ₃	—	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	0.03	0.04	0.05	—	—	—	—
	TiO ₂	—	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	0.16	0.12	0.20	0.10	0.10	0.14	0.05	—	—	—
	Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	K ₂ O	8.34	7.51	5.1	8.26	6.80	3.68	7.52	6.83	5.28	7.57	7.57	7.42	6.02	6.00	5.87	7.46	6.98	7.52	7.66	9.31	7.08	6.88
	Na ₂ O	—	0.13	1.5	1.01	trace	3.00	0.12	0.29	2.40	0.52	0.11	0.18	0.12	0.02	0.22	0.05	0.13	0.11	0.35	0.46	0.22	0.63
	CaO	2.30	0.07	12.3	0.20	0.77	1.95	1.92	5.61	1.12	0.41	0.03	0.12	0.74	0.10	0.68	0.27	0.46	0.25	0.87	0.56	0.76	0.52
	BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—	—	—	—
	Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	H ₂ O +	5.32	6.63	} 7.0	} 9.53	} 10.07	} 7.88	} 8.44	} 7.55	} 9.90	} 9.82	5.02	5.86	7.21	6.22	6.00	6.07	6.47	6.11	5.83	4.91	} 10.06	} 6.34
	H ₂ O —	4.86	3.66									4.06	2.83	4.60	5.94	6.71	3.01	4.20	2.34	(3.65)	(3.45)		
	P ₂ O ₅	—	0.19	9.7	—	—	—	0.90	4.47	—	—	0.04	0.18	0.32	0.15	0.14	0.22	0.19	0.22	—	—	—	—
	CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0.36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	S	—	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	0.05	0.05	0.06	—	—	—	—	—
Total		99.02	100.20	99.4	100.09	100.30	100.66	99.97	99.89	100.45	100.00	99.82	100.33	100.35	99.95	99.99	100.19	100.13	99.69	100.16	99.54	100.33	99.75
atom. ratios per 22 val. units	Si	3.931	3.641	3.162	3.482	3.688	3.581	3.708	3.666	3.575	3.728	3.756	3.879	3.832	3.444	3.737	3.611	3.654	3.714	3.640	3.676	3.623	3.750
	Al ⁴	0.069	0.359	0.838	0.518	0.317	0.419	0.292	0.334	0.425	0.272	0.244	0.121	0.168	0.556	0.263	0.389	0.346	0.286	0.360	0.324	0.377	0.250
	Al ⁶	0.401	0.595	0.688	0.571	0.423	0.369	0.392	0.537	0.686	0.448	0.320	0.384	0.121	0.121	0.449	0.261	0.222	0.375	0.471	0.183	0.437	0.173
	Fe ^{III}	0.921	0.882	0.826	1.036	1.142	1.078	1.098	1.008	0.890	0.900	1.128	0.992	1.270	1.488	1.018	1.300	1.257	1.068	1.003	1.118	1.086	1.252
	Fe ^{II}	0.258	0.085	0.230	—	0.113	0.078	0.032	0.069	0.137	0.236	0.090	0.239	0.205	0.191	0.199	0.215	0.242	0.188	0.120	0.370	0.217	0.196
	Mg	0.198	0.495	0.384	0.366	0.370	0.433	0.441	0.401	0.203	0.443	0.484	0.376	0.443	0.348	0.375	0.261	0.321	0.416	0.407	0.321	0.267	0.383
	Ti	—	0.009	—	—	—	—	—	—	—	—	0.005	0.009	0.005	0.009	0.005	0.005	0.009	0.004	—	—	—	—
	K	0.815	0.713	0.620	0.786	0.650	0.338	0.720	0.710	0.494	0.725	0.716	0.700	0.598	0.611	0.574	0.723	0.689	0.715	0.694	0.882	0.678	0.643
	Na	—	0.018	0.275	0.143	—	0.416	0.018	0.049	0.344	0.077	0.018	0.027	0.019	—	0.037	0.009	0.019	0.018	0.051	0.062	0.032	0.088
	Ca	0.189	—	0.086	0.018	—	0.151	0.067	—	0.088	0.032	—	—	0.028	—	0.042	—	0.019	—	0.064	0.045	0.063	0.040
	(Si,Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
	M	1.778	2.066	2.128	1.973	2.048	1.958	1.963	2.015	1.916	2.027	2.027	2.000	2.044	2.157	2.046	2.042	2.051	2.051	2.001	1.992	2.007	2.004
	R	1.004	0.731	0.981	0.947	0.650	0.905	0.805	0.759	0.926	0.834	0.734	0.727	0.645	0.611	0.653	0.732	0.727	0.733	0.809	0.989	0.773	0.771
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴	4.7	21.3	33.4	25.4	22.8	24.8	19.6	20.5	17.5	18.8	9.8	18.0	43.2	19.3	28.1	26.7	20.5	22.0	21.7	23.8	20.9
		Al ⁶	27.2	35.3	27.5	28.1	30.4	21.8	26.3	32.9	28.8	24.7	31.2	12.9	9.4	32.9	18.9	17.2	26.9	28.7	12.2	27.5	14.5
		R	68.1	43.4	39.1	46.5	53.4	54.1	46.6	45.4	53.7	56.5	59.0	69.1	47.4	47.8	53.0	56.1	52.6	49.3	66.1	48.7	64.6
	2a	x	0.069	0.359	0.838	0.518	0.317	0.419	0.292	0.334	0.425	0.272	0.244	0.121	0.168	0.556	0.263	0.389	0.346	0.286	0.360	0.324	0.377
		z + 3u	1.122	0.373	0.230	0.447	0.339	0.637	0.584	0.425	0.592	0.598	0.488	0.606	0.511	0.059	0.431	0.345	0.401	0.447	0.524	0.715	0.463
		X	5.8	31.8	45.6	53.7	33.6	39.7	33.3	39.3	41.8	27.3	16.6	17.8	35.7	27.1	39.4	32.9	27.5	40.5	31.2	42.7	29.7
		Z	38.3	50.6	33.5	37.9	51.2	48.4	54.0	55.4	33.4	65.8	83.4	68.2	34.0	58.7	47.8	52.6	57.8	59.2	66.5	54.9	68.9
	2b	U	+55.9	-17.6	-20.9	+8.4	-15.2	-11.9	+12.7	-5.3	+24.8	-7.8	-9.1	0.0	-14.0	-30.3	-14.2	-12.8	-14.5	-14.7	-0.3	+2.3	-2.4
		al	22.6	28.9	32.3	28.9	20.6	18.8	20.0	26.7	35.8	22.1	15.8	19.3	5.9	5.6	22.0	12.8	10.9	18.3	23.6	9.2	21.8
		fe ^{III}	51.8	42.9	38.8	52.5	55.8	55.1	55.9	50.0	46.4	44.4	55.8	49.8	62.3	69.3	49.9	63.8	61.6	52.2	50.1	56.1	62.5
		fe ^{II}	14.5	4.1	10.8	0.0	5.5	4.0	1.6	3.4	7.2	11.6	4.5	12.0	10.1	8.9	9.7	10.6	11.8	9.2	6.0	18.6	9.8
	3	mg	11.1	24.1	18.1	18.6	18.1	22.1	22.5	19.9	10.6	21.9	23.9	18.9	21.7	16.2	18.4	12.8	15.7	20.3	20.3	16.1	13.3
		al + mg	33.7	53.0	50.4	47.5	38.7	40.9	42.5	46.6	46.4	44.0	39.7	38.2	27.6	21.8	40.4	25.6	26.6	38.6	43.9	25.3	35.1
		al + fe ^{II}	37.1	33.0	42.1	28.9	26.1	22.8	21.6	30.1	43.0	33.7	20.3	31.3	16.0	14.5	31.7	23.4	22.7	27.5	29.6	27.8	32.6
		al + fe ^{III}	74.4	71.8	71.1	81.4	76.4	73.9	75.9	76.7	82.2	66.5	71.6	69.1	68.2	74.9	71.9	76.6	72.5	70.5	73.7	65.3	75.9

9 — Ystad, Scania, Sweden. *Limestone*. An. Palmquist (26, No. 54, p. 124)
10 — Milburn, Table Hill, Otago, New Zealand. *Limestone*. An. Seelye (32)
11 — New Braunfels, Texas, U.S.A. *Eocene marl*. An. Schneider (50)
12 — Tintea, Prahova, Romania. *Upper Oligocene marl*. An. Zamfirescu (2)
13 — Cuise-la-Mothe, France. *Tertiary sand*. An. Sabatier (18)
14 — Kurische Nehrung, Baltic Sea. *Oligocene sand*. An. Johnson (26, No. 33, p. 12)
15 — Mokrotyn, Roztocze, U.S.S.R. *Oligocene sand*. An. Smulikowski (52)
16 — Glińsko, Roztocze, U.S.S.R. *Oligocene sand*. Idem (52)
17 — Galowicze n.Grodno, B.S.S.R. *Oligocene sand*. An. Smirnoff (51)
18 — Grodno, B.S.S.R. *Tertiary sand*. An. Kupffer (30, No. 25, p. 692)
19 — Chobham, Common Surrey, England. *Eocene sand*. An. Harvey & Clelland (29)

20 — Makerewau Creek, Mangatu, Otago Land, New Zealand. *Tertiary sand*. An. Seelye (32)
21 — Whare Flat, East Taieri, Otago Land, New Zealand. *Sandstone*. Idem (32)
22 — Elephant Hill, Canterbury, New Zealand. *Sandstone*. Idem (32)
23 — Kahoko Creek, Otepopo, Otago Land, New Zealand. *Sandstone*. Idem (32)
24 — Otepopo Tunnel, Otago Land, New Zealand. *Sandstone*. Idem (32)
25 — Waianaharna, Otepopo, Otago Land, New Zealand. *Sandstone*. Idem (32)
26 — Tyśmienica, Carpathian Mts. *Lower Oligocene sandstone*. An. Szubartowski (54)
27 — Traktymirov, prov. Kiev, U.S.S.R. *Tertiary sandstone*. An. Glinka (26, No. 21, p. 123)
28 — Ural, U.S.S.R. *Eocene sandstone*. Idem (26, No. 20, p. 123)
29 — Lewes, Sussex, England. *Palaeocene*. An. Radley (30, No. 16, p. 693)
30 — Average of 7 Tertiary samples. (Takahashi in 30, No. 29, p. 693)

T a b l e 4
Cretaceous glauconites

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
<i>Density</i>	2.73				2.64			2.855	2.63	2.798			2.711	2.73	
<i>weight %</i>															
SiO ₂	52.00	49.09	49.81	50.72	50.43	49.2	49.0	53.14	50.20	49.75	50.58	49.47	48.95	52.74	51.55
Al ₂ O ₃	6.60	15.21	6.33	8.58	6.25	10.7	9.2	10.25	7.80	7.82	6.72	5.59	7.66	12.29	4.03
Fe ₂ O ₃	18.90	10.56	13.24	12.66	20.84	16.2	19.5	17.84	17.90	22.26	19.50	19.46	23.43	9.35	22.17
FeO	4.40	3.06	5.81	4.18	trace	3.1	3.3	0.32	1.80	2.36	2.96	3.36	1.32	6.30	3.54
MgO	2.66	2.65	4.50	3.71	2.82	4.0	3.6	trace	3.23	3.25	4.10	3.96	2.97	4.05	3.86
Li ₂ O	—	—	—	—	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	7.14	6.05	7.45	7.73	4.93	6.2	6.3	7.16	6.42	9.01	8.26	8.04	9.54	7.97	7.03
Na ₂ O	trace	1.21	0.16	2.29	2.13	1.2	0.9	0.34	trace	0.30	0.04	0.16	0.98	0.09	0.55
CaO	trace	0.55	1.58	1.52	1.69	2.4	0.5	0.19	0.81	—	0.34	0.60	0.56	0.55	0.69
H ₂ O + H ₂ O —	8.26	11.64	9.70	7.46	5.49 4.88	6.4	7.6	5.50 3.74	11.27	5.16 (3.58)	7.76	8.54	4.93 (4.43)	5.13	6.62
P ₂ O ₅	—	—	0.33	1.28	0.69	—	—	—	—	—	0.27	1.06	—	—	—
CO ₂	—	—	0.98	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.56	—	—	—
F ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—
Total	99.96	100.02	99.89	100.13	100.35	99.4	99.9	98.48	99.43	99.91	100.83	100.80	100.34	99.40	100.04
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>															
Si	3.835	3.621	3.851	3.795	3.799	3.562	3.599	3.896	3.812	3.613	3.734	3.793	3.564	3.743	3.786
Al ^I	0.165	0.379	0.149	0.205	0.201	0.438	0.401	0.104	0.188	0.387	0.266	0.207	0.436	0.257	0.214
Al ^{II}	0.411	0.942	0.427	0.550	0.351	0.475	0.393	0.785	0.514	0.285	0.319	0.299	0.220	0.775	0.135
Fe ^{III}	1.045	0.585	0.771	0.710	1.180	0.887	1.076	0.986	1.021	1.218	1.082	1.054	1.286	0.499	1.227
Fe ^{II}	0.270	0.191	0.376	0.261	—	0.187	0.203	0.022	0.114	0.144	0.182	0.216	0.079	0.375	0.216
Mg	0.292	0.293	0.520	0.414	0.317	0.431	0.393	—	0.365	0.353	0.452	0.451	0.324	0.431	0.424
Li	—	—	—	—	0.063	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0.673	0.567	0.734	0.737	0.470	0.574	0.591	0.669	0.620	0.838	0.781	0.787	0.883	0.725	0.662
Na	—	0.173	0.028	0.333	0.307	0.165	0.128	0.048	—	0.044	0.009	0.023	0.140	0.013	0.079
Ca	—	0.044	—	—	0.068	0.187	0.040	0.013	—	—	—	—	0.044	0.043	0.053
(Si, Al) ^I	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.018	2.011	2.094	1.935	1.911	1.980	2.065	1.793	2.014	2.000	2.035	2.020	1.909	2.080	2.002
R	0.673	0.784	0.762	1.070	0.845	0.926	0.759	0.730	0.620	0.882	0.790	0.810	1.067	0.781	0.794
<i>Coordinates of the diagrams</i>															
1	Al ^I Al ^{II} R	13.2 32.9 53.9	18.0 44.8 37.2	11.1 31.9 57.0	11.2 30.2 58.6	14.4 25.1 60.5	23.8 25.8 50.4	25.8 25.3 48.9	6.4 48.5 45.1	14.2 38.9 46.9	24.9 18.3 56.8	19.4 23.2 57.4	15.7 22.7 61.6	25.3 12.8 61.9	14.2 42.7 43.1
2a	$\frac{x}{z} + 3u$	0.165 +0.508	0.379 +0.451	0.149 +0.614	0.205 +0.870	0.201 +0.710	0.438 +0.678	0.401 +0.401	0.104 +0.643	0.188 +0.437	0.387 +0.497	0.266 +0.529	0.207 +0.607	0.436 +0.676	0.257 +0.566
2b	X Z U	21.1 72.0 -6.9	42.3 54.0 -3.7	11.2 67.5 -21.3	19.4 62.8 +18.1	22.1 48.6 +29.3	39.2 55.4 +5.4	33.6 50.0 -16.4	13.9 3.0 +83.1	26.5 67.6 -5.9	43.8 56.2 0.0	26.5 63.1 -10.4	22.2 71.4 -6.4	39.2 36.2 +24.6	19.7 61.9 -18.4
3	al fe ^{III} fe ^{II} mg al + mg al + fe ^{II} al + fe ^{III}	20.4 51.8 13.4 14.4 34.8 33.8 72.2	46.8 29.1 9.5 14.6 61.4 56.3 75.9	20.4 36.8 18.0 24.8 45.2 38.4 57.2	28.4 36.7 13.5 21.4 49.8 41.9 65.1	19.0 63.8 — 17.2 36.2 19.0 82.8	24.0 44.8 9.4 21.8 45.8 33.4 68.8	19.1 52.1 9.8 19.0 38.1 28.9 71.2	43.8 55.0 1.2 — 43.8 45.0 98.8	25.5 50.7 5.7 18.1 43.6 31.2 76.2	14.3 60.9 7.2 17.6 31.9 21.5 75.2	15.7 53.2 8.9 22.2 38.9 24.6 68.9	14.8 52.2 10.7 22.3 37.1 25.5 67.0	11.5 67.4 4.1 17.0 28.5 15.6 78.9	37.3 24.0 18.0 20.7 58.0 55.3 61.3

- 31 — Puget-Théniers n. Nice, France. *Lower Cretaceous limestone*. An. Sabatier (48)
 32 — Ashgrove, Elgin, Scotland. *Cretaceous oolitic limestone* (30, No. 15, p. 692)
 33 — Bujanów n. Żurawno on the Dniester, U.S.S.R. *Senonian sandy marl*. An. Kam-
 pion-Zakrzewska (36)
 34 — Bonarka n. Cracow, Poland. *Cretaceous marl*. An. Starzyński (42)
 35 — Łysaja Gora n. Saratov, U.S.S.R. *Cretaceous marl*. (45)
 36 — Folkestone, N. Carolina, U.S.A. *Cretaceous marl*. An. Schneider (50)
 37 — Woodstown, New Jersey, U.S.A. *Cretaceous marl*. Idem (50)
 38 — Eriksdal, Scania, Sweden. *Senonian sandy marl*. An. Palmquist (26, No. 53,
 p. 124)

- 39 — Villers-sur-Mer, France. *Upper Cretaceous sand*. An. Sabatier (48)
 40 — Nasonovo n. Smolensk, U.S.S.R. *Cretaceous sand*. An. Glinka (26, No. 19,
 p. 123)
 41 — Sewell, New Jersey, U.S.A. *Upper Cretaceous sand*. An. Mansfield (30, No. 26,
 p. 692)
 42 — Elmwood Road, New Jersey, U.S.A. *Upper Cretaceous sand*. Idem (30, No. 28,
 p. 693)
 43 — Padi, prov. Saratov, U.S.S.R. *Cretaceous sandstone*. An. Glinka (26, No. 18
 p. 123)
 44 — Tosterup, Scania, Sweden. *Senonian glauconite*. An. Sahlbom (49)
 45 — Hokkaido, Japan. *Upper Cretaceous glauconite* (30, No. 31, p. 693)

by a general change of glauconite colouration in transmitted light, from emerald or grass-green to yellow-olive-green.

The recognition of the admixed clay or micaceous minerals, such as sericite, illite, montmorillonite etc., is certainly more difficult. When present in greater amounts, as in the cement of some glauconitic sandstones, they distinctly modify the colour of glauconite grains, which become somewhat uneven, greyish or dirty-green in microscopic preparations. The identification of such admixtures may become quite impossible even by roentgenographic methods, since the crystal structure of sericite or illite and of glauconite is known as quite similar. The differential thermal analysis may also be misleading, as the thermic curves of glauconite and illite differ very little.

We are quite perplexed in the case of colourless amorphous substances, such as opal, which are quite invisible when included in glauconite grains. They must be expected in all silified marls and gaizes. The glauconite cannot be set free from such silica otherwise than by chemical treatment, i.e. lixiviation by a hot 5% solution of NaOH. It sometimes occurs that amorphous silica coagulates syngenetically with glauconite and is completely dissimulated in its grains (Gorbunova, 19).

It was also confirmed that amorphous calcium phosphate frequently coagulates with glauconite, and may be included in its grains in a quite invisible form. The quantity of such masked lime phosphate is usually small, below half percent, but sometimes it may exceed 5% of weight. As examples may be cited the Oligocene glauconite from Glinesko with 10% $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ (tabl. 3, analysis No. 16), and the Eocene glauconite from New Braunfels-Texas, with 21% $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ (tab. 3, analysis No. 11). Glauconite grains can be readily released from this phosphate by treatment during 15-30 minutes with strongly diluted hot nitric acid, which, within so short a time, does not attack glauconite in a considerable degree.

If one prefers to avoid this treatment for fear of endamaging the glauconite itself, one is obliged to determine in each case the P_2O_5 , in order to eliminate the content of $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ from the composition of this mineral. In the case of high proportion of lime phosphate such simple elimination implies possible errors, because the phosphate substance in glauconite, as well as common sedimentary phosphorites, contains as a rule some CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{OH})_2$ and CaF_2 . The elimination of phosphate substance included in glauconite grains by simple subtraction of $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ alone may leave some lime excess which would be wrongly included in the silicate constitution of glauconite, while in reality it is combined with phosphate.

Such errors are especially common in the analyses of glauconite published hitherto. A relatively small number of them contains the figures of phosphoric acid, which ought to be determined in every case. Its omission affects not only the position of lime but also that of alumina, because in the standard method

Table 5
Jurassic glauconites

		46	47	48	49	50	51
<i>Density</i>		2.550	2.749	2.634	2.551	2.400	
<i>weight %</i>	SiO ₂	47.88	42.35	47.59	42.32	41.02	54.45
	Al ₂ O ₃	14.94	14.33	17.99	16.51	22.19	9.77
	Fe ₂ O ₃	17.13	8.17	13.95	18.91	18.49	16.58
	FeO	2.68	5.78	3.70	2.80	2.06	1.38
	MgO	2.45	1.93	1.80	1.74	0.69	2.61
	MnO	—	—	—	—	—	0.04
	TiO ₂	—	—	—	—	—	0.14
	K ₂ O	8.04	7.16	7.21	7.49	5.74	6.14
	Na ₂ O	0.43	0.43	0.42	0.42	0.38	0.51
	CaO	0.56	8.37	1.22	2.20	1.96	0.68
	H ₂ O +	5.91	4.45	5.27	7.48	7.88	} 7.48
	H ₂ O —	(5.12)	(2.46)	(4.91)	(5.86)	(7.77)	
	P ₂ O ₅	—	7.18	—	—	—	0.09
Total		100.02	100.15	99.15	99.87	100.41	99.87
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>	Si	3.429	3.532	3.379	3.156	2.986	3.861
	Al ⁴	0.571	0.468	0.621	0.844	1.014	0.139
	Al ⁶	0.694	0.940	0.889	0.606	0.892	0.678
	Fe ^{III}	0.921	0.511	0.742	1.056	1.014	0.885
	Fe ^{II}	0.159	0.401	0.222	0.175	0.127	0.081
	Mg	0.262	0.240	0.192	0.192	0.074	0.277
	Ti	—	—	—	—	—	0.008
	K	0.731	0.762	0.653	0.712	0.533	0.553
	Na	0.060	0.070	0.060	0.063	0.052	0.068
	Ca	0.043	—	0.094	0.175	0.153	0.038
	(Si, Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
	M	2.036	2.092	2.045	2.029	2.107	1.929
	R	0.834	0.832	0.807	0.950	0.738	0.659

		46	47	48	49	50	51	
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴	27.2	20.9	26.8	35.2	38.4	9.4
		Al ⁶	33.1	42.0	38.4	25.2	33.7	45.9
		R	39.7	37.1	34.8	39.6	27.9	44.7
	2a	<i>x</i>	0.571	0.468	0.621	0.844	1.014	0.139
		<i>z</i> + 3 <i>u</i>	0.313	0.365	0.279	0.280	−0.120	0.563
		<i>X</i>	51.9	33.8	53.1	65.0	66.0	19.8
		<i>Z</i>	38.3	46.3	35.4	28.3	13.1	49.9
	2b	<i>U</i>	−9.8	−19.9	−11.5	−6.7	−20.9	+30.3
	3	<i>al</i>	34.1	44.9	43.5	29.9	42.4	35.3
		<i>fe</i> III	45.2	24.4	36.3	52.0	48.1	46.1
		<i>fe</i> II	7.8	19.2	10.8	8.6	6.0	4.2
		<i>mg</i>	12.9	11.5	9.4	9.5	3.5	14.4
		<i>al</i> + <i>mg</i>	47.0	56.4	52.9	39.4	45.9	49.7
		<i>al</i> + <i>fe</i> II	41.9	64.1	54.3	38.5	48.4	39.5
		<i>al</i> + <i>fe</i> III	79.3	69.3	79.8	81.9	90.5	81.4

46 — Černovskoe Nižnij Novgorod, U.S.S.R. *Jurassic sandstone*. An. Glinka (26, No. 22, p. 123)

47 — Kosolapovo, Nižnij Novgorod, U.S.S.R. *Jurassic sandstone*. Idem (26, No. 25, p. 123). Presumed P₂O₅ is subtracted from Al₂O₃

48 — Kosolapovo, Nižnij Novgorod, U.S.S.R. *Jurassic sandstone*. Idem (26, No. 26, p. 123)

49 — Karovo, Kaluga, U.S.S.R. *Jurassic sandstone*. Idem (26, No. 23, p. 123)

50 — Karovo, Kaluga, U.S.S.R. *Jurassic sandstone*. Idem (26, No. 24, p. 123)

51 — Crailsheim, South Tirol. *Triassic limestone* (31)

of silicate analysis the overlooked P_2O_5 must be included in the figure of Al_2O_3 . In such a case the scientific value of glauconite analysis is seriously endamaged, in spite of the highest accuracy in analytical operation.

The quantitative role of lime in the constitution of micaceous minerals is usually quite subordinate and Jakob (34) claims that in the muscovite structure it is entirely lacking. Also in the composition of pure glauconite never more than 1% of lime may be expected. If some glauconite analyses show much more CaO, an important admixture of calcite or phosphorite must be feared. The suspicion of an admixture of lime phosphate is especially justified in case when an excessive amount of CaO is joined with high alumina and relatively low silica.

A typical example of such anomaly is analysis No. 47 (table 5), made by Glinka of the heavier fraction of a Jurassic sandstone of Kosolapovo (U.S.S.R.). This analysis shows such anomalous proportions that it does not agree with any known formula of glauconite. It quotes too much lime and alumina and too little silica and ferric iron. Despite all expectance the analysis of the lighter glauconite fraction from the same sandstone (No. 48) shows more Fe_2O_3 , less Al_2O_3 and quite normal proportions of CaO and SiO_2 , and its agreement with the theoretical formula is quite satisfactory. This may be explained by the admission that glauconite No. 47, in spite of its lower content of Fe_2O_3 , is heavier because it is charged with ignored lime phosphate, and that the omitted separation of P_2O_5 has falsely augmented the proportion of Al_2O_3 . If we combine the total lime of this analysis (8.37 weight % of CaO) with a suitable proportion of presumed P_2O_5 (7.18 weight %) to form $Ca_3P_2O_8$ (15.55 weight %), and if we subtract this proportion of P_2O_5 from the total alumina, then the calculation of such a reduced analysis of glauconite leads to a satisfactory agreement with the theoretical formula. Glauconite No. 47, recalculated in this way, has been included in table 5.

A similar operation was applied to glauconite No. 34, table 4, from the Upper Cretaceous marl of Bonarka near Kraków, the analysis of which also cannot be brought to agree with the theoretical formula. The elimination of calcium phosphate in the above named way brings the composition of that glauconite nearer to this formula, but the approximation is not yet satisfactory. It is too rich in alkalis and the index of interlayer cations γ exceeds here number 1, which contradicts the theoretical formulation. The potash content is here quite normal, but soda uncommonly high. One may suspect here an erroneous overestimation of Na_2O .

The most recent and most credible chemical analyses of glauconite never show more than decimal fractions of one percent of Na_2O (maximum 1% of weight). In the mica structures, in general, soda replaces potash in a very low degree and soda-rich micas are rather exceptional. This is not surprising in view of the important difference of ionic radii of sodium and

Table 6

Early Palaeozoic glauconites

	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
<i>Density</i>	2.82	2.863	2.867	2.781	2.825	—	—	—	—	—	—
<i>weight %</i>											
SiO ₂	51.35	47.84	52.96	48.99	49.13	49.42	51.53	49.4	48.66	48.5	51.24
Al ₂ O ₃	9.47	7.16	12.76	10.91	9.96	10.23	17.00	10.2	8.46	9.0	12.22
Fe ₂ O ₃	16.37	24.31	13.56	17.21	16.67	16.01	6.32	18.0	18.80	20.0	13.44
FeO	4.75	0.33	2.34	0.55	1.29	3.00	1.68	3.1	3.98	3.1	3.06
MgO	3.17	2.80	4.11	3.95	3.01	3.78	0.99	3.5	3.56	3.7	3.93
K ₂ O	7.34	9.23	8.69	8.41	8.87	7.91	7.98	5.1	8.31	6.1	7.50
Na ₂ O	1.22	0.50	0.47	0.48	0.49	0.26	0.36	1.4	—	1.5	0.31
CaO	0.63	0.82	—	1.23	0.95	0.31	0.53	0.6	0.62	0.4	0.10
H ₂ O +	4.85	3.85	4.91	4.70	5.03	} 8.08	7.09	} 8.3	} 6.56	} 7.3	} 8.20
H ₂ O —	—	4.11	(3.16)	3.69	4.34		6.13				
P ₂ O ₅	0.35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.50	100.95	99.80	100.12	99.74	99.00	99.61	99.6	98.95	99.6	100.00
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>											
Si	3.697	3.569	3.690	3.587	3.666	3.657	3.796	3.617	3.598	3.575	3.685
Al ^{IV}	0.303	0.431	0.310	0.413	0.334	0.343	0.204	0.383	0.402	0.425	0.315
Al ^{VI}	0.501	0.197	0.736	0.528	0.544	0.546	1.274	0.496	0.345	0.354	0.721
Fe ^{III}	0.886	1.363	0.711	0.950	0.932	0.889	0.354	0.993	1.062	1.106	0.726
Fe ^{II}	0.285	0.022	0.138	0.035	0.081	0.187	0.102	0.189	0.247	0.190	0.186
Mg	0.342	0.309	0.427	0.431	0.336	0.418	0.111	0.382	0.396	0.407	0.423
K	0.675	0.879	0.770	0.782	0.843	0.746	0.752	0.475	0.792	0.575	0.691
Na	0.173	0.072	0.067	0.070	0.072	0.036	0.053	0.198	—	0.211	0.043
Ca	0.017	0.067	—	0.097	0.076	0.027	0.044	0.048	0.049	0.031	0.009
(Si, Al) ^{IV}	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.014	1.891	2.012	1.944	1.893	2.040	1.841	2.060	2.050	2.057	2.056
R	0.865	1.018	0.837	0.949	0.991	0.809	0.849	0.721	0.841	0.817	0.743
<i>Coordinates of the diagrams</i>											
1	Al ^{IV}	18.2	26.2	16.5	21.9	17.9	20.2	8.8	23.9	25.3	17.7
	Al ^{VI}	30.0	12.0	39.1	27.9	29.1	32.2	54.7	31.0	21.7	40.5
	R	51.8	61.8	44.4	50.2	53.0	47.6	36.5	45.1	53.0	41.8
	2a										
	$\frac{x}{z} + 3u$	0.303	0.431	0.310	0.413	0.334	0.343	0.204	0.383	0.402	0.315
	X	0.585	0.658	0.529	0.634	0.738	0.485	0.690	0.391	0.493	0.441
	Z	31.2	39.6	34.0	39.5	31.2	32.1	22.8	33.8	33.6	28.8
	U	64.5	30.4	62.0	44.5	38.9	56.7	23.8	50.3	53.8	55.8
	2b	-4.3	+30.0	-4.0	+16.0	+29.9	-11.2	+53.4	-15.9	-12.6	-14.3
	3										
	al	24.9	10.4	36.6	27.1	28.7	26.7	69.2	24.1	16.8	35.1
	fe ^{III}	44.0	72.1	35.3	48.9	49.2	43.6	19.2	48.2	51.8	35.3
	fe ^{II}	14.1	1.2	6.9	1.8	4.3	9.2	5.6	9.2	12.1	9.0
	mg	17.0	16.3	21.2	22.2	17.8	20.5	6.0	18.5	19.3	20.6
	al + mg	41.9	26.7	57.8	49.3	46.5	47.2	75.2	42.6	36.1	55.7
	al + fe ^{II}	39.0	11.6	43.5	28.9	33.0	35.9	74.8	33.3	28.9	44.1
	al + fe ^{III}	68.9	82.5	71.9	76.0	77.9	70.3	88.4	72.3	68.6	70.4

52 — Eriksöre, Öland, Sweden. *Ordovician limestone*. An. Sahlbom (49)53 — Hulterstad, Öland, Sweden. *Ordovician limestone*. An. Palmquist (26, No. 49, p. 124)54 — Udrias, E.S.S.R. *Ordovician limestone*. An. Glinka (26, No. 27, p. 123)55 — Boda, Dalecarlia, Sweden. *Lower Ordovician limestone*. An. Palmquist (26, No. 52, p. 124)56 — Berg, Östergötland, Sweden. *Lower Ordovician limestone*. Idem (26, No. 51, p. 124)57 — Swir, Oloniec, U.S.S.R. *Silurian limestone*. An. Kupffer (30, No. 18, p. 692)58 — Storberg, Östergötland, Sweden. *Lower Ordovician*. An. Palmquist (26, No. 50, p. 124)59 — Norwalk, Wisconsin, U.S.A. *Cambrian dolomite*. An. Schneider (50)60 — Bonne Terre, St. Francis County, Miss. U.S.A. *Cambrian dolomite*. An. Brown (47)61 — Norwalk, Wisconsin, U.S.A. *Cambrian sandstone*. An. Schneider (50)62 — Karga-Oro, Ontika, E.S.S.R. *Silurian sand*. An. Kupffer (30, No. 22, p. 692)

potassium. Too high a content of interlayer cations in glauconite ($y \gg 1$) is chiefly involved by an excessive proportion of soda, lime or both, and results, in my opinion, from analytical errors or inaccurate separation of the mineral from the sediment (admixture of lime carbonate or phosphate).

Some older analyses of glauconite, especially those made by Glinka, show a very high proportion of potash exceeding 9% of weight K_2O (Nos. 28, 43, 53), which may be also erroneous. After Hendricks and Ross, it is caused by using Thoulet's solution to the gravity separation of glauconite from the rock, and by artificial enrichment of potassium ions adsorbed from the solution by base exchange. Application of Clerici's solution would be able to introduce some thallium in the same way. It results therefrom that for the separation of glauconite with heavy liquids only organic reagents are admissible, such as bromoform, tetrabromethane or metylene iodide.

Caspari has purified his glauconite by alternate digestion in hot hydrochloric acid and in a hot solution of $NaOH$. By stirring in pure water glauconite is peptised and, after slight acidification, coagulates in pale green flocks and can be filtered, washed, dried and analysed (table 2, analysis No. 2). Doubtlessly glauconite, prepared in such a way, is set free of all common impurities of sedimentary origin. But one cannot be sure that it has not suffered any chemical change in the course of those operations, and that it has not become a product in some degree artificial, more or less different from the original glauconite in pure condition.

I believe that for the separation of glauconite from a given sediment mechanical methods must, above all, be used: bromoform and electromagnet. Chemical methods of refining, especially treatment with hot acids, must be avoided as far as possible because such an operation draws out some cations and increases the silica proportion. A short boiling of glauconite in a hot 5% solution of $NaOH$, in order to remove an eventual admixture of amorphous silica, is permissible, because, as was shown by my experiments, it very well resists such a treatment. Should it seem necessary to purify the grains of glauconite, mechanically separated from carbonate rocks, from adherent lime particles, only very weak and cold acid may be used (5% HNO_3) which acts very slowly on glauconite itself.

Whatever might be the method of separation of glauconite for a chemical analysis, it is indispensable to examine the separated grains under binocular magnifying glass, and to pick out by hand those which appear not to be pure or fresh. Neither should a microscopic control of crushed grains be omitted.

Each chemical analysis of glauconite must comprise the determination of P_2O_5 , which appears especially essential in the case of an important lime content. If the weight percentage of P_2O_5 exceeds 1%, also CO_2 and fluorine must be determined. Glauconite extracted mechanically from marls or

Table 7
Glauconites of unknown age

		63	64	65	66	67	68
<i>Density</i>		2.952— —2.955			2.73		
<i>weight %</i>	SiO ₂	50.36	40.00	46.70	49.23	48.66	49.28
	Al ₂ O ₃	7.04	13.00	5.52	7.11	8.46	21.32
	Fe ₂ O ₃	19.13	16.81	21.62	20.89	18.80	7.10
	FeO	3.95	10.17	2.42	3.06	3.98	2.96
	MnO	0.06	—	—	trace	—	—
	MgO	4.08	1.97	4.16	3.44	3.56	3.60
	TiO ₂	0.02	—	—	—	—	—
	Li ₂ O	0.01	—	—	—	—	—
	K ₂ O	6.62	8.21	6.97	8.51	8.31	7.58
	Na ₂ O	1.58	2.16	1.73	0.11	—	—
	CaO	0.91	1.97	0.63	trace	0.62	1.35
	H ₂ O + H ₂ O —	} 6.32	} 6.19	} 11.48	} 4.88 1.83	} 6.56	5.76 —
	P ₂ O ₅	0.26	—	—	—	0.12	—
	Total	100.34	100.48	101.23	99.06	99.07	98.95
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>	Si	3.680	3.076	3.605	3.662	3.618	3.425
	Al ⁴	0.320	0.924	0.395	0.338	0.382	0.575
	Al ⁶	0.286	0.249	0.106	0.287	0.360	1.169
	Fe ^{III}	1.054	0.970	1.253	1.170	1.054	0.367
	Fe ^{II}	0.242	0.679	0.158	0.192	0.246	0.171
	Mg	0.444	0.226	0.478	0.380	0.393	0.375
	K	0.615	0.804	0.687	0.804	0.786	0.672
	Na	0.224	0.323	0.260	0.018	—	—
	Ca	0.044	0.162	0.051	—	0.036	0.100
	(Si,Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
	M	2.026	2.124	1.995	2.029	2.053	2.082
	R	0.883	1.289	0.998	0.822	0.822	0.772

		63	64	65	66	67	68
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴	21.5	37.5	26.3	23.4	22.8
		Al ⁶	19.2	10.1	7.1	19.8	46.5
		R	59.3	52.4	66.6	56.8	30.7
	2a	x	0.320	0.924	0.395	0.338	0.575
		z + 3u	0.608	0.533	0.651	0.485	0.300
		X	29.5	42.0	37.8	33.9	42.1
		Z	63.3	41.1	60.8	57.4	39.9
	2b	U	-7.2	-16.9	+1.4	-8.7	-18.0
	3	al	14.1	11.7	5.3	14.1	56.2
		feIII	52.0	45.7	62.8	57.7	17.6
		feII	12.0	32.0	7.9	9.5	8.2
		mg	21.9	10.6	24.0	18.7	18.0
		al + mg	36.0	22.3	29.3	32.8	74.2
	3	al + feII	26.1	43.7	13.2	23.6	64.4
		al + feIII	66.1	57.4	68.1	71.8	73.8

63 — Monte Brione, Garda Lake. Italy. *Sand*. An. Schwager (25)

64 — Woodburn, Carrickfergus, Antrim, Ireland. *Sandstone*. An. Hoskins, fide (10)

65 — Palermo, Italy. *Limestone*. An. Comucci (11)

66 — Big Goose Canyon, Wyoming, U.S.A. An. Steiger, fide (10)

67 — St. Joseph Lead Co. Mines. An. Brown (fide 30, No. 11, p. 692)

68 — U.S.A. *Neopermutite*. An. Hofmann (39)

limestones must always be examined for the content of carbon dioxide, even if the microscopic control could not detect any carbonate admixture. In the presence of pyrite a special determination of sulphur is needed.

Any discussion on the necessity of quantitative determining of the main oxides in glauconite composition as SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O and H_2O would obviously be useless. The analytical determinations of minor constituents such as TiO_2 , MnO , Li_2O , Rb_2O , BaO and others are desirable, but not obligatory. Water must be positively determined and never as a loss by calcination. The distinction between H_2O lost below 110°C and H_2O escaping above this temperature, however, has no real significance, because the experiments of dehydration of glauconite have shown indubitably, that with rising temperature the absorbed water escapes continually from 20°C up to 180°C .

These are, in my opinion, the necessary conditions which must be fulfilled by every single analysis of glauconite, if it is to represent a real and full scientific value. Unfortunately, in the analytical material hitherto available, the majority do not comply with those demands. Notwithstanding that, I think that the abundance of this material greatly recompensates its qualitative deficiencies and renders possible the elimination of greater errors by way of comparative investigation. Most of the glauconite analyses, in spite of very variable data, agree sufficiently well with the theoretical formula, which speaks in favour of such a supposition.

CRYSTALLOCHEMICAL CONSTITUTION OF GLAUCONITE

Examining the tabular collection of glauconite analyses (tables 2-7) we can perceive a very large variability of the chemical composition. If we eliminate those data, which let us surmise some errors or impurities, the range of variation of the main constituents of glauconite may be determined as follows:

Table 8

	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Most often</i>
SiO_2	43.3	52.7	47 - 50.5
Al_2O_3	1.5	18.0	5 - 10
Fe_2O_3	6.3	30.8	15 - 22
FeO	—	6.3	2 - 4
MgO	0.7	4.5	3 - 4
CaO	—	2.4	0 - 0.8
K_2O	4.9	9.5	6 - 8
Na_2O	—	2.1	0 - 0.5
H_2O	4.8	12.7	7 - 9

Now we may attempt a crystallochemical discussion of the chemical composition of glauconite, as compared with that of white mica, which was

taken as a simple model of the whole micaceous group. The universal formula of this group, including glauconite — $R_y M_w [Si_{4-x} Al_x O_{10} (OH)_2] \cdot n H_2O$ — presents the most liberal generalization of the muscovite formula and, at the same time, it contains supplementary free water ($n H_2O$), which is lacking in true micas, but may play an important role in many other members of this group. The other properties of that formula with particular reference to glauconite may be characterized as follows.

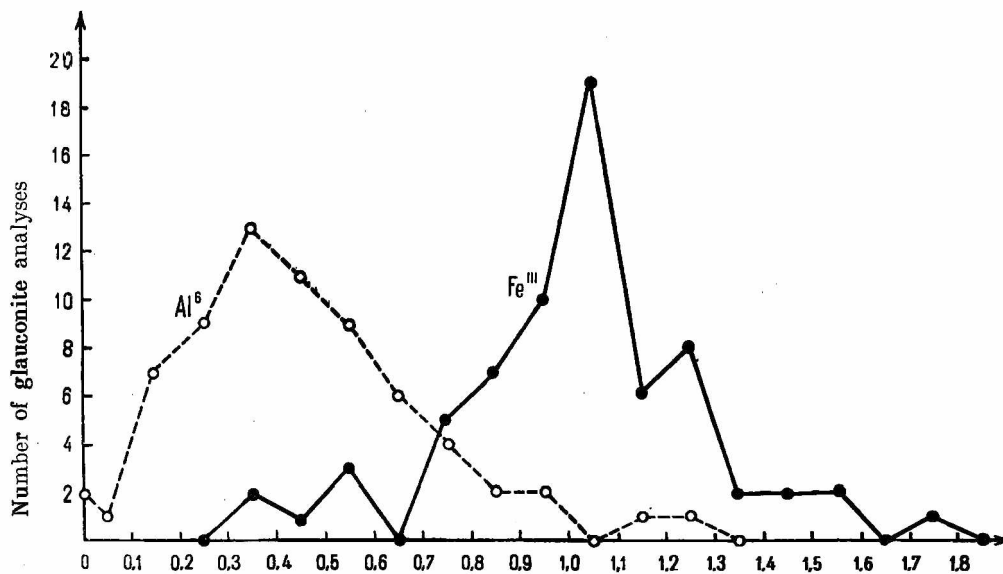


Fig. 2

Proportion of Al and Fe^{III} in the octahedral layer of glauconite

The octahedral cations M in typical muscovite are represented chiefly by aluminium, with but insignificant substitution by Fe^{III}, Fe^{II}, Mg, Ti^{IV}, Li. In glauconite, however, this cation group is highly differentiated, as the ferric iron prevails distinctly over aluminium and is accompanied by important amounts of bivalent cations, as Mg and Fe^{II}. From the diagram fig. 2 we can learn that the most common are glauconites with Al⁶ = 0.3-0.4 and Fe^{III} = 1.0-1.1. Hence, in typical glauconites ferric iron prevails three to four times over octahedral aluminium. In the total list of 68 analyses, however, there are 9 glauconites with Al⁶ exceeding 0.7, and thus equivalent or surpassing Fe^{III} (Nos. 6, 32, 44, 47, 48, 54, 58, 62, 68). These are so-called *aluminous glauconites* forming a transition to the *pholidoides* (see p. 70). They are probably even rarer than this (proportion 9:68), because some of them show other anomalies of chemical composition, which let us suppose some analytical errors or contamination of analysed material (Nos. 6, 47, 58).

The sum of octahedral cations w in glauconite is very near to the number 2, like muscovite („heptaphyllite micas’’). Small deviations from this proportion are more frequent in the positive than in the negative direction. Among 68 analyses taken into consideration

- 2 have $w = 2$
- 47 „ $w > 2$, but only in 5 cases $(w - 2) > 0.1$
- 19 „ $w < 2$, but only in 7 cases $(2 - w) > 0.1$

All those 12 cases, in which w differs more than 0.1 from 2, involve some doubts about the correctness of the analysis, or about the purity of the analysed glauconite.

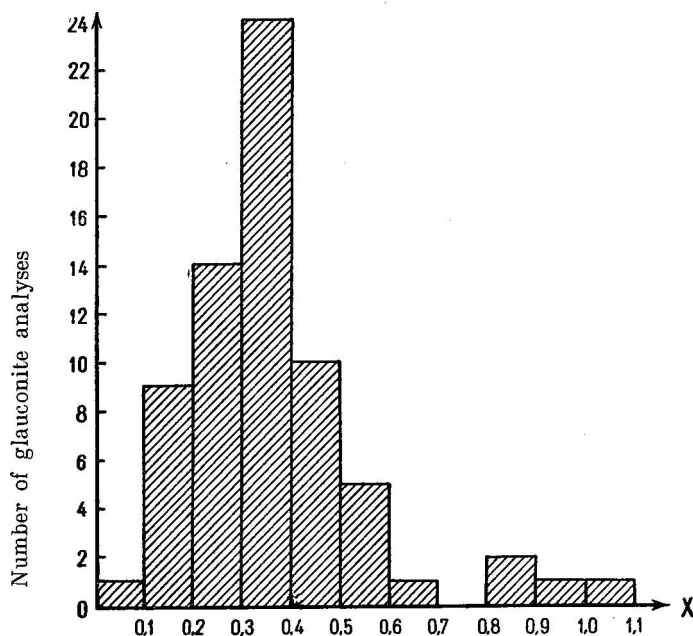


Fig. 3
Proportion of tetrahedral aluminium in glauconite

The proportion of tetrahedral aluminium replacing silicium in tetrahedral layers $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}]$, designed in the general formula as the variable x , equals 1 in the theoretical muscovite. In glauconite it is always much lower, in consequence of a higher content of silica. As shown graphically in fig. 3, glauconites with $x = 0.3-0.4$ are most common. In more than 2/3 of all analysed glauconites x varies between 0.2 and 0.5 and those which exceed these limits are relatively rare or of questionable purity. Glauconites with x smaller than 0.2 are excessively rich in silica probably in consequence of admixed quartz or opal. Those with x greater than 0.5 are especially poor

in silica and rich in alumina, which in most cases is probably caused through contamination by sericite, illite or clay minerals.

The amount of interlayer cations R, designed in the formula with the coefficient y , in the normal muscovite is very near 1 and thus nearly equals x . In glauconites it is as a rule smaller than 1, but much greater than x . The statistical illustration of this fact is given by fig. 4, showing not only total y , but also the share of potassium alone. It may be seen there, that most of the glauconites have total y , as well as potassium, in the interval 0.7-0.8. About 90% of analysed glauconites show y within the limits 0.6-1.0 and potassium itself within 0.5-0.8. The highest amounts of y are probably caused by a contamination of glauconite with lime or by an excessive figure of soda. Too low amounts of potassium are probably the effects of similar analytical defects. From the fact, that the variation curve of total y and K have a common maximum at 0.7-0.8, we may conclude that in typical glauconites potassium is always the chief interlayer cation and that sodium and calcium are quite unimportant.

The comparison of figures 3 and 4 proves that most of the glauconites have $x = 0.3-0.4$ and $y = 0.7-0.8$. It means that they contain at least twice more interlayer cations than tetrahedral aluminium. This is the most important

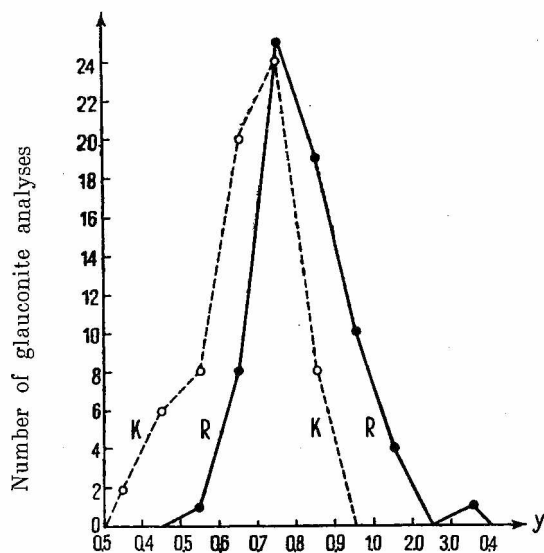


Fig. 4

Proportion of interlayer cations in glauconite

crystallochemical characteristic of glauconite. Typical muscovite shows quite a different condition, y and x being nearly equal and approximating 1 ($x \cong y \cong 1$). The latter mineral therefore demonstrates quite simple crystallochemical relations: every fourth tetrahedron has an aluminium core $[\text{AlO}_4]^{-5}$ while the others have silicon cores $[\text{SiO}_4]^{-4}$. The substitution of one Al in the space unity of the tetrahedral layer $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]^{-5}$ as compared with the purely siliceous one $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{-4}$, gives a gain of one negative charge, which renders possible the fixation

of one large univalent cation (chiefly potassium) in the interlayer space.

However, in glauconite the crystallochemical complication increases, because the substitution of Al for Si in the tetrahedral layer occurs in a much

lower proportion (most commonly $[\text{Si}_{3.6-3.7}\text{Al}_{0.4-0.3}\text{O}_{10}]$) and cannot suffice for the fixation of interlayer cations in an amount at least twice greater ($\text{R}_{0.7-0.8}$). This becomes possible only if, at the same time, an electrostatical compensation is furnished by the octahedral layer M. In this layer the trivalent cations Fe^{III} and Al may be substituted by bivalent ones, as Mg and Fe^{II} , and in this way a suitable amount of negative charge may be spared.

If the proportion of octahedral cations w precisely equalled 2, then the amount of interlayer univalent cations y' would be given by the sum of univalent negative charges gained by the substitution of Al for Si in the tetrahedral layer (x) and of univalent negative charges spared in the octahedral layer by the substitution of bivalent cations for the trivalent ones ($z' = \text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}}$).

$$(1) \quad y' = x + z'$$

The total of octahedral cations, however, usually departs a little from 2 and this may be signed by $u = 2 - w$. When $w > 2$ and u is negative, which occurs in the greater part of typical glauconites, then the gain of univalent negative charges provided by the octahedral layer diminishes. If $w < 2$ and u is positive, which happens rather rarely, the gain of univalent negative charges supplied by the octahedral layer increases. This may be expressed by the following equation:

$$(2) \quad y' = x + z' + 3u$$

This equation would be quite exact, if y' might represent only univalent interlayer cations such as K, Na, Rb etc. But usually they are accompanied by minor amounts of bivalent cations, such as Ca, Ba, Sr, the sum of which may be designed by c . In such a case the total amount of all interlayer cations y equals $y' - c$, or

$$(3) \quad y = x + z' + 3u - c$$

Another source of crystallochemical complication appears when among octahedral cations M, besides trivalent and bivalent cations, some others of a different valency might participate, as tetravalent titanium or univalent lithium. This occurs rather exceptionally in glauconite which is practically devoid of such accessory constituents, but in other micas, as titaniferous biotites or lithium micas, it becomes very important. Instead of z' another index $z = z' - \text{Ti} + 2\text{Li}$ must be used in the equation (3):

$$(4) \quad y = x + z + 3u - c$$

This equation may be applied to the calculation of the amount of interlayer cations, if the constitution of tetrahedral and octahedral layers is thoroughly known. It may also serve to the control of the calculation of chemical analyses for the crystallochemical formula of glauconite or any

other mineral of the mica group. The parameters of this equation will also find application in the construction of some diagrams facilitating the comparison of different glauconites between each other and of the whole glauconite class with other members of the mica group.

As examples illustrating the discussed mode of calculation we may present the computation of the Upper-Cretaceous glauconite from Hokkaido-Japan (table 4, No. 45), and of the biotite from Tatra-granite of Pośredni Goryczkowy (table 14, analysis Bi₄).

Glauconite from Hokkaido (table 4, No. 45)

Si	3.786	}	4.000		$x = 0.214$		
Al ⁴	0.214						
Al ⁶	0.135	}	M 2.002	$z = 0.640 = z'$	$w = 2.002$		
FeIII	1.227						
FeII	0.216						
Mg	0.424						
		z'		according to equation (4):			
				$y = 0.214 + 0.640 - 0.006 - 0.053 = 0.795$			
K	0.662	}	R 0.794	difference +0.001			
Na	0.079						
Ca	0.053						

Biotite from Tatra: Pośredni Goryczkowy (table 14, an. Bi₄)

Si	2.495	}	4.000		$x = 1.505$
Al ⁴	1.505				
Al ⁶	0.206	}	$z' = 1.943$	$z = 1.943 - 0.153 + 0.098 = 1.888$	$w = 2.778$
Fe ^{III}	0.427				
Fe ^{II}	0.862				
Mg	1.038				
Mn ^{II}	0.043				
Ti ^{IV}	0.153				
Li	0.049	}	M 2.778		$u = -0.778$
		according to equation (4):		$y = 1.505 + 1.888 - 2.334 - 0.083 = 0.976$	
		difference -0.001			
K	0.683	}	R 0.977		
Na	0.211				
Ca	0.083				

GRAPHICAL METHODS

The discussion of crystallochemical relations of glauconite to all the other minerals of the mica group is a fairly complicated task. It may be effectively facilitated by the application of some graphical methods, able to set off distinctive features of each mineral with a desirable neatness. These methods, in the service of the comparative crystallochemical analysis of micaceous minerals with special reference to glauconite, are here dealt with.

Obviously it would be impossible to illustrate all essential relations by means of a single diagram. In such a complicated question we must foresee that many different graphical methods will be necessary to study the problem thoroughly.

I have adopted four such methods most suitable, in my opinion, for a comparative analysis of the whole material. At first, they will be used for the illustration of the chemical variability of glauconite. Later, they will serve for the crystallochemical characteristic of many other minerals of the mica group as compared with glauconite and for determining the crystallochemical situation of glauconite among the whole group. Finally, they will be employed for the examination, whether the chemical differentiation of glauconite cannot be in any way conditioned by geological age or by the lithological character of the sediment.

The 1st method is based on three crystallochemical parameters recalculated from the atomic composition of the mineral on the sum of 100 and representing the corners of the concentration triangle.

Al⁴ — aluminium replacing silicon in tetrahedral layers (*x*)

Al⁶ — aluminium taking part in the octahedral layer M

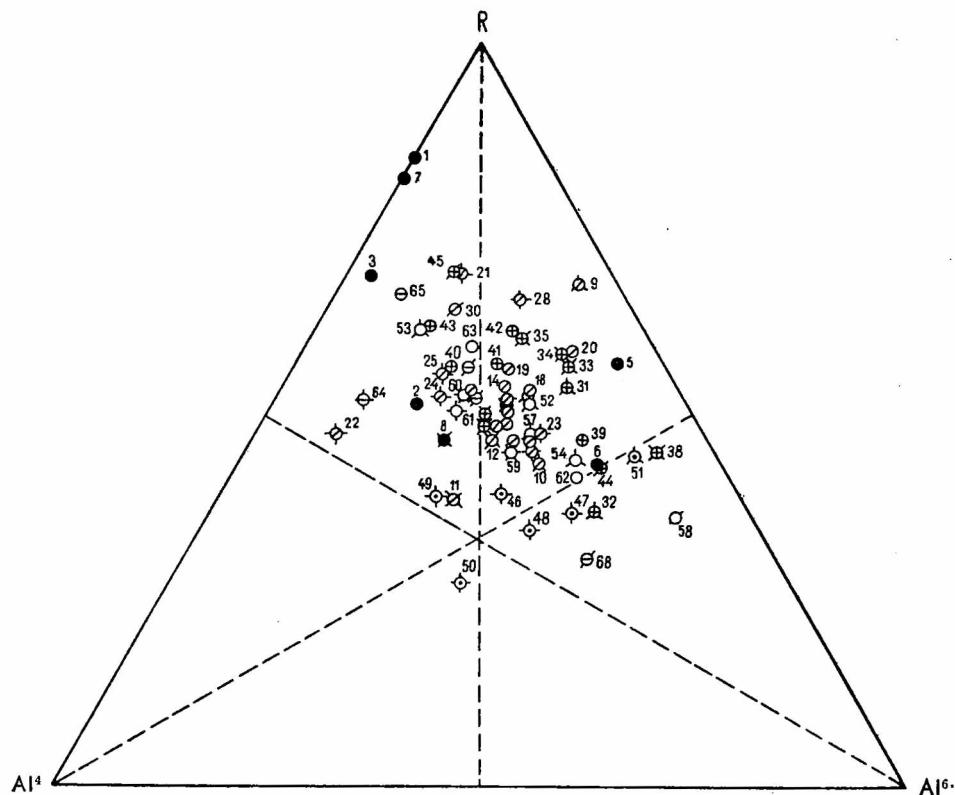
R — sum of interlayer cations (*y*)

$$(Al^4 + Al^6 + R = 100)$$

68 analyses of glauconite plotted in this triangle (fig. 5) give widely dissipated points. These points are concentrated, however, within a restricted area delimited by the coordinates Al⁴ = 14-31, Al⁶ = 16-35, R = 43-61, and characterized by its centre of gravity with coordinates Al⁴ = 21, Al⁶ = 25, R = 54. This area may be designated as *the area of typical glauconite* and includes about half of all the glauconites taken into consideration. It extends on both sides of the altitude R of the triangle: some typical glauconites have Al⁴ > Al⁶, others — and the more numerous ones — Al⁴ < Al⁶.

The points of the remaining glauconites are widely scattered around the main area, and sometimes quite far from its boundary. These are *nontypical glauconites*, chiefly responsible for the reputed chemical variability of this mineral. Glauconites numbered 21, 28, 30 and 45, poor in alumina, and especially the recent glauconites 1 and 7 completely deprived of octahedral aluminium, protrude toward the summit. Toward the corner Al⁴ move the glauconites numbered 64, 22, 11, 49 and 50, all of them of an unusual chemical composition involving serious doubts about the correctness of the analysis or about the freedom from argillaceous contamination. In the contrary direction, near the Al⁶ R side of the triangle, some glauconites draw that are particularly poor in Al⁴ (numbered 31, 33, 34, 20, 5, 9 and 38); most of them have too much silica, which might be explained by the contamination with quartz, chalcedony or opal. *The aluminous glauconites* numbered 54, 6, 44, 62, 32, 47, 58 and 68 approach toward the corner Al⁶. Their chemical anomaly is not in any case caused by analytical defects, but may be explained by their transitory character towards pholidoides.

The 2nd method uses the parameters of the equation (4) (p. 50)



	from sand	sandstone	marl	limestone	dolomite	unknown sediment
recent and Pleistocene	●	◆	■	▲	★	■
Tertiary	⊙	◇	⊠	⊡	⊣	⊥
Cretaceous	⊕	⊖	⊗	⊘	⊙	⊚
Jurassic	⊛	⊜	⊝	⊞	⊟	⊠
early Palaeozoic	○	◇	□	△	☆	◇
age unknown	⊖	⊗	⊘	⊙	⊚	⊛

Fig. 5

Glaucinite analyses in the concentration triangle Al^4Al^6R

which supply the univalent negative charges necessary for the fixation of interlayer cations R:

x — univalent negative charges furnished by the tetrahedral layer, by the replacement of Al for Si

z — univalent negative charges furnished by the substitution of trivalent cations in the octahedral layer M, by cations of another valency

$3u$ — univalent negative charges supplied by the sum of octahedral cations M_w different from 2; this parameter may be either positive ($w < 2$) or negative ($w > 2$).

This method may be graphically expressed in two different variants:

Variant 2a (fig. 6) is simpler, the rectangular system of coordinates being used: on the abscissae are plotted x , or the gain of charges supplied by the tetrahedral layer; on the ordinates is plotted the sum $(z + 3u)$, or the gain of charges supplied by the octahedral layer M. The sum of both coordinates gives the total amount of negative charges permitting the fixation of interlayer cations (without taking account of bivalent cations as Ca etc., which in most cases are relatively unimportant). In this diagram, therefore, the distance of each point of glauconite from the zero-point denotes the content of interlayer cations (chiefly potassium).

The glauconite points are there concentrated in a well limited area with low x (0.15-0.45) and high $z+3u$ (0.35-0.75). It means that in typical glauconites the capacity for interlayer cations must be ascribed rather to the surplus of negative charge supplied by the octahedral layers, than to that of the tetrahedral ones.

Single points moving out from that area in different directions indicate glauconites which are anomalous in every respect. Most remote from this area are the glauconites 68, 46, 48, 49, 11 and 22 having very high x and small $(z + 3u)$; they are probably contaminated by sericite. Glauconite No. 64 with very high x and high $(z + 3u)$ is quite solitary; its composition is so extravagant that one may doubt, whether it is a true glauconite. Unusually small x is shown by Nos. 31, 51, 20, 33 and 38 which are suspected of being contaminated by free silica. Very high $(z + 3u)$ with low x is proper to glauconites Nos. 5, 9 and 34 which also involve serious doubts as to the correctness of their analyses. Small $(z + 3u)$ at intermediate x characterizes the recent glauconite analysed by Caspari (No. 2); it is not impossible that his method of purifying by alternate treatment with HCl and NaOH is responsible for this anomaly.

Variant 2b takes into account all three parameters x , z and $3u$ as separate coordinates, recalculated on the sum 100 for the application to the triangular diagram.

$$\left(X = 100 \frac{x}{x + z + 3u}, \quad Z = 100 \frac{z}{x + z + 3u}, \quad U = 100 \frac{3u}{x + z + 3u} \right)$$

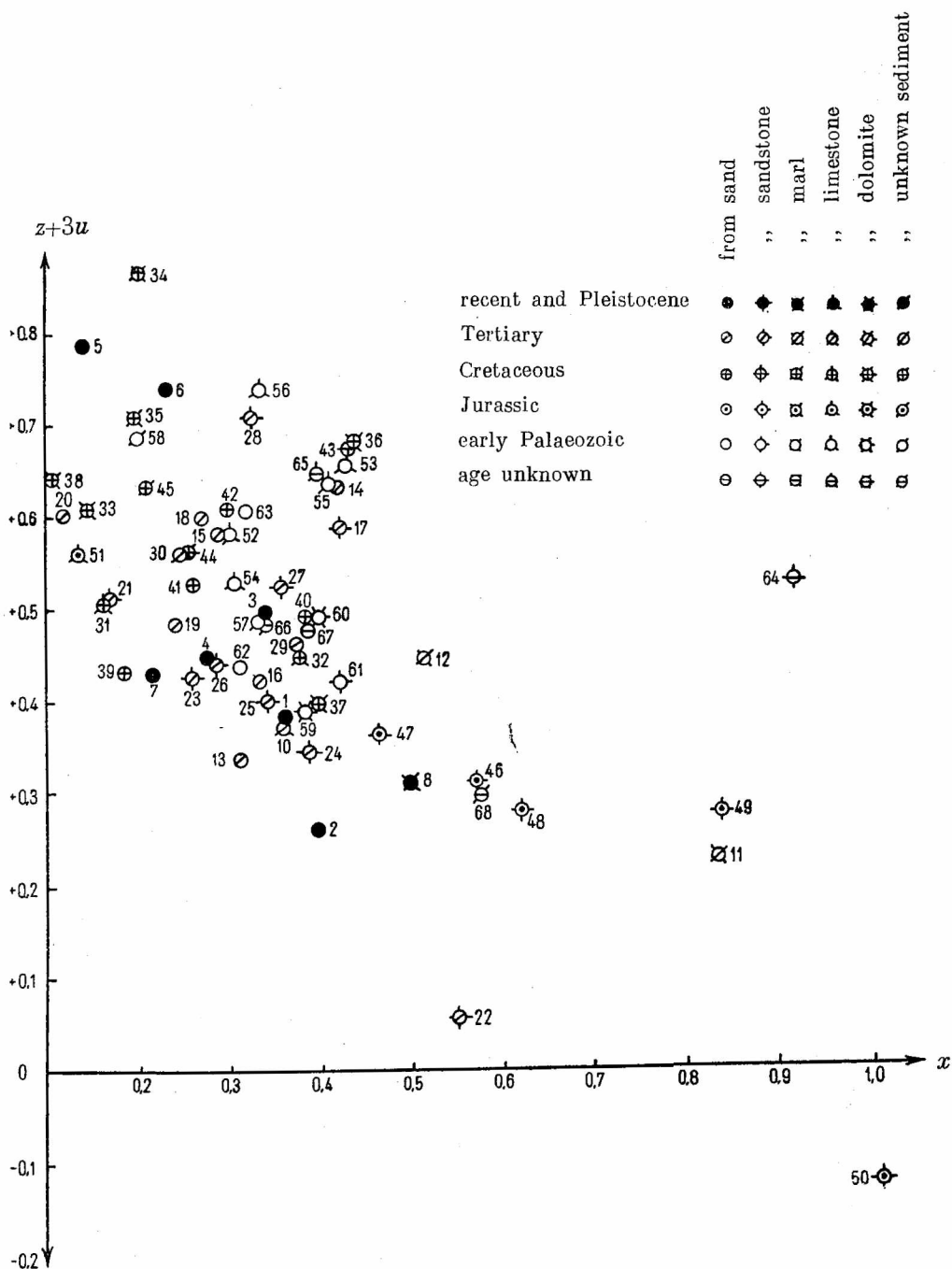


Fig. 6

Glauconite analyses in the orthogonal graph $(z+3u): x$

As u may be either positive or negative, the graphical figure must consist of two equilateral triangles with common side XZ : the upper triangle with the corner $+U$, the lower one with the corner $-U$ (fig. 7).

This variant shows some advantages as compared with the foregoing one, but, at the same time, also some deficiencies. The possibility of considering separately the factors z and u , which renders the graphical differentiation of glauconite more sensitive, is certainly favourable. This advantage is, however, also an inconvenience, because the dissipation of representative points, especially in the upper triangle, is highly exaggerated and the compactness of the typical glauconite area too much enfeebled.

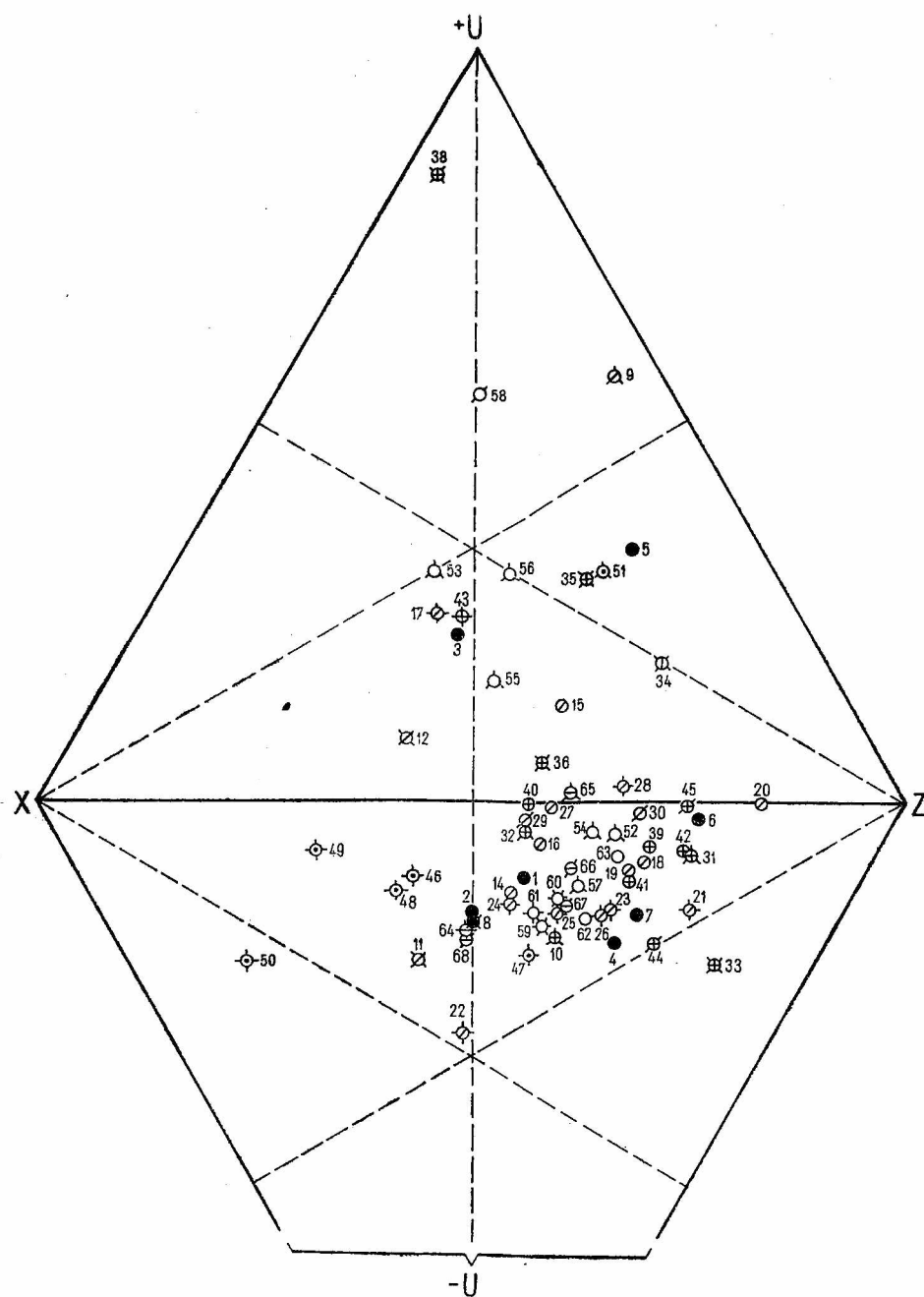
This area is here situated on the right side ($Z > X$) and on both sides of the median line XZ (small U either $+$ or $-$). But the greatest condensation of glauconite points occurs below this line (small negative U), which means that in the majority of typical glauconites the sum of octahedral cations M_w amounts to a little more than 2. Glauconites situated in the upper triangle (with positive U) are less numerous and more differentiated, the glauconite area dissolves here in widely scattered and far removed points. Most remote here are the glauconite points numbered 43, 53, 56, 35, 51, 38, 5, 58 and 9, half of which were already shown in foregoing diagrams as more or less anomalous in consequence of analytical defects or imperfect separation. On the left side of the diagram, in the direction of the prevailing X , are placed some glauconites (Nos. 11, 46, 48, 49 and 50) which were formerly suspected of contamination by sericite or illite. On the contrary, glauconites 33, 20, 5 and 9 are especially poor in X , probably in consequence of silica admixture.

The 3rd method is adapted to the illustration of quantitative relations between different octahedral cations. Four principal cations are here taken into consideration: Al^6 , Fe^{III} , Fe^{II} and Mg , the atomic proportions of which are recalculated on the sum 100 and used as coordinates in the concentration tetrahedron

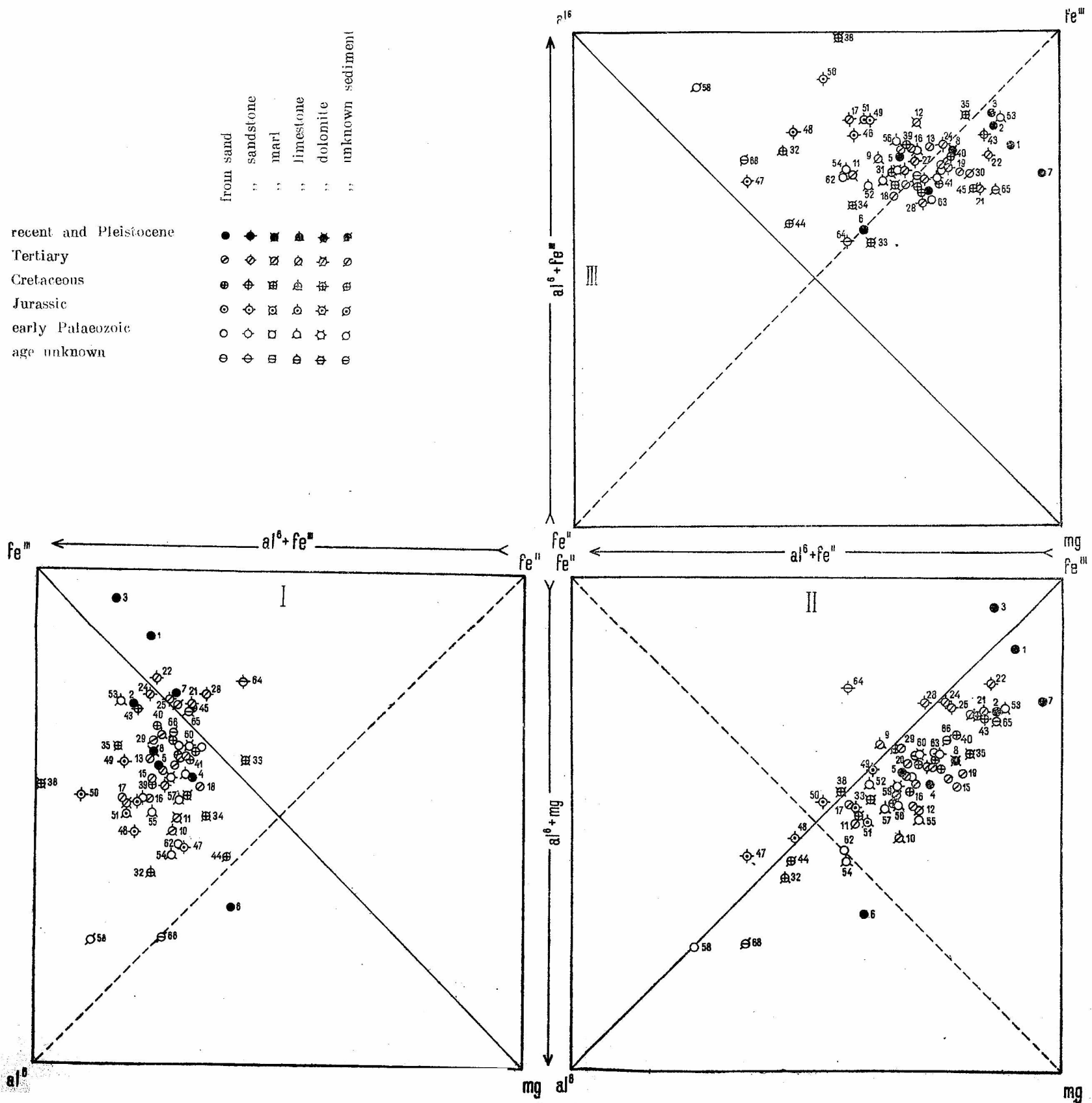
$$\left(\begin{aligned} al &= 100 \frac{Al^6}{Al^6 + Fe^{III} + Fe^{II} + Mg} & fe^{III} &= 100 \frac{Fe^{III}}{Al^6 + Fe^{III} + Fe^{II} + Mg} \\ fe^{II} &= 100 \frac{Fe^{II}}{Al^6 + Fe^{III} + Fe^{II} + Mg} & mg &= 100 \frac{Mg}{Al^6 + Fe^{III} + Fe^{II} + Mg} \end{aligned} \right)$$

This graphical method was used for the first time in the petrography of igneous rocks by Niggli („Gesteins- u. Mineralprovinzen", 1921).

The points representing different glauconites are then dispersed in the three-dimensional space of the tetrahedron, which is inconvenient from the graphical point of view. However, they can be graphically represented on a drawing plane in three orthogonal projections in three perpendicular directions of three diad axes of the tetrahedron. Each of those projections of the



Glauconite analyses in the twofold triangle XZU^+ and XZU^-
(for explanation of signs see fig. 8)



Glauconite analyses in the threefold projection of the tetrahedron $al\ fe^{III}fe^{II}mg$

tetrahedron has a square form with four corners al , fe^{III} , fe^{II} , mg , corresponding to the coigns of the tetrahedron. Two diagonals of each square correspond to the opposite edges of the tetrahedron perpendicular to the projective direction and parallel to the plane of delineation; the sides of each square correspond to the remaining four edges of the tetrahedron equally inclined toward the plane of delineation. The size of the square sides equals 100.

If we intend to determine graphically the situation of the representative points of different glauconites within the space of the tetrahedron $al\ fe^{III}\ fe^{II}\ mg$ in a univocal mode, we must draw three, or at least two above-named square projections, because one of them could not properly reproduce the space relations. Fig. 8 shows such a threefold square diagram for all glauconite analyses taken into consideration.

Square I is drawn on the projection plane parallel to the edges $fe^{III}\ mg$ and $al\ fe^{II}$ of the tetrahedron; the first edge lies at the top (diagonal designed with a heavy line), the second — at the bottom of the tetrahedron (dotted line). The situation of each point of glauconite is determined by two rectangular coordinates ($al + fe^{III}$) and ($al + mg$).

Square II is drawn on the projection plane parallel to the edges $al\ fe^{III}$ and $mg\ fe^{II}$ of the tetrahedron, the first of which lying at the top (heavy diagonal line), the second — at the bottom (dotted diagonal line). Rectangular coordinates are here ($al + fe^{II}$) and ($al + mg$).

Square III is drawn on the projection plane parallel to the edges $al\ mg$ and $fe^{III}\ fe^{II}$ of the tetrahedron, the first of them lying at the top (heavy diagonal line), the second — at the bottom (dotted diagonal line). Rectangular coordinates are here ($al + fe^{III}$) and ($al + fe^{II}$).

In such a threefold diagram of the tetrahedron $al\ fe^{III}\ fe^{II}\ mg$ the glauconite points are distinctly concentrated in a three-dimensional space sector nearest to the coign fe^{III} . This sector, in all three square diagrams, is distinctly elongated in the direction $al \leftrightarrow fe^{III}$, which means that, as regards octahedral cations, the widest differentiation of glauconite concerns the ratio Fe^{III} to Al^6 . The square diagram III reveals that the glauconite area extends equally on both sides of the diagonal $fe^{III}\ fe^{II}$, i.e. that the proportions of Al^6 and Mg are usually almost equal ($Al^6 \cong Mg$). In square I it is clearly shown that the majority of glauconites lie on that side of the diagonal $fe^{III}\ mg$ which is determined by the preponderance of al over fe^{II} . The conclusion to be drawn therefrom is that typical and most common glauconites are characterized by following relations among the octahedral cations:

$$Fe^{III} > Al^6 \cong Mg > Fe^{II}$$

Those glauconites, which were known from the former discussion as abnormal or suspected of contamination, are disposed and dispersed out of the compact glauconite area. Nos. 1, 2, 3 and 7 particularly near to the corner fe^{III} denote recent glauconites especially poor in alumina. On the contrary,

aluminous glauconites Nos. 6, 32, 44, 47, 48, 54, 58, 62 and 68 protrude toward the corner *al*. Exceptionally rich in Fe^{II} is glauconite No. 64 which formerly was also pointed out as of an extravagant and improbable composition. Unusually poor in bivalent cations are glauconites Nos. 50 and 38, probably contaminated with foreign material.

OTHER MINERALS OF THE MICA GROUP AND THEIR CRYSTALLOCHEMICAL CHARACTERISTICS AS COMPARED WITH GLAUCONITE

Having in view a more precise determination of the situation of glauconite in the whole mica group, I have assorted from literature about 70 chemical analyses of the following chief representatives of this group, collected in tables 9—14:

Pholidoides (f_1 — f_{11}), including skolite and bravaisite — table 9

Illites (I_1 — I_8), hydromuscovites (H_1 , H_2) and gümbelite (G) — table 10

Muscovites (M_1 — M_{18})—table 11

Phengites (F_1 — F_7) — table 12

Sericites (S_1 — S_8) — table 13

Biotites (Bi_1 — Bi_{12}) — table 14

The crystallochemical comparison of all these minerals with glauconite and with one another is based on the opinion, that they can all be conduced to the common crystallochemical formula discussed in foregoing chapters. Notwithstanding the possibility of some structural complication of the layer structure suspected for many micas, especially biotites, I believe that such a general formula may be quite adequate for the whole group.

All those mica analyses were recalculated in the same way as the analyses of glauconite and cation ratios included in the tables. There are also assembled all the crystallochemical parameters necessary for the application of the same graphical methods as used for the discussion of the variability of glauconite. As may be seen in the diagrams fig. 9-13, each mineral kind covers with its points a certain area, and the position of those areas may give information about the crystallochemical properties and relations between those mineral kinds. In this way the crystallochemical characterization of different members of the mica group is effectively facilitated.

Concentration triangle $\text{Al}^4\text{Al}^6\text{R}$ (fig. 9) — According to their theoretical formulas all true micas should be here situated on the median line joining the corner Al^6 with the middle point of the side Al^4R , because Al^4 should equal R. Theoretical *phlogopite* (P)— $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{\text{II}})_3 [\text{Si}_3\text{Al}^4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ —does not contain any Al^6 and lies in the middle of Al^4R . Theoretical *muscovite* — $\text{KAl}_2^6[\text{Si}_3\text{Al}^4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ — lies on that line at the point with coordinates Al^4 —25, Al^6 — 50, R — 25. On the corner point Al^6 lies the theoretical *montmorillonite* $\text{Al}_2^6[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2] \cdot n \text{H}_2\text{O}$ which contains neither Al^4 nor R. In reality, however, there occur many deviations from the theoretical composition and

T a b l e 9
Pholidoides incl. bravaisite and skolite

	<i>Br</i>	<i>Sk</i>	<i>f</i> ₁	<i>f</i> ₂	<i>f</i> ₃	<i>f</i> ₄	<i>f</i> ₅	<i>f</i> ₆	<i>f</i> ₇	<i>f</i> ₈	<i>f</i> ₉	<i>f</i> ₁₀	<i>f</i> ₁₁
<i>Density</i>		2.555											2.75—2.77
<i>weight %</i>													
SiO ₂	51.40	49.09	52.56	48.49	53.10	54.94	51.53	54.58	56.99	52.92	48.15	54.83	51.65
Al ₂ O ₃	18.90	18.17	17.54	20.59	20.02	18.43	18.49	19.97	18.19	16.28	20.78	18.48	21.67
Fe ₂ O ₃	4.00	6.42	—	8.59	4.04	—	—	3.86	5.15	10.87	5.81	2.96	6.20
FeO	—	2.56	6.32	2.21	3.46	7.16	9.23	3.38	2.75	2.20	2.25	—	1.24
MnO	—	—	0.22	0.07	0.24	0.05	0.24	—	0.06	0.70	—	0.02	—
MgO	3.30	3.10	9.87	7.23	5.48	6.11	3.93	4.03	4.49	4.48	7.89	3.46	4.48
TiO ₂	—	0.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.72	—
K ₂ O	6.50	5.62	4.67	4.40	6.71	6.37	6.52	5.30	4.63	5.85	6.11	4.90	6.08
Na ₂ O	—	0.23	1.91	1.11	0.66	0.66	1.42	0.36	1.32	1.27	2.10	2.73	0.31
CaO	2.00	1.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.00	—
H ₂ O +	13.30	4.56(+160°)	6.91	8.16	6.68	6.28	8.63	8.90	6.90	6.51	7.50	4.26	6.44
H ₂ O —		8.91(—160°)											
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12	—
Total	99.40	99.90	100.00	100.85	100.39	100.00	99.99	100.38	100.48	101.08	100.59	100.17	98.07
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>													
Si	3.718	3.612	3.587	3.341	3.600	3.722	3.655	3.720	3.792	3.616	3.326	3.791	3.542
Al ^{IV}	0.282	0.388	0.413	0.659	0.400	0.278	0.345	0.280	0.208	0.384	0.674	0.209	0.458
Al ^{VI}	1.325	1.186	0.997	1.012	1.200	1.195	1.201	1.324	1.219	0.929	1.019	1.298	1.286
Fe ^{III}	0.217	0.354	—	0.447	0.204	—	—	0.196	0.260	0.558	0.303	0.162	0.321
Fe ^{II}	—	0.159	0.373	0.132	0.210	0.411	0.562	0.192	0.158	0.166	0.131	—	0.070
Mg	0.356	0.340	1.004	0.742	0.554	0.616	0.415	0.409	0.446	0.456	0.811	0.357	0.461
Ti	—	0.013	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.048	—
K	0.626	0.522	0.406	0.385	0.578	0.549	0.588	0.463	0.392	0.509	0.539	0.432	0.535
Na	—	0.035	0.254	0.149	0.090	0.089	0.196	0.049	0.172	0.168	0.282	0.365	0.041
Ca	0.156	0.080	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.062	—
(Si, Al) ^{IV}	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	1.898	2.052	2.374	2.333	2.168	2.222	2.178	2.121	2.083	2.109	2.264	1.865	2.138
R	0.782	0.637	0.660	0.534	0.668	0.638	0.784	0.512	0.564	0.677	0.821	0.859	0.576
<i>Coordinates of the diagrams</i>													
1	Al ^{IV}	11.8	17.6	20.0	29.9	17.6	13.2	14.8	13.2	10.5	19.3	26.8	19.8
	Al ^{VI}	55.5	53.6	48.1	45.9	52.9	56.6	51.5	62.6	61.2	46.7	40.5	55.4
	R	32.7	28.8	31.9	24.2	29.5	30.2	33.7	24.2	28.3	34.0	32.7	24.8
2a	<i>x</i>	0.282	0.388	—	0.659	0.400	—	—	0.280	0.208	0.384	0.674	0.209
	<i>z</i> + 3 <i>u</i>	+0.662	+0.330	—	—0.125	+0.260	—	—	+0.238	+0.355	+0.295	+0.150	+0.714
2b	<i>X</i>	29.9	37.7	—	26.0	24.0	—	—	22.5	19.6	28.8	28.0	22.6
	<i>Z</i>	37.7	47.2	—	34.5	45.8	—	—	48.3	56.9	46.7	39.1	33.5
	<i>U</i>	+32.4	—15.1	—	—39.5	—30.2	—	—	—29.2	—23.5	—24.5	—32.9	+43.9
3	<i>al</i>	69.8	58.2	—	43.4	55.3	—	—	62.4	58.5	44.0	45.0	71.4
	<i>fe</i> ^{III}	11.4	17.3	—	19.2	9.4	—	—	9.2	12.5	26.5	13.4	15.0
	<i>fe</i> ^{II}	0.0	7.8	—	5.6	9.7	—	—	9.1	7.6	7.9	5.8	3.3
	<i>mg</i>	18.8	16.7	—	31.8	25.6	—	—	19.3	21.4	21.6	35.8	19.7
	<i>al</i> + <i>mg</i>	88.6	74.9	—	75.2	80.9	—	—	81.7	79.9	65.6	80.8	91.1
	<i>al</i> + <i>fe</i> ^{II}	69.8	66.0	—	49.0	65.0	—	—	71.5	66.1	51.9	50.8	71.4
	<i>al</i> + <i>fe</i> ^{III}	81.2	75.5	—	62.6	64.7	—	—	71.6	71.0	70.5	58.4	80.3

Br — Bravaisite. Noyant, France (41)*Sk* — Skolite. Skole, Eastern Carpathians. An. Smulikowski (53)*f*₁ — Pholidoide. Serolle, France. Greyish-green Triassic marl. An. Thiébaud (56)*f*₂ — Pholidoide. Laneuveville, France. White Triassic marl. Idem (56)*f*₃ — Pholidoide. Varangueville, France. Green Triassic marl. Idem (56)*f*₄ — Pholidoide. Mommenheim, France. Green Triassic marl. Idem (56)*f*₅ — Pholidoide. Hortes, France. Triassic dolomite. Idem (56)*f*₆ — Pholidoide. Corneville, France. Greyish-blue Oxfordian marl. Idem (56)*f*₇ — Pholidoide. Romainville, France. Green Triassic marl. Idem (56)*f*₈ — Pholidoide. Fresnes, France. Green Triassic marl. Idem (56)*f*₉ — Pholidoide. Pechelbronn, Alsace, France. Green Triassic marl. Idem (56)*f*₁₀ — „Clay” (greenish-blue). Monte Caslano, Tessin, Switzerland. An. Jakob (40)*f*₁₁ — „Mica-clay”. Goeschwitz, Switzerland. Marl. An. Hofmann (39)

Table 10

Illites, hydromuscovites, gümbelite

	I_1	I_2	I_3	I_4	I_5	I_6	I_7	I_8	H_1	H_2	G
Density								2.75		2.65	
weight %											
SiO ₂	50.10	51.22	47.76	49.26	49.01	48.95	47.55	50.30	48.39	46.54	49.54
Al ₂ O ₃	25.12	25.91	26.13	28.97	29.45	26.74	32.45	32.80	34.64	36.37	29.51
Fe ₂ O ₃	5.12	4.59	5.66	2.27	2.30	2.44	0.76	—	1.15	0.72	—
FeO	1.52	1.70	—	0.57	0.70	0.46	1.85	—	0.27	0.36	0.70
MnO	—	—	—	0.04	0.05	0.08	—	—	—	—	—
MgO	3.93	2.84	3.56	1.32	1.52	1.68	1.70	1.95	0.44	0.50	4.14
TiO ₂	0.50	0.53	—	0.05	0.07	0.07	0.64	trace	0.11	0.17	0.87
K ₂ O	6.93	6.09	6.81	7.47	7.66	5.44	6.22	6.72	7.82	8.06	8.21
Na ₂ O	0.05	0.17	0.53	0.13	0.37	0.16	1.05	0.52	0.22	0.46	0.35
CaO	0.35	0.16	—	0.67	0.19	0.91	0.06	0.55	0.26	0.22	0.25
H ₂ O +	6.82	7.49	8.92	6.03	6.20	6.74	7.73	6.98	6.07	6.31	6.56
H ₂ O —	(1.90)	(1.45)	0.63	3.22	2.78	5.52	—	—	0.44	0.52	0.24
F ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06	0.06	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06	0.02	—
Total	100.44	100.70	100.00	100.00	100.30	99.19	100.01	99.82	99.93	100.31	100.37
atom. ratios per 22 val. units											
Si	3.374	3.430	3.321	3.379	3.344	3.459	3.195	3.318	3.214	3.102	3.293
Al ⁴	0.626	0.570	0.679	0.621	0.656	0.541	0.805	0.682	0.786	0.898	0.707
Al ⁶	1.369	1.473	1.460	1.719	1.713	1.687	1.765	1.864	1.925	1.960	1.604
FeIII	0.259	0.233	0.297	0.114	0.119	0.132	0.040	—	0.056	0.036	—
FeII	0.085	0.096	—	0.033	0.041	0.028	0.105	—	0.016	0.020	0.040
Mg	0.394	0.283	0.368	0.136	0.156	0.178	0.169	0.194	0.044	0.048	0.411
Mn	—	—	—	0.004	0.004	0.004	—	—	—	—	—
Ti	0.032	0.032	—	0.004	0.004	0.004	0.040	—	—	—	0.054
K	0.595	0.519	0.606	0.651	0.664	0.492	0.533	0.562	0.662	0.684	0.695
Na	0.008	0.020	0.071	0.008	0.049	0.021	0.137	0.063	0.028	0.060	0.048
Ca	0.024	0.012	—	0.049	0.014	0.068	0.004	0.040	0.018	0.016	0.018
(Si, Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.139	2.117	2.125	2.010	2.037	2.033	2.119	2.058	2.041	2.064	2.109
R	0.627	0.551	0.677	0.708	0.727	0.581	0.674	0.665	0.708	0.760	0.761
Coordinates of the diagrams											
1	Al ⁴	23.9	22.0	24.1	20.4	21.2	19.3	24.8	21.2	23.0	23.0
	Al ⁶	52.2	56.8	51.9	56.4	55.3	60.0	54.3	58.1	56.3	52.2
	R	23.9	21.2	24.0	23.2	23.5	20.7	20.9	20.7	21.0	24.8
2a	x	0.626	0.570	0.679	0.621	0.656	0.541	0.805	0.682	0.786	0.707
	z + 3u	+0.030	—0.004	—0.007	+0.139	+0.086	+0.107	—0.123	+0.020	—0.063	+0.070
2b	X	42.0	44.9	47.7	75.7	68.1	63.9	57.7	64.9	81.1	49.4
	Z	30.0	27.4	25.9	20.6	20.4	24.4	16.8	18.5	6.2	27.7
	U	—28.0	—27.7	—26.4	—3.7	—11.5	—11.7	—25.5	—16.6	—12.7	—22.9
3	al	65.0	70.6	68.7	85.7	84.2	83.1	84.9	90.6	94.3	78.0
	feIII	12.3	11.2	14.0	5.7	5.9	6.5	1.9	—	2.7	—
	feII	4.0	4.6	—	1.8	2.2	1.6	5.1	—	0.8	2.0
	mg	18.7	13.6	17.3	6.8	7.7	8.8	8.1	9.4	2.2	20.0
	al + mg	83.7	84.2	86.0	92.5	91.9	91.9	93.0	100.0	96.5	98.0
	al + feII	69.0	75.2	68.7	87.5	86.4	84.7	90.0	90.6	95.1	80.0
	al + feIII	77.3	81.8	82.7	91.4	90.1	89.6	86.8	90.6	97.0	78.0

I_1 — Illite, Gilead, Calhoun County, Ill., U.S.A. Fine colloid fraction from Ordovician shale (21, No. 1, p. 823)

I_2 — Illite, Fithian, Vermillion County, Ill., U.S.A. Fine colloid fraction from Pennsylvanian underclay (21, No. 2, p. 823)

I_3 — Illite, Lehigh-Northampton, Penn., U.S.A. Concentrate from slate (An. Grace. Analysis minus TiO₂ and CaO and recomputed to 100%, 3)

I_4 — Illite, Ballater, Aberdeenshire, Scotland, Illite occurring in decomposed granite. Fraction 1.4. An. Mackenzie (38)

I_5 — Illite. Ibidem. The same, fraction 0.4. Idem (38)

I_6 — Illite. Ibidem. The same, fraction 0.2. Idem (38)

I_7 — Illite. South Wales, Great Britain. Fine fraction corrected for kaoline and quartz (43)

I_8 — „Mica-clay”. Sarospatak, Hungary (39)

H_1 — Hydromuscovite. Ogofau, Carmarthenshire, England. An. Bennett (5)

H_2 — Hydromuscovite. Ibidem. Idem (5)

G — Gümbeite. Shunga, Karelia. U.S.S.R. (1)

Muscovites

	M_1	M_2	M_3	M_4	M_5	M_6	M_7	M_8	M_9	M_{10}	M_{11}	M_{12}	M_{13}	M_{14}	M_{15}	M_{16}	M_{17}	M_{18}
Density	2.803																	
weight %																		
SiO ₂	45.22	44.87	45.92	45.18	44.85	45.56	45.09	45.16	45.26	45.93	46.21	46.16	45.66	44.68	46.10	45.19	46.30	46.04
Al ₂ O ₃	33.43	31.90	29.07	36.62	36.95	35.78	34.32	33.69	32.77	33.45	38.10	35.63	31.80	31.80	30.54	30.22	30.91	33.15
Fe ₂ O ₃	1.97	4.42	3.94	2.76	1.54	1.92	3.31	4.44	3.85	2.68	1.97	1.60	2.69	4.49	3.43	4.15	4.24	3.82
FeO	0.55	—	3.58	—	1.36	0.51	1.43	0.50	0.64	0.65	—	1.63	1.53	0.84	1.96	0.88	0.52	0.48
MnO	—	—	0.06	—	—	0.11	0.07	—	0.04	0.03	—	—	—	0.04	—	—	0.09	0.02
MgO	1.42	1.65	0.79	—	—	0.94	0.06	0.08	0.74	1.58	0.06	0.51	0.92	1.30	1.71	2.24	2.09	0.82
TiO ₂	0.69	1.60	0.36	0.26	trace	0.47	0.20	0.25	1.20	0.29	0.34	0.24	0.31	0.70	2.04	0.71	0.49	0.45
Li ₂ O	0.10	—	0.29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	8.16	7.24	10.68	9.48	9.13	10.03	8.10	9.37	10.42	9.88	8.98	9.74	10.34	10.48	6.54	9.40	9.82	9.78
Na ₂ O	0.63	1.03	0.27	1.22	1.78	1.07	3.77	1.04	1.93	1.06	0.73	1.14	0.60	0.79	3.82	2.08	1.73	1.44
CaO	1.01	0.08	trace	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	0.52	0.07	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.23	—	—	—	—
H ₂ O +	5.36	7.37	3.20	4.61	4.08	3.72	3.80	5.56	3.20	4.51	3.63	3.34	5.32	3.50	3.83	5.28	3.83	4.16
H ₂ O -	1.06	—	0.53	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	0.36	0.28	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—
F ₂	0.88	—	—	—	0.57	—	—	—	—	—	0.11	—	0.37	0.11	0.05	—	—	—
Total	100.60	100.16	98.69	100.13	100.26	100.13	100.15	100.09	100.05	100.06	100.13	99.99	99.99	99.81	100.09	100.15	100.02	100.16
atom. ratios per 22 val. units																		
Si	3.061	3.065	3.155	2.997	2.983	3.008	3.007	3.051	3.021	3.068	3.006	3.042	3.116	3.020	3.055	3.075	3.101	3.071
Al ⁴	0.939	0.935	0.845	1.003	1.017	0.992	0.993	0.949	0.979	0.932	0.994	0.958	0.884	0.980	0.945	0.925	0.899	0.929
Al ⁶	1.728	1.632	1.508	1.857	1.878	1.792	1.702	1.733	1.599	1.700	1.928	1.809	1.675	1.553	1.439	1.498	1.538	1.676
FeIII	0.102	0.226	0.202	0.139	0.076	0.095	0.164	0.227	0.192	0.136	0.098	0.079	0.139	0.227	0.171	0.212	0.213	0.192
FeII + MnII	0.030	—	0.210	—	0.076	0.034	0.084	0.028	0.040	0.036	—	0.089	0.086	0.052	0.107	0.051	0.032	0.026
Mg	0.142	0.127	0.081	—	—	0.091	0.006	0.008	0.074	0.156	0.006	0.049	0.094	0.130	0.169	0.227	0.209	0.082
Ti	0.035	0.082	0.019	0.014	—	0.024	0.010	0.012	0.060	0.014	0.018	0.012	0.020	0.044	0.127	0.037	0.024	0.022
Li	0.028	—	0.082	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0.703	0.631	0.937	0.801	0.775	0.845	0.689	0.807	0.886	0.843	0.746	0.819	0.902	0.901	0.553	0.817	0.841	0.833
Na	0.081	0.135	0.037	0.155	0.228	0.139	0.488	0.138	0.249	0.136	0.094	0.146	0.082	0.106	0.490	0.274	0.225	0.184
Ca	0.073	0.012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.006	0.038	0.004	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.006	—	—	—	—
(Si,Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.065	2.067	2.102	2.010	2.030	2.036	1.966	2.008	1.965	2.042	2.050	2.038	2.014	2.006	2.013	2.025	2.016	1.998
R	0.857	0.778	0.974	0.956	1.003	0.984	1.177	0.945	1.135	0.979	0.840	0.965	0.990	1.051	1.047	1.091	1.066	1.017
Coordinates of the diagrams																		
1																		
Al ⁴	96.7	27.9	25.4	26.3	26.1	26.3	25.6	26.2	26.4	25.8	26.4	25.7	24.9	27.4	27.6	26.3	25.7	25.6
Al ⁶	44.0	48.8	45.3	48.7	48.2	47.6	44.0	47.8	43.1	47.1	51.2	48.5	47.2	43.3	41.9	42.6	43.9	46.3
R	22.3	23.3	29.3	25.0	25.7	26.1	30.4	26.0	30.5	27.1	22.3	25.8	27.9	29.3	30.5	31.1	30.4	28.1
2a																		
$x + 3u$	0.939	0.935	0.845	1.003	1.017	0.992	0.993	0.949	0.979	0.932	0.994	0.958	0.884	0.980	0.945	0.925	0.899	0.929
z	-0.002	-0.156	+0.130	-0.044	-0.014	-0.007	+0.182	0.000	+0.159	+0.052	-0.162	+0.012	+0.118	+0.114	+0.149	+0.166	+0.169	+0.092
X	70.8	79.2	53.2	97.1	86.0	82.6	84.5	95.2	86.0	75.4	86.4	80.0	81.4	85.8	83.4	74.5	77.2	91.0
Z	14.5	3.8	27.5	—	6.4	8.4	6.8	2.4	4.7	14.4	0.6	10.5	14.7	12.1	13.2	19.4	18.6	8.4
U	-14.7	-17.0	-19.3	-2.9	-7.6	-9.0	+8.7	-2.4	+9.3	-10.2	-13.0	-9.5	-3.9	-2.1	-3.4	-6.1	-4.2	+0.6
3																		
al	86.3	82.2	75.3	93.0	92.5	89.1	87.0	86.8	83.9	83.8	94.9	89.3	84.0	79.1	76.3	75.3	77.2	84.8
feIII	5.1	11.4	10.1	7.0	3.7	4.7	8.4	11.4	10.1	6.7	4.8	3.9	7.0	11.6	9.1	10.7	10.7	9.7
feII	1.5	0.0	10.5	—	3.8	1.7	4.3	1.4	2.1	1.8	—	4.4	4.3	2.7	5.7	2.6	1.6	1.3
mg	7.1	6.4	4.1	—	—	4.5	0.3	0.4	3.9	7.7	0.3	2.4	4.7	6.6	8.9	11.4	10.5	4.1
al + mg	93.4	88.6	79.4	93.0	92.5	93.6	87.3	87.2	87.8	91.5	95.2	91.7	88.7	85.7	85.2	86.7	87.7	88.9
al + feII	87.8	82.2	85.8	93.0	96.3	90.8	91.3	88.2	86.0	85.6	94.9	93.7	88.3	81.8	82.0	77.9	78.8	86.1
al + feIII	91.4	93.6	85.4	100.0	96.2	93.8	95.4	98.2	94.0	90.5	99.7	93.2	91.0	90.7	85.4	86.0	87.9	94.5

M_1 — Suchy Kondracki Mt., Tatra Mts, Poland. *Pegmatite*. An. Pawlica (44, No. XVII)
 M_2 — Pośredni Goryczkowy, Tatra Mts., Poland. *Granite*. An. Weyberg (fide 44, No. I)
 M_3 — Sheaban Quarry, Graniteville, Miss., U.S.A. *Pegmatite*. An. Goldich & Ellestad (53)
 M_4 — Laufenberg. *Tourmaline-pegmatite*. An. Jakob (33, No. 9)
 M_5 — Otjimbojo. South-west Africa. *Tin-yielding pegmatite*. Idem (33, No. 10)
 M_6 — Claro, Val del Mollino, Tessin, Switzerland. Idem (33, No. 11)
 M_7 — Donkerhuk, South-west Africa. *Pegmatite containing beryl, tourmaline, apatite*. Idem (33, No. 12)
 M_8 — Val Melbra, Morobbia, Tessin, Switzerland. *Pegmatite*. Idem (33, No. 13)
 M_9 — Bellinzona, Tessin, Switzerland. *Pegmatite*. Idem (33, No. 14)

M_{10} — Monte di Daro, Bellinzona, Switzerland. *Pegmatite in peridotite*. Idem (33, No. 15)
 M_{11} — Kodarna, Gya, Bengal, India. *Red-brown muscovite*. Idem (33, No. 16)
 M_{12} — Val Somaix, Graubünden, Switzerland. Idem (33, No. 17)
 M_{13} — Mattawan, Nipissing, Ontario, Canada. *Pegmatite* (15)
 M_{14} — Tollgate Quarry, Malvern, England. *Granite pegmatite*. An. Groves (55)
 M_{15} — Wissahickon Valley, Philadelphia, Pa., U.S.A. *Granitic rock*. An. Gonyer (46)
 M_{16} — Gothard Mt., Switzerland. *Same, with quartz in fissures*. An. Jakob (34, No. 41)
 M_{17} — Prato, Tessin, Switzerland. *Triassic quartzite*. Idem (34, No. 42)
 M_{18} — Alpe di Tramone, Val di Lodano, Valle Maggia, Tessin, Switzerland. *Gneiss*. Idem (34, No. 39)

the points of each mica mineral are scattered within some wider or narrower areas, in the vicinity of their theoretical points.

The *biotite points* are scattered near the theoretical phlogopite point, but they constantly show a significant deviation: their area extends from the side Al^4R far to the right, and distinctly below the median line $P Al^6$. It means that the biotites usually contain an important proportion of octahedral aluminium, and that they contain more tetrahedral aluminium than necessary for fixing interlayer cations ($Al^4 > R$).

True *muscovites* are concentrated in the vicinity of their theoretical point in the middle of the mica-line $P Al^6$. Because of excessive accumulation of

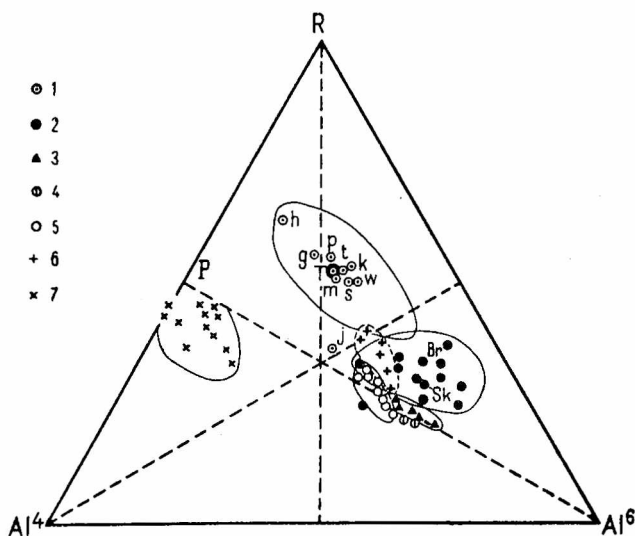


Fig. 9

Different minerals of the mica group in the concentration triangle Al^4Al^6R

1 glauconite, 2 phlogopite, 3 illite, 4 hydromuscovite,
5 muscovite, 6 phengite, 7 biotite

points and complicated overlapping of different mineral fields, this part of the triangle was four times magnified and delineated separately in figure 10 (p. 64). One may see here that the muscovite field is elongated parallel to Al^6R . The conclusion is to be drawn from this that ordinary muscovites are strongly differentiated with regard to the ratio $R:Al^6$, but feebly differentiated in the Al^4 content. Most of them show a small overplus of R with respect to Al^4 , which is shown by the fact that the majority of points lie above the median line $P Al^6$; a reverse relation is much less common and exemplified especially by two Tatra muscovites M_1 and M_2 . The axis of elongation of the muscovite field cuts the median line $P Al^6$ not in the theoretical muscovite point

(for cont. see p. 64)

Table 12

Phengites

		Fe_1	Fe_2	Fe_3	Fe_4	Fe_5	Fe_6	Fe_7
<i>Density</i>		2,895	2,867					
<i>weight %</i>	SiO ₂	47.72	47.69	49.34	48.76	50.79	50.64	49.01
	Al ₂ O ₃	25.96	28.30	23.69	29.91	25.53	25.25	29.01
	Fe ₂ O ₃	1.76	1.02	6.84	4.24	2.94	2.97	2.25
	FeO	6.55	3.88	—	0.41	1.34	1.01	0.77
	MnO	—	—	—	—	0.05	0.02	0.06
	MgO	2.30	2.72	2.97	2.63	2.80	4.15	3.91
	TiO ₂	0.18	0.11	—	—	1.10	0.72	0.74
	K ₂ O	10.18	9.06	10.74	6.83	9.71	9.80	8.86
	Na ₂ O	1.70	1.87	0.78	2.31	1.01	1.41	1.87
	CaO	—	—	1.25	0.33	—	—	—
	H ₂ O +	3.42	4.07	4.40	4.60	3.90	3.88	3.77
	H ₂ O —	—	—	—	—	—	—	—
Total		99.77	98.72	100.01	100.02	99.17	99.85	100.25
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>	Si	3.280	3.250	3.356	3.224	3.401	3.377	3.231
	Al ⁴	0.720	0.750	0.644	0.776	0.599	0.623	0.769
	Al ⁶	1.382	1.522	1.256	1.554	1.417	1.360	1.484
	Fe ^{III}	0.091	0.053	0.351	0.210	0.149	0.148	0.111
	Fe ^{II}	0.376	0.221	—	0.022	0.078	0.056	0.046
	Mg	0.215	0.276	0.302	0.258	0.280	0.413	0.384
	Ti	—	—	—	—	0.056	0.036	0.036
	K	0.892	0.786	0.931	0.576	0.829	0.833	0.744
	Na	0.227	0.246	0.102	0.298	0.133	0.180	0.238
	Ca	—	—	0.092	0.024	—	—	—
	(Si, Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
	M	2.064	2.072	1.909	2.044	1.980	2.013	2.061
	R	1.119	1.032	1.125	0.898	0.962	1.013	0.982

			Fe_1	Fe_2	Fe_3	Fe_4	Fe_5	Fe_6	Fe_7
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴	22.4	22.7	21.3	24.1	20.1	20.8	23.8
		Al ⁶	42.9	46.1	41.5	48.1	47.6	45.4	45.9
		R	34.7	31.2	37.2	27.8	32.3	33.8	30.3
	2a	x	0.720	0.750	0.644	0.776	0.599	0.623	0.769
		$z + 3u$	+0.399	+0.281	+0.575	+0.148	+0.362	+0.394	+0.211
		X	47.9	51.2	52.8	65.3	62.3	56.9	57.1
	2b	Z	39.3	34.0	24.8	23.6	31.4	39.5	29.3
		U	-12.8	-14.8	+22.4	-11.1	+6.2	-3.6	-13.6
	3	al	67.0	73.4	65.7	76.0	73.6	68.8	73.3
		fe^{III}	4.4	2.6	18.5	10.3	7.7	7.5	5.5
		fe^{II}	18.2	10.7	—	1.1	4.1	2.8	2.3
		mg	10.4	13.3	15.8	12.6	14.6	20.9	18.9
		$al + mg$	77.4	86.7	81.5	88.6	88.2	89.7	92.2
		$al + fe^{II}$	85.2	84.1	65.7	77.1	77.7	71.6	75.6
		$al + fe^{III}$	71.4	76.0	84.2	86.3	80.3	76.3	78.8

Fe_1 — Rheinwaldhorn, Wülfig 1886 (14, No. 18, p. 618)

Fe_2 — Rheinwaldhorn, Wülfig 1886 (14, No. 17, p. 618)

Fe_3 — Syra, Foullon & Goldschmidt 1887 (14, No. 19, p. 618)

Fe_4 — Soboth, Löbisch, quoted by Tschermak (14, No. 16, p. 618)

Fe_5 — Rossa, Val Calanca, Tessin, Switzerland, *From mica schist at the boundary of pegmatite*, An. Jakob (33, No. 18)

Fe_6 — Valle at Vals, Graubünden, Switzerland, *From mica-chlorite schist*, Idem (34, No. 44)

Fe_7 — Soazza, Passo di Genano, Graubünden, Switzerland, *From joints in eclogite*, Idem (34, No. 43)

T a b l e 13

Sericites

	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8
<i>weight %</i>								
SiO ₂	48.06	47.22	46.81	46.80	49.16	45.64	48.80	50.20
Al ₂ O ₃	32.14	32.00	36.09	35.84	30.81	33.59	22.00	19.69
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.96	5.86	9.62
FeO	1.12	1.20	0.25	0.24	1.43	0.38	—	—
MnO	0.20	0.14	—	—	—	0.10	—	0.60
Mn ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.72	—
MgO	1.39	1.25	0.62	0.56	2.22	2.33	5.74	3.82
TiO ₂	—	—	0.01	0.01	0.04	1.81	0.92	0.81
K ₂ O	9.21	8.89	10.24	10.08	10.90	8.81	10.07	9.76
Na ₂ O	0.17	—	0.68	0.60	0.48	1.59	1.65	1.50
CaO	—	—	0.29	0.29	0.15	—	—	—
H ₂ O +	5.46	5.65	5.00	5.05	4.73	3.89	4.12	4.17
H ₂ O —	2.06	3.14	0.42	0.64	0.15	0.00	—	—
P ₂ O ₅	—	0.12	—	—	—	—	—	—
Total	99.81	99.61	100.41	100.11	100.07	100.10	99.88	100.17
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>								
Si	3.261	3.253	3.102	3.114	3.281	3.013	3.317	3.429
Al ⁴	0.739	0.747	0.898	0.886	0.719	0.987	0.683	0.571
Al ⁶	1.829	1.852	1.919	1.924	1.702	1.625	1.080	1.012
Fe ^{III}	—	—	—	—	—	0.099	0.298	0.492
Fe ^{II}	0.063	0.068	0.014	0.012	0.080	0.022	—	—
Mn	0.012	0.009	—	—	—	0.006	0.037	0.035
Mg	0.141	0.128	0.062	0.056	0.221	0.230	0.582	0.388
Ti	—	—	—	—	—	0.089	0.047	0.041
K	0.799	0.782	0.863	0.856	0.926	0.741	0.873	0.849
Na	0.020	—	0.087	0.080	0.060	0.202	0.216	0.197
Ca	—	—	0.020	0.020	0.012	—	—	—
(Si, Al) ⁴	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.045	2.057	1.995	1.992	2.003	2.071	2.044	1.968
R	0.819	0.782	0.970	0.956	0.998	0.943	1.089	1.046

		S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8	
Coordinates of the diagrams	1	Al ⁴ Al ⁶ R	21.8 54.0 24.1	22.1 54.8 23.1	23.7 50.7 25.6	23.5 51.1 25.4	21.0 49.8 29.2	27.8 45.7 26.5	23.9 37.9 38.2	21.7 38.5 39.8
	2a	x $z + 3u$ X	0.739 +0.081 67.8	0.747 +0.034 66.5	0.898 +0.091 90.8	0.886 +0.092 90.6	0.719 +0.292 69.9	0.987 -0.044 72.1	0.683 +0.403 50.6	0.571 +0.478 54.4
	2b	Z U	19.8 -12.4	18.3 -15.2	7.7 +1.5	6.9 +2.5	29.2 -0.9	12.3 -15.6	39.6 -9.8	36.4 +9.2
	3	al	—	—	—	—	—	82.0	55.1	52.5
		fe^{III}	—	—	—	—	—	5.0	15.2	25.5
		fe^{II}	—	—	—	—	—	1.4	—	1.8
		mg	—	—	—	—	—	11.6	29.7	20.1
		$al + mg$	—	—	—	—	—	93.6	84.8	72.6
		$al + fe$	—	—	—	—	—	83.4	55.1	54.3
		$al + fe^{III}$	—	—	—	—	—	87.0	70.3	78.0

S_1 — light green variety from Rutherford Mine, Amelia, Virginia, U.S.A. An. Fairchild (18, No. 1)

S_2 — yellow v. Ibidem. Idem (18, No. 2)

S_3 — lilac v. Ibidem. An. Stevens (18, No. 3)

S_4 — greyish lavender v. Ibidem. Idem (18, No. 4)

S_5 — chalcedony yellow v. Ibidem. Idem (18, No. 5)

S_6 — from biotite-sericite schist. Campra, Olivone, Tessin, Switzerland. An. Jakob (34, No. 40)

S_7 — red v. from Starlera, Innerferrera, Avers, Graubünden, Switzerland. Idem (34, No. 45)

S_8 — reddish v. Ibidem. Idem (34, No. 46)

but a little to the left. This means that muscovites usually contain somewhat less Al^6 than postulated by the theoretical formula.

The *illite field* extends along the mica-line P Al^6 and deviations in this respect are rarer and smaller than in true micas. This field is displaced, however, with regard to muscovite toward the corner Al^6 , because illites

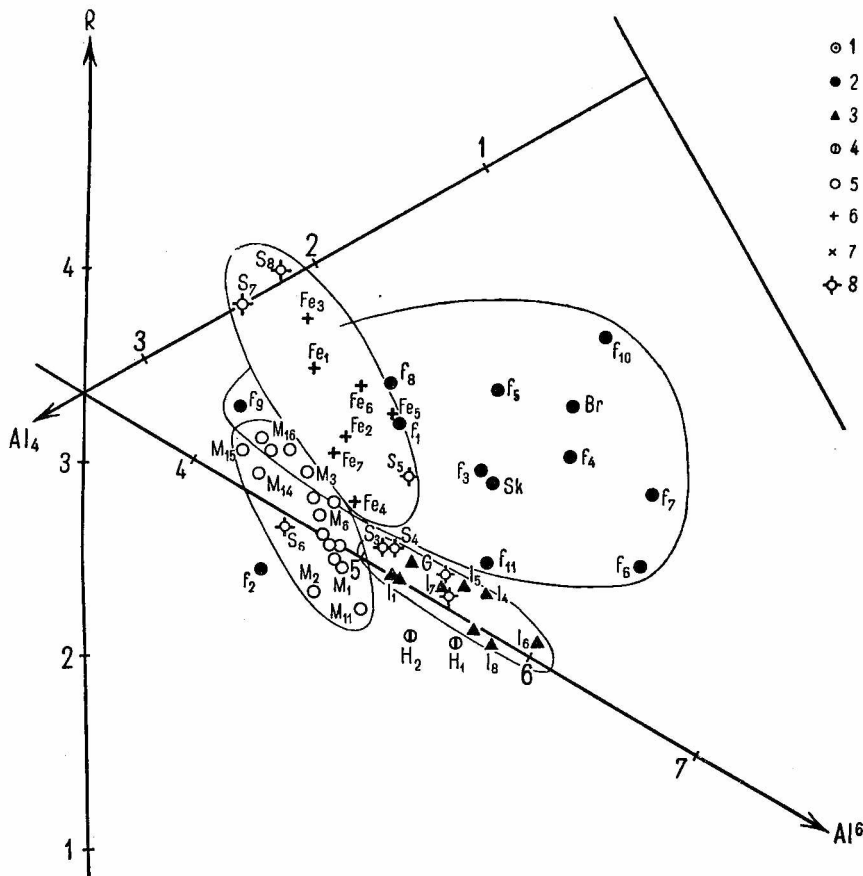


Fig. 10

Fourfold magnification of a part of fig. 9

1 glauconite, 2 pholidoide, 3 illite, 4 hydromuscovite, 5 muscovite, 6 phengite, 7 biotite, 8 sericite

contain less R and Al^4 than other micas. Within the illite field lies also *gümbelite*, while *hydromuscovites* protrude downward being distinctly deficient in R.

The *phengite* field extends in the opposite direction, offering a wide differentiation series from the theoretical muscovite point upwards toward

Table 14

Biotites

	Bi_1	Bi_2	Bi_3	Bi_4	Bi_5	Bi_6	Bi_7	Bi_8	Bi_9	Bi_{10}	Bi_{11}	Bi_{12}
Density					3.062							
weight %												
SiO ₂	36.38	35.79	34.62	33.36	35.42	35.12	32.98	33.81	35.80	34.24	38.22	34.62
Al ₂ O ₃	16.93	13.70	16.82	19.44	18.35	19.52	12.13	17.45	15.29	18.19	14.71	17.63
Fe ₂ O ₃	7.58	5.22	8.97	7.59	4.75	8.08	3.60	4.04	5.98	2.14	3.83	4.99
FeO	14.61	13.72	14.31	13.79	15.00	15.69	24.50	16.49	12.86	18.26	13.44	18.92
MnO	0.48	0.19	0.47	0.67	0.29	—	—	0.63	0.60	0.39	0.52	trace
MgO	9.28	12.13	5.49	9.30	8.20	4.77	7.38	8.53	11.90	8.17	13.45	7.54
TiO ₂	1.15	3.51	2.15	2.71	3.29	2.26	2.95	3.12	3.68	3.41	2.96	2.42
Li ₂ O	—	—	—	0.16	—	—	—	0.05	0.09	—	—	—
K ₂ O	8.15	9.09	8.26	7.16	8.37	7.25	7.27	9.57	7.82	9.08	7.90	7.75
Na ₂ O	1.12	0.15	1.87	1.47	2.74	0.84	1.04	2.14	1.22	1.05	0.50	3.09
CaO	0.88	0.05	0.81	1.04	1.40	0.47	0.50	0.83	2.30	0.23	1.46	0.38
BaO	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	} 3.01	3.64	} 5.88	} 4.25	2.40	6.33	6.45	4.15	2.86	3.19	1.89	2.65
H ₂ O—		1.21			0.38	—	—	—	0.14	1.50	0.60	0.17
F	—	0.76	—	—	—	—	1.20	—	—	—	—	—
Cl	—	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.08	—
Remainder	—	—	0.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.57	99.59	99.95	100.94	100.59	100.33	100.00	100.81	100.54	99.88	99.56	100.16
atom. ratios per 22 val. units												
Si	2.729	2.758	2.723	2.495	2.631	2.693	2.716	2.585	2.649	2.636	2.803	2.624
Al ^{IV}	1.271	1.242	1.277	1.505	1.369	1.307	1.177	1.415	1.333	1.364	1.197	1.376
Ti ^{IV}	—	—	—	—	—	—	0.107	—	0.018	—	—	—
Al ^{VI}	0.224	0.003	0.282	0.206	0.237	0.456	—	0.155	—	0.284	0.076	0.199
Ti ^{VI}	0.065	0.204	0.128	0.153	0.183	0.131	0.076	0.179	0.186	0.196	0.163	0.137
Fe ^{III}	0.428	0.301	0.482	0.427	0.268	0.465	0.223	0.234	0.333	0.125	0.211	0.287
Fe ^{II}	0.917	0.884	0.940	0.862	0.932	1.006	1.687	1.054	0.795	1.173	0.824	1.199
Mn	0.032	0.014	0.031	0.043	0.018	—	—	0.041	0.038	0.025	0.031	—
Mg	1.036	1.393	0.642	1.038	0.908	0.546	0.905	0.971	1.311	0.935	1.469	0.851
Li	—	—	—	0.049	—	—	—	0.014	0.027	—	—	—
K	0.779	0.893	0.831	0.683	0.794	0.709	0.762	0.932	0.738	0.891	0.740	0.751
Na	0.162	0.023	0.283	0.211	0.392	0.124	0.168	0.317	0.173	0.157	0.070	0.455
Ca	0.072	0.005	0.068	0.083	0.112	0.039	0.045	0.069	0.182	0.018	0.115	0.032
Ba	—	0.005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Si, Al, Ti) ^{IV}	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.702	2.799	2.505	2.778	2.546	2.604	2.891	2.648	2.690	2.738	2.774	2.673
R	1.013	0.926	1.182	0.977	1.298	0.872	0.975	1.318	1.093	1.066	0.925	1.238
Coordinates of the diagrams												
1												
Al ^{IV}	50.7	57.2	46.6	56.0	47.1	49.6	54.7	49.0	54.9	50.2	54.4	48.9
Al ^{VI}	8.9	0.1	10.3	7.7	8.2	17.3	—	5.4	—	10.5	3.5	7.1
R	40.4	42.7	43.1	36.3	44.7	33.1	45.3	45.6	45.1	39.3	42.1	44.0
2a												
x	1.271	1.242	1.277	1.505	1.369	1.307	1.284	1.445	1.351	1.364	1.197	1.376
$z + 3u$	-0.186	-0.310	-0.030	-0.446	+0.037	-0.391	-0.157	-0.029	-0.058	-0.277	-0.161	-0.106
2b												
X	24.0	21.7	29.9	26.3	29.2	28.8	20.2	26.8	25.0	24.7	21.1	25.9
Z	36.2	36.4	34.7	33.0	35.8	31.3	37.8	36.3	36.8	35.1	38.0	36.0
U	-39.8	-41.9	-35.4	-40.7	-35.0	-39.9	-42.0	-36.9	-38.2	-40.2	-40.9	-38.1
3												
al	8.5	0.1	11.9	8.0	10.0	18.4	—	6.3	—	11.2	2.9	7.8
fe^{III}	16.2	11.6	20.3	16.6	11.4	18.8	7.9	9.5	13.5	4.9	8.1	11.3
$fe^{II} + mn^{II}$	36.0	34.6	40.8	35.1	40.2	40.7	59.9	44.6	33.6	47.1	32.7	47.3
mg	39.3	53.7	27.0	40.3	38.4	22.1	32.2	39.6	52.9	36.8	56.3	33.6
$al + mg$	47.8	53.8	38.9	48.3	48.4	40.5	32.2	45.9	52.9	48.0	59.2	41.4
$al + fe^{II}$	44.5	34.7	52.7	43.1	50.2	59.1	59.9	50.9	33.6	58.3	35.6	55.1
$al + fe^{III}$	24.7	11.7	32.2	24.6	21.4	37.2	7.9	15.8	13.5	16.1	11.0	19.1

 Bi_1 — Average of 34 granitic rocks (Tschirwinsky 59, p. 240) Bi_2 — Walkerville, Butte, Mont. U.S.A. An. Stokes (35, No. 6a, p. 329) Bi_3 — Koszysta, Tatra Mts., Poland. Granite. An. Weyberg (44, No. VII) Bi_4 — Pośredni Goryczkowy, Tatra Mts., Poland. Granite. Idem (44, No. II) Bi_5 — Granaty, Tatra Mts., Poland. Granite. An. Tokarski (57, p. 4) Bi_6 — Wielicka valley, Tatra Mts., Czechoslovakia. Biotite schist. An. Gorazdowski (fide 60, p. 131) Bi_7 — Garluch Mt., Tatra Mts., Czechoslovakia. Biotite schist. An. Pawlica (fide 60, p. 130) Bi_8 — Suchy Kondracki Mt., Tatra Mts., Poland. Gneiss. An. Weyberg (fide 44, No. X) Bi_9 — Czuba Goryczkowa, Tatra Mts., Poland. An. Pawlica (44, No. IX) Bi_{10} — Ornak, Tatra Mts, Poland. Injection gneiss. An. Zastawniak (60, p. 129) Bi_{11} — Chochołowska valley, Tatra Mts., Poland. Diorite. Idem (60, p. 128) Bi_{12} — Tomanowa valley, Tatra Mts., Poland. Gneiss. Idem (60, p. 128)

the R corner, because phengites are characterized by a diminution of both Al^4 and Al^6 with regard to R. Typical phengites Fe_6 , Fe_1 , Fe_3 , far differentiated in this respect, approach the median line drawn from the corner point Al^4 perpendicularly to Al^6R , retire far from ordinary micas and draw near the glauconite field.

Sericites give loose points which do not form any definite area. They do not represent any separate mica species, but fall in the fields of other minerals: some lie in the illite field (S_1 , S_2 , S_3 , S_4), others in the phengite field (S_5 , S_7 , S_8) and but one is placed among common muscovites (S_6).

Pholidoides are widely scattered in a broad area above the median line P Al^6 and thus distinctly above the illite field. On the left this area overlaps the phengite field and borders upon the muscovite field. This means that the pholidoides are characterized by a distinct excess of R with regard to Al^4 . Among the pholidoides of Thiébaud two occupy abnormal positions: f_9 lying on the upper end of the muscovite field and f_2 falling below the muscovite field, rich in Al^4 and poor in R; the latter either does not belong to the pholidoide group or is very strongly contaminated with foreign material. Macrolamellar modifications, *skolite* and *bravaisite*, are well located in the midst of the pholidoide area.

The *glauconite* area lies still higher and nearer to the corner R than the pholidoide area, because, having the same proportion of Al^4 , it contains more R and less Al^6 . Only aluminous glauconites draw near to the pholidoide area or overlap the top of the phengite field. The glauconite area stretches distinctly toward the corner Al^6 and sends its border points in this direction.

The orthogonal diagram fig. 11 also reveals a near connection between glauconites and pholidoides. Both kinds have nearly equal and low x , but $(z + 3u)$ is distinctly lower in pholidoides than in glauconites, with possible transitions from one to the other. The conclusion to be drawn from this is that pholidoides, as a whole, show a lower proportion of interlayer cations than typical glauconites. Glauconites, as well as pholidoides, have some representative points strongly displaced to the right (increasing x), toward the muscovite area, or down toward the illite field; those points could denote transition members between pholidoide and muscovite, or between pholidoide and illite. *Skolite* lies in the pholidoide area, but *bravaisite* protrudes far upward, having a much greater proportion of $(z + 3u)$. Pholidoide f_2 of Thiébaud is abnormal indeed, as it falls down below the zero-line, and rather approaches hydromuscovites.

The *illite* area is situated at the zero-line, close to the right and low margin of the pholidoide area. Such a situation indicates that the illites owe their interlayer cations chiefly to x , i.e. to the replacement of aluminium for silicium in the tetrahedral layers. It seems as if there might exist some tran-

sition members between illites and pholidoides, because some points pass from one field into another (f_{11} , I_6 , I_5). The pholidoide area occupies an intermediate position between the illites and the glauconites, as if a graduate transition series might exist from the illites over the pholidoides into the glauconites. On the contrary, the *hydromuscovites* are distinctly displaced to the right and below the zero-line, rather approaching the lower extremity of the muscovite field.

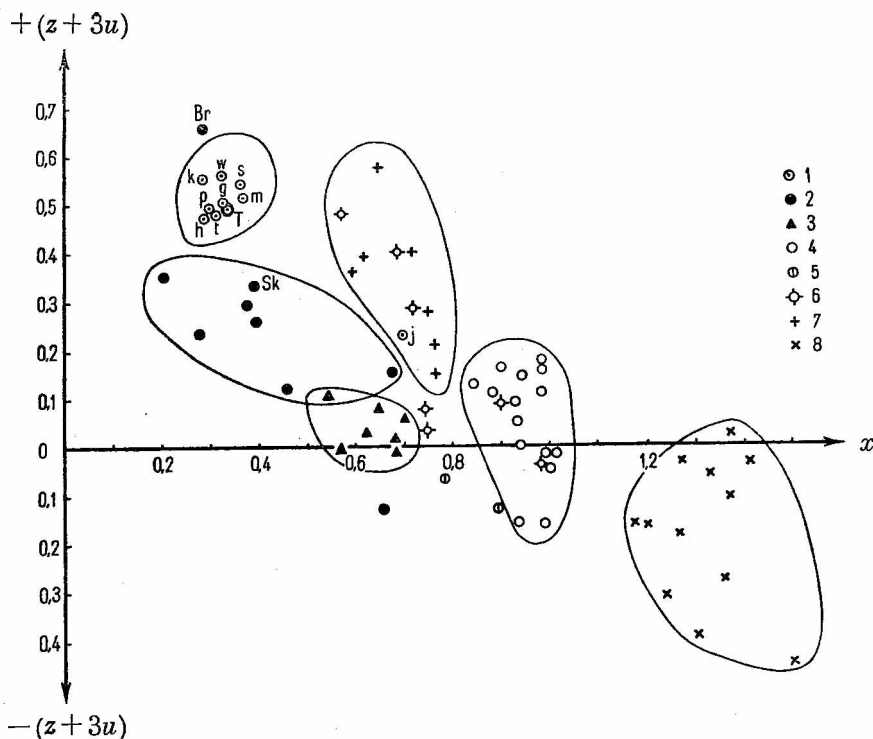


Fig. 11

Different minerals of the mica group in the orthogonal diagram $(z + 3u) : x$
 1 glauconite, 2 pholidoide, 3 illite, 4 muscovite, 5 hydromuscovite, 6 sericite,
 7 phengite, 8 biotite

Muscovites give points scattered in a well delimited area near $x = 1$, with small positive or negative values of $(z + 3u)$ on both sides of the zero-line. (Theoretical muscovite would lie at $x = 1$, $(z + 3u) = 0$). It may be seen here that the muscovites with positive $(z + 3u)$ are more numerous than those with negative $(z + 3u)$, which are rather transitional to the hydromuscovite (e.g. the muscovite M_2 from the Tatra).

Phengites present a wide variation series with smaller x values than muscovites, comparable to those of illites ($x = 0.55 - 0.80$), they show, however, an increasing proportion of $(z + 3u)$, approaching in this respect pholidoides

and even glauconites. Therefore, the elongated phengite field occupies an intermediate place between the muscovite and the pholidoide-glauconite areas.

Sericite points are loosely scattered in different variation fields of other minerals: S_5, S_7, S_8 lie within the phengite field, S_3, S_4, S_6 among the muscovites, S_1 and S_2 near the boundary of the illite area.

Biotites occupy a vast area far to the right. They are characterized by a very high proportion of tetrahedral aluminium ($x = 1.150-1.500$) and by negative values of $(z + 3u)$. A single exception from this rule is offered by the biotite Bi_5 from the Tatra, analysed by Tokarski, showing a very low positive value of $(z + 3u)$. The biotites represent the opposite pole of the mica group with regard to typical glauconites.

The diagram of twofold conc. triangle $+UXZ-U$ illustrates the important statement, that most of the minerals of the mica group furnish the representative points in the lower triangle with negative U , because their content of octahedral cations usually exceeds number 2 (fig. 12). True micas, in theory, should lie on the median line connecting the corner X with the middle of the side $-UZ$. Pure talc $Mg_3 [Si_4O_{10}(OH)_2]$ would occupy the middle point of this side because it does not contain any interlayer cations and alumina. Theoretical *phlogopite* lies on that median line with coordinates $X = 14.3, Z = 42.9, U = -42.9$, as its formula



leads to parameters $x = 1, z = 3, u = -1$.

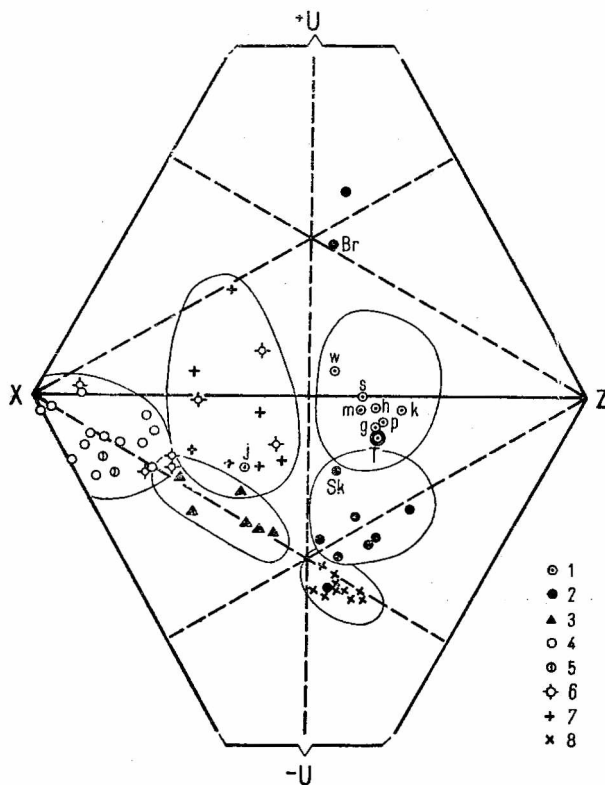


Fig. 12

Different minerals of the mica group in the twofold concentration triangle XZU^+ and $XZ\bar{U}$
 1 glauconite, 2 pholidoide, 3 illite, 4 muscovite,
 5 hydromuscovite, 6 sericite, 7 phengite, 8 biotite

leads to parameters $x = 1, z = 3, u = -1$. True micas, in theory, should lie on the median line connecting the corner X with the middle of the side $-UZ$. Pure talc $Mg_3 [Si_4O_{10}(OH)_2]$ would occupy the middle point of this side because it does not contain any interlayer cations and alumina. Theoretical *phlogopite* lies on that median line with coordinates $X = 14.3, Z = 42.9, U = -42.9$, as its formula

Theoretical *muscovite* $\text{KAl}_2[(\text{OH})_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$ occupies the very same corner point X , as u and z equal zero. In reality, however, the analyses of muscovite do not strictly agree with that formula, and their representative points are scattered in an area in the vicinity of corner X . Two points of *hydromuscovite* lie at the lower boundary of this area.

Illites are situated along the median line, further from the corner X , as they contain less tetrahedral aluminium. Within the illite field also lies *gümbelite*, on its boundary with the phengite area.

Phengite points are dissipated in a large area which borders upon the muscovite field and the illite belt, but extends far upwards, rising above the XZ line, and entering into the upper triangle with positive U . Therefore, phengites break out from the group of true micas, in consequence of a distinct deficit of tetrahedral aluminium with regard to the content of interlayer cations, which must be balanced by the supplementary charges of the octahedral layer. In this respect phengites are comparable to glauconites.

Sericites are scattered in various fields: S_3 and S_4 lie on the upper border of the muscovite field; S_1 , S_2 , S_6 at the boundary of this field and the illite belt; S_5 , S_7 , S_8 are included within the phengite area.

The *biotite area* is relatively small and situated at the median line between the phlogopite point and the illite belt; it extends chiefly below the line, which means that in the greater part of biotites $z < 3u$.

Upwards from the biotite area, in its immediate vicinity extends the *pholidoide field*, which further, in the same direction, passes without any interruption into the *glauconite area*. The representative point of *skolite* lies in the transitional part of both latter areas. This diagram clearly shows that the relative situation of pholidoides and illites is quite analogical to that of phengites and muscovites. This observation is very significant for the crystallochemical interpretation of those minerals. It means that in muscovites and illites x suffices for fixing the interlayer cations, while in phengites and pholidoides it is too small and must be supplied by additional charges of the octahedral layer M .

The *glauconite area* overlapping below the pholidoide field extends upwards and rises above the line XZ , entering the upper triangle with positive U . In this respect glauconites behave quite like phengites, with the important difference, however, that their X proportion is lower and Z proportion higher.

The situation of *bravaisite* in this diagram is quite peculiar. It lies very high in the upper triangle, above the area of typical glauconite and far from the proper pholidoide field, having excessively small w (1.898). This contradicts my supposition, that bravaisite like skolite presents a macrolamellar variety of pholidoides. The chemical analysis of bravaisite given by Mallard in 1878 is, of course, very old and it would not be at all surprising if its

defects were responsible for the above-mentioned discrepancy. But, on the other hand, there is another analysis of a „greenish-blue clay” from Tessin, Switzerland, which also should be reckoned among the pholidoides, and which gives a point situated still higher than bravaisite in the upper triangle. This analysis recently made by such a good analyst as Jakob cannot involve any grave analytical error. I suppose, therefore, that the chemical variability of pholidoides is, in reality, much-greater than shown by the analyses assorted hitherto, and certainly not smaller than that of glauconites. It is quite possible that the analyses of pholidoides executed by Thiébaud show a variability artificially restricted by the method of separation, consisting in an alternate treatment with HCl and NaOH.

Threefold projection of the tetrahedron $al\,fe^{III}\,fe^{II}\,mg$ (fig. 13).—Theoretical muscovite occupies the corner *al*, as it is completely devoid of iron and magnesia. But *real muscovites* contain some isomorphic admixture of those cations and, therefore, their representative points protrude toward the centre of the tetrahedron. In further sequence the fields of *illite*, *phengite* and *pholidoide* move in this direction, each overlapping to some extent the foregoing one. The highest proportion of iron and magnesium is contained in the pholidoides, which are, therefore, the furthest from the coign *al*.

The principal trend of differentiation of all those minerals follows the increase line of *mg* and fe^{III} , while the increase of fe^{II} is rather unimportant. This may be seen best in square II. If the muscovite field extends on both sides of the diagonal $al\,fe^{III}$, the illite field distinctly passes in the *mg* direction, and the pholidoide field does the same in a much higher degree. Only among phengites there are some points which show fe^{II} prevailing over *mg* and pass, therefore, to the other side of the diagonal $al\,fe^{III}$.

The area of *typical glauconite* lies in the opposite part of the tetrahedron, nearer to fe^{III} , and it does not overlap the pholidoide field. However, the principal trend of differentiation of glauconite stretches in the direction $fe^{III} - al$, and the transition between that and the pholidoides is established by the less common aluminous glauconites. Thus the whole of the above named minerals is disposed in a nearly continuous belt of differentiation, which, in the form of an arc, convex toward the centre of the tetrahedron, runs from the muscovites in the *al*-coign over the illites, phengites, pholidoides and aluminous glauconites successively, to the normal glauconites near the fe^{III} -coign.

The *biotites*, in this diagram, are situated quite apart, being scattered in an area occupying the other half of the tetrahedron, near the edge $mg\,fe^{II}$. Pure phlogopite would lie on this edge itself, in a point depending on the proportion of Fe^{II} : Mg. The biotite area does not approach any field of the differentiation series muscovite-glauconite. If in the square II the biotite area is shown overlapping the glauconite area, this is but a graphical superposi-

tion in this particular projection; in both other square projections I and III it is obvious that, in reality, the biotite and glauconite areas are quite far from one another.

Having made the comparative analysis of various minerals of the mica group with the aid of some graphical methods, we shall now attempt to give a comparative crystallochemical characterization of its different members.

Glauconites, if pure and typical, form a distinct combination characterized by a low substitution of silicium by tetrahedral aluminium (x) and a relatively high content of interlayer cations (y). The fixation of these cations is due to the overplus charges furnished by the tetrahedral layer to a lesser extent than to those supplied by the octahedral layer M. The overwhelming role of the latter in this respect is due to the important part played by the bivalent octahedral cations Mg and Fe without any notable excess of the total amount M over 2 ($w \cong 2$). The chief cation of the octahedral layer is usually ferric iron Fe^{III} , the proportion of other cations being variable, but rather subordinate ($\text{Fe}^{\text{III}} > \text{Al}^6 \cong \text{Mg} > \text{Fe}^{\text{II}}$). Only less common aluminous glauconites show some prevalence of Al^6 over Fe^{III} ($\text{Al}^6 > \text{Fe}^{\text{III}} > \text{Mg} > \text{Fe}^{\text{II}}$) and from the chemical point of view they form a passage from the typical glauconites to the pholidoides.

Pholidoides are nearest to glauconites in general crystallochemical relations, and differ from them chiefly in their strong preponderance of Al^6 over Fe^{III} in the octahedral layer M. Another difference between pholidoides and glauconites consists in a somewhat lower proportion of interlayer cations (chiefly potassium). This is usually due not to the diminution of tetrahedral aluminium (x) but to the increase of the sum of octahedral cations over 2 ($2 - w = u = -0.1 - 0.4$), which does not occur anywhere in pure glauconite. In some pholidoides of Thiébaud the proportion of Mg rises exceedingly, possibly in consequence of an undiscerned admixture of chlorite. Quite homogeneous macrolamellar varieties of pholidoide (skolite, bravaisite) and the blue-green „clay-substance” (f_{10}) analyzed by Jakob do not show any Mg-excess.

Illites resemble pholidoides in their strong preponderance of aluminium over ferric iron in the octahedral layer M, but differ from them in some other respects: the proportion of both iron and magnesium is here lower and the total of octahedral cations exceeds 2 just a little ($w = 2.01 - 2.14$). Therefore, $(z + 3u)$ approaches zero, which means that the octahedral layer does not supply any notable charge for the fixation of the interlayer cations, and that the substitution of Al for Si in the tetrahedral layer is solely responsible for that fixation ($x \cong y$). This is an important crystallochemical difference between illite and pholidoide, and proves that both names indicate different mineral species in the mica group, and that both must be maintained in mineralogy. That character of illite, giving a fairly clear distinction of illite

as compared with pholidoides and glauconites, approaches the former to the common muscovites. In both, muscovite and illite, the overplus charge supplied by the tetrahedral layer suffices for the fixing of interlayer cations. The difference between them consists in the fact, that in muscovite both x and y are near 1, but in illite they are much smaller ($x \cong y = 0.55-0.7$).

Hydromuscovites are now represented by a number of chemical analyses insufficient for their exact crystallochemical determination. Many authors are inclined to join them with illites in a single mineral species, because, in comparison with muscovite, they both show a significant deficit of interlayer cations and an excess of water. This, however, is not a convincing argument, because they share this feature with pholidoides and glauconite. Both analyses of hydromuscovite, cited in table 10, show some significant differences when compared with those of illite. They reveal a much lower content of bivalent octahedral cations Mg and Fe^{II} , comparable to that of common muscovite. Therefore, z is quite negligible, u negative and not very low, and $x > y$, which means that interlayer cations are deficient with regard to the charge furnished by the tetrahedral layer. Thus the hydromuscovites are far more remote from the pholidoides and glauconite than illites.

Gümbelite, a fibrous variety of white mica from Karelia, is very close to the illites in its crystallochemical character.

Ordinary muscovites often exhibit some crystallochemical deviations from the theoretical formula. Commonly the substitution of Al for Si in the tetrahedral layer is somewhat low ($x < 1$). Among all the 18 analyses of muscovite assorted from literature, only two have $x > 1$, but $16 - x < 1$. The participation of ferric iron in the octahedral layer is sometimes notable ($\text{Fe}^{\text{III}} = 0.23$), and forms passages toward the ferrimuscovites. Also bivalent octahedral cations are often of some importance and attain sometimes 0.14. In the collected analytical material two different trends of deviation from the theoretical formula of muscovite can be distinguished.

1° The trend passing toward hydromuscovites, characterized by some deficit of interlayer cations with regard to the substitution of Al in place of Si ($y < x \cong 1$). Both muscovites from the Tatra (M_1, M_2) and the red-brown muscovite from Bengalia (M_{11}) belong here.

2° The trend passing toward phengites shows quite opposite features: the content of interlayer cations is higher than the reduced substitution of Al for Si ($1 \cong y > x$). The balance of electrical charges is realized by the substitution of Mg and Fe^{II} for Al in the octahedral layer. Muscovites M_3, M_{13}, M_{16} and M_{17} belong here.

It might be expected that also a trend transitional toward illite would appear with x and y , both equally decreasing below the entity ($1 > y \cong x$). But in the collected analytical material no example of such a trend could be found, probably in consequence of assorting for the analysis only macrolamel-

lar forms from granites and pegmatites. In the microcrystalline varieties called sericite such transitions do exist.

Phengites present a variety of light mica fairly distinct in their chemical composition from ordinary muscovite, owing to an increased proportion of SiO_2 , MgO and FeO and to a diminished proportion of alumina. The crystallochemical consequence of such aberration is a lower substitution of Al in the tetrahedral layer with a not decreased proportion of interlayer cations; the compensation of ionic charges is performed by the octahedral layer which contains an important proportion of bivalent cations Mg and Fe^{II} . Phengites do not seem to occur in pegmatites and granites, but rather in crystalline schists, or as fissural crystallization. The crystallochemical relation between phengite and muscovite is the same as that between pholidoide and illite: phengite and pholidoide have $y > x$, muscovite and illite — $y \cong x$, but phengite and muscovite show $y \cong 1$, pholidoide and illite, however, $y < 1$.

Sericites do not present any definite mica species, as was justly stressed by Grim (21). This name denotes only a micro- or crypto-crystalline modification of any white mica formed in hydrothermal, epimetamorphic or even weathering conditions. One cannot expect, therefore, that the sericite analyses collected in table 13 might show uniform features. In reality, among 8 analyses of sericite only 3 (S_3 , S_4 and S_6) are very near to the ordinary muscovite, having x and y nearly equal to 1. Three other analyses, S_5 , S_7 and S_8 , may be reckoned among the phengites, as they show $1 \cong y > x$. The remaining two sericites S_1 and S_2 distinctly approach illites, forming transition members between the latter and muscovite ($1 > y \cong x$). Varieties corresponding to hydromuscovites ($1 \cong x > y$) should not be rare among the sericites; in our material, however, they are not represented.

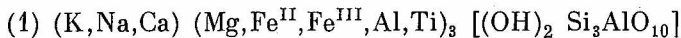
Biotites mostly approach glauconite in their high content of iron and magnesium and in their low content of alumina; after Galliher (16) they transform most promptly into glauconite under suitable conditions at the sea bottom. However, a thorough crystallochemical analysis proves that, on the contrary, from among all the other mica minerals they are the most remote from glauconite.

The most remarkable crystallochemical feature of biotite is the important deficit of silicium in the tetrahedral layer where there is always less than $\frac{3}{4}$ of the tetrahedron centra occupied by Si ($\text{Si} = 2.5-2.8$). The substitution of Al for Si must, therefore, attain a proportion never found in any other mica species ($x = 1.2-1.5$). It often occurs that total aluminium does not suffice for such substitution and that titanium or ferric iron must be introduced there to balance the Si-deficit.

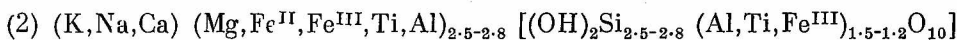
The interlayer cations occur in a proportion not far from 1, but they are always less numerous than the substitution of Al for Si in the tetrahedral layer ($1 \cong y < x$). This is compensated by the intervention of strongly

prevailing bivalent octahedral cations ($\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}}$), while octahedral aluminium is rather scanty or absent; thus the total amount of octahedral cations must be high: $w = 2.5-2.9$.

Therefore, biotites differ very strongly from all the other micas and have nothing in common with typical glauconites. This discussion proves that the general formula of biotites stated in the most recent mineralogical manuals, e.g. in that of Strunz, is quite inconsistent and complies only with phlogopite:



In common rockforming biotites we always meet with a strong deficit of silicium, which in the tetrahedral layer must be present in lower proportion than $\frac{3}{4}$ and with the sum of octahedral cations always inferior to 3. The generalized crystallochemical formula of biotite should be written:



This comparative discussion may be concluded by the following schematic characterization of different members of the mica group with reference to the general crystallochemical formula:

Glauconites	$x \ll y \leq 1$	$w = 2$	$\text{Al}^6 \leq \text{Fe}^{\text{III}}$
Pholidoides	$x < y < 1$	$w \geq 2$	$\text{Al}^6 \gg \text{Fe}^{\text{III}}$
Illites	$x \cong y < 1$	$w > 2$	$\text{Al}^6 \gg \text{Fe}^{\text{III}}$
Phengites	$x < y \cong 1$	$w = 2$	$\text{Al}^6 \gg \text{Fe}^{\text{III}}$
Muscovites	$x \cong y \cong 1$	$w = 2$	
Hydromuscovites	$x > y < 1$	$w > 2$	
Biotites	$x > y \cong 1$	$w = 2.5-2.8$	

IS THE CHEMICAL COMPOSITION OF GLAUCONITE INFLUENCED BY THE GEOLOGICAL AGE OR BY THE FACIES OF SEDIMENT?

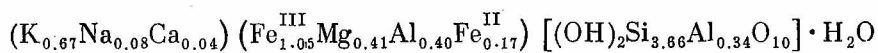
This question was attacked in a statistical way: from the chemical analyses of glauconite, collected in tables 2—6, average compositions were calculated for different geological periods represented by more numerous analyses. In this calculation all those glauconites were not included which strongly differ from the theoretical formula, nor were those which, in the foregoing discussion, showed individual anomalies, probably due to some analytical errors or impurities.

Average analyses were also calculated for the glauconites from various kinds of sediment (sands, sandstones, marls, limestones). From these average calculations were also excluded all analyses showing important anomalies which could not be brought to agree with the general formula.

Finally an average composition of typical glauconite was calculated.

For this average, glauconites of any age or facies of sediment were used, but only those which in all diagrams lie within the central area of condensed points. In this way were eliminated not only all anomalous glauconites, suspected of some defects of analysis or separation, but also glauconites which agree well with the theoretical formula and are, of course, irreproachable, but show extreme deviations in any direction, as highly aluminous or highly feriferous types.

The quantitative formula of such average typical glauconite may be expressed as follows:



All those average compositions are listed in table 15, in the following sequence:

<i>h</i> — Recent glauconite	(average from 6 analyses: 1, 2, 3, 4, 5, 7)
<i>t</i> — Tertiary „	(„ „ 18 „ 10, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30)
<i>k</i> — Cretaceous „	(„ „ 13 „ 31, 32, 33, 35, 36, 37, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45)
<i>j</i> — Jurassic „	(„ „ 5 „ 46, 47, 48, 49, 50)
<i>s</i> — Early Palaeozoic glauconite	(average from 10 analyses: 52, 53, 54, 55, 56, 57, 59, 60, 61, 62)
<i>p</i> — Glauconite from sands	(average from 17 analyses: 1, 2, 3, 4, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 20, 39, 40, 41, 42, 62, 63)
<i>c</i> — „ from sandstones	(average from 9 analyses: 21, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 43, 61)
<i>m</i> — „ „ marls	(average from 6 analyses: 8, 12, 33, 35, 36, 37)
<i>w</i> — „ „ limestones	(average from 11 analyses: 10, 31, 32, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 65)
<i>T</i> — Typical glauconite	(average from 22 analyses: 4, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 23, 26, 27, 29, 36, 37, 41, 42, 57, 59, 60, 61, 63, 66, 67).

Those average analyses expressed in weight % % are calculated in cation ratios and in the coordinates of all graphical methods. The points of such average glauconites are plotted on the diagrams fig. 9, 11, 12 and 13. It was supposed that the number of analyses is sufficient for such statistical procedure and that the graphical methods would be able to reveal any systematic differentiation of glauconite with varying age and facies of sediment, if such a one really existed.

In the concentration triangle Al^4Al^6R (fig. 9, p. 59) one may see that the average of recent glauconite is the nearest to the corner R . Tertiary and Cretaceous glauconites are displaced toward the corner Al^6 , and early Palaeozoic lies still further in this direction. Thus, the differentiation with the rising geological age seems to be consequent: *the more ancient the glauconite,*

T a b l e 15
Average composition of glauconite

	<i>h</i>	<i>t</i>	<i>k</i>	<i>j</i>	<i>s</i>	<i>p</i>	<i>g</i>	<i>m</i>	<i>w</i>	<i>T</i>
<i>weight %</i>										
SiO ₂	50.19	49.40	50.21	45.79	49.75	49.91	48.92	48.82	50.09	49.58
Al ₂ O ₃	4.83	8.04	8.17	17.69	10.04	7.27	7.15	9.13	9.87	8.41
Fe ₂ O ₃	24.83	19.20	17.95	15.63	17.44	20.39	20.50	18.37	17.06	18.81
FeO	2.47	2.62	3.18	3.62	2.55	2.45	3.20	2.29	2.31	2.78
MgO	3.06	3.39	3.51	1.79	3.55	3.54	3.26	3.66	3.40	3.75
K ₂ O	6.50	7.25	7.26	7.39	7.75	7.21	7.38	6.41	7.66	7.11
Na ₂ O	0.51	0.39	0.59	0.43	0.66	0.47	0.44	1.13	0.64	0.55
CaO	0.49	0.35	0.47	1.19	0.57	0.24	0.38	0.79	0.48	0.51
H ₂ O	7.27	9.13	8.01	6.36	7.39	8.28	8.41	8.55	8.43	8.12
Total	100.15	99.77	99.35	99.89	99.70	99.76	99.64	99.15	99.94	99.62
<i>atom. ratios per 22 val. units</i>										
Si	3.711	3.690	3.715	3.301	3.636	3.701	3.669	3.629	3.675	3.665
Al ^{IV}	0.289	0.310	0.285	0.699	0.364	0.299	0.331	0.371	0.325	0.335
Al ^{VI}	0.133	0.399	0.426	0.803	0.501	0.333	0.300	0.433	0.530	0.398
Fe ^{III}	1.381	1.077	1.000	0.848	0.957	1.140	1.158	1.027	0.943	1.048
Fe ^{II}	0.153	0.164	0.196	0.219	0.156	0.151	0.200	0.143	0.141	0.171
Mg	0.338	0.377	0.387	0.193	0.386	0.392	0.360	0.406	0.370	0.413
K	0.613	0.691	0.684	0.680	0.720	0.681	0.707	0.607	0.714	0.670
Na	0.071	0.058	0.084	0.061	0.097	0.071	0.063	0.161	0.088	0.080
Ca	0.040	0.027	0.036	0.091	0.044	0.018	0.032	0.062	0.040	0.040
(Si, Al) ^{IV}	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
M	2.005	2.017	2.009	2.063	2.000	2.016	2.018	2.009	1.984	2.030
R	0.724	0.776	0.804	0.832	0.861	0.770	0.802	0.830	0.842	0.790
<i>Coordinates of the diagrams</i>										
1										
Al ^{IV}	25.2	20.9	18.8	29.9	21.1	21.3	23.1	22.7	19.2	22.0
Al ^{VI}	11.6	26.9	28.1	34.4	29.0	23.8	20.9	26.5	31.2	26.1
R	63.2	52.2	53.1	35.7	49.9	54.9	56.0	50.8	49.6	51.9
2a										
<i>x</i>	0.289	0.310	0.285	0.699	0.364	0.299	0.331	0.371	0.325	0.335
<i>z + 3u</i>	+0.476	+0.478	+0.556	+0.223	+0.542	+0.495	+0.506	+0.522	+0.559	+0.494
2b										
<i>X</i>	36.3	34.4	31.8	53.8	40.2	33.6	35.0	39.2	36.8	33.2
<i>Z</i>	61.8	60.0	65.2	31.7	59.8	61.0	59.3	58.0	57.8	57.9
<i>U</i>	-1.9	-5.6	-3.0	-14.5	0.0	-5.4	-5.7	-2.8	+5.4	-8.9
3										
<i>al</i>	6.6	19.8	21.2	38.9	25.0	16.5	14.9	21.6	26.7	19.6
<i>fe^{III}</i>	68.9	53.4	49.8	41.1	47.9	56.6	57.4	51.1	47.5	51.6
<i>fe^{II}</i>	7.6	8.1	9.7	10.6	7.8	7.5	9.9	7.1	7.1	8.4
<i>mg</i>	16.9	18.7	19.3	9.4	19.3	19.4	17.8	20.2	18.7	20.4
<i>al + mg</i>	23.5	38.5	40.5	48.3	44.3	35.9	32.7	41.8	45.4	40.0
<i>al + fe^{II}</i>	14.2	27.9	30.9	49.5	32.8	24.0	24.8	28.7	33.8	28.0
<i>al + fe^{III}</i>	75.5	73.2	71.0	80.0	72.9	73.1	72.3	72.7	74.2	71.2

the more, on an average, it contains aluminium in the octahedral layer. Only Jurassic glauconites do not fall in this differentiation series, as their point is displaced far toward the centre of the triangle. They are all of common origin from Jurassic sandstones of Central Russia and they are abnormally rich in aluminium, octahedral, tetrahedral or both. All have been analyzed by the same author (Glinka). It is beyond doubt that the discrepancy of Jurassic glauconites is of a systematic and not accidental character.

In the orthogonal graph fig. 11, p. 66, the differentiation of glauconites with varying geological age is less apparent. Recent glauconite has the smallest x and $(z + 3u)$, Tertiary glauconite—both values somewhat greater, Palaeozoic glauconite—the greatest. Cretaceous glauconite has $(z + 3u)$ still greater, but x smaller. One can say that the sum $(x + z + 3u)$ rises with increasing geological age. The average of Jurassic glauconites is far remote from the area of typical glauconite and falls into the phengite field, having a much greater x and smaller $(z + 3u)$; but the sum $x + z + 3u$ is intermediate between that of Cretaceous and Palaeozoic averages and does not contradict the above-named rule. As the sum $x + z + 3u = y + c$, this rule might be expressed in the following terms: *the proportion of interlayer cations rises with increasing geological age.*

In the twofold triangle (fig. 12, p. 67) the variability of glauconite with rising geological age does not show any apparent regularity. Recent and Cretaceous glauconites have very small negative U , the latter showing a somewhat higher proportion of Z . In Tertiary glauconites the negative U is a little greater. Palaeozoic glauconite departs in the opposite direction, having $U = 0$. Jurassic glauconites lie as usual quite apart from other glauconites, as they are much richer in X and poorer in Z . It is beyond doubt that Jurassic glauconites are quite abnormal in many respects and that they are either strongly contaminated with some other micaceous mineral, or represent a not achieved equilibrium on the way of glauconite formation from some argillaceous material.

The threefold square diagram (fig. 13, facing p. 68) presents a very distinct differentiation of glauconite averages of a varying geological age. This may be seen best in square II: Fe^{II} and Mg seem to have no part in this differentiation, while Al and Fe^{III} are of great importance; the average recent glauconite is situated nearest to the coign Fe^{III} , the other averages in the sequence of increasing geological age lie at a growing distance from that coign. The position of the average of Jurassic glauconites is exceptional in this diagram too, as it is particularly rich in Al^6 and shows an unusual prevalence of Fe^{II} over Mg .

Considering the differentiation of the chemical composition of glauconites in connection with the kind of sediment, we may also perceive in the diagrams distinct signs of some regularity.

In the concentration triangle Al^4Al^6R (fig. 9, p. 59) the points of average glauconites from sands, sandstones, marls and limestones lie rather near one another, but they are arranged clearly in that sequence, from the sand glauconite, the furthest from corner Al^6 , to the limestone glauconite, the nearest to that corner.

The orthogonal diagram (fig. 11, p. 66) shows that the parameter $(z + 3u)$ of average glauconites grows steadily in the following sequence: sands — sandstones — marls — limestones. As regards the parameter x , we can see that its smallest value belongs to the glauconite from sands, the greatest to that of marls, while the glauconites from sandstones and limestones have intermediate values. Taking into account the sum $(x + z + 3u)$ corresponding to the total amount of interlayer cations, the same sequence as for the ordinate $(z + 3u)$ may be ascertained: sand — sandstone — marl — limestone. This regularity might be expressed as follows: *the content of interlayer cations in glauconite increases with the rising proportion of lime carbonate in the sediment.*

In the twofold triangle $+UXZ-U$ (fig. 12, p. 67) the glauconite averages for different sediments are slightly differentiated with respect to the parameter U . The lowest position with small negative U corresponds to the glauconite average from sandstones; a little higher — to the glauconite from sands; still higher — to that of marls with very small negative U . The highest position with small positive U belongs to the average glauconite from limestones. Thus, we can suppose that the abundance of lime in the sedimentary environment seems to exert some influence on the sum of octahedral cations (the greater the lime content, the greater the positive value of u).

In the threefold projection of the tetrahedron $al\ fe^{III}\ fe^{II}\ mg$ (fig. 13, facing p. 68) the differentiation of the average chemical composition of glauconite from different kinds of sediments is quite apparent. The average glauconite points of sand and sandstones lie nearer to the coign fe^{III} , that of marls — further from it, of limestone glauconite — still further and very near to the point of average Palaeozoic glauconite. The conclusion to be drawn from this observation might be expressed in following terms: the growing proportion of lime carbonate in the glauconiferous sediment diminishes the usual prevalence of ferric iron over aluminium in the octahedral layer.

The representative points of the average of typical glauconite T do not lie in the very middle of all other average figures in the discussed diagrams. In some of them, as in fig. 11 and 12, its position is fairly peripheral or eccentric, which, at the first glance, might appear inconceivable. This can be explained by the fact that the average of typical glauconite is not the average of the mean glauconite compositions for different geological formations or

facies of sediment, because a great number of individual glauconite analyses, with signs of specific differentiation, have been excluded from this average and, on the other hand, some analyses of glauconite of unknown age or sediment type have been here taken into account.

Summing up all the above considerations, we can state that the differentiation of the chemical composition of glauconite, with regard to its geologic age and the kind of sediment, seems to be out of the question. *The older the geological formation, the smaller in its glauconite the prevalence of ferric iron over aluminium in the octahedral layer and the greater in its glauconite the total amount of interlayer cations.* On the other side, *the greater the lime carbonate content in the sediment, the lower the sum of octahedral cations in the glauconite, the smaller the prevalence in it of ferric iron over aluminium in the octahedral layer, and the higher the proportion of interlayer cations.*

From the first part of this statement we may draw some conclusions very important for geology and geochemistry. The formation of glauconite in recent seas probably occurs at a stronger, on the average, concentration of ferric iron, than in seas of foregoing geological epochs. At the same time less interlayer cations (chiefly potassium) are now adsorbed by glauconite in course of formation, than it was, on the average, possible in older geological epochs, especially in the Palaeozoic epoch. This would mean, that the geochemical conditions at the sea bottom, in places favourable for glauconite formation, have undergone, during the whole geological history, a continual evolution, in the direction of a growing concentration of iron and decreasing concentration of potassium.

In connection with that conclusion the opinion of Conway (12, 13) may be cited that the concentration of potassium in oceanic waters had gradually decreased from the Cambrian to the actual time, in pursuance of selective sorption of this cation by minerals like illite and glauconite settling continually on the sea bottom. Thus, the geochemical balance of potassium in oceans would be negative: more potassium is eliminated from the sea water by selective sorption than supplied by the continental weathering and rinsing. In pre-Mesozoic times, the chief adsorbent of potassium would be illite, later, till the present time — glauconite.

I cannot agree with the statement of Cayeux (8), repeated after some previous authors, that only younger glauconites show the preponderance of ferric over ferrous iron, and that in the older glauconites this ratio changes in favour of the latter. The analytical material collected in the present study proves that in glauconites of any geological time, from the Cambrian till now, ferric iron prevails 5 to 9 times over ferrous iron and that the absolute proportion of the latter does not rise with growing geological age. The ratio $\text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}^{\text{II}}$ may decrease a little in older glauconites, but this is due chiefly

to the decreasing preponderance of Fe^{III} over octahedral aluminium, as was pointed out above.

It is not impossible, however, that the chemical differentiation of glauconite in various geological times may have been influenced by another factor than the geochemical evolution of the hydrosphere. The effects of diagenesis and katagenesis² in achieved series of sediments could also cause some chemical changes in the composition of glauconite. The older the sediment, the longer they have been in operation and the greater the secondary transformations undergone by the glauconite. It could be imagined that such processes are able to carry away some iron from the octahedral layer and to enrich the interlayer gaps in potassium. At the present state of knowledge one cannot exactly appreciate the importance of such katagenetic factors for the chemical variability of glauconite, but I am inclined to believe that they cannot have any primordial and general importance in this respect.

Serious perplexity is caused by the fact that the differentiation of glauconite with regard to varying geological age, and the differentiation of this mineral with regard to the content of lime carbonate in the sediment show quite identical trends; the proportion of interlayer cations and the quantitative role of aluminium in the octahedral layer increase with growing geological age, as well as with growing content of CaCO_3 .

Why did two quite different and independent factors exert nearly the same effects on glauconite?

The convergence of the chemical differentiation of glauconite with regard to two different factors — the geological age and the lime content of the sediment — may be explained in part by the assortment of the analysed material. Early Palaeozoic glauconites in our collection originate, in 6 cases out of 10, from Ordovician sandy limestones, Cretaceous glauconite, in 6 cases out of 13, — from marls and sandy limestones. On the contrary, out of 18 glauconites of Tertiary age 14 originate from sand and sandstones and all recent glauconites — from greensands. Therefore, the average analyses of glauconites set in the sequence of growing geological age, may show the increasing role of limestone. The convergence in question might have no real scientific significance and might be caused, to some extent, by the accidental assortment of glauconite analyses published hitherto.

Then, it is possible that only one of the two factors — geological age or the lime content of the sediment — has real significance for the chemical composition of glauconite. But it cannot be excluded that both factors exert some influence on that composition, although their individual role cannot be determined at the present time. Which of them should be considered as primordial and independent from the other?

² Fersman defines katagenesis as internal changes occurring in accomplished sedimentary rocks much later, after their sedimentation, and without any apparent connection with the sedimentation itself.

In principle it might be expected that the composition of glauconite could depend chiefly on the physico-chemical conditions of the sedimentary medium. Thus, the facies of sediment should be of primordial importance for the chemical constitution of glauconite, while the epoch of its formation, ancient or recent, should be less consequential in this respect, as the conditions of that formation could not essentially change during geological history, according to the principle of geological actuality.

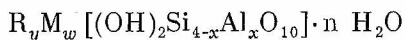
On the other hand, the sedimentation of glauconite involves some specific complications, which, in some sense, contradict the abovenamed theoretical opinion. Glauconite forms in places of delayed, interrupted or negative sedimentation (submarine erosion), where finer clastic material is rather carried away by the agitated water into the neighbouring areas of the sea bottom, characterized by quieter sedimentation. Thus, the place of formation of glauconite and the place of the sedimentation of its fresh grains are usually not identical and possibly very distant. Therefore, the quality of the glauconiferous sediment may have no direct connection with the chemical composition of glauconite grains, as they have immigrated from another place. The geological aspects of such a view will be discussed in the last chapter of this paper.

I am inclined to believe that the indubitable differentiation of glauconite is due chiefly to the geochemical evolution of the hydrosphere during the post-Cambrian history of the Earth. The influence of the quality of the sediment on the chemical composition of the true and typical glauconite, developed in common rounded grains, is, in my opinion, rarely of any importance because such glauconite was usually formed somewhere else than where it was deposited. If some influence of the petrographic properties of the sedimentary rock on the chemical composition of glauconite were postulated, then it would occur rather in an indirect way: the diagenetic and katabolitic processes, depending on the structure and composition of the glauconiferous rock, could, to some extent, affect the primitive form and composition of the glauconite.

Unfortunately, at the present state of knowledge, no sure arguments can be found in favour of this opinion. The analytical material published up to the present was shown, in the previous discussion, as by far insufficient for this purpose. To solve all questions and to elucidate all troubles pointed out in this chapter, much new analytical work must be done. Special comparative investigations must be undertaken, which would supply many analyses of pure glauconite from separate sediment facies of a selected formation series of definite geological age. Not before then will the assertion be possible, as to how wide is the scale of the chemical differentiation of glauconite with the flow of geological time, nor the decision, whether the facies of sediment and eventual diagenetic transformations play here any particular and independent role.

ROLE OF WATER IN GLAUCONITE

In the crystallochemical discussion upon glauconite and its affinity to other micaceous minerals nothing was said about the role of water in its constitution. It was anticipated that, like muscovites, there are two hydroxyl ions for the space unity expressed by the general formula, and the rest was considered as adsorbed water in neutral molecules ($n \text{ H}_2\text{O}$), which did not play any part in all crystallochemical calculations:



It would certainly be wrong to content ourselves with such an aprioristic statement, because water is, of course, a component very essential for the crystallochemical constitution of glauconite. However, the question of water in glauconite is a very difficult one, in consequence of quite insufficient analytical data, and of many complications which have till now been very little considered.

Chemical analyses of glauconite offer the weight % of water determined by various methods and expressed either as a whole, or with separation of $\text{H}_2\text{O} + 110^\circ$ and $\text{H}_2\text{O} - 110^\circ$, or sometimes, after desiccation in 105°C . These different modes are not always indubitably stated by the analyst, and then the interpretation of the analysis meets with serious doubts. The distinction between $\text{H}_2\text{O} + 110^\circ$ and -110° has no real significance, as it was shown, that the adsorbed water cannot be totally expelled at 110° . However, information is essential whether the figure for water in the analysis represents the total water, or only part of it after partial desiccation. In reality the water content of glauconite depends upon the humidity of the air (partial pressure of water vapour), and possibly also upon the degree of pulverisation.

The total amount of water revealed by chemical analyses oscillates within very wide limits which in part can be explained by the above named circumstances. The statistical diagram fig. 14 shows that 2/3 of the analyses denote the water content between 6 and 10% of weight. The average of typical glauconites gives 8.12% H_2O .

Common micas (muscovite, phengite, biotite) exhibit much smaller amounts of water, usually 3-5% of their weight; it is comprehensible, as they do not contain any adsorbed water, except minor amounts kept quite superficially by the powdered material. Nearly the whole water enters here into the ionic constitution of the layer structure as $(\text{OH})_2$.

Illites, however, contain much more water than common micas, and even more than the average glauconite; 7 analyses of illite, hitherto published, offer total H_2O within the range of 8.5-12%. Those analyses discern, according to the common usage, two separate portions escaping below and above 110°C ;

—H₂O oscillates between 0.6-5.5%, +H₂O — between 6-8.9%. If we would consider all +H₂O as participating in the ionic structure of the mineral in the form of (OH), then the illites must contain it in much greater proportion than true micas, and the pretended analogy of the crystallochemical formula

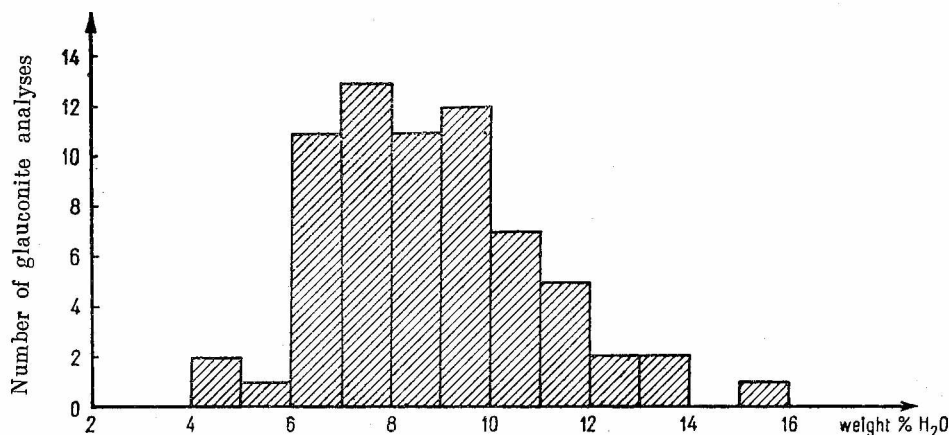


Fig. 14

Statistical graph of total water content in chemical analyses of glauconite

must be questioned. I believe that in illites, as well as in glauconite, only a fraction of +H₂O is really constitutional water, because the adsorbed water escapes wholly in temperatures much higher than 110°C. On the other hand, the hypothesis of Brown and Norrish (6) must be remembered, according to which some portion of water may be present in the form of oxonium (H₃O)⁺ placed together with potassium in interlayers.

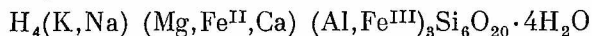
On that occasion another assumption may be quoted: illites, as well as some hydromicas and vermiculites, may have no homogeneous crystal structure, but may consist of alternate submicroscopic beds of mica and montmorillonite. Such an alternation of muscovite $K Al_2 [(OH)_2 Si_3 AlO_{10}]$ and montmorillonite $Al_2 [(OH)_2 Si_4 O_{10}] \cdot n H_2O$ may offer a satisfactory explanation of the reduced proportion of potassium and tetrahedral aluminium with preserved ratio 1:1 ($y \cong x$), especially characteristic for illite, and, at the same time, of the augmented proportion of silica and water. The recalculation of an analysis of illite could be easily made with the assumption that magnesium and ferrous iron substitute isomorphically aluminium in octahedral layers of muscovite and montmorillonite. Thus, for example, the analysis of illite I₁ could be interpreted as such a mixture in the ratio of 63% muscovite and 37% montmorillonite.

The pholidoides of Thiébaud (f_1-f_9) contain similar amounts of water as glauconite, i.e. 6.2-8.9% of weight. It is very interesting that physically

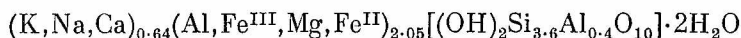
homogeneous macrolamellar modifications as *skolite* and *bravaisite* contain still more water (about 13.5% H_2O). The role of water in *bravaisite* was long ignored, till the thermal analysis executed by Sabatier (48) proved that it exists there as well adsorbed as constitutional water (see fig. 16B). For *skolite* precise data were furnished by me (53):

Continuous water loss up to temp. 160°C	8.71% of weight
„ „ „ between 160-400°C	0.87% „
at 180° change of colour from green to rusty	
Water loss above 400°	3.69% „

Those data lead to the conclusion that constitutional water is represented by the portion escaping above 400°. Its amount is similar to that of common micas and conduces to the proportion $(OH)_2$ in the general formula. On the contrary, water escaping continually from room temperature up to 180°C had been certainly adsorbed (about 9% of weight), and its total loss is connected with some persistent and unreversible change in the ionic structure of *skolite*, which is marked by the colour change from green to rusty. My paper on *skolite* was written before Gruner's statement about the structural identity of *glauconite* and *muscovite*. Therefore, my formula of *skolite* was given there in pure stoichiometric form:



Now, it must be adjusted to the general formula of micaceous minerals:



For the normal *glauconites* we have no such exhaustive information upon the quantitative proportions of water escaping at different intervals of temperature. But already in the paper of Pilipenko (45) clear distinction was made between the portion escaping below 180°, with final change of colour from green to rubiginous (like *skolite*), and another portion lost at red-heat and representing the water of chemical constitution. Alone the paper of Kampioni-Zakrzewska (36) on the Senonian *glauconite* from Bujanów brought precise data on the water loss with rising temperature; as they were obtained with the same method as for my *skolite*, the results are strictly comparable and can serve for more general conclusions.

Fig. 15 shows the curves of dehydration with rising temperatures for *skolite* (dotted line) and *glauconite* from Bujanów (heavy line). The similarity of both curves is apparent, and permits to consider the role of water in both minerals as nearly identical. Both curves have three distinct sectors: the first, up to 180-200°C, is very steep and presents the continual escape of adsorbed water; the second in the interval 200-400°C, is slightly inclined and corresponds to an interruption or strong retardation of the water loss; the third from 400°C upwards is again steep and determines the escape of the

constitutional water. Glauconite and skolite both undergo a significant decolouration on the limit between the 1st and 2nd sector; in both the constitutional water amounts to about 3.5-4% of weight. A serious difference exists, however, in the total proportion of adsorbed water, which in skolite is much greater than in glauconite. Another discrepancy concerns the interval 200-400°C in which skolite retains the same water content, while glauconite from Bujanów loses about 1.5% of water. It has not been proved that all other glauconites would behave in the same manner.

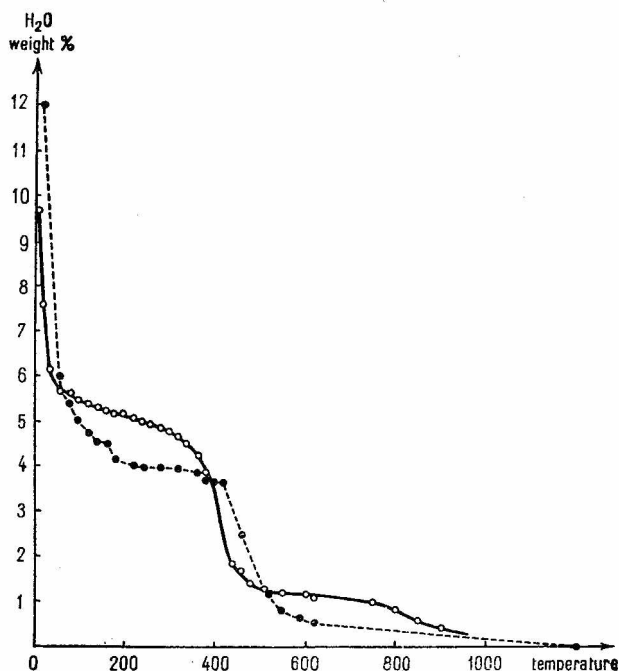


Fig. 15

Dehydration curves of skolite and glauconite after Smulikowski (53)
and Kampioni-Zakrzewska (36)

These are very significant differences and may be related to a different degree of crystallization: glauconite being an unoriented cryptocrystalline aggregate compressed into rounded grains, skolite, on the contrary, forming macrocrystalline blades of great homogeneity, although somewhat inflected. If glauconite contains less adsorbed water than skolite, in spite of its splitting into cryptocrystalline scales, and thus having a very great specific surface, then its adsorbed water cannot be retained superficially as adhesive water. It must be included within the crystalline layer structure. The fact that between 180 and 400°C water escapes from glauconite, though very slowly (its discharge in skolite being almost totally interrupted), might pro-

bably be explained by the structural homogeneity of skelite, which offers open ways for the escaping molecules, while in the confused aggregate of glauconite this facilitation does not occur in such a degree.

On fig. 16 are reproduced some thermic differential curves of glauconite, bravaisite, illite and montmorillonite, drawn from the papers of Grim and Rowland (22) and of Sabatier (48). Obviously the curves determined by different authors, using somewhat different apparatus, cannot be strictly analogous in their vertical scale. The horizontal scale of temperatures must, however, be fairly comparable. The first great endothermic minimum of glauconite at 150-200°C corresponds to the loss of adsorbed water, the second minimum at 550-600°C — to the loss of constitutional water. Unknown is the cause of the third minimum at 900°C, which might be due either to some small separate water portion, or to any endothermic reaction of other constituents of totally dehydrated glauconite. This minimum is distinctly shown only by the curve of Grim and Rowland, while in the curves of Sabatier it is almost indiscernible.

The differential thermic curves of illite are very similar to those of glauconite, except the exothermic peak at 950°C, denoting the formation of spinel from the dehydrated illite. Sabatier insists on the diagnostical importance of a small cog before the first minimum of glauconite, which is lacking in the illite curve. On that ground he reckons bravaisite among illites, as its curve is free of this complication. The comparative crystallochemical discussion made in the present study proved indubitably that bravaisite is fairly distant from all illites and if it were to be included in any wider mineral group, only pholidoides would have to be taken into account. In the thermic curve of glauconite, published by Grim and Rowland, no such cog is indicated and possibly it has no constant and essential significance. I am inclined to expect that it is impossible to make a diagnosis of illites and pholidoides by means of differential thermic analysis alone.

The localisation of constitutional water in the crystal structure of glauconite, in the form of the (OH) anions close to the tetrahedral layer, does not arouse any doubts. However, the localisation of neutral water molecules in the glauconite structure meets with many serious difficulties. This water, called „water of adsorption", behaves as the zeolitical water: its amount in glauconite and skelite depends upon the partial pressure of water vapour in the atmosphere; it can be partially expelled by heating and then, after cooling, reintroduced from the air into the structure of those minerals. Only when they are overheated above 180°C and their colour changed to rubiginous, the water cannot return into the crystal structure. One may conclude therefrom that the green colour of glauconite is due to the presence of interstructural water molecules, and that their total elimination causes some structural transformations, which cut off the way for their re-entrance.

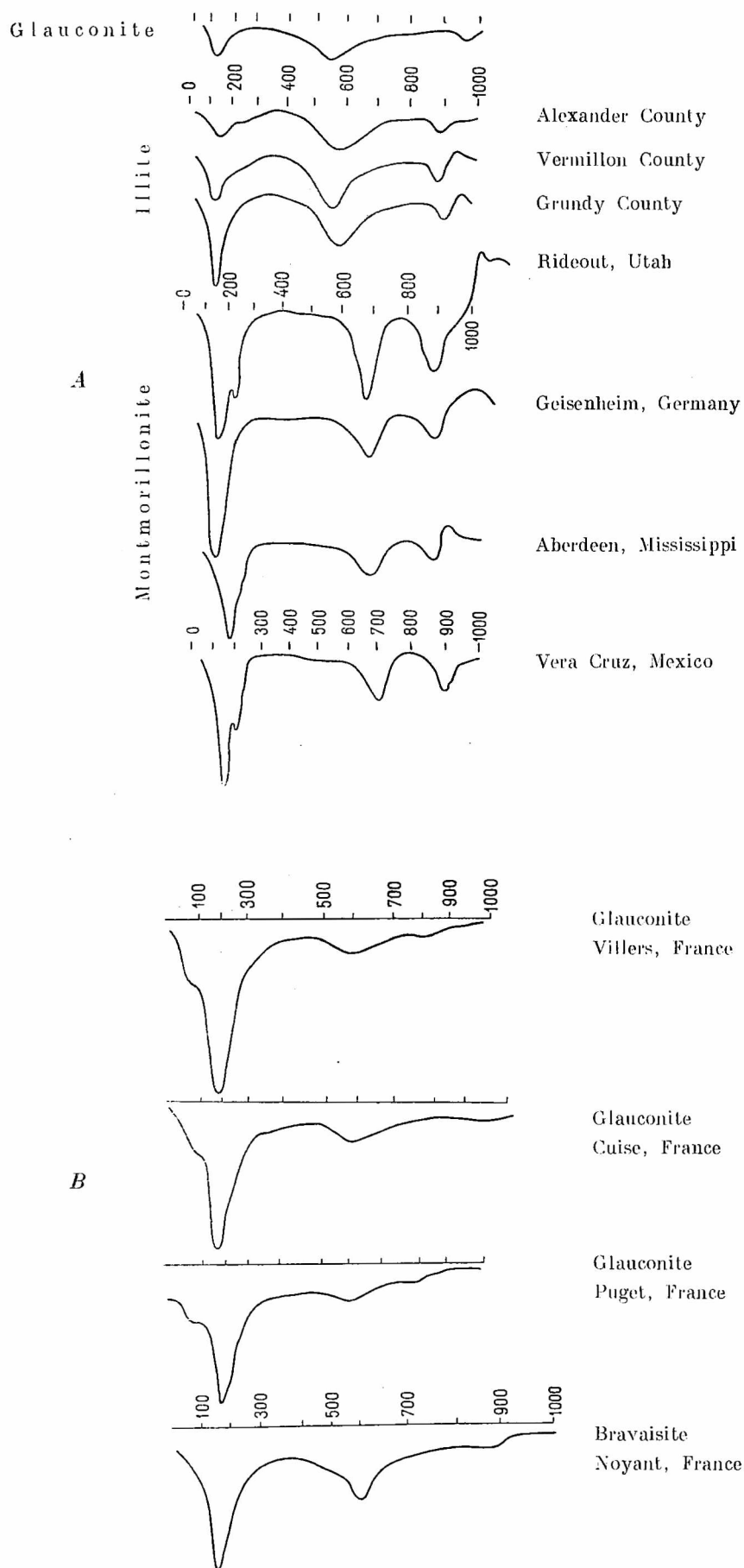


Fig. 16

Thermic differential curves of montmorillonite, illite, bravaisite and glauconite
A after Grim & Rowland (22), *B* after Sabatier (48)

Water of the zeolite-type is not any exclusive prerogative of the zeolite group, belonging to the space silicates with wide caverns or channels in their crystal lattice. Besides other substances, also layer silicates may offer analogous opportunities. Apophyllite, vermiculites and montmorillonites are the best known examples. The latter, having the structure most similar to muscovite, could serve as an especially useful illustration.

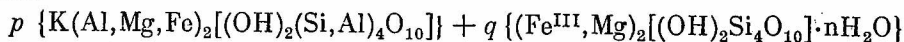
Neutral water molecules in montmorillonite can also be easily expelled from its structure by heating or cold desiccation and afterwards reintroduced. They are accumulated in the interlayers, i.e. in those intervals of the layer structure which in micas are occupied by the big interlayer cations R. Those interlayer spaces set open the way for wandering water molecules, which can, in favourable conditions, be replaced by some other molecules. This explains the strong absorption power of montmorillonite and the industrial application of many clays rich in this mineral (e.g. bentonites).

It is well known from many experiments that glauconite also exhibits a strong adsorption faculty, not only towards many neutral molecules, but also towards different cations in the way of base exchange. The excellent ability of glauconite to refine crude petroleum, paraffine and some other organic liquids was long ago ascertained by me in my first work on the glauconite of Roztocze.

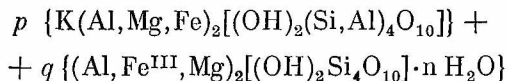
It may, therefore, be admitted that glauconite, like montmorillonite, is provided with flat interlayer lacunas in its lattice structure, filled with neutral water molecules, which are able to depart, to return, or to change place with some other molecules. There exists, however, a fundamental difference between glauconite and montmorillonite, disproving such a simple analogy.

Glauconite contains many large cations R (chiefly potassium) occupying between the tetrahedral layers those places which are empty in montmorillonite and which can, therefore, be filled with water. Those interlayer lacunas in glauconite are not so closely filled with potassium as in true micas, because y is usually smaller than 1. There are probably some gaps in the layer of potassium ions. But as the deficit of potassium in glauconite is never very great ($y = 0.7-0.8$), those gaps cannot suffice for lodging the whole water (about $2 \text{ H}_2\text{O}$). Where could it find place in the structure of glauconite?

It would be worth trying whether glauconites and pholidoides, like illite, could not be imagined as a set of parallel submicroscopic beds of alternating mica and montmorillonite layer structures. In view of the results of the above crystallochemical discussion, only alternate intergrowths of phengite and magnesiferous nontronite would be admissible in glauconite:



In pholidoide similar intergrowths of phengite with ferri-montmorillonite must be postulated:



As far as typical glauconite is concerned, a short reflection leads to the rejection of such a hypothesis, because glauconite contains at least twice more interlayer cations than tetrahedral aluminium. Therefore, the addition of nontronite in a proportion necessary for obtaining sufficient excess of ferric iron, must reduce the content of interlayer cations (chiefly potassium) much below the allowed minimum. For pholidoides such a possibility cannot be excluded, as they contain somewhat less potassium and its excess over tetrahedral alumina is usually smaller. But even here it is very little probable, because the existence of nontronite, very rich in magnesia in any submarine medium, must be seriously questioned. Therefore, the whole hypothesis of the mixed constitution of glauconite and pholidoide may be considered as quite improbable.

Then another solution of the question must be sought, which, rejecting all mixed and heterogeneous structures, could satisfy the postulate of a transitional character of the glauconite structure between micas and montmorillonite. Fig. 17 offers a schematic comparison of layer structures of muscovite and montmorillonite, and explains in a graph a hypothetical possibility of an intermediate structure of glauconite or pholidoide.

Two tetrahedral layers $[(OH)_2Si_3AlO_{10}]$ of *muscovite* turned against each other with the faces of tetrahedrons, are separated by a full number of potassium ions balancing electrostatically the negative charge of both adherent layers. In typical *montmorillonite* tetrahedral layers do not contain any aluminium $[(OH)_2Si_4O_{10}]$ and do not need any electrostatical balance by the interlayer potassium ions. Therefore, the interlayer lacunas are filled exclusively by neutral water. For *glauconite* it could be imagined that the tetrahedral layers of composition $[(OH)_2Si_{4-x}Al_xO_{10}]$ are planted with potassium ions on the surface against interlayer lacunas. On each layer surface there are attached somewhat less than half of the potassium ions needed by the muscovite in its single interlayer space. Between the glauconite layers with superficially planted potassium ions the neutral molecules of water could find place in a free state, guaranteeing the possibility of escape and return. After the total expelling of interlayer water by heating at 180-200°C the layers planted with potassium ions must join together, which is manifested by the discolouration of glauconite, and then the way back for the water is definitively cut off.

Such a hypothetical structure of glauconite, after total loss of interlayer water, should give the same elementary distance c as muscovite (about 10 Å).

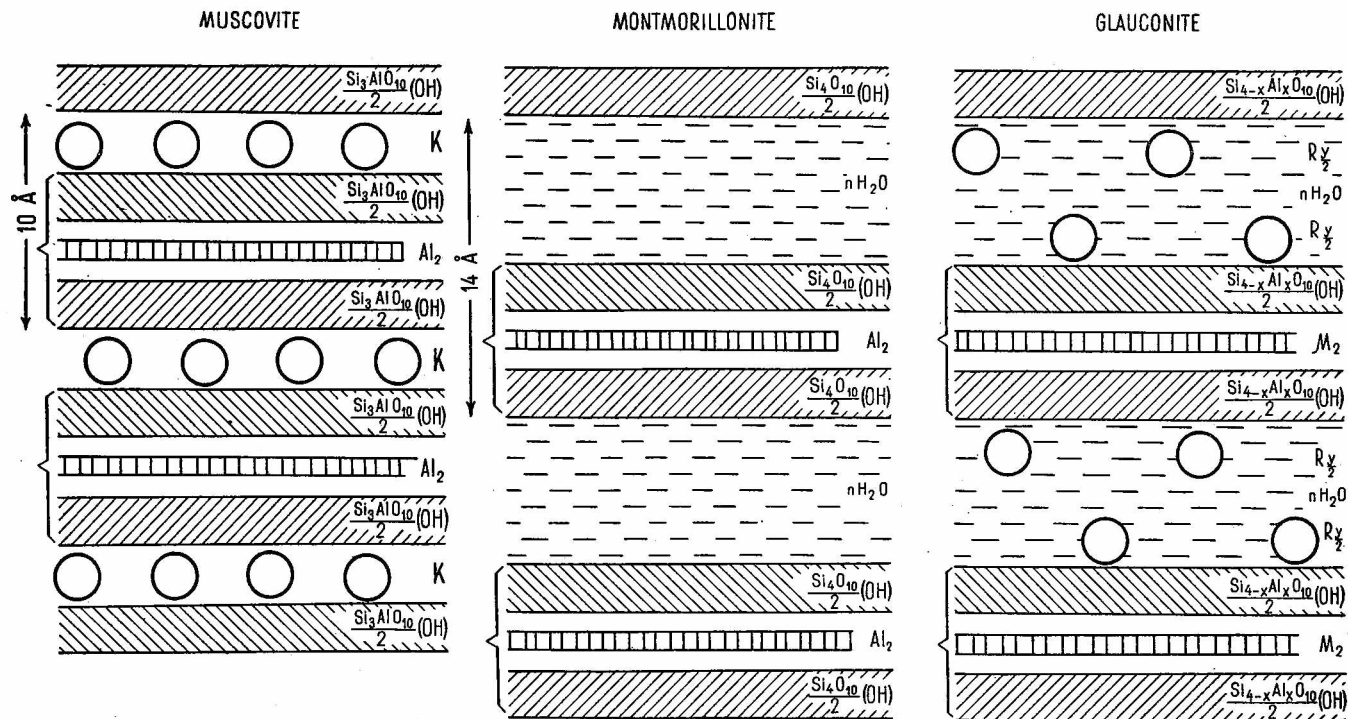


Fig. 17

Hypothetical structure of glauconite with interlayer water compared with the structure of muscovite and montmorillonite

But with interlayer water present in primitive green glauconite this distance must be greater, like in montmorillonite. However, the roentgenographic determinations of primitive glauconite conduce to equal lattice parameters, as in true micas.

Thus, we become convinced that the question of water in glauconite involves many controversies and, up to the present time, is far from final elucidation. For this purpose new exhaustive investigations are necessary, especially many analyses of dehydration, differential thermal analyses and roentgenographic determinations of glauconite structure, not only primitive, but also dehydrated in various stages and temperatures.

The question of possible participation of oxonium (H_3O^+)¹ in the structure of glauconite is also connected with that task. Can its presence be demonstrated by any particular leap in the curves of dehydration or in differential thermic curves? Can its amount be determined by those means? It has not, as yet, been possible to answer these questions.

PHYSICAL PROPERTIES OF GLAUCONITE

These properties must depend on the crystal structure of the mineral which is quite like mica. Thus, glauconite must exhibit a perfect cleavage parallel to (001) plane corresponding to the plane of structural layers. The hardness of glauconite also approaches that of mica, or is somewhat lower (about 2). The perfect micaceous cleavage cannot, obviously, be shown in common glauconite grains built of chaotic cryptocrystalline aggregates.

Optical characters

The orthoscopic examination of the thin sections of glauconite offers a characteristic image of a compact mass of confuse anisotropic points, lighting up and dying out alternately with various interference colours, when turned between crossed nicols. Thus, glauconite has the appearance of an amorphous matter which was altered and recrystallized into a cryptocrystalline aggregate, without any faculty to develop more perfect crystals.

In microscopic slides of glauconite-bearing sedimentary rocks, one can meet, in some glauconite grains, with minute spots or thin margin of more uniform extinction. Of course, the recrystallization of glauconite proceeds towards a more regular arrangement of the confuse structure, and tends towards true crystalline homogenization.

Rarely, and exclusively in older sediments, we may find singular glauconite grains which appear nearly homogeneous in their total mass and show almost uniform extinction. The crystalline homogenization of the primitive amorphous and confuse structure has proceeded here to the very end. Sometimes, we can see there distinct cracks of micaceous cleavage with

parallel or very slightly inclined extinction. In such homogenized glauconite grains many optical determinations could be obtained by various authors.

Table 16
Optical data of common glauconites
(arranged in sequence of decreasing ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$)

	n_α	n_β	n_γ	n_m	$2V_\alpha$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} \text{mol.}$
1 Tuscarora (Pacific)				1.645		12.9
20 Whare Flat (New Zealand)	1.592		1.614		10°	4.4
21 Elephant Hill , ,	1.610		1.634		10°	2.2
24 Waianakarua , ,	1.604		1.624		10-20°	2.2
23 Otepopo , ,	1.602		1.627		12°	2.0
19 Makerewau , ,	1.602		1.618		10-20°	2.0
25 Tysmienica (Carpathians)				1.608		1.6
61 Norwalk (U.S.A.)				1.640		1.4
37 Woodstown (U.S.A.)				1.630		1.4
22 Kakoho (New Zealand)	1.600		1.621			1.4
60 Bonne Terre (U.S.A.)	1.597	1.618	1.619		20°	1.4
33 Bujanów (U.S.S.R.)				1.593		1.3
59 Norwalk (U.S.A.)				1.628		1.1
51 Crailsheim (Tirol)				1.602		1.1
36 Folkestone (England)				1.622		1.0
31 Milburn (New Zealand)	1.601		1.615			0.9

Optical orientation of glauconite is quite the same as in micas: the acute bisectrix α is nearly perpendicular to the cleavage plane (001), the cleavage flakes comprise the vectors β and γ . Optical sign negative, axial angle $2V_\alpha$ very small, often almost zero, dispersion of optical axes $\rho > v$ probably inclined. Pleochroism very distinct ($\alpha < \beta = \gamma$): α = pale yellowish-green, $\beta = \gamma$ — grass green to emerald or blue green. Refraction indices with other optical data are listed in table 16, in the sequence of decreasing ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$. Obviously individual vectors n_α , n_β , n_γ can be determined only in highly homogeneous grains which are very rare. In ordinary grains with normal confuse cryptocrystalline structure, only an average index of refraction can be measured (n_m) which approaches the medium index n_β .

It may be presumed that the optical data of glauconite will change with varying chemical composition. As the strongest chemical variation concerns the proportion of ferric iron and aluminium, one may expect, that the refraction indices should increase with growing Fe^{III} and decrease with growing Al. The graphs drawn by me (53) and later by Hutton and Seelye (32) confirm, in general, those presumptions, although that connection is not very distinct and strongly troubled by the intervention of some other factors. One of them

is certainly the variable content of interlayer water. It was proved by Sabatier (48) that glauconite, when desiccated over concentrated sulphuric acid, has somewhat higher refraction indices than in the natural state. The difference is quite essential, as it affects the second decimal place (0.007-0.012).

The data of Gorbunova (19) accord very well with the above observations, as the refraction indices of aluminous varieties are distinctly lower than those of ordinary iron-rich glauconite. I must also confirm this author's statement that the colour of glauconite and the intensity of its pleochroism give infallible indication of the proportion of ferric iron and aluminium: the greater the preponderance of Fe^{III} over Al in the octahedral layer, the deeper the green colouration for light vibrations parallel to (001). Iron-poor pholidoides, among them also skolite, show relatively slight colouration, sometimes almost imperceptible in a thin section („colourless glauconite", type 3 of Gorbunova).

Worth remembering is the statement of Collet and Lee, that the older the geological formation, the less intense the colouration of its glauconite (e.g. British Cambrian glauconite almost colourless in thin section). The conclusion to be drawn, that the older the glauconite, the smaller its content of ferric iron, agrees perfectly with the results of the discussion in the foregoing chapter about the connection between geological age and chemical composition. The question, however, remains open, whether this differentiation was caused by variable conditions at the sea bottom, at the time of the formation of glauconite, or if it was impressed by later changes in consolidated lithological series (katagenesis or metamorphism?).

More exact optical determinations were obtained by me on skolite (53), which is, in every respect, very near to glauconite, and, therefore, serves useful supplements to glauconite optics. These determinations could be more exact thanks to the macrocrystalline development of skolite.

$n_\gamma = 1.586$	$a \perp (001)$, Plane of optical axes $\parallel (010)$
$n_\beta = 1.581$	Dispersion $v > \rho$ inclined
$n_\alpha = 1.559$	$2V_\alpha$ very variable $0-85^\circ$, usually $35-65^\circ$
$n_\gamma - n_\alpha = 0.027$	Average $2V_\alpha = 50.5^\circ$

Dispersion of optical axes grows with decreasing $2V_\alpha$.

Pleochroism distinct: α — pale greenish yellow

$\alpha < \beta \cong \gamma$ $\beta = \gamma$ — light green

In full agreement with the imputed decrease of the refraction indices with decreasing proportion of ferric iron, skolite appears as the extreme member of the glauconite series showing smallest indices of refraction.

Summing up, we may state that glauconite complies well with the whole mica group as regards optical properties. In its optical orientation it agrees

with common biotite ($Y = \beta$) while in ordinary muscovites $Y = \gamma$. From true micas glauconite differs in its lower birefringence, approaching in this respect other strongly hydratized mica minerals, as illite and hydromuscovite. One could conclude therefrom that the decrease of interlayer cations and the enrichment in water of the mica structure abate the birefringence of the mineral, without any notable diminution of the maximal vector n_γ . This vector is, however, strongly increased by the growing proportion of ferric iron, whereby the intensity of colouration and of pleochroism also increase.

	n_α	n_γ	$n_\gamma - n_\alpha$	$2V_\gamma$
True muscovite	1.542-1.560	1.590-1.603	0.037-0.060	36-46°
Phengite	1.556	1.596-1.602	0.046	15-30°
Illite	1.555-1.570	1.587-1.602	0.027-0.033	5°
Skolite	1.559	1.586	0.027	35-65°
Glauconite	1.592-1.627	1.614-1.645	0.014-0.025	10-20°

Owing to its high percentage of iron, glauconite exhibits relatively strong *paramagnetic properties*, which enable, with the aid of an electromagnet, its clean and easy separation from the sediment. It might be presumed that with an increasing proportion of alumina in the octahedral layer these properties should be lowered. The precise determination of this relation requires special investigation.

The density of glauconite

This is a physical property involving much confusion. It is usually determined in such a way, as if it could have a constant value in a glauconite of any given locality. However, the great variability of the density of this mineral is widely known, but usually disregarded with respect to its scale, as well as to its real causes.

If we separate a glauconite of any given greensand by means of some heavy solution, as bromoform or tetrabromethan, we steadily encounter the fact that different glauconite grains from the same sample have different densities and that individual differences in this respect amount to some units in the first decimal place. The range of the variation of glauconite density in the same sample was exactly determined by Gorbunowa (19). This variability does not depend upon any impurities or foreign inclusions in glauconite; it can be easily proved by microscopic control that all glauconite grains, lighter or heavier, show the same degree of homogeneity. Then, some individual, so far unexplored differences must exist among single glauconite grains, consisting probably in their varying composition. When determining, by means of a pycnometre, the density of a glauconite separated from any sediment, we obtain an average and statistical value. The same must be said about the chemical analysis of glauconite of any rock sample, which gives

only an average composition of a great number of grains differing, of course, to some extent from one another in their individual composition.

An attempt to apprehend the chemical difference between distinct glauconite fractions of the same sample differing in their density was made long ago by Glinka (1897). For the glauconite sandstone of Korovo he made two separate chemical analyses of the glauconite fraction of density 2.551 and of another glauconite fraction of density 2.400. The same was repeated for the sandstone of Kosolapovo with glauconite fractions 2.749 and 2.634. As may be seen in table 5, Nos. 35-36 and 37-39, different density fractions of glauconite from the same sample exhibit very serious chemical differences. Unfortunately, all those chemical analyses show a more or less abnormal composition and may be suspected of contamination with some nonglauconitic material. It would be very interesting to make a set of 5-7 separate chemical analyses of different density fractions of a quite typical glauconite, showing a strong differentiation of density, for the sake of disclosing the chemical variability of these fractions.

Among 68 chemical analyses of glauconite collected in tables 2-7, there are 30 associated with density determinations. These vary between 2.40 and 2.95, and this variation should be connected with some chemical diversity. It might be presumed that the most effective role in this differentiation should be attributed to the iron-aluminium ratio and to the proportion of water in glauconite. A graphical illustration of those relations is offered in fig. 18.

According to our assumption, it may be seen there that the greater the ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$, the higher, in general, the density of glauconite. On the other hand, the greater the water content, the lower the density. These rules are, however, not very regular, as individual points joined with fractured lines show sudden leaps and deviations up and down from the curve of interpolation. This would mean that some other, at present unknown factors, must intervene and modify the density of glauconite by their own incomprehensible modes. It is beyond any doubt, however, that the influence of water content on the density of glauconite is more essential than that of the ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$, because the curve of the latter is more complicated and irregular.

It has long been known that the dessication of glauconite strongly increases its density. I have pointed out in my first paper (52) that the density of glauconite changes with the varying humidity of the air, which influences the water content of this mineral. Consequently, the density cannot be constant in glauconite as well, as it is not in zeolites or in hydrogels. In most publications upon glauconite the authors seem to be oblivious of this fact and consider their determinations of density, as if they had to do with some mineral with a firm water content.

Salatier (48) ascertained in his glauconites the following differences of density between the grains saturated with water in normal atmosphere and those dried upon concentrated sulphuric acid:

	<i>natural density</i>	<i>density upon H_2SO_4</i>
Cuise-la-Mothe (No. 12)	2.66	2.95
Puget, Théniers (No. 21)	2.73	2.99
Villers-sur-Mer (No. 29)	2.63	2.98

The drying of glauconite in elevated temperatures must also strongly increase its density. Exact relations in this respect have not, as yet, been

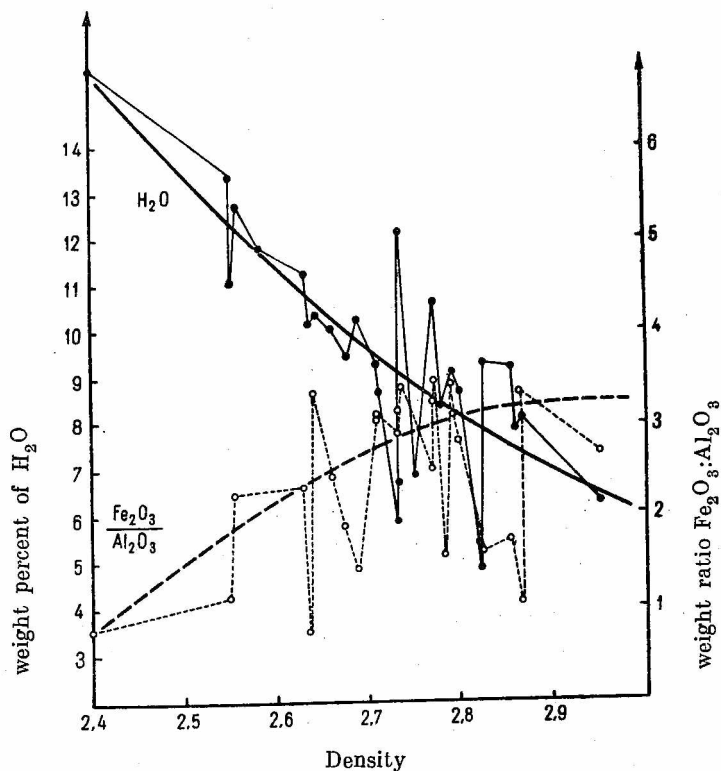


Fig. 18

Dependence of the density of glauconite on its water content and on the proportion $Fe_2O_3:Al_2O_3$

investigated. It is sure, however, that, had glauconite been chemically analysed after drying at 105° or 110°C, its density determined in this state could not be representative for the natural mineral but would be much higher.

Moreover, we do not usually know, whether the chemical analysis and the determination of density do concern the average of glauconite from the whole sample, or if they pertain to any fraction obtained during the separation with heavy liquids. The authors do not usually say anything about that matter, and often many doubts arise, whether full scientific value can be attributed to the results obtained by them.

FORMATION AND SEDIMENTATION OF GLAUCONITE

Older as well as more recent literature, treating on glauconite, devotes much attention to the problem of the mode of its origin. This is a very important problem from the geological point of view, because it concerns the conditions of the development of some characteristic marine facies of every epoch and period, from the Lower Cambrian till the present time. The possibility of using glauconite as a mineral indicator for the configuration of the sea ground, for the mobility of sea water, its temperature and saturation with free oxygen, and for other geochemical and oceanographic conditions, is very interesting and attractive to every geologist. In spite of so many attempts in the course of several decades of scientific work, that question still remains unsolved in many fundamental points.

Most data necessary for the solution of the problem of glauconite genesis are supplied by petrographic investigations of glauconiferous sediments and rocks. Efforts were made to deduce the conditions, which would be favourable to the formation of glauconite, from the relation of glauconite against other components of the sediment — inorganic or organic — from its mode of appearance and its distribution in definite rock-kinds of different sedimentary series. The most plentiful and valuable observations in this respect were supplied by Cayeux (8) and Hadding (26). Few details could, however, be collected about the sedimentary medium itself, especially with regard to the chemical and physical properties of the bottom waters. No efforts were successful for the artificial reproduction of glauconite in conditions approaching those existing in nature. Thus, all hypotheses concerning the formation of glauconite have, as yet, a rather speculative character.

The question of the origination of glauconite may be divided into two different chapters: 1^o physico-chemical and geological conditions of the formation of glauconite, 2^o the original material necessary for this formation. The first chapter now seems to be made sufficiently clear on most fundamental points, and does not involve sharp inconsistencies. On the contrary, the second chapter is far from being generally accepted, full of confusing and contradictory ideas.

Geological conditions of glauconite formation are to-day quite well established. Glauconite forms in those places of the sea bottom, where the

afflux of terrigenous material is secured in various grain sizes down to coarse pelitic material, especially of fine sand and coarse mud. Limestones abound in glauconite only when provided with sand or quartz pelite. In sediments, consisting of the finest clay material, glauconite is generally absent.

Thus, true glauconite does not originate during quiet sedimentation of finest material. But it is also lacking where coarser detrital material accumulates quickly, as in pure littoral environments. Conditions suitable to glauconite formation are favoured by very slow or interrupted sedimentation, in more or less agitated bottom water. Breaks in deposition and submarine erosion by bottom currents also facilitate its origination. Therefore, interformational conglomerates and „hard grounds” are often connected with the formation of glauconite, which appears not only in common rounded grains, but also coats and impregnates in pigmentary form pebbles, shell fragments or older solid rocks.

Glauconite requires well salted water of the open sea and it avoids all closed basins, diluted and troubled by great rivers. It does not originate either in strongly oxidizing conditions, where the iron separates as red or rubiginous ferric hydroxides, or in distinctly reducing, hydrosulphuric medium produced by the excess of decomposing organic matter. Ferric iron always strongly prevails in glauconite, but ferrous iron, although subordinate, is never entirely absent. This means that the oxidation potential at the sea bottom is not sufficient for the total oxidation of iron to the ferric state.

This would speak in favour of the supposition that the water at the bottom of the sea is rather rich in oxygen, but the reducing factors, e.g. chiefly decomposing organic matter, prevent the course of oxidation to its very end. The conditions of glauconite formation may be characterized as intermediate between fairly oxidizing and fairly reducing ones. Therefore, small amounts of pyrite are not rare in many glauconiferous sediments, and then the content of FeO in the pure glauconite is usually somewhat higher. The presence of free ferric hydroxides in glauconiferous sediments is also often encountered, but in such a case secondary oxidation, posterior to the formation of glauconite, may always be suspected.

In the marine sedimentation Pustovalov claims the distinction of a separate geochemical facies, which he names glauconitic. This „glauconitic facies” is characterized by a special position on the boundary between the oxidizing and reducing environment, situated at the very surface of the accumulating sediment. In such conditions free oxygen contained in sea water suffices for the complete decomposition of organic matter, but it is short of converting total iron into the ferric state.

As regards the temperatures of the bottom waters producing glauconite, we are deprived of any exact data and the opinions of different authors vary widely in this respect. The close connection of glauconiferous sediments

with phosphatic concretions was often pointed out. As the concentration of phosphoric acid of organic origin is thought to occur especially in places of the decease on a mass scale of marine microorganisms, particularly so in the areas of mixing cold and warm sea currents, it was supposed that such conditions are also favourable to the formation of glauconite.

As the original material necessary for the formation of glauconite many aluminosilicates of continental provenance were taken into account: feldspars, micas or clay minerals were quoted by different writers. Glinka, who first identified glauconite with celadonite, has pointed out augite as the possible source of both minerals. Galliher (16) ascertained gradual transformation of detrital biotite into glauconite at the bottom of Monterey Bay in California. Hendricks and Ross (30) quoted some examples of alteration of tuff fragments or augite in glauconite. Basaltic glass can transform in sea water into *pala-gonite*, an amorphous olive-green substance, rich in potash, and thus chemically approaching celadonite or glauconite.

Therefore, it is evident, that in favourable conditions at the sea bottom, various mineral substances are able to alter gradually into glauconite or other products near to it in their chemical composition. The conclusion to be drawn from this is that sea water is able to transform many different minerals into particular products, like atmospheric agents producing on the continents various secondary weathering minerals. Such „submarine weathering” was named by Hummel „halmyrolysis” and glauconite was claimed as the most typical product of this process. The halmyrolytic action consists, after Hummel, firstly in the selective leaching of alumina of various primary aluminosilicates and the simultaneous enrichment in iron, secondly in adsorptive drawing of potassium and magnesium from sea water. Obviously, halmyrolysis may carry out its full action only when primitive mineral substances can, as long as possible, react with the bottom water, namely in such places on the sea ground, where the sedimentation is stopped or, at least, strongly retarded by agitated water.

A detailed critique of Hummel's hypothesis concerning the formation of glauconite by way of halmyrolysis was given by me in my first paper (52). Later on Hadding (26) also stressed its weak points, mostly using the same arguments as I did. It might be difficult to attribute exclusively to halmyrolysis the whole production of glauconite, when it proceeds on a mass scale. The chief role must then be assigned to the process of coagulation of suspensions and colloids originating from the continents, with simultaneous selective adsorption of potassium from the sea water. This mode of formation is closely connected with the particular form of glauconite grains presenting a dense aggregate of cryptocrystalline scales.

According to former views on the formation of glauconite grains, they were considered as fillings of the shells of Foraminifera and the decisive role

of the organic matter in the origination of that mineral was presumed. Those views were supported by the findings of some oceanographic expeditions, as the shells of Foraminifera filled up with glauconite were frequently recorded in actual oceanic muds. From there but a little step was necessary to assume that all glauconite grains were formed in this manner, but that the shells were dissolved and the shapes of the glauconitic casts ground up by agitated sedimentation. These views are even now very wide-spread and deep-rooted in the minds of many geologists.

But it is beyond any doubt to-day that living organisms do not play any essential role in the formation of glauconite. It was indubitably proved that glauconite may originate from very different minerals, which have nothing in common with any organisms. Only geological and physicochemical conditions of the sedimentation decide about the possibility or impossibility of glauconite formation. The occurrence of glauconite in the shells of Foraminifera is rather accidental; if the shell was filled up with some „clay matter”, the latter could be altered into glauconite in favourable conditions, but the organism itself had no influence on this transformation. If the role of organic matter might be postulated, then it must be rather intermediary and secondary, consisting in stopping and neutralizing the oxygen-rich medium. It is quite probable that the action of some bacteria intervenes as a necessary regulator of the oxidation-reduction potential.

The shape of glauconite grains may be explained as agglomerates of colloidal flocks suspended in the mobile bottom water. Gorbunova (19) considers glauconite grains as chemical secretion of amorphous material in the form of microconcretions. The grains often reveal signs of plasticity in the accumulating sediment, frequently conforming to adjacent quartz fragments, flattening or agglutinating with each other. The lobate dissection of bigger glauconite grains and the fissures notching their surface could be explained by the shrinking of fresh coagulation during gradual dehydration and recrystallization. Their colloidal state is certainly short-lived: some arrangement of crystallochemical constitution on the model of the mica structure soon occurs in them, enforcing the recrystallization into confused aggregates of finest scales. Different ions are then arranged in layers according to their size, the colloidal water in part seized in the interlayer spaces, and the excess removed. It could be hardly admitted that this arrangement should attain perfect regularity of the layer structure; one may rather expect many gaps and local anomalies, which could explain common deviations from the theoretical formula and the variability of quantitative proportions.

I have proved, in the foregoing chapters, that normal glauconites, with an increasing proportion of octahedral aluminium, pass without any interruption into aluminous glauconites and further on into pholidoides, forming a continuous mineral series. Pholidoides, however, in spite of their close

crystallochemical relationship with glauconite, show another form of occurrence: instead of forming separate grains of agglomerated cryptocrystalline scales, they are dispersed equally in the sediment, losing their morphological individuality. In marls or other carbonate sediments, they are usually hidden among other constituents, and, generally, hardly perceptible, even under strong microscopic magnification. This explains why they were so long unknown to petrographers, and even to-day not properly appreciated as common and important mineral components of sedimentary rocks. Even if a petrographer took notice of them, he would usually be inclined to describe them as sericitic or clay minerals.

It seems as if the chief difference between the glauconites and the pholidoides consisted just in the ability of the former to agglutinate in compact aggregates forming grains. The chemical difference between both minerals, consisting chiefly in the prevalence of Fe^{III} in glauconites and of Al in pholidoides, is not so decisive in the presence of aluminous glauconites, which are intermediate between both. I suppose, a close causal connection exists between the abundance of ferric iron and the ability of coagulation into compact grains. This seems the more probable, as many common sedimentary rocks, i.e. marls, gaizes, sandy limestones etc., contain both glauconite and pholidoide: the former in dark green grains among the detrital components, the latter in cryptocrystalline flakes dispersed in the rock cement. What is the cause of such a morphological division of glauconite and pholidoide, if they are connected with each other in a continual crystallochemical series?

The products of continental weathering of feldspars in the form of delicate suspensions of so-called „clay substances” are washed away into the sea basins. The name „clay” does not indicate, obviously, any definite mineralogical term, but in the geologic language it denotes a complex designation of different products of continental alteration of aluminosilicates, developed in finest scaly aggregates. They can represent quite different minerals, but they are connected by their common origin from hydrolytical splitting of those aluminosilicates (chiefly feldspars) and by the appurtenance to the same structural group of layer silicates („phyllosilicates” of Strunz). There are true clay minerals from the kaolinite- or montmorillonite group, but also so-called sericite i.e. finely crystallized varieties of light mica.

I believe that kaolinite-like products play a rather subordinate role among those „clay-substances” washed from the continents into the sea. Kaolinite-bearing alteration requires quite special conditions, above all strong acidification of cold or thermal waters, and it was probably never so widespread as is generally accepted. I think that most of the so-called „clay products”, furnished incessantly by the continents, correspond to strongly hydrated and potassium-poor varieties of the mica group, such as hydromuscovites, and chiefly to modifications near to illite. Contrary to kaolinite, wholly

deprived of large cations (K, Na, Ca), they are produced by partial hydrolysis and always contain important amounts of potassium involved in their crystallochemical constitution.

In my opinion, the finest „clay fraction” of the continental weathering products attains the sea in a form more or less approaching to illite. Near the shore, most of those terrigenous materials is settled at the sea bottom, and their sedimentation is sufficiently rapid to prevent specific alteration by a chemical reaction with sea water. In quiet areas of the continental shelf, nearly pure delicate „clay fraction” can be settled, without any admixture of coarser detrital material. In these conditions, beds of „marine clay” form, which always show an important content of potash in their chemical analyses. We do not know, however, any pure marine kaolinite clays, and it may be supposed that they cannot exist. Even if some portion of kaolinite or halloysite could reach the open sea, they would probably be transformed, by some crystallochemical rearrangement and selective adsorption of some ions from the sea water, into some micaceous substances. Montmorillonite is thought to be more stable in a marine environment and Gorbunova has ascertained its presence in the Oxfordian clays of the Moscow basin (19).

In the zones of the epicontinental seas, more remote from the shore, the afflux of terrigenous material diminishes and the sedimentation proceeds more slowly. All detrital particles remain longer in contact with sea water; this concerns particularly the finest scales of illite, sometimes perhaps also of montmorillonite. Their settling down proceeds very slowly, facilitating a prolonged reaction with sea water, which may still continue at the surface of the sediment. In such conditions, a gradual crystallochemical recasting into pholidoid occurs. The structure type remains unchanged and the transformations are only quantitative and not essential: in the tetrahedral layer some aluminium is substituted by silicium, in the octahedral layer some aluminium ions are replaced by iron and magnesium and in the interlayer spaces somewhat more potassium is introduced by selective adsorption from sea water.

Further progress of interchange reactions in the same direction might approach the chemical composition of those substances toward typical glauconite. The substitution of ferric iron for aluminium in the octahedral layer must then be most accentuated. This would require a considerable prolongation of the contact of the illitic or already pholidoidic material with sea water, i.e. more effective retarding of the sedimentation by the water movement. Thus, the formation of glauconite would be possible by a submarine alteration of terrigenous „clay matter” in suitable sedimentary conditions. This does not exclude the simultaneous settling of glauconite from a colloidal state, as the physico-chemical factors of this process tend toward the same crystallochemical equilibrium which is attained by the cryptocrystalline

flakes of altering illite. Common coagulation of all these amorphous and cryptocrystalline products in agitated water leads to the formation of the grains of glauconite.

If the glauconite grains present a more advanced state of transformation of the same primitive material as pholidoides, in consequence of hindered sedimentation, then the question arises: how can they occur together in the same sediment? Sedimentary petrography offers plentiful examples of such coexistence. Many sandstones, rich in dark green grains of iron-rich glauconite, contain a cement, lime-rich or not, including an abundant cryptocrystalline substance of scaly appearance, turbid yellow or light green and poor in iron, which may be attributed to illite or pholidoide. Likewise many sandy marls consist of a fine pelitic groundmass of lime carbonate, quartz particles and abundant pholidoids, including relatively big grains of emerald green, iron-rich glauconite.

If typical granular glauconite really requires strongly agitated water and hindered sedimentation, then its formation must be impossible in the same sedimentary medium where fine pelitic material can settle down, as in common marls. Glauconite grains must have originated in another place, they must have been dragged by bottom currents into an area of calm and fine sedimentation. They do not present a local formation in the marl, but one flowing from abroad, and they have no genetic connection with the medium of fine pelitic sedimentation. Their generative medium was probably situated on some submarine ridge, where water currents hindered sedimentation and carried away the fresh unconsolidated coagulation of glauconite into neighbouring areas of calm sedimentation.

If such reasoning might be confirmed by future investigations, then the quantity of glauconite grains in any pelitic sediment could be an important indicator in geology for the palaeomorphology of the sea ground: if in a given pelitic formation the number of glauconite grains increases in some definite direction, it denotes the approach to some area of checked sedimentation, or even of submarine erosion.

The question of glauconite afloat, in the above mentioned meaning, must be sharply distinguished from the possible occurrence of glauconite on secondary bed, in the usual significance of this term in geology. Such occurrence may be, of course, very frequent and deserves much attention, if one wants to prevent serious errors in determining the true facial character of any sediment. Marine transgression may destroy and erode some older formations containing glauconite, and the grains of this mineral, together with different other clastic fragments, may be washed out, and again deposited in a new sediment. For instance, if the Palaeogene transgression occurred on the Upper Cretaceous substratum of glauconite marls and sands, we must expect the Palaeogene sediments to contain Upper Cretaceous detrital glauco-

nite. It is quite possible that such secondary deposits may contain more glauconite than the primary ones, because the washing process may lead to a relative concentration of this mineral. Glauconite itself may endure no chemical alteration, because it remains quite stable in sea water of normal salinity, without any essential change of the oxidation-reduction potential.

The behaviour of glauconite may be quite different when it is washed away by continental erosion. It is probably not stable in fresh water, and it must be expected that in more or less time it will be subject to advancing hydrolysis and leaching of interlayer cations; it turns yellow or brown in consequence of the secretion of ferri-hydroxides, and finally it alters to limonite. It is scarcely probable, that secondary deposits of unaltered glauconite could originate during continental erosion and denudation.

Then, we must take into account that in detrital rocks, as sands and gravels, glauconite may not be syngenetic, but much older. Is it possible to recognize this, if no chemical alteration can be observed? Glauconite is a soft mineral, and its grains are easily rubbed off during agitated transport, producing much light green powder which is a widespread pigment in many sediments. Simple rounded glauconite grains do not change their shape by superficial rubbing. Lobate and dismembered grains, however, or dissected by contraction fissures cannot keep their complicated shape in the course of transportation and must be rounded by rubbing off. Then, if in a given sediment we observe such complicated shapes of glauconite grains, we may be sure that they are on a primary bed. It would, however, be wrong to invert this statement and to affirm that glauconite, devoid of such shape complications, must be of foreign origin. For, if formed during interrupted and agitated sedimentation, some consolidated grains, which had already been deposited on the bottom, may be pulled up anew from the just then formed sediment by local whirlpools or violent currents and superficially rubbed off by them.

The matter of the glauconite afloat in the pelitic sediments is quite different, especially in marls. Its formation is geologically contemporary with the deposition of that sediment, but occurring elsewhere, in some place of disturbed sedimentation. Its grains were carried by water currents when they were in a fresh and unconsolidated stage; therefore, they can be many times greater than the pelitic quartz particles of the marl, and their shapes have not suffered any mechanical damage by this transport. On the contrary, it may be expected that during the calm sedimentation of the fine sediment, even complicated shapes of glauconite grains could be conserved better than it would be possible in its original place of formation troubled by strong water motion.

From all those considerations it may be concluded that the sedimentation of glauconite is connected with most variable complications. The primitive

material giving rise to glauconite may be of different mineralogical constitution, provided that the physico-chemical conditions of sedimentation are favourable. It seems as if glauconite expressed some definite state of physico-chemical equilibrium at the sea bottom, and as if quite different substances could tend to this equilibrium and attain it finally in those favourable conditions. Long ago (52) this process was called by me *glauconitization*. It is of primordial geochemical importance in pure marine environments; it may affect mica-clay matter like illite and montmorillonite, as well as biotite, feldspars, volcanic glass, perhaps also many other mineral substances, and its final product is always glauconite. Besides that this mineral can originate directly from the coagulation of mixed colloids suspended in sea water.

There are also many proofs that pure amorphous silica can be gradually substituted by glauconite. In my earlier paper (52) I have described some pebbles of sandstone from a glauconite sand with opal cement covered by a greenish rind, which was impregnated with pigmentary glauconite. In a microscopic slide it could be ascertained that, the nearer to the surface of the pebble, the more advanced was the substitution of opal by cryptocrystalline glauconite. It is doubtful whether this case may be denoted as an example of glauconitization of opal. I would be rather inclined to explain it by greater solubility of amorphous silica in the glauconite bearing medium, and by a mechanical introduction of pigmentary glauconite in the place of dissolved silica. Similarly opaline spicules of sponges in gaizes are often partially or totally impregnated with glauconite. Whether the dissolving silica plays any active role in the formation of glauconite, or is passively carried away, cannot be decided at the present time.

No doubts exist in this respect with the glauconite substitution for lime carbonate of organic origin, whereby the most delicate structures of lime skeletons of different lower animals are often perfectly preserved. We doubtlessly have here to do with an augmented solubility of calcium carbonate in the glauconiferous medium, and with a mechanical introduction of glauconite in place of the removed calcite. In the same manner may be explained the glauconitic impregnation of limestone surface on the „hard grounds”, denoting gaps in sedimentation.

According to the above inferences, it seems most probable that the origination of glauconite is a progressive process, proper to purely marine environments. It may attain various steps and stages, depending on local conditions of sedimentation. Primitive terrigenous products strongly trituated, as finest scales of illite, sometimes montmorillonite, ferruginous, aluminous and siliceous colloids, in places of suitably retarded sedimentation and in suitable physico-chemical conditions, pass gradually into pholidoides. *This is the pholidoide stage of glauconitization*. This process cannot always be totally accomplished at this stage. Besides newly formed pholidoides, variable

amounts of primitive materials may remain and, mixed with carbonates and quartz pelite etc., may enter into the composition of marls and marine clays. An example of such an unachieved stage is offered by Oxfordian clays containing pholidoides (named „colourless glauconite" by Gorbunova) with a variable admixture of opal, montmorillonite and quartz pelite. The pholidoide stage of glauconitization is represented, in my opinion, also by red or green Eocene clays described by Gawel from the Carpathian Flysch (17).

If the pholidoide stage is possible during calm but retarded sedimentation, also in deeper sea basins, further stages of glauconitization are possible only when the sedimentation is strongly hindered or interrupted by agitated water, above all in shallow seas on the submarine ridges or platforms. Delicate suspensions of materials primitive or just transformed into pholidoides, cannot settle down in such conditions, but whirling in agitated water prolong their reaction with it, adsorbing more cations and interchanging aluminium for ferric iron. Coagulation of those suspensions in mobile water condenses them into cryptocrystalline aggregates which, thickening and consolidating more and more, can finally settle down on the sea bottom as grains of true glauconite. The shorter the duration of this process, the smaller the enrichment in ferric iron and the nearer the chemical resemblance to the pholidoides, producing the transitive members of *aluminous glauconite*. The longer the duration of coagulation and sedimentation, the greater the substitution of iron for aluminium and the more ferriferous the composition of *typical glauconite*.

Crystallochemical considerations as well as the discussion of the geological occurrence of glauconite, lead to the conclusion that in marine medium, according to specific geochemical conditions, a characteristic *reaction series* may be ascertained:

illites → *pholidoides* → *aluminous glauconites* → *typical glauconites*

Each of the members of that series may originate from the foregoing one in suitable conditions of retarded sedimentation in pursuance of the increasing mobility of bottom water.

Now, let us discuss the possibility of glauconitization in ready sediments submitted to diagenesis and katagenesis. The opinions of many authors do not agree on this subject. This question is somewhat delicate, as in the case of glauconitization the distinction between the alterations during sedimentation and those in sediments just accumulated is very difficult and uncertain. The halmyrolysis itself is, of course, an alteration of different particles of the sediment, and cannot be clearly distinguished from diagenesis. Whether the mineral particles undergo halmyrolytic transformation on the surface of the sediment, or are gradually altered in deeper parts by the action of water percolating the accumulated sediment, is certainly difficult to discern.

In the lower Oligocene green sands of the neighbourhood of Żółkiew (Roztocze) I have often encountered beds locally cemented into frail sandstones, which have been microscopically examined in thin sections. Angular quartz grains and rounded grains of typical dark green glauconite are there agglutinated by a cloudy „clayey sericite substance”, probably near to illite. This cryptocrystalline scaly matter often grows greenish, but it is far from attaining the pure green colour of typical glauconite. Here we doubtlessly have to do with glauconitization of the illitic matrix, but I am not able to decide, whether the matter is here of the halmyrolysis of the illite in course of sedimentation, or of its diagenetic glauconitization in the achieved sediment.

Diagenetic, or strictly speaking katagenetic origin must be, of course, attributed to skolite described by me from the Jamna-sandstone of Skole. Fine quartz grains, associated with sporadic rounded grains of glauconite, are cemented by scarce illitic cement. In some places, on the strength of some unknown factors, this illitic cement has recrystallized into coarse lamellar bands which, chemically analysed, have shown a pholidoide composition and have been named by me skolite. Obviously, they do not correspond strictly to true glauconite. I think, therefore, that the process of glauconitization is well possible in ready sediments, or even much later — in consolidated rock-series. But I do not believe that it would proceed to the very end, i.e. to the typical glauconite, because for that purpose a long reaction with free well salted water at a suitable oxidation-reduction potential would be necessary. It may rather be admitted that diagenetic or katagenetic glauconitization usually stops at the pholidoide stage.

GLAUCONITE, PHOLIDOIDE AND ILLITE IN THE COURSE OF METAMORPHISM OF SEDIMENTS

Finally, I would undertake the question of the behaviour of glauconite during true metamorphism, which is generally overlooked in petrology. The oldest indubitably true glauconite is known from Lower Cambrian. In pre-Cambrian sedimentary rocks it was never ascertained by exact diagnostic methods. It would be difficult to admit that in pre-Cambrian seas, never and nowhere, could conditions favourable to glauconite formation exist and that the beginning of the Palaeozoic epoch would open a mysterious barrier in this respect. It should rather be admitted that more or less advanced metamorphism of pre-Cambrian sediments has obliterated the traces of glauconite.

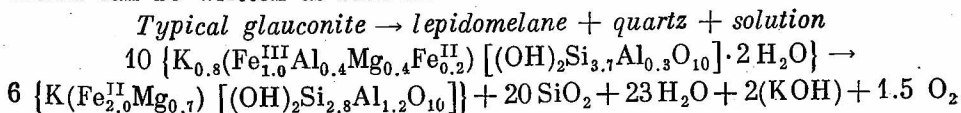
It would, indeed, be admissible that glauconite is very susceptible to even weak action of metamorphic factors. Especially high temperature would be certainly deadly for glauconite in consequence of this complicated layer structure with water-filled interspaces. Probably also the pressure closes the interlayer spaces and destroys the structural freedom of glauconite.

It seems very probable to me that even at quite shallow metamorphism the individuality of glauconite grains, without any substantial transformation, is easily obliterated only in consequence of directive deformation and recrystallization. If glauconite grains, squashed and pressed out, recrystallize in parallel scaly aggregates, no petrographer would think that he had to do with glauconite, but he would rather be inclined to consider them as some „chloritic mineral”. A sure diagnosis of glauconite in such a case would require very subtle microchemical operations (detection of potash in the suspected green mineral) and a full chemical analysis of the fine scaly aggregates isolated from the rock by an electromagnet and heavy liquids. Nobody has, as yet, successfully undertaken such investigations.

At a more advanced metamorphism glauconite certainly cannot be preserved, and must be transformed into some other minerals that are stable in given conditions. Can we foresee the products of its metamorphic transformations? The question is certainly very complicated, especially if some other mineral constituents of the primitive sediment, as calcite, pholidoide, illite, etc. should participate in the metamorphic reactions or if any afflux of mineral substances in solution would be postulated. Let us consider this question without such complications, in the most simplified case of glauconite or pholidoide alone.

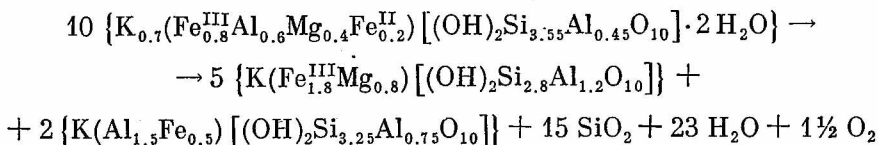
Typical glauconite has a very specific chemical composition, and has no close analogue among the minerals of crystalline rocks. Potash minerals of such rocks are always aluminosilicates, in which aluminium equals potassium or even exceeds its amount (potash feldspar, leucite and micas). Typical glauconite, however, contains less aluminium than potassium and, therefore, no simple transformation of this mineral can be expected. Moreover, we meet here with so great a prevalence of ferric iron over the ferrous one, as cannot exist in any other potash mineral. We must, therefore, expect that glauconite, when metamorphosed, will either secrete the excess of ferric iron in form of hematite, or it will reduce this iron to the ferrous state entering into the constitution of some iron silicates. At the same time the excess of potassium over aluminium must be carried away in solutions generating from expelled interlayer water.

Taking into account all those possibilities, we can forecast that the metamorphic mineral, nearest to glauconite in chemical composition and requiring the smallest migration of mineral solutions, shall be strongly ferri-ferous biotite i.e. lepidomelane. Excessive silica in glauconite must separate during this transformation as free quartz. The expected metamorphic reaction can be written as follows:



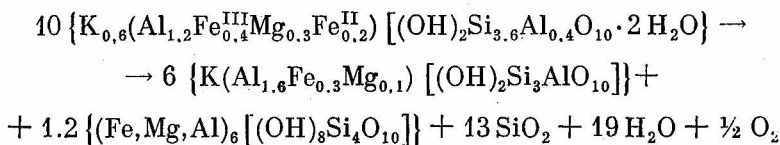
If we take into consideration another glauconite with an increased proportion of alumina and lower potassium, then, besides biotite, a light mica of phengite type could also result during metamorphism:

Nontypical glauconite $\rightarrow$ *lepidomelane* + *phengite* + *quartz* + *solution*

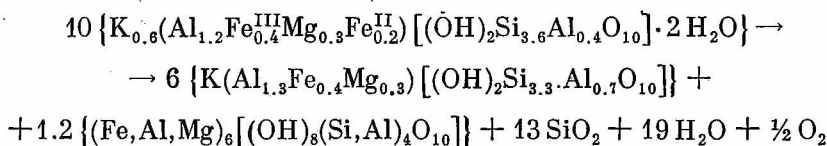


The metamorphic transformation of pholidoides probably produces light micas of muscovite or phengite type and some mineral of antigorite-chlorite series; the excess of silica gives rise to free quartz. For the illustration of such reactions I take skolite as representative for the pholidoid type:

Pholidoide $\rightarrow$ *muscovite* + *pennine* + *quartz* + *solution*

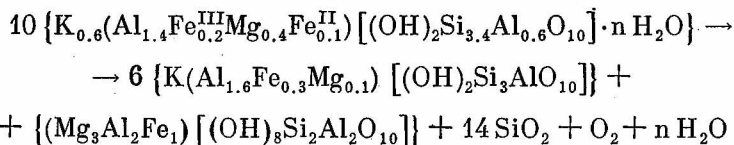


Pholidoide $\rightarrow$ *phengite* + *chlorite* + *quartz* + *solution*



Metamorphism of illite shall probably produce common muscovite with minor amounts of some chloritic mineral and quartz. This reaction might be written in the following form:

Illite $\rightarrow$ *muscovite* + *chlorite* + *quartz* + *solution*



Thus, progressive metamorphism of sedimentary rocks, containing glauconite or pholidoide, in lower metamorphic temperatures may produce chiefly quartz-biotite-mica schists with possible admixture of some chlorite. In the same metamorphic conditions, marine clay consisting chiefly of illite may be transformed into similar schists, but fairly poor in iron (without biotite). No wonder, therefore, if the metamorphic products of marine clays rarely contain minerals denoting a strong deficit of alkalis against alumina, such as kyanite or andalusite. This would be surprising in case the original clay had kao-

linite as their principal component, and then an immigration of potash-bearing solutions during metamorphism would have to be postulated to explain the abundance of mica. In my opinion, however, kaolinite clays play a quite negligible role in great geological profiles, and the majority of clay or clay-rich sediments contain illite or pholidoide as their principal mineral component. Their deficit in alkalis is never very strong, and their transformation into mica schists can well be explained, without any assumption of a potash afflux from foreign and problematic sources.

The above considerations concern only transformations of shallow metamorphic levels, i.e. in the greenstone metamorphic facies with possible transitions to the albite-epidote-amphibolite facies. In deeper metamorphic levels and in facies of higher temperatures quite different mineral combinations must, obviously, be expected. The discussion of all such possibilities would exceed the scope of this study.

REFERENCES

1. ARUJA E. An X-ray study on the crystal structure of gumbelinite. *Min. Mag.* v. 27, 1944, p. 11—15.
2. ATANASIU I. A propos d'une roche à glauconie. *C.-R. Séan. Inst. Géol. Roumanie*, v. 19, 1933, p. 26—31.
3. BATES TH. F. Investigation of the micaceous minerals in slate. *Am. Miner.* v. 32, 1947, p. 625—636.
4. BECK C. W. An amplifier for differential thermal analyses. *Ibid.* v. 35, 1950, p. 508—524.
5. BRAMMALL A., LEECH J.G.C. & BANNISTER F.A. The paragenesis of cookeite and hydromuscovite associated with gold at Ogofau, Carmarthenshire. *Min. Mag.* v. 24, 1937, p. 516.
6. BROWN G. & NORRISH K. Hydrous micas. *Min. Mag.* v. 29, 1952, p. 929—932.
7. CAILLÈRE S. & HENIN S. Transformation of minerals of the montmorillonite-family into 10 Å micas. *Ibid.* v. 23, 1949, p. 606—611.
8. CAYEUX L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris 1931, p. 241—252.
9. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France: Roches carbonatées. Paris 1935, p. 43—48 & 59—66.
10. CLARKE F. W. The data of geochemistry. *Bull. U. S. Geol. Surv.* No. 770, 1924, p. 522.
11. COMUCCI P. Sopra un basalto e un calcare a glauconite di Campofiorito presso Palermo. *Rend. Acc. Lincei Roma*, v. 30, 1921, p. 220—224.
12. CONWAY E. J. The chemical evolution of the ocean. *Proc. Ir. Acad.* 48 B, No. 9, 1943, p. 161.
13. CONWAY E. J. Mean losses of Na, Ca etc. in one weathering cycle and potassium removal from the ocean. *Am. Jour. Sci.* 243, 1945, p. 583.
14. DANA J. D. A system of mineralogy, 1920.
15. FERGUSON R. B. Muscovite from Mattawan Township, Nipissing district, Ontario. *Univ. Toronto Studies, Geol. Ser.* No. 48, 1943, p. 31—41.

16. GALLIHER E. W. Glauconite genesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 46, 1935, p. 1351—1366.
17. GAWEL A. Über die chemisch-mineralogische Zusammensetzung roter und grüner eozäner Schiefertone der Ostkarpaten. *Bull. Acad. Pol. Sci. Cracovie, Série A*, 1928, p. 523-537.
18. GLASS J. J. The pegmatite minerals from near Amelia Virginia. *Am. Min.* v. 20 1935, p. 756.
19. GORBUNOVA L. J. Glaukonity jurskich i niżnemełowych otłożenij centralnoj časti russkoj platformy. *Trudy Inst. Geol. Nauk Akad. N.SSSR*, 114, geol. ser. No. 40, 1950.
20. GRIM R. E. Differential thermal curves of prepared mixtures of clay minerals. *Am. Miner.* v. 32, 1947, p. 493—501.
21. GRIM R. E., BRAY R. H. & BRADLEY W. F. The mica in argillaceous sediments. *Ibid.* v. 22, 1937, p. 813—829.
22. GRIM R. E. & ROWLAND R. A. Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous materials. *Ibid.* v. 27, 1942, p. 746—761, 801—818.
23. GRUNER J. W. The structural relationship of glauconite and mica. *Ibid.* v. 20, 1935 p. 699—713.
24. GRUNER J. W. Progress in silicate structure. *Ibid.* v. 33, 1948, p. 679—691.
25. GÜMBEL C. W. Über die Grünerde von Monte Baldo. *S.-Ber. Akad. Wiss. München*, v. 23, 1896; Abstr. in: *N. Jb. II*, 1897, p. 33.
26. HADDING A. The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, part IV: Glauconite and glauconitic rocks. *Medd. Lunds Geol.-Min. Inst. No. 51*, 1932.
27. HALLIMOND A. F. On the classification of glauconite. *Min. Mag.* v. 19, 1922, p. 333.
28. HALLIMOND A. F. The formula of glauconite. *Ibid.* v. 13, 1928, p. 589—590.
29. HARVEY C. O. Some notes on the calculation of the molecular formulae for glauconite. *Am. Miner.* v. 28, 1943, p. 541.
30. HENDRICKS S. B. & ROSS C. S. Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. *Ibid.* v. 26, 1941, p. 683—708.
31. HUMMEL K. Grünerden Südtirols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. *Chemie d. Erde*, v. 6, 1931, p. 484.
32. HUTTON C. O. & SEELYE F. T. Composition and properties of some New Zealand glauconites. *Am. Miner.* v. 26, 1941, p. 593—604.
33. JAKOB J. Die Muskovite der Pegmatite. *Zschr. Krist.* v. 62, 1925, p. 443—453. Abstr. in: *N. Jb. Min.* 1926, II A, p. 48—52.
34. JAKOB J. Die nichtpegmatitischen Muskovite. *Ibidem*, v. 69, 1929, p. 511—515.
35. JOHANNSEN A. Descriptive petrology of the igneous rocks, v. II, 1932.
36. KAMPIONI-ZAKRZEWSKA M. O glaukonicie z margli kredowych okolicy Żurawna (Sur la glauconie des marnes crétacées des environs de Żurawno). *Arch. Min.* v. XIII, 1937, p. 9—19.
37. KERR P. F. & KULP J. L. Multiple differential thermal analysis. *Am. Min.* v. 33, 1948, p. 387—419.
38. MACKENZIE R. C., WALKER G. F. & HART R. Illite occurring in decomposed granite at Ballater, Aberdeenshire. *Min. Mag.* v. 28, 1949, p. 708.
39. MAEGDEFRAU U. & HOFMANN U. Glimmerartige Mineralien als Tonsubstanzen. *Zschr. Krist. Bd.* 98, 1938, p. 31—59.
40. MAGYAR ST. & MOOS A. Der glimmerartige Ton in der Trias des Mte. Caslano. *Schw. Min.-Petr. Mitt.* v. 27, 1947, p. 21—34.
41. MALLARD. *Bull. Soc. Fr. Min.* v. I, 1878.

42. MOROZEWICZ J. O haczetynie i jego Bonarskim złożu (Über den Haczettin u. sein Vorkommen in Bonarka bei Kraków). *Kosmos*, t. 34, 1908, s. 610—24.
43. NAGELSCHMIDT G. & HICKS D. The mica of certain coal-measure shales in South Wales. *Min. Mag.* v. 26, 1943, p. 297—303.
44. PAWLICA W. Die nördliche kristallinische Insel in der Tatra (Północna wyspa krystaliczna w Tatrach). *Bull. Ac. Sci. Cracovie, Sér. A*, 1915, p. 52—76.
45. PILIPENKO P. P. Glaukonit von Lyssaja Gora bei Saratov. *Abstr. in: N. Jb. Min. Min.* 1927, II A, p. 183.
46. POSTEL A. W. & ADELHEIM W. White mica in the Wissahickon complex. *Am. Min.* v. 29, 1944, p. 279—290.
47. ROSS C. S. The optical properties and chemical composition of glauconite. *Proc. U. S. Nat. Mus.* 69, 1926.
48. SABATIER M. Recherches sur la glauconie. *Bull. Soc. Fr. Min.* v. 72, 1949, p. 473—542.
49. SAHLBOM N. Analysen von schwedischen Glaukoniten. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, v. 15, 1916, p. 211—212.
50. SCHNEIDER H. A study of glauconite. *Jour. Geol.* v. 35, 1927, p. 289—310.
51. SMIRNOFF W. Notitz über Glaukonit aus der Umgebung von Grodno. *Ann. Geol., Min. Russie*, v. 7, 1905, p. 246. *Abstr. in: N. Jb. Min.* II, 1907, p. 370.
52. SMULIKOWSKI K. O glaukonicie (Sur la glauconie). *Kosmos*, v. 49, 1924, p. 502—554.
53. SMULIKOWSKI K. Skolite, un nouveau minéral du groupe de glauconie. *Arch. Min.* v. XII, 1936, p. 144—180.
54. SZUBARTOWSKI A. Glaukonit z fliszu karpackiego (Glaconie du Flysch des Karpates. *Rocz. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.)* v. 30, 1950, p. 61—66.
55. THA HLA. Electrolysis of mineral silicates: an experimental study of rock-weathering. *Min. Mag.* v. 27, 1945, p. 139.
56. THIÉBAUT J. L. Contribution à l'étude des sédiments argilo-calcaires du bassin de Paris. Nancy 1925.
57. TOKARSKI J. Granit z Granatów w Tatrach. *Arch. T. N. Lwów*. v. 4.
58. TOLMAN C. & GOLDICH S. S. The granite, pegmatite and replacement veins in the Sheahan Quarry, Graniteville, Miss. *Am. Min.* v. 20, 1935, p. 236.
59. TSCHIRWINSKY P. Quantitative mineralogische u. chemische Zusammensetzung der Granite u. Gneise. *Abstr. in: N. Jb. Min.* 1913, II, p. 236—242.
60. ZASTAWNIAK F. Zależność składu chemicznego biotytów tatrzańskich od składu chemicznego skał macierzystych (Chemical composition of biotite in different rocks of the Tatra Mts.). *Rocz. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, v. 20, 1950, p. 117—158.

K. SMULIKOWSKI

(Katedra Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego)

ZAGADNIENIE GLAUKONITU

STRESZCZENIE

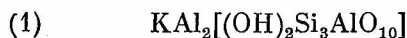
Autor interesował się glaukonitem od początku swej pracy naukowej w zakresie mineralogii i petrografii. Jeszcze w r. 1924 ogłosił pierwszą swą pracę „O glaukonicie”, w której, zbadawszy szczegółowo glaukonit oligoceński okolic Żółkwi, zestawiał chemiczne i fizyczne własności tego minerału i omówił procesy jego powstawania. Przedstawił on wówczas hipotezę,

że ziarenka glaukonitu stanowią stwardniały koagulat koloidów żelazowo-krzemowych, które, wytrącając się z wody morskiej, adsorbowały potas. W tymże samym środowisku równocześnie najrozmaitsze drobno-okruchowe substancje krzemianowe mogły ulegać procesowi glaukonityzacji, tzn. przez długotrwałe reakcje wymienne z wodą morską przeobrażać się stopniowo w glaukonit.

W r. 1935 autor opisał pod nazwą *skolitu* nowy minerał, powstały w piaszkowcu jamneńskim Kárpát Wschodnich na skutek lokalnej rekrystalizacji ilasto-łyszczkowego spoiwa. Okazało się, że skolit jest chemicznie blisko spokrewniony z glaukonitem, jakkolwiek, odwrotnie niż ten ostatni, wykazuje znaczną przewagę glinu nad żelazem. Przy tej sposobności autor przypomniał mało znaną pracę Thiébauta, w której stwierdzono powszechne występowanie w morskich marglach substancji ilastych zbliżonych do glaukonitu. Proponując dla tych substancji zbiorową nazwę mineralogiczną *folidoidów* autor stwierdził, że skolit, podobnie jak brawezyt Mallarda, jest tylko diagenetyczną gruboblaszkowatą odmianą tych folidoidów.

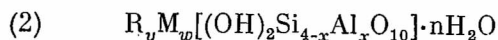
W literaturze światowej ostatnich lat 20-u nagromadziło się wiele nowego materiału naukowego dotyczącego glaukonitu i minerałów pokrewnych. Dokonawszy krytycznego przeglądu historycznego tej literatury autor podjął nową próbę syntetycznego ujęcia zagadnienia glaukonitu zarówno w dziedzinie jego krystalochemicznych właściwości, jak też i procesów jego powstawania i osadzania się.

Największy postęp w znajomości chemicznej natury glaukonitu dokonał się od czasu utrwalenia się nowoczesnych poglądów na budowę krystalochemiczną krzemianów, w szczególności zaś z chwilą stwierdzenia przez Grunera identyczności struktury glaukonitu i łyszczyków. Najprostszym pierwowzorem struktury całej grupy łyszczkowej jest zwyczajny muskowit, przedstawiony w sposób schematyczny na fig. 1 (str. 35 tekstu ang.). Jest to tzw. struktura warstwowa. Warstwy tetraedrów glinowo-krzemowych z wbudowanymi grupami (OH), mające skład $\frac{1}{2}[(\text{OH})_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$, są parami sprzężone podwojoną warstwą kationów Al, która, ze względu na liczbę koordynacyjną 6 i ośmiościenny schemat koordynacyjny tlenów i grupy hydroksylowej, nazywana jest warstwą oktaedryczną. Po dwie warstwy tetraedryczne spięte międzyległą warstwą oktaedryczną tworzą zbiorowe warstwy obciążone jednostkowym ładunkiem ujemnym: $\{\text{Al}_2[(\text{OH})_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]\}^{-1}$. Dzięki temu pomiędzy takimi zbiorowymi warstwami mogą się pomieścić duże kationy o niskiej wartościowości, czyli tzw. kationy międzywarstwowe (głównie potas). Wobec tego wzór krystalochemiczny muskowitu przybiera postać:



W innych minerałach grupy łyszczkowej panuje większa swoboda sto-

sunków jonowych przy niezmiennym ogólnym schemacie strukturalnym. Taka najogólniejsza formuła, do której stosują się wszystkie minerały grupy łyszczykowej, w tej liczbie również glaukonit, może być, zdaniem autora, napisana w postaci następującej:



gdzie R oznacza duże kationy miedzywarstwowe: głównie K, ubocznie

Na, Ca, Ba, Sr, Rb

M oznacza średnie kationy oktaedryczne: głównie Al, Fe^{III}, Fe^{II},

Mg, ubocznie Ti^{IV}, Li^I, Mn^{II}

Spółczynniki y , w , x mają wartości zmienne w pewnym ograniczonym zakresie. Muszą one oczywiście być od siebie wzajemnie uzależnione, skoro struktura krystaliczna jest wewnętrznie zrównoważona pod względem elektrostatycznym. Zależność ta da się wyrazić równaniem następującym:

$$(3) \quad y + c = x + z + 3u, \text{ w którym}$$

c = suma dużych kationów dwuwartościowych w obrębie R

$$(c = Ca + Ba + Sr)$$

z = suma średnich kationów M o wartościowości różnej od 3

$$(z = Mg^{+2} + Fe^{+2} - Ti^{+4} + 2 Li^{+1})$$

$u = 2 - w$, może przyjmować wartość dodatnią, gdy $w < 2$
lub ujemną, gdy $w > 2$.

W czystym muskowiecie odpowiadającym ściśle wzorowi (1) spółczynniki powyższe przyjmują wartości szczególnie uproszczone: $y = x = 1$, $w = 2$, c , z i u równe zero. W większości zwykłych muskowitów skałotwórczych, wykazujących pewne niewielkie odchylenia od tego wzoru, spółczynniki te ulegają nieznacznym zmianom. W innych minerałach grupy łyszczykowej pojawiają się poważniejsze komplikacje, nadające tym spółczynnikom wartości różne i charakterystyczne dla każdego gatunku z osobna. Opierając się na tej zasadzie przeprowadzono porównawczą charakterystykę krystallochemiczną glaukonitu na szerokim tle całkowitej grupy minerałów łyszczykowych.

Dla ścisłego ustalenia zakresu zmienności chemicznej glaukonitu wybrano z dotychczasowej literatury 68 analiz glaukonitów z całego świata. Wyboru tego dokonano na podstawie krytycznej oceny jakości analiz, przy czym szczegółowo przedyskutowano przyczyny ich niedokładności. Polegają one albo na błędach i brakach analitycznych, albo na niedoskonałości separacji glaukonitu z osadu i wynikających stąd domieszkach innych minerałów. Jednym z najczęstszych błędów analitycznych jest brak oznaczenia

tlenu fosforu, który, związany w fosforan wapniowy, dość często bywa zaadsorbowany w ziarenkach glaukonitu w sposób zupełnie niedostrzegalny. Następstwem tego błędu jest zbyt wysokie oznaczenie glinki i nadmierna ilość wapna. Zdarzają się też błędne oznaczenia sodu i potasu. Często są również nie zauważone domieszki minerałów ilastych lub bezpostaciowej krzemionki. Zestawiono wymagania analityczne i przepisy oczyszczania glaukonitu, potrzebne do uzyskania wyników pełnowartościowych przy krystalochemicznej interpretacji tego minerału.

68 wybranych analiz chemicznych glaukonitu przeliczono na modłę ogólnej formuły minerałów łyszczykowych (2). Przeliczenia te dotyczyły stosunków atomowych kationów na ogólną sumę 22 jednostkowych ładunków ujemnych, wymaganą przez ten wzór $(10 \cdot O^{-2} + 2(OH)^{-1} = -22)$. Konkretny przykład takiego przeliczenia podany jest w tabeli 1 (s. 34). Wszystkie analizy wraz z wynikami przeliczeń zestawiono w porządku wieku geologicznego glaukonitów w tabelach 2—7.

W celu ułatwienia sobie tak skomplikowanego zadania, jak określenie granic zmienności glaukonitu i sformułowanie jego ogólnej charakterystyki krystalochemicznej na tle całkowitej grupy minerałów łyszczykowych, zastosowano różne metody graficzne, na których podstawie skonstruowano szereg wykresów fig. 2-8. Wykresy fig. 2, 3, 4 podają prostą ilustrację statystyczną zmienności poszczególnych parametrów chemicznych glaukonitu. Wykresy 5-8 ilustrują wzajemne zależności kilku ważnych parametrów krystalochemicznych i opierają się na nowych pomysłach autora. Współrzędne glaukonitów potrzebne do tych wykresów zostały wcielone do tabel analiz chemicznych 2-7. Zestawmy krótko końcowe wyniki interpretacyjne tych wykresów:

Fig. 2 (s. 47) ilustruje zmienność udziału Al i Fe^{III} w warstwie oktaedrycznej M; umożliwia ona stwierdzenie, że najczęstsze są glaukonity o stosunku $Al = 0,3-0,4$ i $Fe^{III} = 1,0-1,1$. Glaukonity, w których glin przeważa nad żelazem, czyli tzw. *glaukonity glinowe*, są stosunkowo rzadkie w zbiorze dotychczasowym.

Fig. 3 (s. 48) wykazuje, że współczynnik x , tzn. udział glinu w warstwie tetraedrycznej, waha się w normalnych glaukonitach w granicach $0,1-0,7$, najczęściej jednak wynosi $0,3-0,4$.

Fig. 4 (s. 49) pozwala stwierdzić, że współczynnik y , czyli suma kationów międzywarstwowych, waha się w typowych glaukonitach pomiędzy $0,5$ a $1,0$, przyjmując najczęściej wartości $0,7-0,8$, przy czym potas jest kationem bezwzględnie dominującym.

Fig. 5 (s. 53) przedstawia trójkąt koncentracyjny Al^4Al^6R i umożliwia stwierdzenie, że większość glaukonitów zagęszcza się w polu wydłużonym w kierunku RAI^6 , tzn. wykazuje dużą zmienność stosunku $Al^6:R$, natomiast o wiele mniejszą zmienność Al^4 . Glaukonity wybiegające poza to

pole są nietypowe i w większości przypadków budzą podejrzenia co do swej czystości.

Fig. 6 (s. 55) jest wykresem prostokątnym ilustrującym zależność ładunków jednostkowych dostarczanych przez warstwę tetraedryczną (x) i oktaedryczną ($z + 3u$). I tu glaukonity typowe zagęszczają się w ograniczonym polu o małym x i dużym ($z + 3u$), poza obręb którego wybiegają rozproszone glaukonity nietypowe i wątpliwej czystości. Wykres ten dowodzi, że w typowych glaukonitach do wiązania kationów międzywarstwowych przyczyniają się w stopniu większym ładunki ujemne zaoszczędzone przez warstwę oktaedryczną niż także ładunki, dostarczone wprost przez podstawienie glinu w miejsce krzemu w warstwach tetraedrycznych.

Fig. 7 (wkładka k.s. 56) stanowi dwa trójkąty koncentracyjne $XZ\bar{U}^+$ i $XZ\bar{U}$ o wspólnym boku XZ . Z wykresu tego można wywnioskować, że typowe glaukonity mają po większej części $z > x$, a w nieco większe od 2 (u małe ujemne) albo prawie równe 2 ($u = 0$); w znacznie mniejsze od 2 (u wyraźnie dodatnie) znamionuje raczej glaukonity nietypowe lub zanieczyszczone.

Fig. 8 (j. w.) przedstawia trzy rzuty prostokątne czworoscianu koncentracyjnego $al\ fe^{III}\ mg\ fe^{II}$ wykonane w trzech prostopadłych do siebie kierunkach 3 dwukrotnych osi obrotu czworoscianu. Wykres taki służy do demonstracji zróżnicowania kationów oktaedrycznych M. Widać tu, że największe zróżnicowanie dotyczy wzajemnego stosunku obu kationów trójwartościowych Fe^{III} i Al , kationy zaś dwuwartościowe, tj. Mg i Fe^{II} , są w glaukonitach typowych stosunkowo słabo zróżnicowane. Dla ogromnej większości tych typowych glaukonitów charakterystyczna jest nierówność $fe^{III} > al \cong mg > fe^{II}$.

Dla dokładniejszego porównania glaukonitów z innymi przedstawicielami grupy łyszczykowej wybrano z literatury ok. 70 analiz chemicznych różnych łyszczyków, jak *muskowit* właściwy, *fengit*, *biotyt*, *serycyt*, *hydromuskowit*, *illit* i *folioid*. Analizy te przeliczono na tę samą modłę i na współrzędne tych samych wykresów jak dla glaukonitów, zestawiając je w tabelach 9-14. Następnie zastosowano do nich te same metody graficzne otrzymując wykresy następujące: fig. 9 (s. 59) — trójkąt koncentracyjny Al^4Al^6R ; fig. 10 (s. 64) — czterokrotne powiększenie części pola poprzedniego trójkąta dla wyraźniejszego zróżnicowania skomplikowanego w tym miejscu zachodzenia na siebie pól różnych minerałów; fig. 11 (s. 66) — wykres o prostokątnych współrzędnych x i ($z + 3u$); fig. 12 (s. 67) — podwójny trójkąt koncentracyjny $XZ\bar{U}^+$ i $XZ\bar{U}$; fig. 13 (wkładka k.s. 68) — potrójny rzut czworoscianu koncentracyjnego $al\ fe^{III}\ mg\ fe^{II}$.

Wykresy te ujawniają fakt, że każdy z łyszczykowych minerałów ma własną indywidualność krystallochemiczną obsypując swymi projekcyjnymi punktami właściwe sobie pole. Jedynie serycyty pozbawione są tej indywidu-

alności, gdyż punkty ich mieszczą się bądź w polu muskowitów właściwych, bądź fengitów, bądź wreszcie illitów. Oznacza to, iż serycyt nie odpowiada żadnemu szczególnemu gatunkowi mineralnemu i że nazwa ta może być używana tylko jako zbiorowe określenie bardzo drobnoluseczkowatych odmian wszelkich łyszczyków jasnych. Dała się również rozstrzygnąć wątpliwość, czy łyszczykowo-ilaste składniki morskich margli, nazwane przez autora w r. 1935 *folidoidami*, nie są krystalochemicznie identyczne z kryptokrystalicznie łyszczykowatymi składnikami łupków ilastych, które Grim w r. 1937 nazwał *illitami*. Pokazało się, że obie te podobne do siebie substancje osadowe mają wyraźnie odmienny zakres zróżnicowania, dają w wykresach odrębne pola i muszą być uważane za gatunki odmienne. W wyniku tych rozważań można było ustalić ważną dla klasyfikacji minerałów łyszczykowych uproszczoną charakterystykę krystalochemiczną poszczególnych gatunków tej grupy, łatwą do zapamiętania w postaci następujących schematów:

Biotyty	$x > y \cong 1$	$w = 2,5 - 2,8$	
Muskowity właśc.	$x \cong y \cong 1$	$w = 2$	
Fengity	$x < y \cong 1$	$w = 2$	
Hydromuskowity	$x > y < 1$	$w > 2$	
Illity	$x \cong y < 1$	$w > 2$	$Al^6 \gg Fe^{III}$
Folidoidy	$x < y < 1$	$w \geq 2$	$Al^6 \gg Fe^{III}$
Glaukonity glinowe	$x \ll y < 1$	$w = 2$	$Al^6 > Fe^{III}$
Glaukonity typowe	$x \ll y \leq 1$	$w = 2$	$Al^6 < Fe^{III}$

Ostatnie cztery gatunki wykazują pomiędzy sobą ciągle przejścia pod względem składu chemicznego i układają się według wzrastającej proporcji żelaza trójwartościowego i potasu w następującą serię mineralną: illit $\rightarrow$ folidoid $\rightarrow$ glaukonit glinowy $\rightarrow$ glaukonit typowy.

Powyższe metody porównawczej analizy krystalochemicznej, posilko-
wane różnymi metodami graficznymi, zostały również zastosowane do rozstrzygnięcia niezmiernie ważnego w geologii zagadnienia: czy w zakresie znacznej zmienności chemicznej glaukonitu dadzą się wykryć jakieś objawy systematycznej zależności od wieku geologicznego i od facji osadu zawierającego glaukonit?

W tym celu obliczono przeciętny skład chemiczny dla glaukonitów współczesnych, trzeciorzędowych, kredowych, jurajskich i staropaleozoicznych eliminując przy tym analizy anormalne lub podejrzane o przypadkowe zanieczyszczenia. Obliczono również przeciętne składy dla glaukonitów z piasków, piaskowców, margli i wapieni bez względu na wiek geologiczny tych skał. W końcu obliczono także skład przeciętny glaukonitu typowego.

wego, bez względu na wiek i jakość osadu. Wszystkie te przeciętne zestawiono w tab. 15 (wkładka k. s. 74). Punkty projekcyjne tych przeciętnych, umieszczone w wykresach fig. 9, 11, 12 i 13, układają się wcale konsekwentnie wskazując, że skład chemiczny glaukonitu istotnie zależy w pewnym stopniu zarówno od jego wieku jak też i od charakteru osadu. Z wyjątkiem glaukonitów z piaskowców jurajskich Rosji centralnej, które okazują skład niezwykle i nie mogą być uważane za glaukonity normalne, wszystkie inne wykazują prawidłowości następujące:

Im starszy glaukonit, tym mniejsza w nim przewaga żelaza trójwartościowego nad glinem w warstwie oktaedrycznej i tym więcej w nim kationów międzywarstwowych (głównie potasu).

Im osad bardziej wapnisty, tym mniej żelaza a więcej glinu w warstwie oktaedrycznej glaukonitu i tym więcej w nim kationów międzywarstwowych.

Wnioski powyższe przedstawiają dużą doniosłość geologiczną i geochemiczną. Ponieważ jednak oba zróżnicowania chemiczne glaukonitu — w zależności od wieku i od wapnistości osadu — jakościowo się pokrywają, trudno jeszcze w tej chwili przypisywać im pełną wartość naukową. Jest bowiem możliwe, że zgodność ta jest przynajmniej po części wywołana przypadkowym doбором analiz w dotychczasowej literaturze.

Osobne zagadnienie w krystalochemii glaukonitu stanowi woda. Sumaryczna jej ilość waha się w granicach 4 — 14% najczęściej zaś 6 — 10%, jak to widać ze statystycznego wykresu na fig. 14 (s. 81). Rozpada się ona jednak na dwie zupełnie odrębne części o całkiem odmiennej roli krystalochemicznej:

a) Woda adsorbcyjna w postaci neutralnych cząsteczek H_2O może być dowolnie wypędzana przez suszenie w eksykatorze nad stężonym kwasem siarkowym albo przez ogrzewanie w niskich temperaturach, a potem wprowadzana z powrotem. Przy ogrzewaniu pod ciśnieniem atmosferycznym woda ta uchodzi w sposób ciągły a stale malejący od temperatur najniższych aż do temperatury 180°-200°C. Po przekroczeniu tej temperatury glaukonit zmienia barwę z zielonej na rdzawą i wówczas już nie może wody z powrotem odzyskać. Znaczy to, że barwa zielona glaukonitu zależy od zawartości wody adsorbcyjnej i że po jej całkowitej utracie struktura warstwowa ulega zmianie, polegającej na zamknięciu się luzów międzywarstwowych pierwotnie wodą wypełnionych.

b) Woda konstytucyjna bierze udział w sieci przestrzennej w postaci jonów (OH) przy warstwach tetraedrycznych w anionowych kompleksach strukturalnych $[(OH)_2Si_{4-x}Al_xO_{10}]$. Zaczyna ona uchodzić z glaukonitu dopiero po podgrzaniu do 400-420°C.

Powszechne w analizach krzemianowych rozróżnianie pomiędzy wodą +110° i -110° nie ma żadnego istotnego znaczenia dla oceny proporcji wody konstytucyjnej i adsorbowanej glaukonitu, ponieważ woda adsorpcyjna

uchodzi w sposób ciągły aż do temperatury 180°C. Celowym byłoby więc przy analizowaniu glaukonitu oddzielanie wody uchodzącej powyżej i poniżej 180°C. Najściślejszych informacji dostarczają jednak krzywe dehydratacji i dyferencjalne krzywe termiczne w pełnym interwale temperatur 20-1000°C. Fig. 15 (s. 83) przedstawia krzywe dehydratacji glaukonitu i skollitu, fig. 16 (wkładka k. s. 84) zaś — zestawione z literatury dyferencjalne krzywe termiczne glaukonitu w porównaniu z takimiż krzywymi illitu, montmorylonitu i brawezytu.

Rozważania na temat zachowania się wody adsorbcyjnej w glaukonicie doprowadziły autora do przekonania, że struktura warstwowa glaukonitu musi w sobie łączyć cechy struktury łyszczykowej i montmorylonitowej. Byłoby to możliwe w ten sposób, że luzy międzywarstwowe są na tyle obszerne, że oprócz dużych kationów przyczepionych do powierzchni warstw mogą one pomieścić neutralne cząsteczki wody zdolne do swobodnego poruszania się w obrębie tych luzów. Fig 17 przedstawia schemat takiej hipotetycznej struktury glaukonitu w porównaniu ze strukturami muskowitu i montmorylonitu (s. 87).

Zestawione na tabeli 16 (s. 89) dotychczasowe dane optyczne glaukonitu również potwierdzają jego przynależność do grupy łyszczykowej. Spółczynniki załamania rosną na ogół ze wzrostem proporcji żelaza względem glinu, zależność ta jest jednak silnie zakłócona wpływem innych jeszcze czynników. Jednym z nich jest napewno ilość wody adsorbcyjnej, ponieważ Sabatier stwierdził, że suszenie glaukonitu powoduje wzrost współczynników załamania. Dwójłomność glaukonitu jest wyraźnie mniejsza niż w łyszczykach właściwych; ponieważ to samo można powiedzieć o folioidach i illitach, przeto nasuwa się wniosek, że obecność wody międzywarstwowej jest przyczyną tego zmniejszenia się. Intensywność zielonego zabarwienia i pleochroizmu wzrasta z udziałem żelaza; zwróciła na to uwagę Gorbunowa, stwierdzając, że odmiany o wybitnej przewodze glinu nad żelazem są bardzo ubarwione.

Gęstość glaukonitu nie ma wartości stałej dla różnych ziarenek jednej i tej samej próbki, lecz waha się w szerokich granicach; różnice te wynosić mogą kilka jednostek na drugim miejscu dziesiętnym. Przede wszystkim zależy ona od ilości wody adsorbcyjnej, która ze swojej strony zmienia się zależnie od wilgotności atmosfery. Przez podsuszenie glaukonitu można zwiększyć jego gęstość, lecz potem po powrocie wypędzonej częściowo wody adsorbcyjnej gęstość znowu spada. Poza tym gęstość zmienia się zależnie od składu chemicznego glaukonitu, prawdopodobnie przede wszystkim od proporcji żelaza: im glaukonit uboższy w żelazo a bogatszy w glin, tym mniejsza jego gęstość. Fig. 18 (s. 93) podaje wykres zmienności gęstości glaukonitu zależnie od jego uwodnienia i od stosunku $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$.

Warunki powstawania glaukonitu na dnie morskim są już dziś nieźle ustalone pod wielu względami. Typowy glaukonit w ciemnozielonych ziarenkach tworzy się w miejscach, gdzie zapewniony jest dopływ materiału terygenicznego, lecz gdzie sedimentacja jest silnie zwolniona, przerywana albo zahamowana na skutek ożywionego ruchu wody dennej. Przerwy sedimentacyjne zaznaczone w seriach sedimentów marglistych poziomami tzw. twardego dna („hard ground”) lub śródformacyjne niezgodności, znaczące się poziomami zlepieńcowatymi, są często widownią tworzenia się glaukonitu, który w postaci zielonego pigmentu impregnuje powierzchnie warstwowe lub otoczaki. Brak natomiast glaukonitu tam, gdzie osady gromadzą się szybko, albo też tam, gdzie w zupełnie spokojnych warunkach sedimentacyjnych osadza się sam materiał ilasty. Wyniki pracy Gorbunowej o glaukonitowych osadach górnej jury i dolnej kredy Zagłębia Moskiewskiego stwierdzają, że typowy silnie żelazisty glaukonit w postaci grubszych ziarenek osadza się tylko w piaszczystych płytkowodnych osadach; natomiast w delikatnych osadach ilastych lub marglistych wód głębszych i spokojnych osadza się glaukonit pelityczny, ubogi w żelazo i bardzo słabo ubarwiony; w nomenklaturze stosowanej przez autora odpowiada on folidoidom.

Typowy ziarnisty glaukonit wymaga dobrze zasolonej wody pełnego morza i unika basenów zamkniętych, wysładzających się i zamulanych przez wpływające większe rzeki. Zarówno wybitnie utleniające warunki sedimentacji, jak i silnie redukcyjne, w obecności obfitego siarkowodoru na skutek nadmiaru rozkładającej się materii organicznej, nie stwarzają warunków stosownych do powstawania glaukonitu. Znamionuje on raczej środowiska graniczne albo przejściowe pod tym względem. Współudział organizmów nie jest zasadniczym warunkiem powstawania glaukonitu, gdyż wielokrotnie stwierdzono przeobrażanie się w glaukonit klastycznych fragmentów różnych minerałów, jak biotyt, skalenie, augit, szkliwo wulkaniczne, grudki ilaste itp. Częste spotykane glaukonitu wypełniającego skorupki otwornic nie jest dla jego genezy istotne i raczej polega na glaukonityzacji iłu wypełniającego skorupkę, przy czym materia organiczna otwornicy nie odgrywa zasadniczej roli. Glaukonityzacja jest więc procesem nieorganiczno-chemicznym, uzależnionym od swoistego zespołu fizyczno-chemicznych warunków na dnie morskim. Jeżeli materia organiczna może mieć jakiś wpływ na przebieg tego procesu, to jest to tylko wpływ pośredni: rozkład jej na dnie morskim zapobiega wytworzeniu się środowiska wybitnie utleniającego.

Ziarenka typowego glaukonitu mogą być produktem glaukonityzacji różnych klastycznych minerałów wśród procesów tzw. halmyrolizy. Po większej części jednak stanowią one, zdaniem autora, zwarty i stwardniały koagulat zawieszin i koloidów pochodzenia kontynentalnego, wytrącony z wody mor-

skiej jej elektrolitycznym działaniem i, wskutek ruchliwości wód dennych, bardzo długo utrzymywany w stanie zawieszonym. Tak więc miejscem powstawania glaukonitu są przypuszczalnie garby i platformy podmorskie o niespokojnej i przerywanej sedymentacji, albo nawet nawiedzane przez erozję podmorską na skutek ruchów wodnych. Wiry i prądy morskie mogą wymiatać stąd świeży koagulat glaukonitowy i unosić go daleko od miejsca jego wytrącenia w przyległe głębsze obszary o zaciśnej sedymentacji, gdzie osadza się on nieraz razem z delikatnym pelitem. Tak możemy sobie wytłumaczyć pospolite występowanie dużych ziarenek glaukonitu w delikatnych sedymentacyjnie marglach lub wapieniach. Należy więc przypuścić, że glaukonit bardzo często bywa w osadach produktem nie miejscowym, lecz napływowym.

Głównym produktem wietrzenia kontynentalnego, znoszonym do mórz w postaci subtelnych zawiesin, jest, zdaniem autora, *illit*. W bliższych brzegu obszarach szelfu i mórz epikontynentalnych osadza się on szybko tworząc większość tzw. ilastych domieszek w innych materiałach osadowych (np. piaski i muły); w zaciśniejszych częściach dna morskiego zdobywa on nieraz nawet bezwzględną przewagę ilościową dając tzw. „iły morskie”. Zbyt szybka sedymentacja uniemożliwia długotrwałe reakcje wymienne ze składnikami wody morskiej i powoduje zachowanie się go w stanie niezmiennym.

W dalszych od brzegu strefach szelfu i w głębszych morzach epikontynentalnych dopływ mętów terygenicznych jest słabszy i skutkiem tego sedymentacja ich powolniejsza. Zawiesiny *illit*owe dłużej pozostają w kontakcie z wodą morską i mają możność reagowania z nią znacznie gruntowniejszego. Wymiana składników wprowadza stopniowo krzem w miejsce glinu w warstwach tetraedrycznych, żelazo zaś i magnez w miejsce glinu w warstwie oktaedrycznej, przy czym dla elektrostatycznego zrównoważenia tych zmian potas musi być sorbowany z roztworu wody morskiej uzupełniając warstwę kationów międzywarstwowych. Dzięki tym przeistoczeniom, niezbyt daleko zresztą idącym, *illit* przeobraża się w bledozielony *folidoid*.

Na samych skrajach szelfu albo też na jakichś płytszych garbach i platformach podmorskich, gdzie prądy utrzymują wodę przydenną w ustawicznym ożywionym ruchu, sedymentacja zawiesin terygenicznych jest jeszcze silniej zahamowana. Kontakt ich z wodą morską jest więc znacznie przedłużony i reakcje wymienne w wyżej podanych kierunkach mogą posuwać się jeszcze dalej. Im dłuższy czas trwania tych reakcji, tym większe może być wzbogacenie w żelazo kosztem glinu i tym silniejsza sorbcja potasu. Przeobrażający się materiał nie może osadzać się w jednostajnie rozdrobnionych, najdelikatniejszych łusczkach niemal ze submikroskopowych, tak jak *folidoid*, przeszkadza bowiem temu ruchliwa woda przydenna. Wśród ruchu i postępujących przeobrażeń chemicznych materiał ten zlepia się w okrąg-

ławie skupienia, które potem tężeją w odrębne okrągławe ziarenka. W ten sposób tworzy się *glaukonit właściwy*.

Tak więc w toku sedymentacji morskiej różnicuje się szereg mineralny, którego ciągłość przejść kolejnych uwidoczniła analiza krystalochemiczna:

illity → *folidoidy* → *glaukonity glinowe* → *glaukonity typowe*

Jest to znamieny dla czysto morskich środowisk szereg reakcyjny, którego każdy człon może powstawać z poprzedniego na skutek opóźniania się sedymentacji i potęgowania się reakcji wymiennych z wodą morską.

Nie jest dotąd rozstrzygnięte zagadnienie, czy tego rodzaju procesy zmierzające do wytwarzania glaukonitu możliwe są tylko w czasie sedymentacji, czy też mogą odbywać się również w gotowych już osadach lub seriach skalnych na skutek procesów diagenety i katagenety. Obserwacje własne autora przemawiają raczej za tym, iż wtórna glaukonityzacja w gotowych już osadach czy też skałach dojść może do stadium folidoidu. Jest mało prawdopodobne, aby reakcje wymienne mogły się posunąć w tych warunkach tak daleko, by powstał typowy, silnie żelazisty glaukonit.

W końcu autor rozważył przyczyny nieobecności typowego glaukonitu w skałach prekambryjskich i doszedł do przekonania, że jest ona wywołana wrażliwością tego minerału na czynniki metamorfozy. Już w płytkich strefach metamorficznych, a więc w facji zielencowej, należy się spodziewać metamorficznego przekształcenia się glaukonitu typowego w lepidomelan, glaukonitu glinowego w biotyt i fengit, folidoidu w fengit i chloryt, illitu zaś w muskowit i chloryt. Przy wszystkich tych reakcjach metamorficznych nadmiar krzemionki musi się wydzielić jako wolny kwarc. Przypuszczalne stosunki ilościowe przy tych przeobrażeniach zilustrowane są na s. 105 i 106 przez hipotetyczne wzory chemiczne.

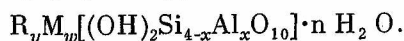
К. СМУЛИКОВСКИ

(Кафедра Петрографии Варшавского Университета)

ПРОБЛЕМА ГЛАУКОНИТА

РЕЗЮМЕ

Основываясь на собственных давнейших исследованиях и на обсуждениях научной литературы автор пришел к следующим основным заключениям: 1° Химический состав чистого глауконита можно выразить общей кристаллохимической формулой группы слюд:



2° Разные минералы группы слюд различаются между собой соотношениями коэффициентов x , y , w . 3° Иллит и фоллидонд представляют собой различные звена группы слюд. Для первого характерной является схема

$x \cong y < 1$, для второго $x < y < 1$. 4° Иллиты, фолидоиды, глиноземные глаукониты и обыкновенные глаукониты образуют непрерывный кристалло-химический ряд. 5° Кристаллическая структура глауконита имеет промежуточные черты между структурой слюд и структурой минеральной группы монтмориллонита. 6° Химический состав глауконита зависит в некоторой степени от геологического возраста и содержания CaCO_3 в осадке. 7° В чисто морской среде отмечается следующий реакционный ряд: иллит $\rightarrow$ фолидоид $\rightarrow$ глиноземный глауконит $\rightarrow$ обыкновенный глауконит. Прогресс в этом ряду зависит в главной мере от замедления седиментации.

STANISŁAW MACIEJEWSKI
(Zakład Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego)

O NIEBIESKIM AMFIBOLU GÓR KACZAWSKICH

STRESZCZENIE

Badaniom optycznym i chemicznym poddano jasnoniebieski amfibol wydzielony wtórnie w postaci pręcikowej lub włóknistej w szczelinach łupków zieleńcowych, w którym stwierdzono własności optyczne zbliżone do glaukofanu i skład chemiczny zwyczajnego aktynolitu z bardzo nieznaczną tylko domieszką izomorficzną amfibolu sodowego.

Formacja zieleńcowa Gór Kaczawskich w Sudetach Dolnośląskich wykazuje dość często w swych szczelinach ciosowych wtórne wydzielienia jasnoniebieskiego amfibolu, nazywanego zwykle przez kartujących geologów niemieckich „eine glaukophanartige Hornblende”. Na ścianach tych szczelin widzi się drobne odosobnione listewki lub płaskie zespoły pręcikowe i włókniste, które w świeżym stanie jaskrawo odbijają niebieską barwą od swego podłoża. Barwa ta, istotnie przypominająca sodowe amfibole z grupy glaukofanu, jest jednak stanowczo zbyt jasno błękitna jak na prawdziwy glaukofan. Można by tu raczej podejrzewać jakieś ogniwo przejściowe w szeregu izomorficznym łączącym glaukofan z tremolitem albo aktynolitem. Ponieważ amfibole tego rodzaju są dotąd bardzo mało znane, przeto wydawało się interesującym zbadanie optyczne i chemiczne szczelinowego amfibolu Gór Kaczawskich.

Badania wykonano w r. 1952 w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego pod kierunkiem Prof. K. Smulikowskiego. Oznaczeń spójczynników załamania cieczy immersyjnych dokonano na refraktometrze Abbego w Zakładzie Fizyki Doświadczalnej tegoż Uniwersytetu. Materiał badany pochodził ze sztucznej odkrywki łupków zieleńcowych, którą zwiedzała zbiorowa wycieczka zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w sierpniu 1951. Odkrywka ta stanowi skarpe szosy z Bolkowa do Jeleniej Góry w miejscu najbliższym wsi Rochowice Nowe (pow. jaworski).

Zieleńce odsłaniające się w tej odkrywce przedstawiają typ stosunkowo słabo złupkowy, w masywnych lecz gęsto spękanych i tektonicznie zaburzonych ławicach. Są to skały ciemnoszaro-zielone, zbite, albo całkiem afanitowe, albo użyłkowane i upstrzone drobnymi białawymi plamkami

kalcytu. Pod względem składu mineralnego reprezentują one typową *zieleńcową fację metamorficzną*, znamionującą niskie temperatury i wysokie ciśnienia deformacyjne, dla której charakterystyczną kombinację minerałów stanowią albit-chloryt-epidot-kwarc-kalcyt. Wyjściowym materiałem skalnym były zasadowe wulkanity — lawy i tufy — typu bazaltowego czy też spilitowego. Próbki zieleńców wymienionej odkrywki zdradzają w mikroskopie dwojakie wykształcenie:

a) Mikrogranoblastyczna masa skalna składa się przede wszystkim z albitu i chlorytu typu penninu, który skupia się miejscami w większe zwarte plamy lub zagęszcza się w równoległe smugi podkreślające słabą laminację skały. Kwarcu bardzo mało. Epidot na ogół źle skryształizowany, przeważnie w postaci zbitych agregatów mikrokryształicznych, słabo przeświecających i białych w świetle odbitym; tylko miejscami indywidualizują się większe i optycznie bardziej jednorodne gruzełki, pleochroiczne w barwach żółtych i ujawniające bardzo wysokie barwy interferencyjne; jest to więc silnie żelazisty pistacyt. Główna masa albitowo-chlorytowa przetkana jest bardzo delikatnymi igiełkami prawie bezbarwnego amfibolu, który zdradza cechy optyczne aktynolitu; igiełki te są nierówno w skale rozsiiane, często zebrane w pęczki lub zagęszczone w smugi biegnące zgodnie z laminacją skały. Kalcyt skupia się w kryształiczne gniazda złożone z kilku ksenoblastycznych ziarn wielokrotnie zbliżniaczonych, zwykle spłaszczone według płaszczyzny słabego złupkowania skały. Gniazda te zawierają wzrostki epidotu, tlenków żelaza i krótkie, niekiedy ułożone w rozetki pręciki prawdziwego glaukofanu o charakterystycznym pleochroizmie w tonach niebieskich i fioletowych. Czarne punkciki magnetytu przeważnie skupiają się w gniazdzka złączone z epidotem i chlorytem.

b) Odmiana druga różni się poważnie od poprzednio opisanej ubóstwem chlorytu, brakiem aktynolitu, obfitością epidotu i kalcytu oraz zupełnym brakiem kierunkowości. Kalcyt tworzy duże okrągławe gniazda, dość grubokryształiczne, czyste, prawie pozbawione wzrostków. Można by je uważać za wypełnienia gazowych pęcherzyków pierwotnej lawy bazaltowej. Agregaty epidotowe, o wiele obfitsze, częściej wykształcają grubsze ziarenka o czystych i wyraźnych reakcjach optycznych pistacytu. Albit czysty, zupełnie prawie pozbawiony domieszki anortytowej, jest ksenoblastyczny i przeważnie źle wykształcony. Kwarcu nieco więcej, lecz wyróżnienie go w ksenoblastycznej mozaice albitowej przetkanej epidotem i chlorytem bywa nieraz trudne. Magnetyt, na powierzchni częściowo utleniony na hematyt, skupia się w gromadki lub wianuszkami otacza wraz z epidotem oczka kalcytowe.

W szczelinach ciosowych opisanych powyżej zieleńców licznie miejscami wykrył jasnyniebieski włóknisty amfibol, stanowiący przedmiot niniejszej pracy. Najobfitsze jego nagromadzenia spotyka się w jasnych

żyłkach krystalicznych wypełniających niektóre szersze szczeliny ciosowe. Tutaj gromadzi się on miejscami w blaszkowo-włókniste płyty kilkumilimetrowej grubości, przybierające niekiedy prawdziwie azbestowe wykształcenie. Jasnymi minerałami żyłek są stosunkowo dość grubo skryształizowany biały kalcyt i żółtawy lub cielisty albit w postaci okazałych czystych ziarn o grubych lecz rzadkich zbliżeniach albitowych. Dołącza się do nich również epidot, nagromadzony przede wszystkim w łupinie żyłek. Skład mineralny żyłek jest więc dostosowany do facji metamorficznej skały otaczającej, tzn. do facji zieleńcowej. Powstały one później od skały z roztworów termalnych krążących w szczelinach, lecz jeszcze w toku tego samego procesu płytkiej metamorfozy, której uległa cała masa skalna. Deformacje mechaniczne żyłek, wśród których kalcyt i albit uległy lokalnemu popękaniu i zgruchotaniu, a włókniste skupienia amfibolu pogięciu lub zmierzwienu, wywołane zostały oczywiście przez późniejsze ruchy górotwórcze, należące prawdopodobnie do odrębnego cyklu tektonicznego.

Niebieski amfibol pochodzący z takich żyłek poddany został szczegółowym badaniom. Badania optyczne przeprowadzono po części na luźnych pręcikach i włóknach wydłubanych z żyłek, po części zaś w cienkich płytkach mikroskopowych wyciętych poprzecznie względem biegu tych żyłek. Okazało się, że włókna amfibolowe wydłużone według osi krystalograficznej Z są zwykle zbite w blaszki zgodne z dwusiecznym poprzecznym (100) i obdarzone swoistą łupliwością; blaszki te dają zawsze obraz 1-ej dwusiecznej α przy Z niemal zgodnym z wektorem γ . Częste wrostki w włóknisto-blaszkowatych skupieniach amfibolu tworzy albit, który też bywa nawzajem poprzrastany tymże amfibolem. Łatwe strzępienie się amfibolu na włókna i plastyczne ich powyginanie nastręczało poważne trudności przy pomiarach optycznych. Przypadkowe błędy pochodzące z tego źródła starano się eliminować przez większą liczbę pomiarów indywidualnych i obliczanie wartości średnich.

Oznaczeń współczynników załamania amfibolu dokonywano metodą immersyjną z dokładnością $\pm 0,002$. Jako cieczy immersyjnej używano α -bromonafталenu o sp. zał. 1,657, rozcieńczanego olejkiem cynamonowym o sp. zał. 1,602. Uzyskano następujące wyniki przeciętne:

$$\begin{aligned} n_{\gamma} &= 1,644 \\ n_{\beta} &= 1,642 \\ n_{\alpha} &= 1,631 \\ n_{\gamma} - n_{\alpha} &= 0,013 \end{aligned}$$

Niezależnie od tego oznaczono również dwójłomność amfibolu w cienkiej płytce żyły w przekrojach prostokątnych do optycznej normalnej. Pomiar różnicy faz dokonywany był przy pomocy kompensatora Bereka, pomiar zaś grubości odbywał się przy zastosowaniu metody pyłkowej z pomocą

śruby mikrometrycznej mikroskopu na przyległych ziarnach albitu prostopadłych do osi optycznej; do obliczenia grubości rzeczywistej można było wówczas użyć dobrze znanego z literatury współczynnika załamania n_β dla albitu czystego. Pomiaru te dały wyniki:

$$n_\gamma - n_\alpha : 0,0138, 0,0140, 0,0132, 0,0134, \text{średnio } 0,0136.$$

Średnia ta zgodna jest w granicach błędu z dwójłomnością uzyskaną z o wiele mniej dokładnych oznaczeń współczynników załamania.

Kąt osi optycznych oznaczono w szlifie przy pomocy 4-osioowego stolika uniwersalnego Leitza. Przy tej sposobności stwierdzono, że 1-ą dwusieczną jest kierunek α , czyli że optyczny znak amfibolu jest ujemny. Współczynniki załamania szklanych półkul 1,557 były mniejsze niż n_β amfibolu (1,642), wobec czego trzeba było uwzględnić odpowiednie poprawki posługując się tabelami z podręcznika Winchella t. 1. Średnia 11 pomiarów z różnych miejsc preparatu dała dla kąta pozornego $2H$ wartość $51,6^\circ$, po uwzględnieniu zaś poprawek dla indywidualnych odchyłen osi optycznych od normalnej przekroju uzyskano dla rzeczywistego kąta osi optycznych amfibolu średnią wartość $2V_\alpha = 48,8^\circ$.

Tę wartość, uzyskaną drogą pomiarów bezpośrednich, skonfrontowano z wartością uzyskaną drogą obliczenia ze znanych już wartości 3 głównych wektorów optycznych n_α , n_β i n_γ według wzoru:

$$\operatorname{tg} V_\gamma = \sqrt{\frac{\frac{1}{n_\alpha^2} - \frac{1}{n_\beta^2}}{\frac{1}{n_\gamma^2} - \frac{1}{n_\beta^2}}}. \quad \text{Z obliczenia tego uzyskano } V_\gamma = 67^\circ, \\ V_\alpha = 23^\circ, \quad 2V_\alpha = 46^\circ.$$

Różnica $-2,8^\circ$ pomiędzy wynikiem pomiaru i obliczenia jest stosunkowo mała, jeśli się uwzględni fakt, że oznaczenia współczynników załamania były dokonane z konieczności metodą mało dokładną ($\pm 0,002$) i wobec tego wynik obliczenia $2V$ mógł być obarczony stosunkowo dużym błędem. Jeśli więc wspomniana różnica wynosi tylko $-2,8^\circ$, stanowi to pośrednią, bardzo cenną wskazówkę, iż przy oznaczeniach wektorów optycznych metodą immersyjną najprawdopodobniej nie popełniono żadnych poważniejszych błędów.

Ułożenie wektorów optycznych w amfibolu jest następujące:

Normalna optyczna zgodna jest z osią krystalograficzną Y , a wektor γ jest o bardzo mały kąt odchylony od osi krystalograficznej Z wyznaczonej wydłużeniem włókien. Liczne oznaczenia kąta zaćmienia światła w przekrojach prostopadłych do $\beta = Y$ dały przeciętną $Z/\gamma = 2,5^\circ$. Wobec tego 1 dwusieczna α jest prawie prostopadła do ściany (100), a łatwo oddzielające się wedle tej ściany blaszki dają prawie centryczny obraz osiowy tej dwusiecznej.

Pleochroizm jest bardzo wyraźny ze schematem absorbcyjnym

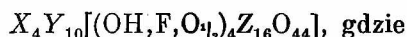
$\alpha < \beta < \gamma$ α — bladozielonkawo-żółta

β — szaro-zielona

γ — niebieskawo-zielona

Przygotowanie czystego materiału amfibolu do analizy chemicznej nie nastęczało większych trudności. Z łatwością dawał się on wydłubywać ze środka żyły i rozdrabniać na włókna pod lupą binokularną w celu wyeliminowania powrastanych tu i ówdzie ziarenek albitu i kalcytu. Pod lupą tą można też było eliminować partie przyprószone tlenkami żelaza i wrostkami epidotu. Przy takim rozdrabnianiu barwa niebieska amfibolu blakła i stawała się prawie niedostrzegalna. Ostateczną kontrolę czystości materiału wybranego do analizy chemicznej przeprowadzono w mikroskopie. Wyniki badań i przeliczeń chemicznych zestawione są w poniższej tabeli (p. s. 126).

Z dwóch równoległych analiz chemicznych (I—II) obliczono skład przeciętny wyrażony w % wagowych (III). Ten ostatni przeliczono najpierw na stosunki cząsteczkowe (IV), następnie na stosunki atomowe (V), te zaś przeliczono na modłę ogólnego wzoru krystallochemicznego grupy amfiboli:



X — oznacza duże kationy: Ca, Na, K

Y — „ średnie kationy: Mg, Fe^{II} , Mn^{II} , Fe^{III} , Al, Ti

Z — „ małe kationy: Si, Al

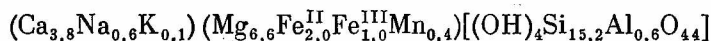
We wzorze tym liczba jednostkowych ładunków elektroujemnych wynosząca 92 ($44 \cdot O^{-2} + 4(OH)^{-1} = -92$) musi być zrównoważona sumą ładunków elektrododatnich wszystkich kationów X , Y i Z . Wobec tego, mnożąc stosunki atomowe tych kationów przez ich wartościowości, uzyskano stosunki wartościowości tychże kationów (VI). Podzieliwszy sumę jednostkowych ładunków jonowych, wymaganych przez ogólny wzór (92), przez sumę stosunków wartościowości kationów, wynoszącą 5,240, otrzymujemy dla naszego amfibolu stały mnożnik 17,557; mnożąc przezeń stosunki atomowe kationów otrzymujemy proporcje, według których kationy te układają się w ramach ogólnego wzoru krystallochemicznego amfiboli (VII).

Z kolumny VII tabeli widać, że krzemu jest nieco za mało, gdyż nawet dopełniwszy go całkowitym glinem nie uzyskamy dla Z przewidzianej teoretycznie sumy 16, lecz tylko 15,853; niedobór ten jest jednak niewielki. Suma kationów średnich zgadza się prawie zupełnie z teoretycznie przewidywaną (9,972 zamiast 10). Natomiast kationów dużych X jest wyraźnie za dużo: 4,494 zamiast 4. Znacznie za dużo jest również grupy hydroksylowej: 5,7 zamiast 4,0. Możliwe jednak, że wykazany przez analizę chemiczną nadmiar wody + nie należy do wody konstytucyjnej (OH), lecz jest następstwem azbestowego wykształcenia amfibolu i nie powinien być uwzględnia-

Tabela danych chemicznych

	I % wag.	II % wag.	III % wag.	IV st. cząst.
SiO ₂	52,10	51,92	52,01	0,867
TiO ₂	ślad	ślad	—	—
Al ₂ O ₃	1,96	1,71	1,84	0,018
Fe ₂ O ₃	4,65	4,52	4,59	0,028
FeO	8,21	8,54	8,38	0,116
MnO	1,51	1,45	1,48	0,020
MgO	15,06	15,25	15,16	0,376
CaO	12,24	12,04	12,14	0,216
Na ₂ O	1,14	1,08	1,11	0,018
K ₂ O	0,13	0,24	0,19	0,002
H ₂ O +	2,84	3,01	2,93	0,162
H ₂ O —	0,21	0,21	0,21	0,012
	100,05	99,97	100,04	
	V st. at.	VI st. wart.	VII	
Si	0,867	3,468	15,221	Z = 15,853
Ti	—	—	—	
Al	0,036	0,108	0,632	
Fe ^{III}	0,056	0,168	0,983	Y = 9,972
Fe ^{II}	0,116	0,232	2,037	
Mn	0,020	0,040	0,351	
Mg	0,376	0,752	6,601	X = 4,494
Ca	0,216	0,432	3,792	
Na	0,036	0,036	0,632	
K	0,004	0,004	0,070	
		5,240		
H	0,324	0,324	5,688	5,688

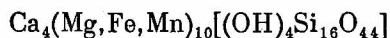
ny w układaniu jego formuły krystalochemicznej. Otrzymuje ona wówczas postać dostosowaną do metodycznych założeń obliczenia:



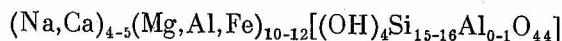
Natomiast, jeśli się chciało uwzględnić ów nadmiar jako wodę konstytucyjną, wówczas należałoby przyjąć, że 1,7 (OH) zastępuje tlen we wstęgach tetraedrów [(Si,Al)O₄], i zmniejszyć w nich udział tlenu tak, aby suma jednostkowych ładunków elektroujemnych O+(OH) była równa sumie jednostkowych ładunków elektrododatnich wszystkich kationów. Formuła przyjęłaby wówczas następującą postać niezupełnie zgodną z metodycznymi założeniami:



Oba wzory bardzo zbliżają się do wzoru zwykłego aktynolitu:



Wobec całkiem drobnych ilości sodu i glinu odbiegają one zbyt daleko od prawdziwego glaukofanu o wzorze:



Natomiast podane wyżej własności optyczne naszego niebieskiego amfibolu zbliżają go bardzo do właściwego glaukofanu i nie zgadzają się wcale z takimiż własnościami aktynolitu. Jedynie barwa i pleochroizm naszego amfibolu są wyraźnie odmienne niż u glaukofanu, a raczej podobne jak u aktynolitu. Widać to z poniższego zestawienia:

	<i>Aktynolit</i>	<i>Niebieski amfibol z Rochowic</i>	<i>Glaukofan</i>
n_γ	1,641—1,655	1,644	1,639—1,668
n_β	1,630—1,644	1,642	1,638—1,664
n_α	1,614—1,628	1,631	1,621—1,655
$n_\gamma - n_\alpha$	0,025—0,028	0,0136	0,013—0,018
$\chi Z/\gamma$	15°—20°	2,5°	4°—6°
$2 V_\alpha$	79°—85°	49°	0—68°
			najczęściej ok. 45°
<i>Barwa absorbcyjna</i>	γ	niebieskawo-zielona	niebieska do zielono- niebieskiej
	β	szaro-zielona	fiołkowa
	α	bladzielono-żółta	bezbarna do blad- zielonej

Przedstawione wyniki badań amfibolu z Gór Kaczawskich wykazują zatem jaskrawą niezgodność pomiędzy składem chemicznym i właściwościami optycznymi. Jeśliby go uważać za człon serii kryształów mieszanych aktynolitu z glaukofanem, wówczas przedstawiałby on ogniwo całkiem ubogie w glaukofan, jakkolwiek jego ogólna barwa i własności optyczne, z wyjątkiem pleochroizmu, są bardzo bliskie czystemu glaukofanowi. Świadczy to o tym, jak zawiłym i zależnym od trudno uchwytnych czynników pobocznych jest stosunek pomiędzy składem chemicznym a właściwościami optycznymi w obrębie tej skomplikowanej grupy mineralnej, jaką przedstawiają amfibole.

LITERATURA CYTOWANA

1. BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
2. BOLEWSKI A. & JASKÓLSKI ST. Oznaczanie minerałów. Prace spec. P. I. G., t. II. 1951.
3. FORD W. E. Beiträge zur optischen Kenntnis der Hornblenden. Zschr. Kristal., t. 54. 1914.
4. HINTZE C. Handbuch der Mineralogie, t. II. Leipzig 1897.
5. JAYARAMAN N. Tremolite and actinolite from the dolomite marble of Yellandu Singareni. Min. Abstr., vol. 9, No 8, s. 152. 1945.

6. ŁUCICKI J. V. I. Petrografia, t. I. Moskva 1947.
7. ROGERS A. F. & KERR P. F. Optical Mineralogy. New York-London 1942.
8. SIMPSON E. Contributions to the mineralogy of Western Australia. Ref. in: N. Jb. Min. 1936.
9. STRUNZ H. Mineralogische Tabellen. Leipzig 1949.
10. SUZUKI J. A note of soda-amphiboles in crystalline schists from Hokkaido. Journ. Fac. Sci. Imp. Univ. Hokkaido, ser. IV, vol. IV, No. 3—4. 1939.
11. WINCHELL A. N. Elements of optical mineralogy. New York 1933.
12. ZIMMERMANN E. Erläuterungen zur Geol. Karte v. Preussen, Blatt Bolkenhain. Lief. 264.

СТ. МАЦЕЕВСКИ

(Минералогическо-Петрографическая Лаборатория Познанского Университета)

О ГОЛУБОМ АМФИБОЛЕ КАЧАВСКИХ ГОР

РЕЗЮМЕ

Оптическим и химическим исследованиям был поддан светлоголубой амфибол, который выделился вторично в трещинах зеленых сланцев в виде длинностолбчатых или волокнистых агрегатов. Его особенность состоит в том, что при оптических свойствах, очень близких к глаукофану, он имеет химический состав обыкновенного актинолита, лишь с незначительной примесью натрового амфибола.

ST. MACIEJEWSKI

(Laboratory of Mineralogy & Petrography of the University of Poznań)

ON A BLUE AMPHIBOLE FROM THE KACZAWA MTS.

ABSTRACT

A light blue amphibole, occurring as fibrolamellar aggregates in the joints of the West-Sudetic greenschists, was subjected to chemical and optical investigations. Its peculiarity consists in that its optical features resemble those of glaucophane, while its chemical composition is very near to actinolite.

SUMMARY

The joints of the greenstone formation of the Western Sudeten Mts. often contain light blue lamellae or laths of an amphibole, which, at first sight, might be classed among the glaucophane group. An especially abundant accumulation of this amphibole was found in an artificial outcrop of greenstone on the road from Bolków to Jelenia Góra, near the village Rochowice

Nowe. The blue amphibole is here not only loosely crystallized on the joint faces of greenstone but, together with white calcite and flesh coloured albite, it also participates in the filling of veins. There it is accumulated locally in flat compact sheets showing platy cleavage and fibrous asbestos-like structure.

The greenstones are feebly schistose to nearly massive rocks of dark green greyish colour. To the naked eye they are almost aphanitic or sprinkled with white spots of calcite. When examined in thin section, they are seen dissolved in a granoblastic mixture of albite, chlorite, epidote and calcite, with quartz quite subordinate. Some varieties of greenstone contain very fine needles of actinolite, and the calcite spots may include small rods of true glaucophane pleochroitic in deep blue and violet. All greenstones are volcanic rocks of basaltoid composition — lavas and tuffs — probably of Cambrian age. They were transformed during the Caledonian diastrophism in a shallow zone of metamorphism, and attained the typical greenstone mineral facies of metamorphic rocks.

The light blue amphibole was extracted from veins in a pure and homogeneous state and subjected to chemical analysis (p. 126 of the Polish text) which, when recalculated on the modern crystallochemical formula, shows the following composition:



This is very poor in soda and alumina and, therefore, far from glaucophane and very near to common actinolite.

On the contrary, an optical examination of this light blue amphibole has proved its near connexion with glaucophane and important differences from actinolite. Sole, absorption colours and pleochroism do not agree with those of glaucophane and rather approach actinolite.

$$\left. \begin{array}{l} n_\gamma - 1.644 \\ n_\beta - 1.642 \\ n_\alpha - 1.631 \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{determined by the immersion method in } \alpha\text{-bromonaphtha-} \\ \text{lene diluted with cinnamon oil} \end{array}$$

$$n_\gamma - n_\alpha = 0.0136 \text{ determined with the Berek compensator in thin section}$$

$$\angle Z/\gamma = 2.5^\circ \quad \text{plane of optical axes parallel to } (010) .$$

$$2V_\alpha = 49^\circ \quad \text{determined in thin section on the universal stage}$$

Pleochroism

γ — bluish green	Absorption scheme
β — grey-green	$\alpha < \beta < \gamma$
α — pale greenish yellow	

Thus a remarkable discrepancy exists between the chemical composition

and the optical properties of the amphibole under discussion. In spite of its close chemical affinity to common actinolites and but subordinate isomorphous admixture of soda amphibole, its low birefringence, small axial angle and very small inclination of the bisectrix γ against Z show near resemblance to glaucophane. This discrepancy points out the complicated relations between the chemical composition and the optical properties of the amphibole group, and shows how insufficiently they have so far been investigated.

JANUSZ ANSILEWSKI

(Zakład Petrografii Skał Krystalicznych Uniwersytetu Warszawskiego)

KERATOFIRY GÓR KACZAWSKICH

STRESZCZENIE

Opisano petrograficznie keratofiry okolic Kaczorowa w pow. Jawor (Sudety Dolnego Śląska) podając dwie nowe analizy chemiczne. Dla porównania zbadano również keratofiry okolic Bolkowa, Jeżowa, Janówka i Podgórek. Dla generalnej charakterystyki skał tego typu przestudiowano porównawczo 67 analiz chemicznych keratofirów całego świata, stosując odpowiednie metody graficzne. W konkluzji zaproponowano zaniechanie nieścisłej i przestarzałej nazwy „keratofir” i zastąpienie jej nazwami ścisłymi: paleoriolit alkaliczny oraz paleotrachit alkaliczny.

WSTĘP

Poprzez Góry Kaczawskie z WNW na ESE ciągną się dwa pasy wystąpień keratofirów (fig. 1).

Pas północny, przebiegający przez północne skrzydło antykliny wojcieszowskiej (od Janówka przez Podgórkę do Wojcieszowa Dolnego), jest prawie ciągły, nieznacznie tylko poprzerywany i składa się z licznych wystąpień, łączących się w środkowej części pasma w jednolity niemal łańcuch górski.

Keratofiry pasma północnego, nazwane przez Blocka (1)¹ porfiroidami keratofirowymi, wykształcone są dość jednostajnie. Są one płytowate lub łupkowate, jasno zabarwione, prawie białe, a nierzadko składają się z na przemianległych zielonych i białych warstewek. Na powierzchniach złupkowania często występuje serycyt. Niekiedy na pierwszy rzut oka upodabniają się one do piaskowców lub kwarcytów, a dawniej bywały nawet oznaczane jako gnejs serycytowy. Pas północny ze wszystkich stron graniczy tylko z zieleńcami.

Pas południowy, leżący w odległości około 4,5 km od pasa północnego, składa się z dość znacznie oddalonych od siebie wystąpień, które Block uważa za pnie i żyły. Graniczą one z zieleńcami, fylitami i wapieniami. Keratofiry pasma południowego, nazwane przez Blocka felzokeratofirami, tworzą nagie małowiczne skałki lub odsłaniają się w kamieniołomach i przekopach kole-

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

jowych. W wykształceniu keratofirów panuje tu wielka różnorodność. Występują odmiany porfirowe, masywne, niekiedy fluidalne, barwy ciemnoszarej, prawie czarnej, a czasami mięsisto-czerwonej. Bardzo rzadko posiadają one elipsoidalne migdały wielkości 3–12 mm wypełnione skałeniem i kwarcem. Niekiedy mają one strukturę podobną do struktury poduszkowej diabazów (w okolicach Chrośnicy na północ od Jeleniej Góry). Istnieją również odmiany wybitnie łupkowe, jaśniej ubarwione, przypominające czasem popielate lub ciemno plamiste łupki. Tutaj jednak na powierzchniach złup-

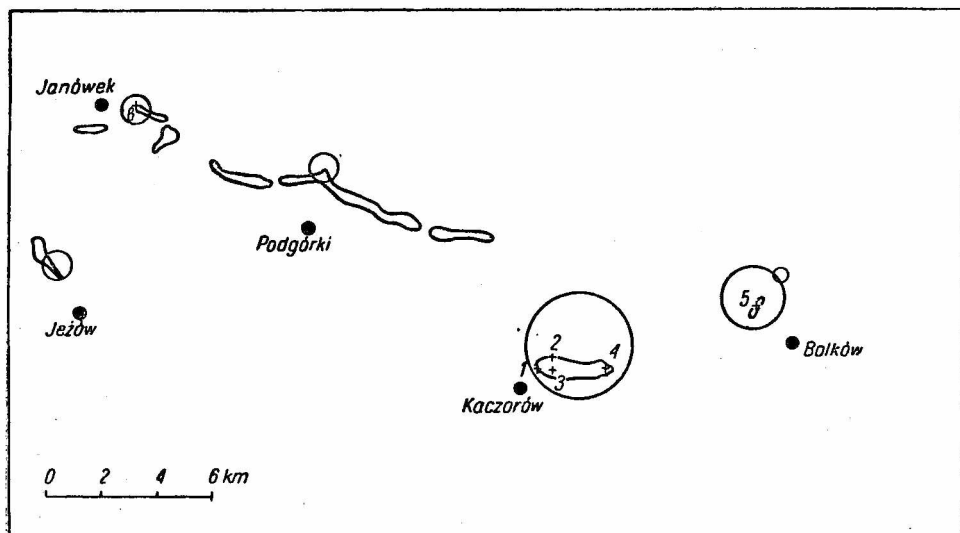


Fig. 1

Keratofiry Gór Kaczawskich

Liczby oznaczają numery analiz chemicznych

+ keratofiry analizowane chemicznie

W kółkach ujęte są keratofiry zbadane mikroskopowo

kowania, w przeciwieństwie do pasa północnego, serycyt prawie nigdy nie występuje. W pasie południowym częste są enklawy ostrokanciaste lub zaokrąglone, wielkości najczęściej 1–20 cm, rzadko do 1,5 m. Według danych literatury niemieckiej stanowią je skały epidotowe, zieleńce, kwarcyty i łupki, a także bezłyszczkowe i bogate w kwarc granity, o droбноziarnistym wykształceniu aplitowym. Własne obserwacje autora stwierdzają tu również enklawy sjenitów i migdałowców trachitowych.

Obecność enklaw zieleńcowych wskazuje na po-górnokambryjski wiek keratofirów (1), a ponieważ keratofiry przebijają również ordowickie fylity, muszą więc one być późnoordowickie lub gotlandzkie.

Keratofiry Gór Kaczawskich są dotychczas prawie wcale niezbadane. Nieznane jest dokładnie ani ich położenie tektoniczne, ani pozycja straty-

graficzna, prawdopodobne jest tylko, że występują tu keratofiry starsze (pasma północnego) i młodsze (pasma południowego). Ani jedno, ani drugie nie doczekały się dotąd żadnego petrograficznego opracowania.

Praca niniejsza jest krótkim szkicem petrograficznym keratofirów Gór Kaczawskich. Obejmuje ona przede wszystkim keratofiry okolic Kaczorowa. Inne keratofiry zostały potraktowane tylko w sposób przeglądowy. Przy wykonaniu jej wyzyskana została, bardzo skąpa zresztą, literatura niemiecka oraz polowe notatki prof. K. Smulikowskiego, Praca ta została wykonana na materiałach zebranych w terenie przez autora w r. 1951, jak również na materiałach zebranych przez prof. K. Smulikowskiego w latach poprzednich. W czasie jej wykonywania bardzo często korzystałem z cennych rad i wskazówek Profesora, któremu składam w tym miejscu najserdeczniejsze podziękowania.

KERATOFIRY OKOLIC KACZOROWA

Skalka keratofiru fluidalnego bogatego w enklawy

Na NE od Kaczorowa wznosi się okazała skałka (Niederkretschamstein, por. fig. 2, nr 1) porfirowego keratofiru z małymi fenokryształami skalenia

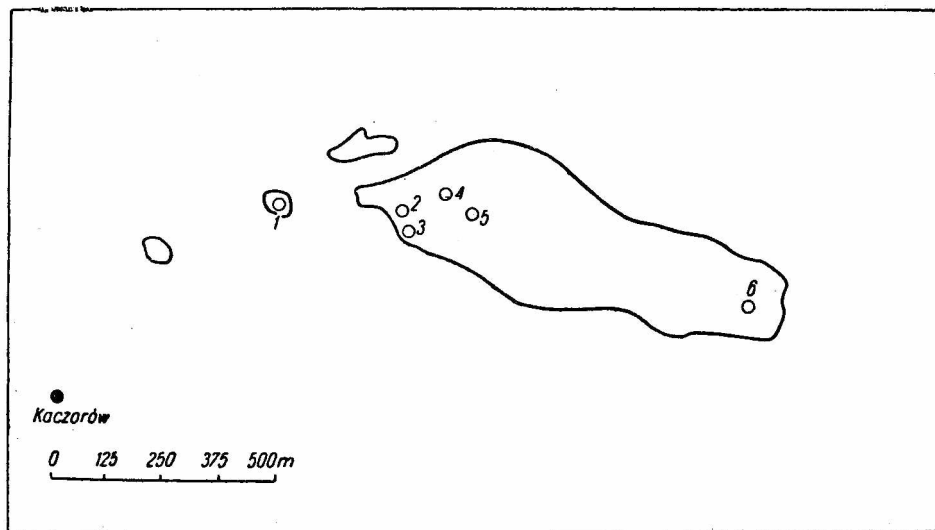


Fig. 2

Keratofiry okolic Kaczorowa

Liczby oznaczają numery odkrywek

○ keratofiry zbadane mikroskopowo

i z afanitowym, a gdzieś tam nawet średnioziarnistym tłem skalnym. Barwę posiada ona jasną w odcieniu różowym, miejscami szarym, teksturę

przeważnie fluidalną, na którą składają się niewielkie i szybko wyklinowujące się zielonawe i różowe smugi. Skalka ta przepełniona jest enklawami bądź to ostro ograniczonymi, bądź też stopniowo zlewającymi się z keratofirem enklawy te tworzy ciemny łupek, którego pakiety dochodzą do 1,5 m grubości średnioziarnisty sjenit, trachit migdałowcowy, zieleńce i różne skały przeobrażone, megaskopowo podobne do zieleńców. Poza tym pocięta jest ona żyłami apłitowo-granitowymi i kwarcowymi, gromadzącymi się gdzieniedzie w kilkucentymetrowej wielkości gniazda, które niekiedy nie posiadają wyraźnych granic z keratofirem i silnie go impregnują. Tu i ówdzie skalka jest tak pocięta żyłami, że robi wrażenie brekcji. W wykształceniu keratofiru panuje więc ogromna różnorodność.

Typowy i czysty keratofir wykazuje w mikroskopie strukturę porfirowatą, teksturę zaś masywną, fluidalną.

Tło skalne składa się z mikrolitów i bardzo drobnitkich ziarenek skalenia i kwarcu oraz zawiera dużo tlenków żelaza, wykształconych najczęściej w postaci malutkich grudek, rzadziej pręcików lub gwiazdek. Mniej licznie występuje tu leukoksen i mikrolity jakiegoś brudnozielonego zmętniałego, ksenomorficznego minerału o dość wysokiej dwójłomności, który miejscami upodabnia się do łuseczek serycytu, miejscami do ziarenek epidotu. Czasami gromadzi się on w niewielkie okrągławe skupienia, powstałe prawdopodobnie z rozkładu skalenia. Tło jest impregnowane kwarcem, który tworzy ksenomorficzne ziarenka często grupujące się w okrągławe lub wydłużone skupienia.

W takim tle tkwią dość liczne, mniej lub więcej automorficzne fenokryształy albitu, rzadko skalenia potasowego i kwarcu. Albit zawiera około 8% anortytu i wykształcony jest przeważnie jako albit szachownicowy, o nieregularnych krótkich i cienkich prążkach albitowych. Niektóre większe osobniki albitu, prawdopodobnie pierwotnego, uległy rozkładowi. Zarysy ich wypełnione są malutkimi ziarenkami wtórnego albitu oraz nielicznego kwarcu, wśród których tkwią dość liczne relikty albitu normalnie albitowo zbliźnionego, nieszachownicowego, o słabym dodatnim reliefie względem wtórnych ziarenek albitowych. Większe osobniki albitu szachownicowego są automorficzne, mniejsze odznaczają się przeważnie niższym stopniem automorfizmu i stopniowo przechodzą w ksenomorficzne malutkie ziarenka wplecione w tło skalne. Czasami małe tabliczki wtórnego albitu ułożone są promieniście w okrągławe skupienia zbliżone do sferolitów. Osobniki albitu są przeważnie silnie spękane, niekiedy wykazują faliste znikanie światła. Fenokryształy albitu szachownicowego często posiadają wewnątrz skupienia ziarenek kwarcowych, do których nierzadko dochodzi żyłka kwarcowa. Niekiedy ksenomorficzne ziarenka kwarcowe całkowicie wypełniają kształty skalenia.

Skaleń potasowy wykształcony jest jako bardzo gruby, plamisty, najprawdopodobniej wtórny pertyt. Wrostki pertytowe, a czasami nawet i całe

partie fenokryształu tworzy albit niezblźniaczony o zawartości około 6% anortytu.

Fenokryształy kwarcu są malutkie i nigdy nie dorównują pod względem wielkości skaleniom. Wykształcone są w postaci ksenomorficznych izometrycznych ziarenek, bardzo rzadko tylko przejawiających pewną tendencję do automorfizmu. Wykazują one faliste znikanie światła, przy tym niekiedy wygasają w postaci smug lub hiperbol rozchodzących się od środka ku peryperiom kryształu. Nierzadko większe osobniki są spękane. Niewiadomo, czy fenokryształy kwarcu nie powstały przy wtórnym procesie sylikacji. Wszystkie fenokryształy skaleni i kwarcu zawierają nieliczne wrostki tlenków żelaza i łyszczyków.

Keratofir przecinają liczne żyłki kwarcowe, krzyżujące się ze sobą pod kątem prawie prostym, czasami zawierające nieco tlenków żelaza i łyszczyków. W miejscach ich krzyżowania się widać, że wszystkie powstawały równocześnie. Ziarna kwarcowe w żyłkach i skupieniach ułożone są wyraźnie kierunkowo, przy tym kierunek ten jest wszędzie ten sam. Wskazuje to albo na dwie fazy nacisków, albo na wypełnianie szczelin podczas trwania nacisków, albo na kierunkowe narastanie kwarcu na ściankach szczelin.

Nie wiadomo, czy w keratofirze tym struktura porfirowata nie jest zjawiskiem wtórnym. Pierwotna struktura mogła być porfirowa, o fenokryształach skalenia potasowego, albitu pierwotnego i kwarcu. Później nastąpił proces albityzacji. W skaleniu potasowym pojawiły się pertytowe wrostki wtórnego albitu, potem całe jego partie zostały zastąpione przez albit, aż wreszcie skałeń potasowy prakryształów zniknął prawie zupełnie, a jego miejsce zajął albit szachownicowy. Plagioklasy o trochę większej zawartości anortytu uległy rozkładowi przechodząc w jakiś łyszczyk lub epidot, albo również zostały zalbityzowane.

Równocześnie w mikrolitycznym, pierwotnie może szklistym tle skalnym zaczął się krystalizować wtórny albit. Osobniki jego krystalizowały bądź to pojedynczo, bądź też z pewnego centrum wzrastały po kilka na raz, układając się w promieniste skupienia zbliżone do sferolitów. Jedne z nich rozwinęły się lepiej uzyskując większy stopień automorfizmu, rozwój innych został zahamowany, tak że stworzyły one ogniwa przejściowe pomiędzy fenokryształami a tłem.

Następnie skutek ruchów górotwórczych skała została spękana, a niektóre fenokryształy pogruchotane. To ułatwiło krążenie roztworów krzemionki, która wykryształizowała w spękaniach, impregnowała tło skalne, a częściowo zastąpiła skałeń w fenokryształach stwarzając również przejście między fenokryształami a tłem.

Analizę chemiczną tej skały i jej skład normatywny podaje tab. 1 (s. 136).

Normatywny skład mineralny musi tu być dosyć zbliżony do składu rzeczywistego; tylko część potasu z normatywnego ortoklazu i glinka z norma-

Tabela 1

Analiza chemiczna i skład normatywny skałki keratofiru fluidalnego („Niederkretschamstein“) (anal. autor)

% wag.	1	2	Średnia	Normatywny skład mineralny	
SiO ₂	68,18	68,38	68,28	kwarc	14,6
Al ₂ O ₃	17,74	17,47	17,61	ortoklaz	37,8
Fe ₂ O ₃	1,08	1,13	1,11	albit	40,1
FeO	0,74	0,91	0,83	anortyt	1,7
MgO	0,31	0,33	0,32	korund	2,2
CaO	0,32	0,33	0,33	hipersten	1,3
Na ₂ O	4,71	4,77	4,74	magnetyt	1,6
K ₂ O	6,52	6,26	6,39	ilmenit	0,3
MnO	0,04		0,04	woda	0,4
TiO ₂	0,19	0,21	0,20		100,0
P ₂ O ₅	śl.		śl.		
H ₂ O+	0,34		0,34	Parametry magmowe 1.4'.1.3	
H ₂ O—	0,06		0,06		
	100,23		100,25		

tywnego korundu wchodzi do łyszczyku, a część wapnia z normatywnego anortytu — do epidotu. Wynika stąd, że skała musi zawierać dużo skalenia potasowego, ukrytego przeważnie w tle skalnym; fenokryształy tego skalenia są bowiem raczej nieliczne.

Enklawa sjenitowa. — Enklawa sjenitowa posiada kształty zaokrąglone, granice z keratofirem dość wyraźne, barwę różową; megaskopowo jest bardzo podobna do średnioziarnistego granitu.

W mikroskopie wykazuje ona teksturę kierunkową, strukturę hipauto-morfowo-ziarnistą, porfiroklastyczną. Składa się z większych ziarn skalenia potasowego, które albo w grupach albo pojedynczo, czasem ułożone w szeregi, tkwią w pokruszonej średnioziarnistej, rzadko drobnoziarnistej masie skalnej. Masa ta składa się ze skalenia potasowego, bardzo małej ilości kwarcu, tlenków żelaza oraz pojedynczych ziarenek cyrkonu i skupień leukoksenu. Układa się ona w pasma. Kierunek wydłużenia ziarn jest przeważnie prostopadły do kierunku przebiegu pasm. Miejscami, gdzie pasma nie są zbyt wyraźne, ułożenie to stwarza pozory tekstury bezładnej, czasami zaś skała zaczyna przybierać teksturę kierunkową, o układzie prostopadłym do kierunku tekstury pierwotnej.

Skład skały w procentach objętościowych przedstawia się następująco:

	%
skaleń potasowy	88,66
kwarc	2,95
tlenki żelaza	3,54
leukoksen	1,14

cyrkon	0,20
drobnoziarniste masy skaleniowe lub skale- niowo-kwarcowe	3,51

Skaleń potasowy tworzy różnej wielkości ziarna, niekiedy zbliżniaszone karlsbadzko, czasami spokane i postrzępione, przeważnie dość silnie przeobrażone, zmętniałe i zbrunatniałe. Niekiedy robią one wrażenie bardzo subtelnego pertytu. Często posiadają wrostki tlenków żelaza, wyjątkowo cyrkonu. Kwarc pierwotny występuje w ilości bardzo nieznacznej tworząc ksenomorficzne ziarenka o znikaniu smużystym, czasami nawet mozaikowym. Stosunkowo liczne są tlenki żelaza, wykształcone w postaci dość dużych przeważnie ksenomorficznych, rzadziej automorficznych ziarenek, które niekiedy grupują się w niewielkie skupienia.

Cyrkon tworzy małe tu i ówdzie rozsiane w skale ziarenka, z reguły automorficzne, czasami o kształtach lekko zaokrąglonych. Leukoksen występuje w ilościach podrzędnych tworząc skupienia naśladujące tlenki żelaza. Czasami osobniki jego posiadają zniekształcone zarysy sześcioboczne.

Enklawa ta pocięta jest licznymi, przeważnie szerokimi żyłami kwarcowo-albitowymi. Przebiegają one prostolinijnie, zgodnie z pierwotną teksturą kierunkową skały, rzadziej rozgałęziają się i wówczas tą skałę na drobne fragmenty.

Pierwszy w żyłach zaczął krystalizować albit, przeważnie dobrze zbliżniaszony albitowo. Narastał on na odsłaniających się w ścianach żyły ziarnach skalenia potasowego w zgodnej z nimi orientacji krystalograficznej. Miejscami widać, jak albit wgryza się w skałę potasową wypierając go. Po tym krótkim okresie albityzacji nastąpił dopływ krzemionki, która wypełniła szczeliny drobnymi ksenomorficznymi ziarenkami kwarcu, przemieszanyymi z bardzo nielicznymi, także ksenomorficznymi ziarenkami albitu.

Kwarc i albit impregnowały również silnie pokruszone partie skały. Małe ziarenka kwarcu i albitu ułożone są w żyłach wybitnie kierunkowo, dłuższymi osiami prostopadle do ścian żyły, zgodnie z wtórną kierunkową teksturą skały. Widać, że enklawa ta, zanim dostała się do keratofiru, przeszła dwie silne fazy górotwórcze. W pierwszej, silniejszej, skała została pokruszona i spokane i uzyskała teksturę kierunkową. Druga faza, trochę słabsza, której naciski szły prostopadle do kierunku nacisków fazy pierwszej, zmieniła orientację ziarn w skale, częściowo zacierając i komplikując pierwotną teksturę kierunkową, i nadała kierunkowość ziarnom w żyłach.

Keratofirowa lawa opływając tę enklawę ułożyła we fluidalne smugi i skupienia tlenki żelaza, leukokseny i trochę jakiegoś lyszczyku, który występuje czasami w skupieniach razem z tlenkami żelaza, rzadziej tworzy oddzielne zielonkawe słabo pleochroiczne łuseczki. Granica keratofiru z en-

klawą jest wyraźna, widać jak keratofir opływa występy enklawy; tylko miejscami, tam, gdzie keratofir graniczy z drobnoziarnistą masą skaleniuowo-kwarcową lub z żyłą kwarcową, staje się ona mniej wyraźna i czasami w obrębie wąskiego pasa nie można między keratofirem a enklawą jej przeprowadzić.

Enklawa o wyglądzie łupku zieleńcowego. — Niewielka enklawa megaskopowo zupełnie podobna do zieleńca, łupkowata, ostrokrawędzista, o bardzo wyraźnych granicach z keratofirem. Została ona opłynięta przez keratofir zgodnie ze swoją teksturą łupkową.

W mikroskopie enklawa ta posiada teksturę masywną, wybitnie kierunkową, robiącą wrażenie tekstury gnejsowej, strukturę hipautomorfovo-ziarnistą, porfirowatą, z pewną tendencją do panksenomorfovo-ziarnistej. Składa się ona ze skalenia potasowego i z kierunkowo ułożonych nieprzezroczystych, a białych w świetle odbitym blaszek lub słupków o wyglądzie leukoksenu lub epidotu, tkwiących w serycytowo-chlorytowej masie.

Skaleń potasowy zawiera dość dużo sodu ($X/a = 9,0-11,3^{\circ}$). Tworzy on różnej wielkości osobniki, przeważnie ksenomorficzne, o kształtach izometrycznych, rzadziej wydłużonych. Czasami po kilka osobników zazębia się ze sobą. Zazwyczaj są one silnie zserycytyzowane i zazębiają się z otaczającą je serycytową masą. Niekiedy serycytyzacja posunięta jest tak daleko, że pozostają z nich tylko drobne ziarenka należące już do masy skalnej. Czasami jednak skaleń potasowy przejawia pewną tendencję do automorfizmu. Osobniki automorficzne są nieliczne, mają przeważnie kształty wydłużonych listewek, często są zbliżone karlsbadzko.

Nieprzezroczyste, białe w świetle odbitym osobniki, wyglądające na leukoksen czy też epidot, ilościowo bardzo nieznacznie ustępują skaleniuowi potasowemu, a w niektórych miejscach nawet przeważają nad nim. Mają one kształty niekiedy izometryczne, czasem sześcioboczne, częściej jednak wydłużone i mogłyby odpowiadać przekrojom poprzecznym płytek biotyту lub podłużnym — słupków amfiboli. Resztę skały wypełnia serycyt, bardzo nieliczny rozproszony chloryt, oraz niewielka ilość malutkich ziarenek skalenia potasowego i tlenków żelaza.

Niektóre partie szlifu robią wrażenie, że skała ta składała się pierwotnie ze skalenia potasowego i, być może, jakiegoś bogatego w tytan biotyту, augitu czy hornblendy, mogło być w niej również trochę tytanitu lub ilmenitu. Byłby to więc sjenit alkaliczny. W procesie metamorfozy skaleń potasowy uległ częściowo przeobrażeniu dając serycytowe masy, a bogate w tytan ciemne minerały uległy rozkładowi i leukoksenizacji.

Granica między enklawą a keratofirem jest łagodnie sfalowana świadcząc, że lawa keratofirowa opływała rozmiękłą, plastyczną już enklawę stłaczając na kontakcie tkwiące w niej osobniki leukoksenu lub epidotu, czasami wciskając się nieznacznie w enklawę i rozciągając jej kawałki.

Enklawa trachitu migdałowcowego. — Enklawa trachitu migdałowcowego megaskopowo jest afanitowa, zbita, barwę ma zielonkawo-szarą z czerwonymi impregnacjami. Migdały owalne, spłaszczone, wielkości do 1 cm, wypełnione są kwarcem. Enklawa ta nie posiada wyraźnych granic z keratofirem i megaskopowo prawie wcale się od niego nie różni.

W mikroskopie masa skalna ma teksturę bezładną, masywną, strukturę zaś trachitową porfirowatą. Tło skalne składa się z malutkich listewek anortoklazu i leukoksenu. Listewki anortoklazu mają kształty bardzo silnie wydłużone, często nawet igiełkowate. Leukoksen tworzy skupienia oraz wydłużone smugi, często w kształcie gałązek lub igiełek, i razem z listewkami anortoklazu nadaje skale strukturę trachitową. Listewki anortoklazu i skupienia leukoksenu tkwią w ksenomorficznej anortoklazowo-leukoksenowej masie zawierającej liczne mikrolity jakiegoś łyszczyku podobnego do serycytu i malutkie ksenomorficzne ziarenka tlenków żelaza.

Trochę większe automorficzne fenokryształy anortoklazu zbliżnione są albitowo i peryklinowo, a nierzadko karlsbadzko. Często posiadają zaćmienie faliste. Tkwią w nich wrostki leukoksenu, czasami wydłużone i ułożone w sposób zorientowany, rzadziej wrostki tlenków żelaza.

W tak wykształconej masie skalnej znajdują się liczne migdały kwarcowe z nieznaczną tylko domieszką skalenia. Są one wszystkie spłaszczone, a wypełniające je drobnutkie ziarenka posiadają bardzo wyraźną teksturę kierunkową. Niekiedy na granicy migdałów zagęszcza się leukoksen.

Skała pocięta jest żyłami kwarcowo-skaleniowymi, w których kwarc ma olbrzymią przewagę. Ziarenka w żyłach ułożone są wybitnie kierunkowo, prostopadle do ścianek żył i posiadają tę samą orientację co ziarenka w migdałach. Żyły te często rozgałęziają się i dochodzą do migdałów. Z tego widać, że wypełniły się one jednocześnie z migdałami.

Widzimy więc, że wszystkie te enklawy z zewnętrznego wyglądu podobne bądź to do zielenców, bądź to do granitów, albo też wykształcone jako migdałowce kwarcowe, należą do skał bezskalenoidowych ale i bezkwarcowych lub posiadają tylko bardzo nieznaczną ilość pierwotnego kwarcu. Składają się one prawie wyłącznie ze skalenia alkalicznego w różnym stopniu zsercytyzowanego, niekiedy zmienionego w masy serycytowo-skaleniowe, oraz z niewielkiej ilości tlenków żelaza, leukoksenu i cyrkonu. Skały te należą więc do sjenitów alkalicznych i ich odpowiedników wylewnych — trachitów alkalicznych o równowadze lub małym nadmiarze krzemionki.

Wszystkie enklawy pocięte są żyłami. Żyły, a w migdałowcu i migdały, mają zawsze ten sam skład i teksturę kierunkową prostopadłą do ścianek żył. Stąd można wyciągnąć wniosek, że enklawy te należą do jednego silnie zmetamorfizowanego kompleksu sjenitów alkalicznych, składającego się ze skał plutonicznych i wulkanicznych. Lawa keratofirowa przebiła się więc przez kompleks sjenitów alkalicznych a, być może, powstała z upłynnienia dolnych jego partii.

Keratofiry góry Lubrzy (Waldberg) na E od Kaczorowa. — Około 200 m na wschód wznosi się na brzegu lasu mała skałka masywnego fluidalnego keratofiru o strukturze porfirowej (fig. 2, nr 2). Barwę ma ona ciemną, zielonawo-szarą z ciemnoczerwonymi smugami i plamami. Skaleń tworzy nie-liczne różowe fenokryształy, wielkości do 0,5 cm. Tło skalne jest afanitowe. Skałka jest dość silnie skliważowana, a gładkie płaszczyzny spękań zabarwione są tlenkami żelaza na kolor hematytowo-czerwony.

W mikroskopie keratofir ten ujawnia teksturę masywną, silnie fluidalną, strukturę porfirowatą.

Tło skalne jest niezwykle drobno mikrolityczne. Składa się ono z partii skaleniuwo-kwarcowych, podzielonych ciemnymi fluidalnymi smugami, w których skład wchodzi głównie zielonkawy pleochroiczny łyszczyk, niewielka ilość ksenomorficznych tlenków żelaza i leukoksen a może i epidot.

Tkwia w nim bardzo nieliczne, przeważnie malutkie, niekiedy automorficzne, częściej zaokrąglone fenokryształy plagioklazu, stłoczone niekiedy w niewielkie grupki. Plagioklasy te stoją na pograniczu albitu i oligoklazu (zawierają około 10% anortytu). Niekiedy mają one budowę pasową z dużym jądrem i cieniutką, nieco bardziej wapnistą opwódką zewnętrzną. Niektóre osobniki zawierają w jądrze wrostki albitu (o zawartości około 4% anortytu), tlenków żelaza i łyszczyków. Fenokryształy są czasami silnie spękanne.

Keratofir ten jest dość znacznie zsylikowany. Kwarc tworzy w nim cieniutkie krzyżujące się ze sobą żyłki oraz liczne pojedyncze ziarenka i skupienia.

W odległości około 40 m na południe (fig. 2, nr. 3) wznosi się w lesie duża skałka podobnego nieco do bazaltu, ciemnoszarego masywnego keratofiru z bardzo licznymi małymi fenokryształami skalenia.

W mikroskopie widać jego teksturę masywną, fluidalną, strukturę porfirowatą. Mikrolityczne tło skalne składa się ze skalenia alkalicznego, ilościowo ustępującego mu kwarcu i dużej ilości zielonkawego łyszczyku. W skład tła wchodzi również dużo ksenomorficznych tlenków żelaza, trochę drobnoziarnistego epidotu, upodabniającego się do leukoksenu, oraz pojedyncze, malutkie, czasem zaokrąglone ziarenka cyrkonu i apatytu.

Zielony łyszczyk jest jednoosiowy lub dwuosiowy o bardzo małym kącie osi optycznych, ma dość wysoką dwójłomność i wyraźny pleochroizm w odcieniach zielonych. Wykształcony jest przeważnie w postaci mikrolitycznej, lecz tworzy niekiedy trochę większe zaokrąglone blaszki, otoczone zawsze wieńcem ziarenek tlenków żelaza. Czasami łuseczki tego łyszczyku zagęszczają się w większej ilości, tak że lokalnie nawet mogą przeważać nad skaleniami i kwarcem.

W tle tym tkwią nieregularne kanciaste kawały tła melanokratycznego prawie wogóle nieprzezroczystego, składającego się głównie z tlenków że-

laza i leukoksenu w postaci igiełek i gwiazdek, rzadziej ksenomorficznych ziarenek. Te ciemne, silnie żelaziste partie tła w stanie jeszcze plastycznym rozciągane były przez płynącą bardziej leukokratyczną lawę zostawiając za sobą liczne skupienia i smugi, a niekiedy stłaczając się przy fenokryształach.

W tak wykształconym tle występują zaokrąglone kryształy plagioklazu, często o zarysach bardzo nieregularnych, oraz pojedyncze osobniki jakiegoś silnie żelazistego, lekko przeświecającego minerału, występującego w postaci wydłużonych słupków otoczonych grubą powłoką tlenków żelaza. Minerale ten, przypominający trochę renit, tkwi w melanokratycznych partiach tła.

Plagioklaz należy do oligoklazu zawierającego około 11% anortytu i wykształcony jest jako subtelny antypertyt. Uległ on następnie procesowi albityzacji i przeszedł częściowo w albit szachownicowy. Niekiedy całe jego partie wypełnione zostały agregatem wtórnych ziarenek albitowych, przeważnie zbliżniaczonych albitowo, zawierających 2—4% anortytu. Fenokryształy są niekiedy silnie spękane, z wygasaniem falistym, niekiedy prawie mozaikowym. Wrostki w nich tworzy cyrkon, łyszczyk i tlenki żelaza.

Skale przecinają dość grube żyły kwarcowe zawierające drobną ilość bezbarwnego ksenomorficznego łyszczyku. Ziarna kwarcowe w żyłach są ułożone kierunkowo, dłuższymi osiami pod pewnym kątem do ścian żył.

Skalka afanitowego keratofiru niefluidalnego

W odległości około 100 m na pn.-wschód na zachodnich stokach góry Lubrzy (Waldberg — „Teufelskanzel”, por. fig. 2, nr 4) występuje duża skałka ciemnoszarego afanitowego keratofiru niefluidalnego z drobnymi fenokryształami skaleni.

W mikroskopie keratofir wykazuje teksturę masywną, bezładną, strukturę porfirowatą. Tło skalne jest bardzo drobnoziarniste, skaleniowo-kwarcowe, zawierające liczne mikrolity łyszczyku podobnego do serycytu, dość dużą ilość tlenków żelaza, trochę rozproszonego leukoksenu i pojedyncze niewielkie ziarenka cyrkonu. Skaleń ma w nim olbrzymią przewagę nad kwarcem. Kwarc zawsze jest ksenomorficzny, gdy tymczasem skaleń przejawia pewną tendencję do automorfizmu i niekiedy bywa wykształcony w postaci drobnymi tabliczek, stanowiących ogniwo przejściowe między fenokryształami a tłem. Skaleń ten należy częściowo do skalenia potasowego, częściowo do albitu, niekiedy szachownicowego.

Fenokryształy tworzy albit zawierający 4—10% anortytu, wykształcony jako wtórny, niekiedy nawet bardzo gruby plamisty antypertyt, w którym nierzadko całe partie tworzy skaleń potasowy. Albit należy z reguły do odmiany szachownicowej, czasami jednak wygląda na albit pierwotny dzięki długim i regularnym prążkom albitowym. Fenokryształy mają niekiedy wy-

rażne zarysy krystalograficzne i tkwią w tle pojedynczo; częściej jednak wykształcone są w postaci nieregularnych, zazębiających się ze sobą izometrycznych ziarn. Są one bardzo silnie spękane, często wykazują faliste, a nawet mozaikowe znikanie światła. W prawie wszystkich fenokryształach stwierdzić można skupienia i żyłki malutkich ksenomorficznych ziarenek wtórnego albitu, bardzo rzadko kwarcu, oraz wrostki łyszczyku i tlenków żelaza. Fenokryształy stanowią 7,4% objętościowych skały.

Analizę chemiczną tej skały w procentach wagowych i jej skład normatywny podaje tabela 2.

Tabela 2

Analiza chemiczna i skład normatywny skałki keratofiru niefluidalnego z góry Lubrzy (anal. autor)

% wag.	1	2	Średnia	Normatywny skład mineralny	
SiO ₂	73,79	73,93	73,86	kwarc	26,5
Al ₂ O ₃	14,19	14,32	14,25	ortoklaz	40,6
Fe ₂ O ₃	1,21	1,35	1,28	albit	28,3
FeO	—	—	—	anortyt	3,1
MgO	0,21	0,21	0,21	korund	0,2
CaO	0,61	0,65	0,63	enstatyt	0,5
MnO	śl.	śl.	śl.	hematyt	1,3
Na ₂ O	3,30	3,43	3,36	Parametry magmowe 1.4.1./3.	
K ₂ O	7,00	6,77	6,88		
TiO ₂	0,05	0,06	0,05		
P ₂ O ₅	śl.	śl.	śl.		
H ₂ O+	—	—	—		
H ₂ O—	—	—	—		
	100,38	100,72	100,52		

Skład mineralny normatywny jest tu bardzo zbliżony do składu rzeczywistego, z tą różnicą, że cały magnez z enstatytu i nieznaczna część potasu i glinki ze skalenia potasowego przechodzi do łyszczyku. Wiedząc, że do fenokryształów wchodzi około 7% albitu, z tabeli tej wnioskujemy, że w tle skałen potasowy przeważa prawie dwukrotnie nad albitem, a kwarcu jest prawie tyle samo co albitu.

Czy kwarc nie jest tu po części pochodzenia wtórnego? Wygląd mikroskopowy wskazuje na to, że skała wogóle nie uległa sylikacji lub uległa jej tylko w stopniu bardzo nieznacznym, można więc przypuszczać, że mamy tu głównie do czynienia z kwarcem pierwotnym.

Około 60 m dalej na pd.-wschód, na stokach tej samej góry w kamieniołomie (fig. 2, nr 5) odsłania się keratofir masywny, afaniczny, słabo fluidalny, barwy popielato-szarej z malutkimi licznymi fenokryształami skalenia. Keratofir ten jest silnie skliważowany.

W mikroskopie zdradza on teksturę lekko fluidalną, jest bezłyszczkowy i zawiera trochę więcej leukoksenu niż keratofir ze skałki poprzedniej, poza tym jednak niczym się nie różni. W fenokryształach zawartość anortytu waha się od 9 do 11%.

Luźne okazy keratofiru

Na wschodnim krańcu południowego pasma, w odległości około 700 m od skałek poprzednich (pd.-wschodnie zbocze góry Hohlstein, por. fig. 2, nr. 6) występują w polu kawałki świeżego zbitego keratofiru. Spotyka się tu odmiany zarówno łupkowe jak i masywne, zarówno porfirowe jak i afanitowe.

a) *Keratofir złupkowany*, wyraźnie fluidalny, prawie bez fenokryształów, o barwie jasnoszarej w odcieniu różowym, na powierzchniach zwietrzałych o barwie ciemniejszej — zielonawo-szarej. Pocięty jest równolegle i prostopadłe do złupkowania cieniutkimi żyłkami kwarcowo-skaleniovymi, skupiającymi się gdzieniegdzie w niewielkie różowe gniazda.

W mikroskopie widać jego teksturę kierunkową, strukturę porfirowatą. Tło skalne składa się z pansenomorfowo-ziarnistej, bardzo drobno krystalicznej mozaiki kwarcowo-skaleniovej, w której tkwią dość liczne tlenki żelaza, pojedyncze łuseczki i niewielkie skupienia łyszczyku podobnego do serycytu oraz pojedyncze malutkie ziarenka apatytu i cyrkonu.

Fenokryształy tworzy tylko kwarc ksenomorficzny, spękany, wygasający smużyście, zawierający wrostki łyszczyku, tlenków żelaza i czasami apatytu. Niektóre fenokryształy kwarcu wyglądają na pseudomorfozy po jakimś mineralu o przekrojach silnie wydłużonych, z kształtu przypominających amfibol.

Skała ta jest bardzo silnie skwarcowana. Kwarc wyparł tutaj wszystko, wydaje się nawet, że w tle jest bardzo niewiele skalenia. Wobec tego nie wiadomo, czy fenokryształy kwarcu mają naturę magmową, czy powstały w procesie sylikacji skały.

b) *Keratofir masywny*, megaskopowo niefluidalny, z bardzo nielicznymi fenokryształami skaleni, ma barwę ciemną, szaro-zieloną. Jest on bardzo silnie strzaskany i zlepiony różowymi żyłami kwarcowo-skaleniovymi tak, że czasem robi wrażenie brekcji.

W mikroskopie ujawnia strukturę porfirowatą. Tło skalne jest wybitnie fluidalne. Składa się prawie wyłącznie z mikrolitów zielonkawego, podobnego do serycytu łyszczyku, z niewielkiej ilości ksenomorficznych ziarenek, rzadziej automorficznych tabliczek skalenia potasowego, z licznych wydłużonych, niekiedy izometrycznych osobników leukoksenu i tlenków żelaza oraz z pojedynczych malutkich ziarenek apatytu. Miejscami występują niewielkie partie, wyraźnie odgraniczone od reszty tła, wolne od tlenków żelaza i leukoksenów, składające się zaś z serycytu i niewielkich nieregular-

nych, czasami nawet dość licznych ziarenek skalenia potasowego, przeważnie wygasających w jednym położeniu. Partie te powstały więc z serycytyzacji skalenia potasowego. Przez tło przebiegają duże, kręte, niekiedy zygzakowate, fluidalne smugi, składające się głównie z leukoksenu i z ilościowo ustępujących mu tlenków żelaza.

W tak wykształconej masie tkwią zaokrąglone, niekiedy silnie zserycytyzowane fenokryształy skalenia, niewielkie i nieliczne automorficzne fenokryształy apatyty oraz okragławe nieregularne ziarenka tlenków żelaza i leukoksenu. Znajdują się tu również nieliczne pęcherzyki wypełnione smużyscie wygasającym kwarcem, otoczone zielonkawym słabo pleochroicznym łysszczykiem.

Skaleń fenokryształów należy do albitu wykształconego jako bardzo gruby plamisty antypertyt. Skaleń potasowy niekiedy nawet przeważa nad wgryzającym się weń albitem. Albit, zawierający około 9% anortytu, czasami wygląda na albit pierwotny o długich i wyraźnych prążkach albitowych, a niekiedy wykształcony jest jako albit wtórny, szachownicowy, o prążkach krótkich, niewyraźnych, poprzerrywanych. Czasami skaleń potasowy, poprzerastany albitem, ma drobne, bardzo niewyraźne prążki albitowe, które jednak mogłyby należeć i do wgryzającego się weń albitu. Te partie skalenia potasowego mają jednak kąt osi optycznych mniejszy niż albit w obrębie tego samego osobnika i należą, być może, do anortoklazu.

Niekiedy fenokryształy skalenia są silnie zdeformowane, prążki zaś w albicie półkolisto wygięte. Nierzadko fenokryształy są stłoczone w grupy, a całą taką zdeformowaną grupę otacza wążutka obwódka ze skalenia potasowego. Można by to uważać za zjawiska protoklazu, po których jeszcze krystalizował skaleń potasowy; ponieważ jednak wobec niewielkiej ilości fenokryształów protoklaza jest bardzo mało prawdopodobna, można przypuszczać, że mamy tu do czynienia z reliktami jakichś upłynnionych skał i że tylko zewnętrzna cieniutka obwódka ze skalenia potasowego powstała w magmie keratofirowej.

Przeważnie całe grupy stłoczonych fenokryształów są spękane i w spękaniach tych wykryłizował w postaci ksenomorficznych ziarenek wtórny albit i kwarc.

c) *Keratofir porfirowy* jest to odmiana keratofiru masywnego, megaskopowo niefluidalnego, barwy ciemnoszarej, z bardzo licznymi, niekiedy dochodzącymi do 1 cm fenokryształami skalenia oraz z nielicznymi owalnymi żelazistymi migdałami barwy ciemnej, hematytowo-czerwonej. Pocięty jest on cienkimi, prawie prostopadłymi do siebie żyłkami kwarcowo-albitowymi. Keratofir ten jest bardzo podobny do okazu opisanego pod literą (b).

W mikroskopie tło wygląda identycznie jak w keratofirze poprzednim (b). Różni się odeń tylko tym, że leukoksen nie gromadzi się w duże pasma, lecz tworzy nieliczne ciemne smugi, a przeważnie rozprasza się w całym tle, gdzie wykształcony jest w postaci wydłużonych, kierunkowo ułożonych ziarenek.

Fenokryształy skalenia są bardzo liczne i niekiedy mają dość wyraźne zarysy krystalograficzne. Niektóre, nieliczne zresztą, szczególnie duże osobniki posiadają jądro ze skalenia potasowego, dość grubą obwódkę z pierwotnego albitu, o wyraźnych i długich prążkach albitowych i najbardziej zewnętrzzną cieniutką obwódkę ze skalenia potasowego. Fenokryształy te są spękane; szczelinki są wypełnione małutkimi ziarenkami kwarcu i mniej liczno albitu. Procent anortytu w albicie waha się od 7—10%. W przeciwieństwie do skały poprzedniej skalenie nie są tu prawie wcale zdeformowane.

Fenokryształy apatyty, leukoksenu i tlenków żelaza są tu tak samo nieliczne jak w keratofirze poprzednim, ale większe i bardziej automorficzne. Leukoksen ma niekiedy wyraźne choć bardzo nieregularne sześcioboczne zarysy i zawiera dość duże osobniki apatyty w postaci automorficznych wrostków. Tlenki żelaza mają niekiedy budowę szkieletową, czasem wykształcone są w postaci słupków. Keratofir ten zawiera w porównaniu ze skałą poprzednią o wiele więcej pęcherzyków wypełnionych smużyscie wygasającym kwarcem.

Nie wiadomo, czy struktura porfirowata w okazach b) i c) nie jest zjawiskiem wtórnym, spowodowanym przez proces serycytyzacji. Miejsce masy serycytowo-skaleniowej w niezmienionej skale zajmował prawdopodobnie skałek potasowy, od którego wykształcenia zależała pierwotna struktura skały. Następnie rozpoczął się proces serycytyzacji, który atakował poszczególne ziarna skaleniowe nierównomiernie, jedno z nich zmieniając w tło serycytowo-skaleniowe, inne, bardzo nieliczne zresztą, pozostawiając jako fenokryształy.

Z tego krótkiego przeglądu keratofirów okolic Kaczorowa widzimy, że przeważają tutaj odmiany fluidalne, przeważnie masywne, rzadziej łupkowe. Wszystkie te keratofiry posiadają strukturę nie tyle porfirową ile porfirowatą, a to ze względu na ciągłość przejść między dużymi osobnikami fenokryształów a osobnikami tła skalnego. Fenokryształy tworzy skałek alkaliczny, bardzo rzadko kwarc, a do wyjątków należą fenokryształy apatyty, leukoksenu i tlenków żelaza. Fenokryształy skalenia alkalicznego mają postać krótkich tabliczek i przeważnie są dość liczne dochodząc do 7% objętościowych skały i osiągając wielkość 1 cm. Rzadziej natomiast są one tak nieliczne i tak małych rozmiarów, że struktura porfirowata widoczna jest dopiero pod mikroskopem. We wschodniej części wystąpienia kaczorowskiego fenokryształy są większe i liczniejsze niż w części zachodniej.

Tło skalne jest zazwyczaj felzytowe, po części mikrolityczne, bogate w tlenki żelaza i leukoksen lub epidot, przeważnie kwarcowo-skaleniowe, rzadko łyszczkowe.

Wszystkie keratofiry tu występujące są w dużym stopniu zmienione przez wtórne procesy albityzacji, sylikacji i serycytyzacji. Są one przeważnie silnie spękane, skliważowane i pocięte żyłami.

Obecnie dysponujemy czterema analizami keratofirów okolic Kaczorowa, zestawionymi porównawczo w tabeli 3.

Tabela 3

Zestawienie analiz chemicznych i normatywnego składu mineralnego keratofirów okolic Kaczorowa

% wag.	1	2	3	4
SiO ₂	68,28	73,86	71,43	60,90
Al ₂ O ₃	17,61	14,25	14,04	15,30
Fe ₂ O ₃	1,11	1,28	1,20	6,26
FeO	0,83	—	1,21	0,90
MgO	0,32	0,21	—	0,33
CaO	0,33	0,63	0,22	1,28
K ₂ O	6,39	6,88	8,10	7,55
Na ₂ O	4,74	3,36	3,11	4,09
MnO	0,04	śl.	—	śl.
TiO ₂	0,20	0,05	—	1,42
P ₂ O ₅	śl.	śl.	0,08	0,90
H ₂ O +	0,34	—	0,63	1,18
H ₂ O —	0,06	—	—	—
	100,25	100,52	100,16	100,11

Normatywny skład mineralny

% wag.	1	2	3	4
kwarc	14,6	26,5	21,5	7,0
ortoklaz	37,8	40,6	47,8	44,5
albit	40,1	28,3	26,2	34,6
anortyt	1,7	3,1	0,3	1,1
korund	2,2	0,2	—	—
hypersten	1,3	0,5	1,5	0,8
magnetyt	1,6	—	1,6	—
piryt	—	—	0,1	—
ilmenit	0,3	—	—	1,8
rutyl	—	—	—	0,5
hematyt	—	1,3	—	6,1
apatyt	—	—	0,3	1,8
	99,6	100,5	99,3	98,2
Parametry magmowe	I.4'.1.3	I.4.1'.3	I.4.1.2(3)	I(II).5.1.3

1 Skalka „Niederkretschamstein”; anal. Ansilewski.

2 Zachodnie stoki góry Lubrzy („Waldberg, Teufelskanzel”); anal. Ansilewski.

3 Lubrza („Waldberg”), anal. Eyme (II).

4 Lubrza („Waldberg”), między „Bodenbusch” a Płoniną („Nimmersath”); anal. Klüss (II).

Z przytoczonych analiz widzimy, że keratofiry te są wybitnie potasowe, czasami więcej niż z dwukrotną przewagą K_2O nad Na_2O . Zawartość normatywnego skalenia alkalicznego (ortoklaz + albit) waha się w granicach 68,9 — 79,1%, a kwarcu 7,0 — 26,5%. Występują tu więc zarówno riolity jak i trachity alkaliczne. W zachodniej części tego wystąpienia (skałka „Niederkretschamstein“) istnieje nadmiar glinki w stosunku do alkaliów.

Keratofiry okolic Kaczorowa należą niewątpliwie do jednej erupcji. Dotychczas nic nie wiemy o ich genezie. Być może, powstały one w strefie anateksis z jakichś upłynnionych kompleksów sjenitów alkalicznych, których liczne enklawy tkwią w skałce nr 1 („Niederkretschamstein“).

Przebieg krystalizacji magmy keratofirowej możemy odtworzyć dość dokładnie.

W najwcześniejszym stadium w magmie istniały kryształy skalenia potasowego i plagioklazów, które albo powstały w procesie krystalizacji magmy keratofirowej, albo były relikdami upłynnionych skał, na co mogłyby wskazywać znamiona protoklazów. W późniejszym stadium krystalizował albit. Skałeń potasowy ulegał resorpcji, a wypierający go albit wnikał w postaci żyłek i infiltracji tworząc wtórny, przeważnie bardzo gruby plamisty antypertyt, niekiedy zupełnie zastępując skałeń potasowy. Wreszcie nastąpił wylew lawy keratofirowej i zastygnięcie tła skalnego. Na wschodnim krańcu kaczorowskiego wystąpienia keratofirów warunki były o tyle inne, że pod sam koniec wzrostu fenokryształów znowu przyszedł do głosu skałeń potasowy tworząc na nich cienką obwódkę. Wtórna albityzacja produkująca albit szachownicowy dokonała się zapewne później, może w stadium powulkanicznym.

PRZEGLĄD INNYCH KERATOFIRÓW GÓR KACZAWSKICH

A. Keratofiry pasma południowego

Keratofir okolic Jeżowa. — Na NW od Jeżowa, w przekopie szosy z Jeżowej Góry do Wlenia, odsłania się ciemnoszary porfirowy keratofir z nielicznymi drobnymi fenokryształami skalenia i kwarcu oraz z afanitowym tłem skalnym. Teksturę ma wybitnie kierunkową, na którą składają się wąziutkie naprzemianległe zielone i różowe smugi, miejscami bardzo wyraźne, a miejscami ledwo widoczne. W mikroskopie wykazuje on teksturę prawie łupkową, strukturę porfirowatą.

Fenokryształy są nieliczne i źle zachowane. Większe, automorficzne, należą wyłącznie do skalenia potasowego wykształconego jako drobny pertyt. Uległy one przeważnie rozkładowi i pozostały z nich tylko niewielkie fragmenty. Rozłożone partie wypełnia serycyt, rzadziej drobnodziarnista kwarcowo-skaleniowa masa lub ksenomorficzne tlenki żelaza. Mniejsze, nieliczne, ksenomorficzne fenokryształy tworzy kwarc.

Tło skalne posiada strukturę nierównokrystaliczną i składa się z mozaiki felzytowej kwarcowo-skaleniowej, w której tkwią bardzo liczne drobne ziarenka kwarcu układające się w smugi. Leukoksenu czy też drobnodziarnistego epidotu jest niewiele. Występuje on w niewielkich oddzielnych skupieniach lub towarzyszy smugom łyszczykowym. Tlenki żelaza są dość liczne i tworzą ksenomorficzne ziarenka gromadzące się czasami w niewielkie skupienia.

Keratofiry okolic Bolkowa. — Na północny zachód od Bolkowa odsłaniają się w kamieniołomach następujące odmiany keratofirów:

1. Keratofir masywny afanitowy barwy ciemnozielonej, prawie czarnej; w mikroskopie ujawnia strukturę porfirowatą z trachitowym tłem skalnym, teksturę bezładną.

W cieście skalnym najważniejszą rolę odgrywa skałen alkaliczny wykształcony w postaci mikrolitycznych, czasami bardzo niewyraźnych listewek, rzadziej większych ksenomorficznych, faliście wygasających ziarn. Ma on znikanie światła ukośne i należy do albitu, tylko niektóre osobniki mają znikanie proste i, być może, należą do skalenia potasowego. Często są one zbliżniaczone karlsbadzko, a niekiedy odnosi się wrażenie, że występują również bardzo niewyraźne i nieregularne zbliżniaczenia albitowe. To, co wydaje się zbliżniaczeniem albitowym, może być również odmieszaniami pertytowym, zwłaszcza, że na trochę większych tabliczkach, dzięki różnicom dwójłomności, wyraźnie zaznacza się plamistość, która wskazuje na istnienie odmieszkań pertytowych.

Niektóre trochę większe, faliście wygasające, ksenomorficzne ziarna robią wrażenie fenokryształów. Prawdziwych automorficznych fenokryształów skalenia jest bardzo niewiele i są one drobne. Zarówno większe ksenomorficzne ziarna jak i automorficzne fenokryształy są wykształcone jako bardzo grubo plamisty pertyt, tak że niekiedy trudno nawet rozstrzygnąć, czy to skałen potasowy w albicie, czy też odwrotnie, albit w skaleniu potasowym tworzy pertytowe przerosty. Odmieszkania w ksenomorficznych ziarnach są mniej wyraźne niż w fenokryształach. Albit fenokryształów zawiera około 8% anortytu, natomiast albit ciasta skalnego tylko około 2%.

Skalenie mają bardzo dużo drobnych wrostków rybekitu, tlenków żelaza, zielonkawego lub brudno żółtego łyszczyku, rzadziej epidotu oraz kwarcu. Fenokryształy zawierają wrostków mniej niż skalenie należące do ciasta skalnego.

Kwarc towarzyszy skałeniom w ilościach podrzędnych. Tworzy on ksenomorficzne fenokryształy dając stopniowe przejście do drobnitkich ziarenek, należących do tła skalnego. Zawiera zazwyczaj dużo drobnych wrostków, wśród których można wyróżnić łyszczyki oraz tlenki żelaza, nie posiada natomiast nigdy wrostków rybekitu.

Skalenie tworzą czasami duże przerosty w kwarcu. Są one automor-

ficzne i należą do albitu o wyraźnych i grubych prążkach albitowych, zawierającego około 6% anortytu. Ponieważ tak wykształconego albitu nie ma ani w cieście skalnym, ani nie tworzy on fenokryształów, należy przypuszczać, że jest to albit wtórny. Kwarc przerośnięty albitem byłby więc także pochodzenia wtórnego.

Ciemnych minerałów jest dużo. Wśród nich najważniejszą rolę odgrywa rybekit o bardzo niskiej dwójłomności, wygaszaniu prawie prostym i silnym pleochroizmie w tonach atramentowo-niebieskich i zielono-żółtych, ($\alpha > \beta > \gamma$: α — atramentowo-niebieski, β — niebiesko-szary, γ — zielono-żółty). Tworzy on dość duże, automorficzne fenokryształy o końcach postrzępionych, czasami ma budowę szkieletową. Fenokryształy rybekitu stopniowo przechodzą w małe osobniki równomiernie i gęsto rozsiane w całym tle skalnym. Czasami rybekit ulega rozkładowi i przechodzi w bezbarwny minerał jednoosiowy, optycznie dodatni o dwójłomności około 0.009 i znikaniu prostym, a więc właściwościami zbliżony do prochlorytu.

W ilościach podrzędnych występuje zielonkawy łyszczyk w postaci małych łuseczek równomiernie rozrzuconych w skale. Jeszcze mniej liczne są niewielkie skupienia lub pojedyncze ziarenka epidotu oraz pojedyncze małe grudki tlenków żelaza.

W skale tej występuje również syderyt lub tytanit o brudnożółtym czy też szarawym zabarwieniu, bardzo wysokiej dwójłomności i wysokich współczynnikach załamania. Tworzy on nieliczne drobnokrystaliczne skupienia, czasami występuje w postaci pseudomorfoz po rybekicie.

2. Keratofir afanitowy, barwy jasnozielonej, o teksturze masywnej, bezładnej, pocięty dość grubymi żyłami kwarcowymi.

W mikroskopie ujawnia strukturę trachitową, teksturę prawie bezładną. Minerałów ciemnych nie zawiera wogóle, z wyjątkiem małych i nielicznych tlenków żelaza oraz strzępków łyszczyku. Głównym minerałem tworzącym skałę jest skałen alkaliczny, wykształcony w postaci drobniutkich, bardzo silnie wydłużonych listewek, tkwiących w felzytowej masie skałeniowej lub skałeniowo-kwarcowej. Listewki te mają tendencję do układania się w ledwo widoczne wąskie, niewyraźne i nieregularne pasma, przy czym kierunek wydłużenia listewek jest prostopadły do kierunku przebiegu pasm. Skałenie wykazują współczynniki załamania niższe od balsamu kanadyjskiego, bardzo subtelne i nieregularne zbliżnienia albitowe oraz prawie proste znikanie światła. Jest to więc anortoklaz. Listewkom anortoklazu towarzyszą w niewielkiej ilości małe ziarenka kwarcu.

3. Keratofir bardzo drobnodziarnisty, prawie afanitowy o teksturze masywnej, bezładnej lub bardzo słabo kierunkowej. Zabarwiony jest na kolor ciemnozielonkawy. Przecinają go nieliczne krzyżujące się ze sobą żyły kwarcowe.

W mikroskopie widać jego strukturę trachitową, teksturę fluidalną.

Składa się on głównie ze skalenia alkalicznego, który tworzy drobniutkie, niemal mikrolityczne silnie wydłużone listewki o niewyraźnych, rozmazanych konturach. Skaleń ten ma bardzo cieniotkie, niewyraźne i nieregularne zbliźniaczenia albitowe, relief względem balsamu kanadyjskiego ujemny, kąty wygaszania: w przekroju prostopadłym do $\alpha \wedge \beta / 010 = 6,3^\circ$, w przekroju prostopadłym do $\gamma \wedge \alpha / 001 = 10,9^\circ$, kąt osi optycznych duży, ma on więc pewne cechy wspólne zarówno dla anortoklazów jak i dla oligoklazów o zawartości około 17% anortytu. Od anortoklazów różni go jednak duży kąt osi optycznych, od oligoklazów — zbyt niskie współczynniki załamania. Znikanie światła posiada on faliste i zawiera bardzo dużo malutkich wrostków zielonkawego łyszczyku, czasami rybekitu i tlenków żelaza, rzadziej jakieś drobniutkie wrostki wyglądające na epidot.

Skaleniowi alkalicznemu towarzyszy w ilościach podrzędnych ksenomorficzny kwarc, który, podobnie jak i skaleń, przepełniony jest drobniutkimi wrostkami. Niekiedy bardzo nieliczne osobniki kwarcu, rzadziej skalenia, dochodzą do nieco większych rozmiarów nadając skale niewyraźną strukturę porfirowatą. Fenokryształy kwarcu i skalenia są zawsze ksenomorficzne.

Minerałów ciemnych jest dość dużo. Wśród nich najważniejszą rolę odgrywał pierwotnie rybekit. Tworzył on malutkie osobniki o postrzępionych końcach, układające się kierunkowo. Obecnie rybekit uległ już rozkładowi. Kształty jego są przeważnie wypełnione nieprzezroczystą masą, świecą białą w świetle odbitym. Niekiedy rybekit przechodzi w prawie niepleochroiczny zielony minerał o wysokiej dwójłomności, wysokich współczynnikach załamania, bardzo dużym kącie osi optycznych i znikaniu światła prostym lub prawie prostym, rzadziej przechodzi w jakiś bezbarwny, optycznie dodatni chloryt o dwójłomności około 0,009, wyglądający na prochloryt. Niekiedy w tych wtórnych, powstałych z rybekitu minerałach, całe partie tworzy nierozłożony jeszcze rybekit o bardzo niskiej dwójłomności i atramentowo-niebieskich barwach. Zupełnie nienaruszone osobniki rybekitu należą do rzadkości. W ilościach dość znacznych występuje tu również jakiś zielony łyszczyk, silnie pleochroiczny, jednoosiowy lub dwuosiowy o bardzo małym kącie osi optycznych, o dość wysokiej dwójłomności i prostym znikaniu światła. Tworzy on drobniutkie blaszki przeważnie otulające fenokryształy kwarcu, lub gromadzi się w bardzo drobnokrystaliczne zielone skupienia i smugi. Wydaje się, że łyszczykowi temu towarzyszy niekiedy chloryt.

Epidot tworzy niewielkie i stosunkowo nieliczne ziarenka, często występujące razem z łyszczykowymi skupieniami. Barwę posiada zieloną o odcieniu lekko żółtawym i jest bardzo słabo pleochroiczny.

W skale tej występują również nieliczne lecz dość duże skupienia drobnych izometrycznych ziarenek jakiegoś węglanu czy tytanitu o wysokich

spółczynnikach załamania i bardzo wysokiej dwójłomności (barwy białe wyższego rzędu).

4. Keratofir o strukturze porfirowej z trachitowym tłem skalnym i z teksturą wybitnie fluidalną, zaznaczającą się zarówno w tle skalnym jak i w ułożeniu fenokryształów.

Tło skalne składa się z mikrolitycznych silnie wydłużonych listewek skalenia alkalicznego. Mają one znikanie proste lub prawie proste, relief względem balsamu kanadyjskiego ujemny. Na niektórych listewkach można dopatrzeć się pewnej niejednorodności optycznej przypominającej bardzo niewyraźne i nieregularne zbliżniaczenia albitowe, co nasuwa przypuszczenie, że skałę ten należy do anortoklazu. Skaleniowi towarzyszą nieliczne ksenomorficzne ziarenka kwarcu. Występuje tu również dużo jakichś bardzo drobnokrystalicznych (nieoznaczalnych) zielonkawych minerałów, nakrapiających całe tło skalne i gromadzących się w gęsto obok siebie ułożone smugi fluidalne.

Odnosi się wrażenie, że w skład tych zielonkawych minerałów wchodzi epidot, chloryt, a może i serycyt. Tło skalne zawiera również dość dużo tlenków żelaza, wykształconych w postaci malutkich, nieregularnych, przeważnie okrągławych ziarenek.

Nieliczne i bardzo małe fenokryształy tworzy wyłącznie kwarc. Są one zawsze ksenomorficzne, przeważnie wydłużone i ułożone dłuższymi osiami zgodnie z teksturą kierunkową skały. Niekiedy kilka ziarenek kwarcowych ząbąbia się ze sobą tworząc niewielką grupkę. Czasami pojedyncze ziarenka kwarcu, a nawet całe ich grupy, otoczone są inaczej zorientowaną, niekiedy dość szeroką obwódką kwarcową. Fenokryształy kwarcu posiadają liczne lecz bardzo drobne wrostki zielonkawych minerałów, występujących w tle skalnym, które zagęszczają się na granicy ziarna i obwódki kwarcowej w postaci pierścienia. Takie pierścienie, ułożone koncentrycznie, powtarzają się przeważnie dwa, a niekiedy i trzy razy w obrębie obwódki kwarcowej. Najprawdopodobniej obwódka kwarcowa powstała w procesie sylikacji skały, pierścienie zaś zielonkawych wrostków odpowiadają, być może, poszczególnym etapom sylikacji. Istnieje prawdopodobieństwo, że zarówno fenokryształy, jak i drobne ziarenka kwarcowe w tle skalnym powstały również w procesie sylikacji, za czym przemawia fakt, że w skale tej kwarcu jest bardzo niewiele, a mimo to tworzy on fenokryształy.

Skałę przecinają wąziutkie i nieliczne żyłki kwarcowe, przebiegające równoległe do jej tekstury fluidalnej. Ziarna kwarcowe w żyłkach ułożone są kierunkowo, dłuższymi osiami prostopadle do ścianek żył.

Analiza chemiczna keratofiru z okolic Bolkowa przedstawia się następująco (analiza Nr 5 — anal. Klüss, 11):

	% wag.	Normatywny skład mineralny	
			% wag.
SiO ₂	63,83	kwarc	3,3
Al ₂ O ₃	16,05	ortoklaz	37,8
Fe ₂ O ₃	2,79	albit	47,2
FeO	2,38	egiryn	0,9
MgO	0,24	diopsyd	4,8
CaO	1,27	hipersten	1,5
Na ₂ O	5,71	magnetyt	3,5
K ₂ O	6,39	apatyt	0,3
MnO	0,59		
TiO ₂	—		99,3
CO ₂	—		
P ₂ O ₅	0,11	Parametry magmowe I(II).5.1.3'	
H ₂ O	0,95		
	100,33		

Analiza ta wskazuje na trachit alkaliczny o małym niedomiarze glinki w stosunku do alkaliów (normatywny egiryn), zawierający ok. 11% minerałów femicznych. Keratofir ten posiada niewielki nadmiar K₂O nad Na₂O.

Keratofiry okolic Bolkowa należą więc do trachitów alkalicznych, przeważnie bardzo drobnoziarnistych, zabarwionych na kolor zielonkawy, dość silnie skliważowanych i pociętych żyłami kwarcowymi. Posiadają one strukturę porfirowatą z trachitowym tłem skalnym, teksturę fluidalną lub bezładną. Występują tu odmiany zarówno rybekitowe, bogate w łyszczyk i tlenki żelaza, jak i wybitnie leukokratyczne, prawie całkowicie pozbawione ciemnych minerałów. Prawdopodobnie keratofiry te uległy zmianom wtórnym w stopniu bardzo nieznacznym. Czasami rybekit ulegał rozkładowi przechodząc w nieprzezroczystą, białą w świetle odbitym masę lub w bezbarwny chloryt; rzadziej kształty jego wypełniły jakieś węglany czy tytanit. Zaznaczył się w nich również proces sylikacji, przy czym roztworom krzemionkowym towarzyszyły często roztwory węglanowe lub tytanowe, rzadziej albitowe.

Keratofiry okolic Bolkowa, zbliżające się formą występowania do keratofirów pasma południowego, wykształceniem swym i składem różnią się zarówno od nich, jak od keratofirów pasma północnego i stanowią odrębną grupę, która może być tylko warunkowo zaliczona do pasma południowego.

B. Keratofiry pasma północnego

Keratofir z okolic Janówka. — Ma on strukturę porfirowatą, teksturę kierunkową, zaznaczającą się jedynie w ułożeniu fenokryształów. Ciasto skalne jest afanitowe, zabarwione na kolor zielonawo-szary. Tkwią w nim dość liczne białe fenokryształy, sięgające wielkości kilku mm, przeważnie zaokrąglone, niekiedy soczewkowate, a czasami tak silnie wydłużone, że grzypominają żyłki.

W mikroskopie keratofir ten ujawnia strukturę porfirowatą z felzytowym tłem skalnym i teksturę kierunkową, noszącą znamiona silnego sprasowania.

Tło skalne składa się z drobnutkiej mozaiki kwarcowo-skalieniowej, gęsto nakrapianej małutkimi grudkami tlenków żelaza oraz zawierającej równomiernie rozproszony, rzadziej gromadzący się w niewielkie skupienia serycyt i leukoksen, lub bardzo drobnoziarnisty epidot. Występują w nim bardzo silnie wydłużone i wyraźnie odgraniczone partie, pozbawione często minerałów ciemnych, wypełnione drobną kwarcowo-skalieniową mozaiką, w której znajdują się nieraz dość duże, w jednym położeniu wygasające strzępki skalenia alkalicznego. Partie te robią wrażenie rozłożonych fenokryształów. Niekiedy kwarc tworzy w nadżartym skaleniu niezbyt wyraźne przerosty granofirowe. Skaleń posiada relief ujemny względem balsamu kanadyjskiego, w przekroju prostym do $\gamma \angle \alpha / 001 = 8,5^\circ$ i niekiedy wydaje się, że posiada on bardzo subtelne odmieszania pertytowe, lub drobne i niewyraźne zbliżniaczenia albitowe.

Kwarcu jest dość dużo. Tworzy on ksenomorficzne kryształy o falistym lub nawet mozaikowym znikaniu światła. Osobniki kwarcu są izometryczne, rzadziej wydłużone, i wówczas układają się zgodnie z teksturą kierunkową skały. Czasami skupiają się one w niewielkie grupki. Kwarc nie tworzy wyraźnie odgraniczonych dwóch generacji i daje stopniowe przejście od fenokryształów do mikrolitów tła skalnego.

Dość liczne są również fenokryształy tytanitu, częściowo o wykształceniu leukoksenowym, przeważnie ksenomorficzne, czasami tylko z pewną tendencją do automorfizmu. Tytanit jest zawsze stowarzyszony z grupkami ziarn kwarcowych. Prawdopodobnie większość ziarn kwarcu i tytanitu jest pochodzenia wtórnego.

Analiza keratofiru z okolic Janówka przedstawia się następująco (Nr 6; anal. Hellmers, 11):

	% wag.	Normatywny skład mineralny	
			% wag.
SiO ₂	80,48	kwarc ortoklaz albit egiryn diopsyd hipersten magnetyt ilmenit apatyt	45,4
Al ₂ O ₃	9,21		6,1
Fe ₂ O ₃	0,75		41,4
FeO	1,71		0,5
MgO	0,76		0,7
CaO	0,36		4,1
K ₂ O	0,99		0,9
Na ₂ O	4,96		0,1
MnO	0,08		0,3
TiO ₂	0,04		99,5
CO ₂	—	Parametry magmowe 1.3.1.(4)5	
P ₂ O ₅	0,06		
H ₂ O	0,47		
	99,87		

Analiza ta należy do riolitu alkalicznego, silnie sodowego i bardzo bogatego w kwarc. Duża zawartość krzemionki i sodu przy niezwykle małej ilości potasu wskazuje na intensywne wtórne procesy albityzacji i sylifikacji.

Keratofir z okolic Podgórek. — Keratofir występujący na północ od Podgórek ma strukturę felzytową i teksturę fluidalną. Składa się z bardzo drobnej mozaiki kwarcowo-skaleniowej, nakrapianej dość licznymi malutkimi grudkami tlenków żelaza i gęsto przetkanej niewielkimi skupieniami i smugami leukoksenowymi. Smugom leukoksenu towarzyszą często smugi serycytowe.

W skale tej tkwią duże nieregularne partie prawie czysto żelaziste.

WNIOSKI

Typy keratofirów kaczawskich

Na podstawie dotychczasowych badań można bliżej scharakteryzować jedynie południowe pasmo wystąpień keratofirów, i to w sposób bardzo ogólny.

Wyróżniamy tam dwa zasadnicze typy keratofirów:

1. Keratofir wyraźnie porfirowaty, z drobnymi fenokryształami skalenia alkalicznego, którym niekiedy towarzyszą mniejsze i mniej liczne fenokryształy kwarcu. Tło skalne jest felzytowe, po części mikrolityczne. Z ciemnych minerałów występują tu tylko tlenki żelaza, leukoksen i łyszczyki. Do tego typu należą keratofiry (riolity i trachity) okolic Kaczorowa i keratofiry okolic Jeżowa. W keratofirze z okolic Jeżowa zaznacza się dość silne złupkowanie, fenokryształy zaś są przeważnie rozłożone. Większym stopniem metamorfozy odbiega on od innych keratofirów pasma południowego, a upodabnia się do keratofirów pasma północnego.

2. Keratofir megaskopowo bardzo drobno i równoziarnisty o strukturze trachitowej, widocznej dopiero pod mikroskopem. Prawdopodobnie należą tutaj tylko trachity alkaliczne. Występują tu odmiany zarówno wybitnie leukokratyczne, jak i rybekitowe, dość bogate w minerały ciemne (rybekit, tlenki żelaza, łyszczyki, leukoksen). W niektórych trachitach alkalicznych nieliczne ziarna kwarcu (prawdopodobnie wtórnego pochodzenia) osiągnęły trochę większe rozmiary, tak że pod mikroskopem robią wrażenie fenokryształów. Ten typ keratofirów występuje w okolicach Bolkowa.

W obu typach keratofirów zaznaczyły się wtórne procesy albityzacji, sylifikacji i serycytyzacji.

Chemicznie zbadane są tylko keratofiry okolic Kaczorowa i Bolkowa. Keratofiry te są wybitnie potasowe, czasami więcej niż z dwukrotną przewagą wagową K_2O nad Na_2O , przy czym silniej potasowe są keratofiry z okolic Kaczorowa.

Na podstawie istniejących, nielicznych wprowadzie analiz (5) można dopatrzeć się pewnej prawidłowej zależności składu chemicznego od rozmiesz-

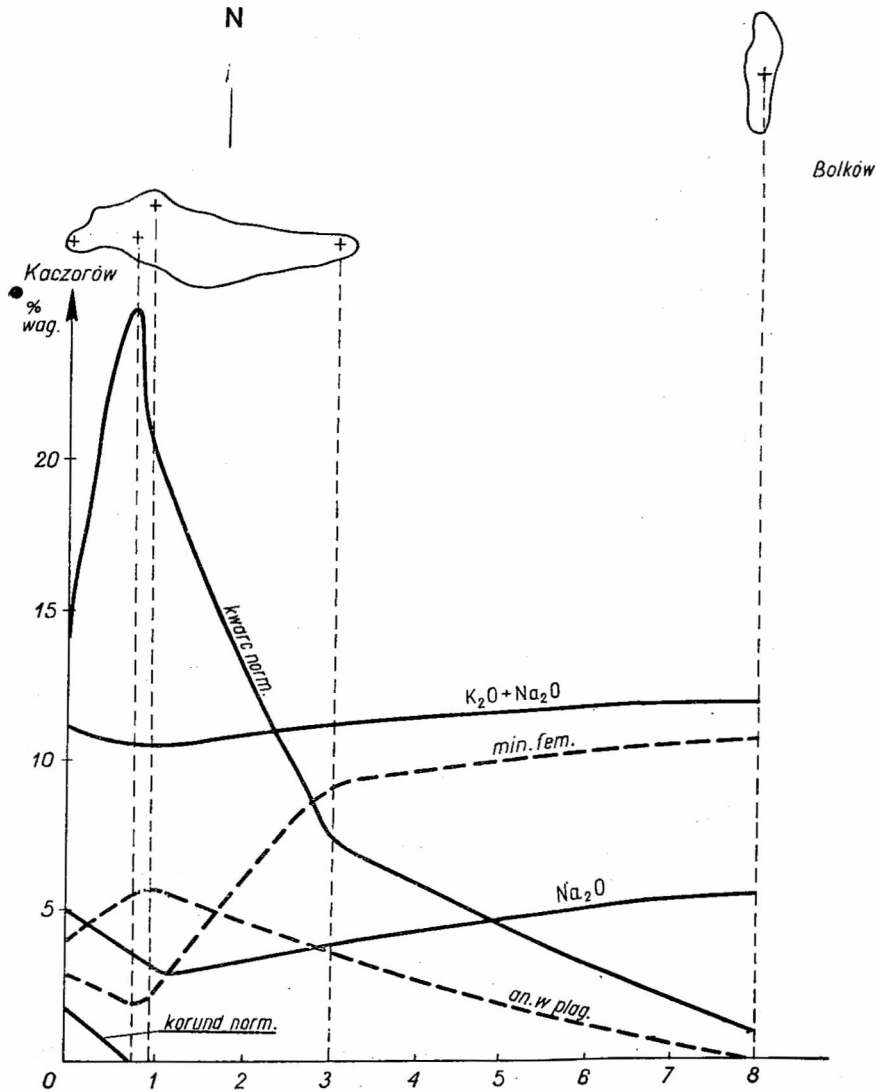


Fig. 3

Wykres ilustrujący zróżnicowanie chemiczne keratofirów okolic Kaczorowa i Bolkowa + keratofiry analizowane chemicznie

czenia terenowego. Można również dowieść pokrewieństwa chemicznego keratofirów wschodniej części wystąpienia Kaczorowskiego z odmiennie od nich wykształconymi keratofirami okolic Bolkowa (p. fig. 3).

Z wykresu tego widzimy, że zachodnią część wystąpienia kaczorowskiego tworzą keratofiry silnie kwarcowe (paleoriolity alkaliczne), ubogie w femiczne minerały normatywne i zawierające nadmiar Al_2O_3 lub równowagę Al_2O_3 i alkaliów. Dalej ku wschodowi ilość normatywnego kwarcu zmniejsza się i na wschodnim krańcu wystąpienia kaczorowskiego pojawiają się trachity alkaliczne, bogate w minerały femiczne (11%). Jeszcze uboższe w normatywny kwarc są trachity alkaliczne okolic Bolkowa, gdzie istnieje mały niedomiar Al_2O_3 w stosunku do alkaliów i pojawiają się odmiany rybekitowe.

Widzimy, że w keratofirach pasma południowego wraz ze zmniejszeniem się ilości normatywnego kwarcu (nadmiaru krzemionki) wzrasta sodowość, a maleje procent anortytu w normatywnym plagioklazie.

Keratofiry pasma północnego są tak mało zbadane, że nie można ich scharakteryzować nawet w sposób najbardziej ogólny. Na podstawie dotychczasowych bardzo fragmentarycznych danych można przypuszczać, że występują tam odmiany felzytowe, niekiedy porfirowate, silnie sodowe i bardziej przez wtórne procesy zmienione, niż keratofiry pasma południowego.

Miejsce keratofirów w systematyce skał wulkanicznych

Nazwa „keratofir” pojawiła się w nomenklaturze petrograficznej w drugiej połowie XIX w. i potem w różnych okresach i przez różnych autorów była rozmaicie interpretowana. Twórcą jej jest C.W. Gümbel (1874). Nazwał on tak występującą w Górach Fichtelskich paleozoiczną porfirową skałę wylewną, w zbitym lub bardzo drobnokrystalicznym cieście skalnym zawierającą niewielkie prakryształy skalenia, kwarcu, magnetytu, biotytu i częściowo rozłożonej hornblendy. W siedem lat później (1881—1882) K.A. Lossen keratofirami nazwał paleozoiczne trachity sodowe, keratofirami zaś kwarcowymi — paleozoiczne riolity sodowe. Potem dla ich odpowiedników potasowych wprowadził nazwę „keratofiry potasowe” (1885). Tak więc keratofirami nazwane zostały paleozoiczne trachity i riolity alkaliczne zarówno sodowe jak i potasowe. Mimo to Rosenbusch za keratofiry uważał początkowo tylko paleozoiczne tufy riolitów, potem jednak (1887) rozciągnął tę nazwę na paleozoiczne sodowe riolity i trachity, a następnie również i na ich odmiany potasowe.

Loewinson-Lessing (1928) keratofirami nazwał protopneumatolitycznie zmienione albitowe porfiry, natomiast skały podobne z wyglądu zewnętrznego do keratofirów, lecz będące wylewnymi odpowiednikami adamellitów — keratofirydami. Oksykeratofirami i oksykeratofirydami nazwał on bezkwarcowe odmiany bogate w SiO_2 , w których potencjalny kwarc ukrywa się w cieście skalnym.

W późniejszych czasach (1932—1933) Lehman wprowadził jeszcze nową nazwę: „spilit keratofirowy” dla skały różniącej się od diabazowych spilitów tym, że zamiast albitu występuje w niej ortoklaz.

Widzimy więc, że nazwa „keratofir” nie posiada ściśle określonego znaczenia.

Po przeliczeniu dostępnych mi analiz chemicznych keratofirów (67 analiz) na minerały normatywne i naniesieniu ich na wykres klasyfikacyjny Johannsen-Niggli-Smulikowski (6, fig. 4) okazało się, że olbrzymia więk-

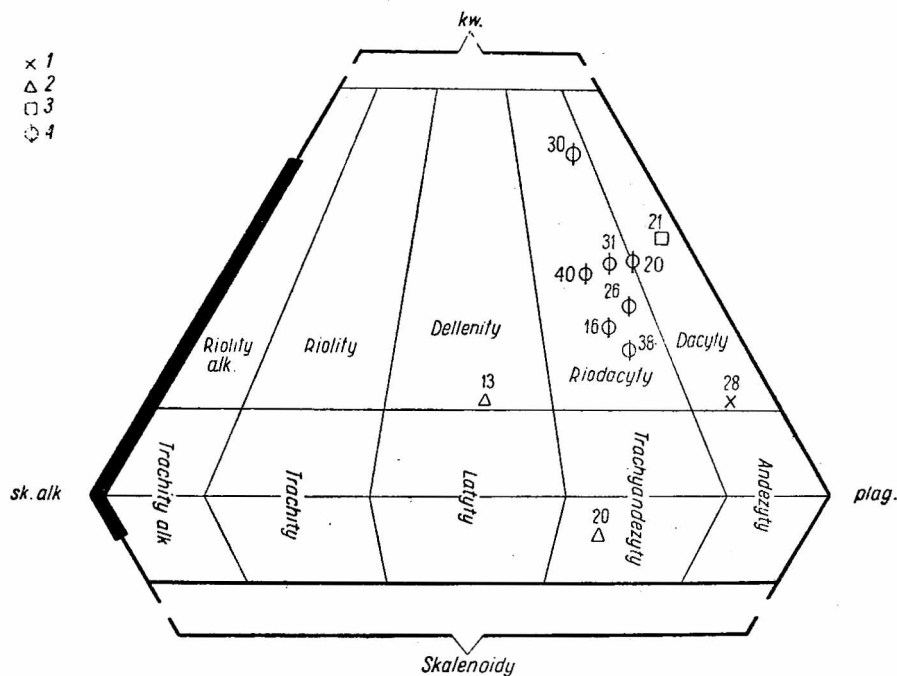


Fig. 4

Stanowisko systematyczne skał opisywanych jako keratofiry. Keratofiry właściwe oznaczone są czarną linią grubszą

Skały spotykane w literaturze pod nazwą keratofirów oznaczone są na rysunku znakami 1—4. Cyfry na diagramie przy symbolach oznaczają % anortytu w normatywnym plagioklazie: 1 Polska (Sudety, Bierkowice, ark. Kłodzko, 28%). 2 Niemcy (Lahnmulde, Hauslei, 13%). 3 Grecja (Epidauros, Argolis, 21%). 4 ZSRR (Krym, Ałuszt, 20%; Krym, Charkha, 26%; Krym, Karadah, Choba-tepe, 30%; Krym, Karadah, Sierdolikowaja Bachta, 31%; Krym, Karadah, Sierdolikowaja Bachta, 38%; Syberia, Ochock, Marekanka, 16%; Ałtaj, Dolina Małej Ulby, 40%)

szość analiz odpowiada stanowisku systematycznemu riolitów i trachitów alkalicznych a tylko niewielka ilość analiz mieści się w polu dellenitów, riodacytów, dacytów i trachyandazytów. Te ostatnie analizy dotyczą przede wszystkim obszarów ZSRR, gdzie najbardziej przyjęła się systematyka Loewinson-Lessinga. To pozwala na przyjęcie definicji Lossena (keratofiry = paleoriolity i paleotrachity alkaliczne).

Należałoby, moim zdaniem, zaniechać nazwy „keratofir”. Nie wnosi ona nic nowego do systematyki petrograficznej, gdyż znaczy tyle co riolit lub trachit alkaliczny i oznacza tylko wiek paleozoiczny skały, którego konsekwencją jest pewna suma wtórnych przeistoczeń. Lepiej jest zamiast nazwy „keratofir” używać nazwy: paleotrachit alkaliczny, a zamiast nazwy „keratofir kwarcowy” — paleoriolit alkaliczny.

Na wykresie fig. 5 zestawione są wszystkie dostępne mi analizy keratofirów z całego świata. Obok podaje spis analiz. Najlepiej scharakteryzowane są keratofiry Niemiec. Keratofiry innych obszarów są reprezentowane przez bardzo nieliczne lub nawet pojedyncze analizy, które nie mogą zilustrować zmienności keratofirów na danym obszarze będąc nieraz nietypowymi dla danego obszaru. Jako parametrów w wykresie użyto normatywnych minerałów jasnych. Wykres ten, używany już dawniej przez K. Smulikowskiego i A. Polańskiego (4, 7), składa się z dwóch równobocznych trójkątów przylegających do siebie podstawami(I). Górny trójkąt zawiera w narożach przeliczone na 100 normatywne: plagioklaz, ortoklaz i kwarc — i charakteryzuje keratofiry o nadmiarze krzemionki; dolny trójkąt (którego tylko część przedstawiona jest na rysunku) zawiera w narożach przeliczone na 100 normatywne: plagioklaz, ortoklaz i skalenoidy i charakteryzuje keratofiry o niedomiarze krzemionki. Z wykresu widzimy, że pole zajmowane przez keratofiry mieści się prawie całkowicie w trójkącie górnym, przylegając do boku plagioklaz-kwarc i w miarę zwiększania się zawartości ortoklazu lekko opada oddalając się od naroża kwarcowego i przechodząc z pola riolitów alkalicznych w pole trachitów alkalicznych.

A więc wśród paleoriolitów alkalicznych istnieją odmiany prawie czysto albitowe, gdy tymczasem paleotrachity alkaliczne mają tendencję do równowagi plagioklazu i skalenia potasowego. Widzimy, że paleoriolity alkaliczne są o wiele bardziej pospolite niż paleotrachity alkaliczne, a paleotrachity z podrzędnym kwarcem są częstsze niż paleotrachity z podrzędnym nefelinem. W jakim stopniu obraz ten jest odbiciem pierwotnego (magnowego) zróżnicowania się keratofirów, nie wiemy, gdyż wiadomo nam z drugiej strony, że bardzo pospolite w keratofirach są wtórne procesy albityzacji i sylikacji.

Spis analiz keratofirów, naniesionych na fig. 5

(z Szwecji 1, Anglii i Irlandii 5, Niemiec 22, Francji 1, Polski 7, Grecji 3, ZSRR 9, Ameryki Pn. 7, Afryki 1, Australii 1)

1. Laponia: Kiruna (9, s. 154, nr an. 41)
2. Kornwalia: Trevennen, Mevagissey (9, s. 818, nr an. 4)
3. Irlandia: okol. Rathdrum, County Wicklow (9, s. 162, nr an. 6)
4. Walia: wyspa Skomer (5, s. 334, nr an. 14)
5. Szkocja: Gairn an Lairs, okol. Lennoxton, Glasgow (9, s. 818, nr an. 3)
6. Westfalia: Wiebelsal (9, s. 76, nr an. 8)
7. Bawaria: Fichtelsgebirge, Alsenberg (5, s. 334, nr an. 15)

(c. d. p. s. 160)

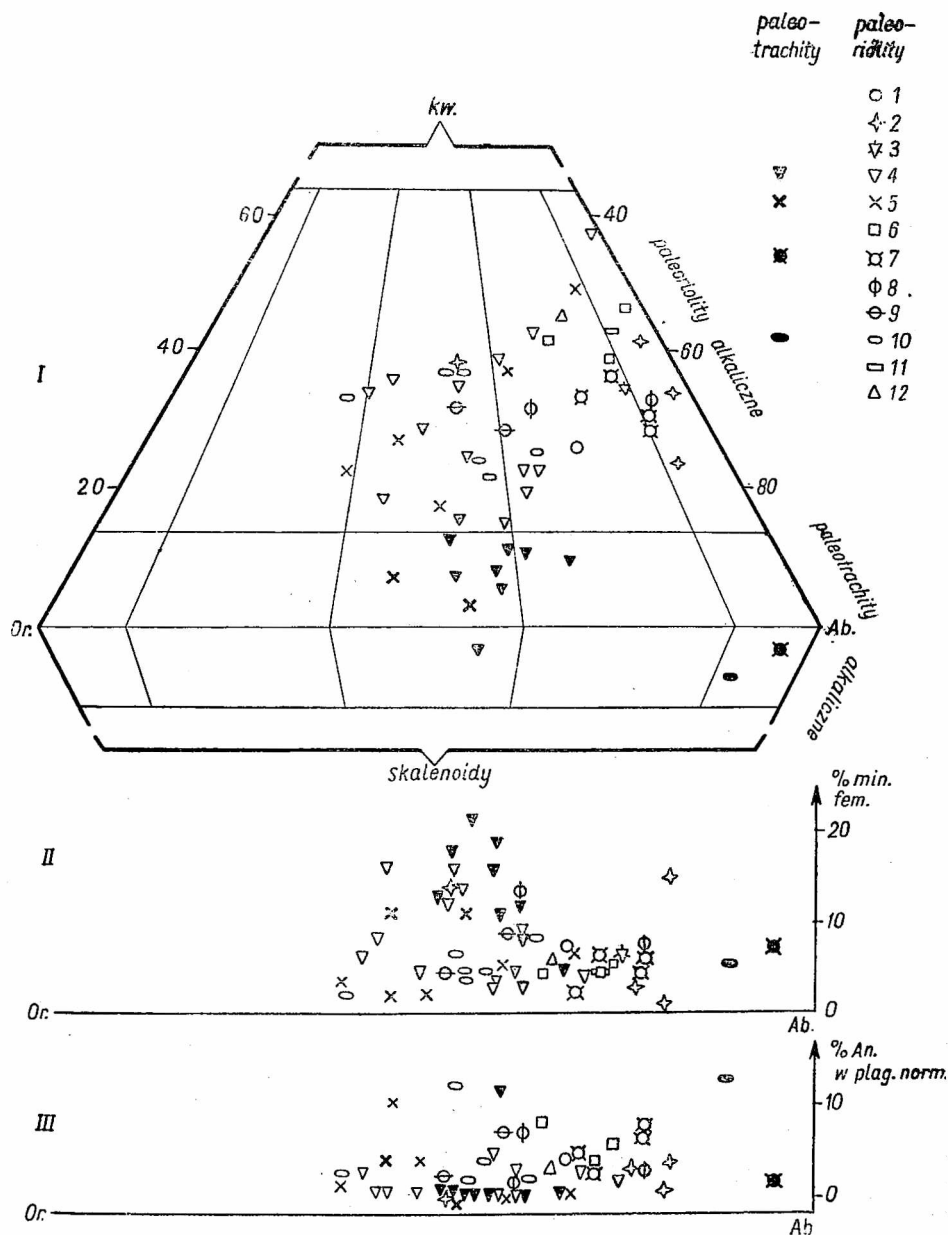


Fig. 5

Normatywny skład mineralny keratofirów

I Proporcje minerałów jasnych. II Procent minerałów femicznych w zależności od stosunku ortoklaz: albit, III Procent anortytu w normatywnym plagioklazie w zależności od stosunku ortoklaz:albit

1 Szwecja, 2 Anglia, 3 Francja, 4 Niemcy, 5 Polska, 6 Grecja, 7 Ural (ZSRR), 8 Krym (ZSRR), 9 Turkiestan (ZSRR), 10 Ameryka, 11 Afryka, 12 Australia

8. Nadrenia: Zagłębie Saary, Namborner Mühle (9, s. 818, nr an. 10)
9. Hessen - Nassau: kotlina Lahnu, Justusmühle (poz. 9-27 patrz N. Jb., 1938, IIB, s. 327-9)
10. „ „ „ „ Wirbelau
11. „ „ „ „ Hausen I
12. „ „ „ „ Steinsberger Kopf
13. „ „ „ „ Aull - Hambach
14. „ „ „ „ Altendiez II
15. „ „ „ „ Altendiez I
16. „ „ „ „ Hermannstein
17. „ „ „ „ Katzenelnbogen
18. „ „ „ „ Guckenberg I
19. „ „ „ „ Steinkopf II
20. „ „ „ „ Steinkopf III
21. „ „ „ „ Steinkopf I
22. „ „ „ „ Heistenbach III
23. „ „ „ „ Heistenbach II
24. „ „ „ „ Heistenbach I
25. „ „ „ „ Guntersau II
26. „ „ „ „ Guntersau I
27. „ „ „ „ Rupbachtal
28. Francja: Wogery, Schlossberg, dol. Breusch (5, s. 334, an. 17)
29. Polska Sudety, Janówek (Johnsdorf) (II, s. 47)
30. „ „ Lubrza (Waldberg, Teufelkanzel) (an. aut.)
31. „ „ Lubrza (Waldberg) (II, s. 47)
32. „ „ Lubrza (Waldberg pom. Bodenbusch a Płoniną - Nimmersath) (II, s. 47)
33. „ „ Kl. Waltersdorf (II, s. 47)
34. „ „ Piskowice (II, s. 47)
35. „ „ Niederkretschamstein (an. aut.)
36. Grecja: Epidauros, Argolis (9, s. 76, nr an. 10)
37. „ wyspa Hydra (9, s. 818, nr an. 15)
38. „ „ „ (9, s. 820, nr an. 16)
39. Ural Pd. Koswiński Kamień (9, s. 1000, nr an. 22)
40. „ „ Nik. - Pawdinsk (3, s. 186, nr an. 865)
41. „ „ „ (3, s. 186, nr an. 866)
42. „ „ „ (3, s. 186, nr an. 867)
43. „ „ Magnitnaja Gora (9, s. 156, nr an. 56)
44. Krym: Georgiewskij Monastyr (3, s. 188, nr an. 875)
45. „ Karadak, Choba-Tepe (8, nr an. 1055)
46. Turkiestan: Turangybastau (3, s. 190, nr an. 883)
47. „ Kordżura (3, s. 190, nr an. 881)
48. Minnesota: Pigeon Point (9, s. 80, nr an. 12)
49. „ Pigeon Point (Little Brick Island) (9, s. 118, an. 48)
50. Massachussetts: West Lynn, Essex County (9, s. 150, nr an. 8)
51. „ Marblehead Neck, Essex County (9, s. 114, nr an. 20)
52. „ „ „ „ (9, s. 114, nr an. 21)
53. Connecticut: Fair Haven (9, s. 818, nr an. 1)
54. Nebraska Eltville, dol. Kiedrich (5, s. 334, nr an. 16)
55. Erytrea: Debaroa, Marahano (9, s. 76, nr an. 12)
56. Nowa Pd. Walia: Gemeroo (9, s. 96, nr an. 43)

Pod wykresem (I), w prostokątnym układzie współrzędnych mieszczą się jeszcze dwa inne wykresy. Górny (II) podaje procent minerałów femicznych, dolny zaś (III) — procent anortytu w normatywnym plagioklazie w zależności od stosunku ortoklazu do albitu. Widzimy, że paleoriolity alkaliczne zawierają do 10%, paleotrachity zaś alkaliczne do 20% minerałów femicznych. Zawartość anortytu w plagioklazie rzadko przekracza 10%, przy czym przeważnie bogatszy w anortyt jest plagioklaz paleoriolitów alkalicznych. Plagioklaz w paleotrachitach alkalicznych nierzadko jest czystym albitem.

Gdy zwiększa się zawartość anortytu w plagioklazie (przy zachowaniu tego samego stosunku plagioklazu do skalenia potasowego), to, jak widać z wykresu, keratofiry dają ciągle przejścia do dacytów, riodacytów, trachyandezytów, dellinitów, latytów, rzadko do riolitów zwyczajnych. A więc grupa paleoriolitów i paleotrachitów alkalicznych jest bardzo wyraźnie odgraniczona od trachitów zwyczajnych, trochę mniej wyraźnie od riolitów zwyczajnych, natomiast związana jest ciągłymi przejściami z dacytami, riodacytami, dellinitami, latytami i trachyandezytami. Wniosek ten potwierdza wykres fig. 4 stanowiący modyfikację schematów Johannsena-Niggliego, na który naniesione są keratofiry i terenowo związane z nimi dacyty, riodacyty, dellenity i trachyandezyty podawane przez różnych autorów jako keratofiry.

Pole keratofirów w środkowej swej części zwęża się dzieląc keratofiry na dwie grupy:

1^o Keratofiry o równowadze plagioklazu i skalenia potasowego

2^o Keratofiry albitowe.

W pierwszej grupie mieści się większość keratofirów Gór Kaczawskich (Polska), keratofiry z Lahnmulde i z Nadrenii (Niemcy), keratofiry Turkestanu (ZSRR), Minnesoty, Eltville, Massachusetts (Ameryka) i keratofir ze Szkocji (Anglia). Keratofiry z pasma południowego Gór Kaczawskich należą nawet w skali światowej do keratofirów najsilniej potasowych.

Do drugiej grupy należą keratofiry Kornwalii, Irlandii i Walii (Anglia), Westfalii i gór Fichtelskich (Niemcy), Wogezów (Francja), Uralu, Krymu (ZSRR), Laponii (Szwecja), Erytrei (Afryka), Nowej Południowej Walii (Australia). Do tej grupy należy również sodowy keratofir Gór Kaczawskich z północnego pasma (Polska).

SPIS LITERATURY

1. BLOCK W. Das Altpalaeozoicum des östlichen Bober-Katzbachgebirges. Geotekt. Forsch., H. 2, S. 247—270. Berlin 1938.
2. GÖTZ H. Die Keratophyre der Lahnmulde. 1937.
3. NEMOVA Z. & LOEWINSON-LESSING F. Sbornik analizov. Moskva-Leningrad 1930.
4. POLAŃSKI A. The alkaline rocks of the East-European Plateau. Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznań 1949.
5. ROSENBUSCH H. & OSANN A. Zasady nauki o skałach (tłum. J. Morozewicz). Warszawa 1937.

6. SMULIKOWSKI K. Les roches éruptives des Andes de Bolivie. Arch. Miner., t. X. 1934.
7. SMULIKOWSKI K., POLAŃSKI A., TOMKIEWICZ H. Contribution à la pétrographie des Iles Canaries. Arch. Miner., t. XV. 1945.
8. STRUVE E. A. Sbornik analizov. Moskva-Leningrad 1940.
9. WASHINGTON H. S. Chemical analyses of igneous rocks. Washington 1917.
10. ZIMMERMANN E. & BERG G. Geologische Karte des Deutschen Reiches, Erläuterungen zu Blatt Kauffung. Berlin 1941.
11. ZIMMERMANN E. & HEACH W. Erläuterung zur Geologische Karte von Preussen, Blatt Bolkenhain. Berlin 1936.

Я. АНСИЛЕВСКИ

(Лаборатория Петрографии кристаллических пород Варшавского Университета)

КЕРАТОФИРЫ КАЧАВСКИХ ГОР

РЕЗЮМЕ

Автор дает петрографическую характеристику кератофиров района Качорова, яворского уезда (Судеты). Приведены два новые химические анализа. Для сравнения исследованы кератофиры из окрестностей Болькова, Ежова, Янувка и Подгурок. Для получения общей характеристики пород этого типа сделано сопоставление 67 химических анализов кератофиров всего мира с применением соответственных методов. В заключении автор предлагает забросить престарелый термин „кератофир“, заменяя его более точными терминами: щелочный палеориолит и щелочный палеотрахит.

J. ANSILEWSKI

(Laboratory of Petrography of the igneous and metamorphic rocks of the University of Warsaw)

THE KERATOPHYRES OF THE KACZAWA MTS.

ABSTRACT

Petrographical aspects of keratophyres of some localities of the Sudety Mts. are considered and two new analyses listed. Data obtained from 67 chemical analyses of keratophyres recorded in various parts of the globe are compared. A suggestion is made to substitute the name „keratophyre“ by the terms: alkali-palaeorhyolite and alkali-palaeotrachyte.

SUMMARY

Old-Palaeozoic volcanic lavas, designated by German geologists as keratophyres, occur in the Kaczawa Mts. Range which forms the Caledonian sector of the Western Sudeten. These keratophyres are distinguished by a notable variability of composition and facies, and so far no thorough petrographic studies have been made in their respect. The present work has for its aim, at least to some extent, to compensate this deficiency.

The Kaczawa keratophyres occur in two belts:

1. The northern belt which runs along the north limb of the Wojcieszów anticline and shows considerable continuity. The keratophyres recorded in

this belt are aphanitic, light coloured, platy or even schistose, with frequent sericite coatings on the slate surfaces. Their appearance is rather like that of sandstones or quartzites and does not suggest their volcanic origin. Microscopic analysis of two rock fragments from this belt has shown the presence of microcrystalline mass of quartz and alkali-felspar, interwoven with sericite, epidote, oxides of iron and titanite. The chemical analysis of a rock from Janówek (Analysis No. 6 p. 153 of the Polish text) reveals an unusually high excess of silica and a great preponderance of soda over potash. These type characters suggest a strong secondary alteration of the primary volcanic rock in consequence of silification and albitisation.

2. The southern belt is characterized by the marked discontinuity of its exposures. They are distinctly isolated and remote from one another. In result of complicated tectonics, difficulties are encountered in determining the mode of their occurrence. Some keratophyres in this belt are also metamorphosed and deformed but most of them are fresh, massive, aphanitic or fine porphyric rocks bearing distinct features of volcanic lavas. Out of the five chemical analyses of the rocks listed in the Polish text (Nos. 1-4, pp. 146 and No. 5 p 152) two (Nos. 1 and 2) have been made by the present writer, the remaining three have been published previously in German papers. They indicate that the keratophyres of the southern belt are distinguished by a varying preponderance of potassium over sodium as well as by a varying excess of silica. They should, therefore, be referred either to alkali-rhyolites (Nos. 1,2,3) or to quartzbearing alkali-trachytes.

The petrographical aspects of an extensive outcrop in this keratophyre belt, situated to the east of Kaczorów, have been rather fully investigated, some additional comparative testing has also been made of rocks from other sites.

A small keratophyre cliff recorded in the western sector of this exposure is of particular interest. It is characterized by a marked heterogeneity of composition and by numerous xenoliths of greenstones, phyllites, occasionally granites and other rocks. Samples from two xenoliths of alkali-syenite and from one xenolith of amygdaloidal trachyte have been microscopically investigated. The keratophyre shows fluidal streaks of pinkish-grey, brownish-grey or greenish hue and of a fine-grained porphyric structure. The phenocrysts belong mostly to albite, less frequently to potash felspar and quartz. The microlithic groundmass consisting of alkali-felspars and quartz is mingled with oxides of iron, scales of sericite and epidote (anal. No. 1, p. 146).

The keratophyres occurring further east are more massive and uniform, dark grey with minute felspar phenocrysts and a greater abundance of quartz in the rock matrix (anal. No. 2, p. 146 of the Polish text). The phenocrysts belong partly to albite, partly to orthoclase, both, as a rule, mutually intergrown in a micropertthitic manner. The albite in part

secondary, as suggested by its checked twinning-striae. Some of the phenocrysts bear distinctive anorthoclase features. In the eastern extremity of the belt some varieties of keratophyre are richer in larger phenocrysts of feldspar. Of the accompanying minerals sericite, epidote, oxides of iron, apatite and leucoxene are recorded there. Frequently the rock is cut by thin veinlets filled by quartz with subordinate albite. Undoubtedly, the keratophyres here have undergone a process of secondary albitisation and silification.

Still further east, near Bolków, keratophyres are found poorer in silica and more alkalic (Anal. No. 5, p. 152 of the Polish text). These are of a distinctly trachytic structure, while in some of them riebeckite is well preserved as the principal coloured mineral. Feldspars are extremely difficult to determine; they belong partly to albite, partly perhaps to orthoclase or anorthoclase. From Kaczorów to Bolków, i.e. in a west-easterly direction, a certain, apparently consequent differentiation is noticeable, namely a decrease in the excess of silica and alumina over the alkalis as well as in the preponderance of potassium over sodium. As a consequence thereof rhyolites pass into alkali-trachytes (fig. 3, p. 155 of the Polish text).

With a view of comparing the keratophyres from the Kaczawa Mts. with those recorded in other regions of the globe, published data of 67 analyses of rocks designated by this name have been collected. Their mineral norms were computed and their variability pointed out by means of proper graphs (fig. 4 p. 157 and fig. 5 p. 159 of the Polish text). It then became obvious that the use of the name „keratophyre” had been too extensive and incongruous, inasmuch as it had been applied not only to palaeo-volcanic rocks of the rhyolite and trachyte type, but also to dellenites, dacites and trachyandesites. Thus, the name of keratophyre had lost its terminological value in the sense of a precise petrographic definition. The present writer, therefore, would like to suggest the discontinuation of its use or the substitution of the name „quartz keratophyre” by that of „alkali-palaeorhyolite”, and of the name „keratophyre” by that of „alkali-palaeotrachyte”.

The distribution of the proper keratophyre i.e. of alkaline palaeorhyolites and palaeotrachytes in the graph fig. 5 indicates that palaeorhyolites are either potassic or distinctly sodic, that they show frequently a small excess of alumina over the alkalis which is responsible for the appearance of minute quantities of normative anorthite, finally that they usually have a lower content of femic minerals. The palaeotrachytes, on the contrary, are for the most part distinguished by an equivalence of albite and orthoclase, by the absence of normative anorthite, i.e. by marked alkalinity and by a higher content of femic minerals. The field occupied in the diagram by keratophyres is narrowing markedly in the centre and dividing into two parts. The right one corresponds to albite (sodic) palaeorhyolites, the left one to palaeorhyolites and palaeotrachytes of the albite-orthoclase type (sodi-potassic).

MARIA BORKOWSKA

(Zakład Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego)

OSOBLIWA SKAŁA OOLITOWA Z OKOLIC ŁUKOWA NA PODLASIU

STRESZCZENIE

Zbadano mikroskopowo i chemicznie skałę oolitową pochodzenia narzutowego z Łukowa na Podlasiu, której oolity o wyglądzie pirytowym okazały się zbudowane z wodorotlenków żelaza. Pomiary wielkości oolitów i ich jąder kwarcowych uzasadniają twierdzenie, że oolity nie powstawały na tych miejscach, gdzie uległy sedimentacji.

Skała oolityczna, której opis stanowi treść niniejszej notatki, została znaleziona w postaci głazu narzutowego w Łukowie na Podlasiu przez dra H. Makowskiego, który tam przeprowadzał badania nad fauną jurajską iłów. Znalezisko to zaintrygowało go ze względu na bardzo charakterystyczny wygląd błyszczących oolitów, który w pierwszej chwili mógł nasunąć przypuszczenie, że są to oolity pirytowe. Jednakże fakt, że oolity widoczne na powierzchni głazu, który leżał w podglebiu, nietknięte były wietrzeniem, podważył początkowe domysły. W strefie wietrzenia piryt jest bowiem nietrwały i łatwo ulega utlenieniu, wobec czego powierzchnia odsłoniętego głazu powinna być pokryta skorupą utworzoną z wodorotlenków żelaza.

Oolity pirytowe są rzadkie. Literatura podaje tylko kilka miejsc ich występowania na świecie. Stwierdzono je w rudach Wabany w Nowej Funlandii, w dewonie Westfalii oraz w górnym liasie północno-zachodnich Niemiec (3)¹ Oolity z Nowej Funlandii uważane są za złoże pierwotne, powstałe w warunkach redukujących (2).

Połyaskujące zielonkawo-złote kuleczki oolitów skały łukowskiej rozsiadane są gęsto w szarym, dość zbitym, wapnistym spoiwie, w którym obok nich przeświecają tu i ówdzie małe, żółtawe blaszki łyszczyków. Oprócz kuleczek oolitów i blaszek miki w spoiwie tkwią niepozorne ziarenka kwarcu, gołym okiem prawie nierozpoznawalne.

W skałę ponadto znajduje się miejscami obfity detrytus organiczny utworzony, jak to stwierdziła dr M. Różkowska, z mniejszych lub większych ułamków skorup małżów i małych robaków. Natomiast brak jest zupełnie amoni-

¹ Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

tów. Skorupki małżów mają dobrze zachowaną pryzmatyczną strukturę warstwy porcelanowej i z równoległych blaszek utworzoną warstwę perlową o charakterystycznym połysku. Niektóre ze skorupiek zachowały swe zabarwienie.

Z próbki skały, którą dr H. Makowski przesłał do Zakładu Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego, sporządzono szlif mikroskopowy (pl. I, fot. 1). Zbadanie tego szlifu, aczkolwiek nie wyjaśniło jeszcze w pełni składu chemicznego zagadkowych oolitów, poddało jednak zdecydowanie w wątpliwość pierwotne przypuszczenie, że mamy tu do czynienia z pirytem.

Cały szlif usiany jest prawie nieprzezroczystymi, ciemnymi oolitami, różnej wielkości i kształtu. Obok idealnie zaokrąglonych drobnych „jajeczek” widać ciemne większe ziarna o kształtach nieregularnych. Cały szereg oolitów dzięki temu, że część ich zewnętrznej powłoki została ścięta do grubości szlifu, odsłania nam swe wnętrza. Przekonujemy się, że jądra ich stanowi kwarc, na ogół mniejszy rozmiarami w oolitach owalnych niż w nieregularnych. Ciemna powłoczka tych ostatnich jest znacznie cieńsza od tej, która „oblepiła” kwarcie małe. Zewnętrzny kształt oolitów jest w dużym stopniu zależny od wielkości ich kwarcowych jąder i, rzecz oczywista, od ich kształtu wtedy, gdy warstewka pokrywająca jest cieniutka. Niektóre (bardzo nieliczne) ciemne oolity mają kształt wybitnie spłaszczony, co dowodzi, że nie kwarc stanowi ich jądro. Powłoczka powlekleła tu jakiś łyszczyk, na ogół biotyt. Miejscami widać także blaszki łyszczyków bez ciemnych otoczek. Oprócz kwarcu stanowiącego jądra oolitów znajdujemy dość liczne jego ziarna czyste, bez powłoczek.

Obok oolitów, łyszczyków i kwarców znaleziono w szlifie dwa czy trzy ziarna jakiegoś minerału barwy brudnozielonej, charakteryzującego się pewnym pleochroizmem i słabą dwójłomnością.

W drugim szlifie mikroskopowym (cieńszym od podanego na pl. I, fot. 1) widać ponadto wyraźnie koncentryczną budowę niektórych wspomnianych oolitów, odznaczających się jaśniejszą od poprzednio opisywanych żółtawo-brunatną barwą i wyraźną choć słabą dwójłomnością. Niekiedy tylko najbardziej zewnętrzna warstwa oolitów jest jaśniejsza i dwójłomna, a wnętrza ciemne i nieprzezroczyste.

Wszystkie te oolity, kwarcie i łyszczyki oblane są szarą masą spoiwa, przeważnie węglanowego, którego niemal jedynym składnikiem jest kalcyt. Substancja węglanowa jest miejscami szaro zmętniała, niemal nieprzezroczysta dzięki nieregularnie rozłożonym domieszkom ilastym.

Można z całą niemal pewnością twierdzić, że oolity tej skały nie są zbudowane z pirytu. Gdyby tak było, ich przekroje mikroskopowe odznaczałyby się w świetle odbitym spізową barwą i połyskiem metalicznym, gdy tymczasem prawie nieprzezroczyste oolity łukowskie mają przekroje matowe o zabarwieniu ciemnobrunatnym. Z danych tych należałoby wyciągnąć wniosek, że ich natura chemiczna odpowiada raczej wodorotlenkom że-

laza. Temu, że w grę wchodzi tu tylko wodorotlenki żelaza, przeczyłyby jednakże dwójłomne otoczki niektórych oolitów. Ich wygląd i cechy optyczne mogłyby wskazywać na przynależność do minerałów z grupy szamozytu, co z kolei nasuwałoby przypuszczenie, że prawdopodobnie wtórne oolity skały łukowskiej były początkowo oolitami szamozytowymi i uległy utlenieniu na limonitowe.

Po zbadaniu szlifów przystąpiono do wydzielenia oolitów i do ich analizy chemicznej. Aby wyodrębnić czyste oolity, należało je przede wszystkim uwolnić od węglanowego spoiwa. W tym celu skałę rozdrobnioną na okruchy o średnicy ok. 5 mm trawiono na zimno przez ca. 12 godzin w 5%-owym kwasie solnym. W osadzie pozostały wydzielone ze spoiwa jajeczka oolitów o charakterystycznym połysku, co wskazywało na to, że użyty do trawienia kwas solny nie zaatakował zupełnie ich warstwy zewnętrznej. Obok oolitów osad zawierał kwarcie oraz grudki obfitujące w substancję ilastą. Grudki te miały rozmaitą wielkość: od rozmiarów większych od ziarenek kwarcu do ilastego pyłu włącznie. Aby uwolnić się od koloidalnej krzemionki mogącej się wydzielić i speptyzować ilaste koloidy, przemyto kilkakrotnie odsączone od rozpuszczonych węglanów oolity gorącym 5%-owym roztworem węglanu sodu i przepłukano dobrze wodą z kwasem solnym. Na sączku pozostały same oolity, kwarcie i zwarte grudki skupionej substancji ilastej.

W celu wydzielenia czystych oolitów zebraną na sączku frakcję klastyczną rozdzielano bromoformem o oznaczonej tuż przed użyciem gęstości 2,847. Zsypane na dno niedużego krystalizatora oolity i kwarcie zalewano kilkudziesięciu mililitrami bromoformu, mieszano starannie pałeczką i pozostawiano pod przykryciem w zupełnym spokoju na przeciąg kilku godzin. Większość błyszczących ziarenek pozostała na dnie. Ziarna, które wypłynęły na powierzchnię lub pozostały zawieszone w cieczy, wyławiano łyżeczką celofanową, umieszczano w zlewce i przepłukiwano kilkakrotnie benzenem, aby uwolnić je od resztek bromoformu, wreszcie suszono na powietrzu. Obok ziarenek kwarcu wyłowiono dość pokaźną liczbę połyskujących oolitów, które, jak to każą przypuszczać obserwacje poczynione już przy oglądaniu szlifu, różnią się od innych. Wydzielania oolitów dokonano celowo nie w rozdzielaczu, lecz w krystalizatorze, którego dno pokryło się cieniutką warstwą ziarn najcięższych. W wąskim rozdzielaczu opadające na dno oolity porwałyby za sobą ziarenka kwarcu lub oolity o mniejszej gęstości.

Zebrane z powierzchni bromoformu, przepłukane i wysuszone kwarcie i oolity (nazywamy je lekkimi) przesypiano do rozdzielacza Harady, gdzie zalano je ponownie bromoformem. Do bromoformu, wśród ustawicznego mieszania, po kropli dodawano tyle benzenu, aż wszystkie zawieszone w nim ziarenka oolitów opadły na dno, a kwarcie podpiły na powierzchnię. Tym razem separacja okazała się zupełna. Po jej dokonaniu zbadano gęstość rozcieńczonego benzenem bromoformu; wynosiła ona 2,69. Do rozdzielania kwar-

ców od oolitów lekkich użyto już nie szerokodennego i płaskiego krystalizatora, lecz zamkniętego doszlifowanym korkiem wąskiego rozdzielacza. Chodziło o to, aby uniknąć parowania benzenu, którym rozcieńczano bromoform, a tym samym, aby utrzymać w ciągu przeprowadzania separacji jednakową gęstość cieczy.

Po przeprowadzeniu wszystkich wyżej opisanych operacji otrzymano trzy różne frakcje ziarn:

oolity ciężkie	($d > 2,847$)
oolity lekkie	($2,847 > d > 2,69$)
kwarcze + grudki substancji ilastej	($d < 2,69$)

Procentowo stosunek ich przedstawia się, jak następuje:

oolity ciężkie	22,82	} 57,02% wag.
oolity lekkie	14,85	
kwarcze + zwarta substancja ilasta	19,35	
spoiwo (część rozp. w HCl i w Na_2CO_3)	42,90	
	<u>99,92% wag.</u>	

Wszystkie trzy rodzaje ziarn obejrzano pod mikroskopem i zmierzono ich skrajne średnice (największą i najmniejszą). Oolity ciężkie okazały się tymi, oglądanymi już poprzednio w szlifie, idealnie owalnymi jajeczkami o rozpiętości średnic: najmniejszej od 0,16-0,32 mm, największej od 0,24-0,48 mm. Oolity lekkie miały kształty na ogół znacznie odbiegające od owalu, niekiedy bardziej niż poprzednie wydłużone i często nieforemne. Pomiar ich średnic, jakkolwiek w ostatecznym rezultacie doprowadził do wyników nieznacznie tylko różniących się od oolitów pierwszych, wykazał w poszczególnych przypadkach dużo większe wahania, niż to było u oolitów ciężkich. Różnice w wielkości poszczególnych ziarn kwarców były jeszcze większe. Najmniejsza z mierzonych średnic kwarców miała 0,04 mm, największa — 0,72 mm. Poniższa tabelka podaje przeciętne średnic oolitów i kwarców.

Tabela 1

	przeciętne średnice w mm	
	największa	najmniejsza
oolity ciężkie	0,32	0,26
oolity lekkie	0,35	0,28
kwarcze	0,28	0,20

Lepiej niż wszelkie opisy przedstawiają zewnętrzną postać wydzielonych oolitów i kwarców trzy fotografie podane na pl. I, fot. 2 i pl. II, fot. 3 i 4.

Równoległe do opisanych powyżej manipulacji przeprowadzono całkowitą analizę chemiczną zarówno spoiwa jak i poszczególnych oolitów (osobno ciężkich i lekkich); jeśli idzie o spoiwo, zanalizowano oddzielnie tę część, która rozpuściła się w kwasie i oddzielnie tę, która pozostała w nim jako zawiesina i którą oddzielono dopiero za pomocą roztworu sody (substancja ilasta). Wyniki tej części analizy zestawiono poniżej.

Tabela 2

Roztwór w HCl		Zawiesina po HCl	
	% wag.		% wag.
SiO ₂	0,06	SiO ₂	0,32
FeO	1,44	Fe ₂ O ₃	0,17
Al ₂ O ₃	0,80	Al ₂ O ₃	0,22
CaO	20,79		0,71
MgO	0,51		
MnO	0,15		
CO ₂	17,85		
H ₂ O	0,59		
	42,19		

Uwaga: W spoiwie nie oznaczano oddzielnie CO₂ i H₂O. Oznaczono tylko dla całej skały sumaryczną stratę przez żarzenie, a przez odliczenie wody wchodzącej w skład oolitów uzyskano pośrednio cyfry podane w tabeli posługując się stosunkami wyznaczonymi przy czynnościach separacyjnych.

Jak wynika z analizy, ogromną większość spoiwa stanowi węglan wapnia. Wszystkie inne składniki są tu drugorzędne, przy czym drobne ilości krzemionki i glinki wskazywałyby na obecność łatwo rozkładalnych minerałów krzemianowych.

Rozpuszczanie żelazistych oolitów szło dość opornie. Działanie gorącego stężonego kwasu solnego nawet po upływie kilku godzin nie mogło całkowicie uwolnić kwarcowych jąder oolitów od pokrywającej je warstwy. Wobec tego użyto do rozpuszczania mieszaniny stężonych kwasów: azotowego i solnego, co w przeciągu kilku godzin doprowadziło do całkowitego rozpuszczenia żelazistej substancji oolitów. Z części nie rozpuszczalnej w kwasach sporządzono preparat mikroskopowy. Widać w nim, że niektóre z ziarenek kwarcu otoczone były bezbarwną, izotropową powłóczką o bardzo niskim reliefie. Optyczne dane wskazywałyby na to, że jest to opal, który w postaci gelu wydzielił się na niektórych kwarcowych jądrach oolitów.

W celu oznaczenia tej rozpuszczalnej krzemionki wchodzącej w skład oolitów pozostałość po trawieniu ich kwasami traktowano w parownicy platynowej dwudziestu ml ok. 5%-wego ługu sodowego (lub potasowego) i ogrzewano na łaźni wodnej przez kilkanaście minut. Roztwór znad osadu od-

sączano, a osad zadawano ponownie tą samą co poprzednio ilością ługu i znowu na gorąco sączono. Czynność tę powtarzano 4-5-ciokrotnie. W ten sposób uwolniono kwarcowe ośrodki oolitów od krzemionki bezpostaciowej. Zebrany na sączku kwarc przepłukiwano wielokrotnie gorącą wodą z dodatkiem kwasu solnego, w końcu samą tylko wodą, suszono, spalano sączek i ważono. Krzemionkę rozpuszczalną odparowywano z kwasem solnym i oznaczano osobno.

Sposób postępowania przy analizie oolitów ciężkich i lekkich był taki sam. Jak można to było z góry przewidzieć, ilość kwarcu w oolitach lekkich była kilkakrotnie większa niż w ciężkich (por. tab. 4).

Z wyodrębnionych kwarców zrobiono preparaty mikroskopowe w celu zmierzenia wielkości ich ziarn. Wyniki pomiarów podaje tabela 3. Dla porównania podano raz jeszcze wymiary ziarn kwarcowych nie wchodzących w skład oolitów (por. tab. 1).

Tabela 3

	Przeciętne średnice w mm	
	największa	najmniejsza
kwarc wydzielone z oolitów ciężkich	0,25	0,17
kwarc wydzielone z oolitów lekkich	0,32	0,23
kwarc nie wchodzące w skład oolitów	0,28	0,20

Wyniki całkowitej analizy zarówno oolitów ciężkich jak lekkich ujęto w poniższym zestawieniu:

Tabela 4

Oolity ciężkie ($d > 2,847$)		Oolity lekkie ($2,847 > d > 2,69$)
	% wag.	% wag.
H ₂ O	15,34	5,25
kwarc	18,24	74,86
SiO ₂	3,66	1,45
Fe ₂ O ₃	49,05	13,88
Al ₂ O ₃	11,91	4,11
TiO ₂	0,19	0,08
MnO	0,13	—
P ₂ O ₅	0,28	—
CaO	0,55	śląd
MgO	0,63	0,72
Suma	99,98	100,35

Oznaczenia żelaza dokonano wagowo i manganometrycznie, glinu—wagowo po uprzednim oddzieleniu go kupferronem od żelaza i tytanu. W celu sprawdzenia zastanawiająco wysokiej zawartości glinki, oznaczono glin ponownie, wytrącając go z roztworu amoniakalnego, zawierającego kwas winowy, za pomocą 8-oksychinoliny (żelazo oddzielono jako siarczek). Wynik

pokrył się z poprzednim. Tytan i mangan oznaczono kolorymetrycznie, fosfor metodą Woya jako fosforo-molibdenian amonu. Obecności siarki w oolitach nie stwierdzono. Fakt ten potwierdza przypuszczenie uzyskane na podstawie badań mikroskopowych, że w oolitach nie ma ani śladu pirytu. Osobliwy ich połysk jest wobec tego zjawiskiem czysto powierzchniowym.

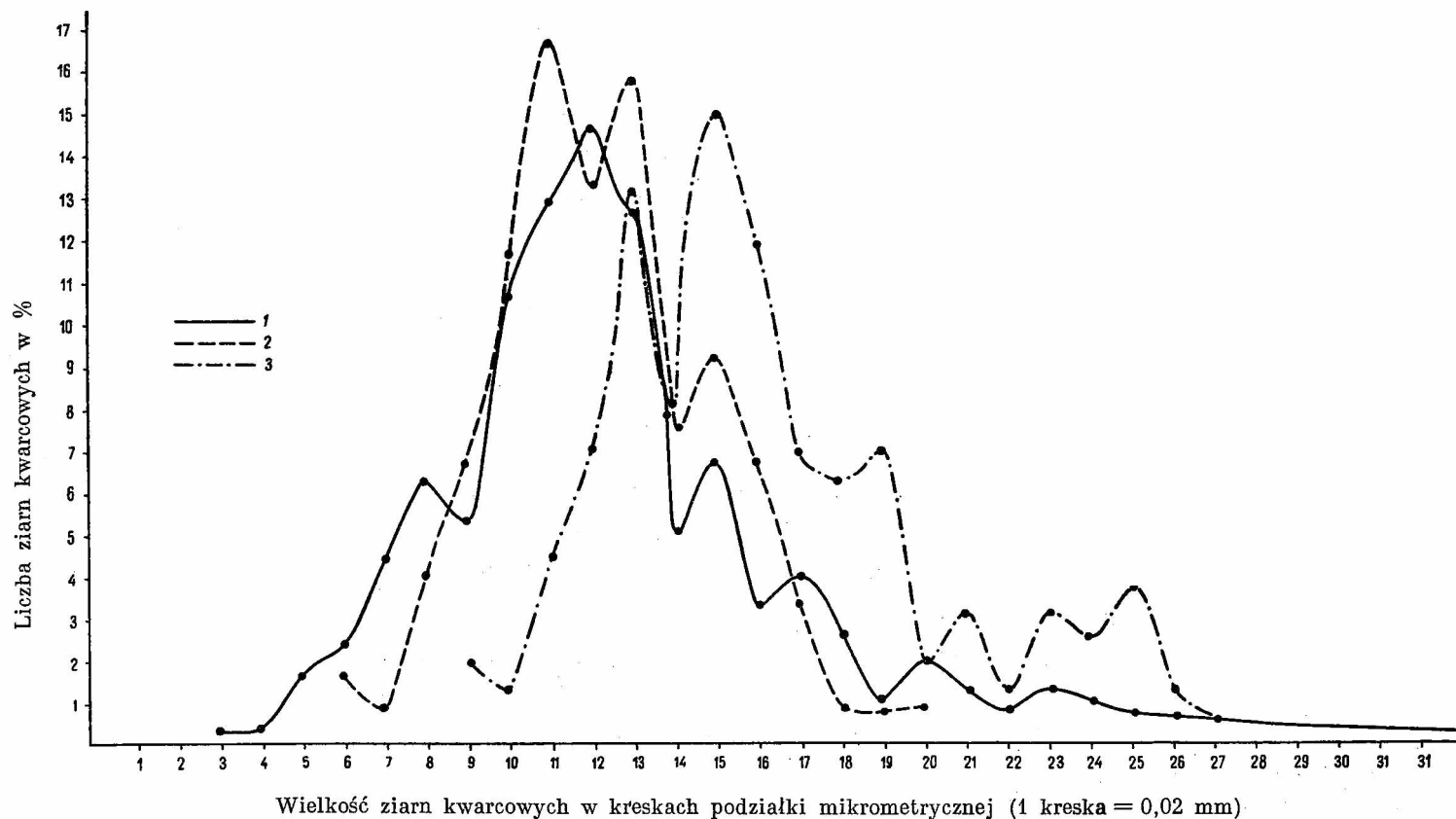
Niezwyczajnie duża ilość glinki przy bardzo małej zawartości krzemionki i braku innych tlenków kwasotwórczych (anionów) wskazywałaby na to, że obok wodorotlenku żelazowego, stanowiącego główny składnik powłoczki oolitowej, występuje i wolny wodorotlenek glinu. Przykłady podobnych oolitów żelazistych bogatych w wodorotlenek glinu znajdujemy w podręczniku Bartha, Corrensa i Eskoli (2). Jednakowoż część tej glinki jest być może związana w krzemian typu szamozytu, stanowiący utlenione i przeobrażone reliktury w oolitach, na co wskazywałyby badania mikroskopowe. Przypuszczalnie mamy więc tu do czynienia z oolitami, które pierwotnie miały charakter szamozytowy. Szamozyt rozłożył się i utlenił z wydzielaniem limonitu, krzemionka uległa odprowadzeniu, glin zaś pozostał w postaci wolnego wodorotlenku.

Pewne światło na sposób tworzenia się i sedymentacji opisywanych oolitów rzuca rozsegregowanie pod względem wielkości ziarn kwarców. Tyczy się to kwarców wyseparowanych z oolitów ciężkich i z oolitów lekkich oraz tych, które nie zostały wcale powleczone warstwą wodorotlenków (p. wykres 1).

Kwarcowe jądra oolitów ciężkich są wyraźnie mniejsze od jąder oolitów lekkich, różnica między wielkością ziarn największych i najmniejszych jest również mniejsza u pierwszych niż u drugich. Największa procentowo ilość kwarców z oolitów ciężkich ma średnice 0,22-0,26 mm, kwarców z oolitów lekkich — 0,30 mm. Kwarce niepowleczone są daleko bardziej zróżnicowane w wielkości poszczególnych osobników. Średnice ich (maksymalne) mieszczą się w granicach od 0,06 do 0,72 mm. Największa ilość takich niepowleczonych kwarców ma średnicę 0,24 mm, czyli taką, jaką mają kwarce z oolitów ciężkich. Kwarce mniejsze są zupełnie czyste, większe natomiast pokryte często cieniutką warstwą wodorotlenku żelazowego. Począwszy od średnicy 0,34 mm wszystkie niemal osobniki mają taką otoczkę.

To, że kwarce z oolitów ciężkich są mniejsze, a tym samym lżejsze niż kwarcowe jądra oolitów lekkich, jest zupełnie zrozumiałe. W warunkach sedymentacji w ruchliwej wodzie lekkie ziarnka mniejszych kwarców dłużej mogły pozostawać w zawieszeniu w wodzie i równocześnie większe ilości wytrąconej substancji żelazistej mogły się na nich osadzać, gdy tymczasem kwarce większe prędzej nabywały takiego ciężaru, który zmuszał je do opadnięcia na dno, gdzie już dalsze obrastanie żelazistą substancją było niemożliwe. Nic więc dziwnego, że warstwa żelazista jest na nich dużo cieńsza.

Gdyby dalej rozumować w ten sposób, największe ilości kwarców niepowleczone powinny mieć największe rozmiary, bo tylko wtedy byłoby zro-



Wykres 1

Wykres statystyczny ziarn kwarcowych wydzielonych ze skały oolitowej
 1 kwarcie wolne od powłoki żelazistej, 2 kwarcie z oolitów ciężkich, 3 kwarcie z oolitów lekkich

zumiało ich prędkie opadanie na dno, czego skutkiem byłby brak żelazistych powłoczek. Oczywiście, że i takie duże, prawie niepowleczone kwarce, są w opisywanej skale, jednakże przeważająca większość ziarn pozbawionych warstwy wodorotlenków wykazuje średnice małe, takie, jakie mają kwarce z oolitów ciężkich. Nie byłoby to możliwe, gdyby wszystkie kwarce, zarówno powleczone jak i pozbawione powłoczek, znajdowały się od początku w tym samym środowisku sedymentacyjnym, gdyż trudno sobie wyobrazić tworzenie się oolitów w jednolitych warunkach na pewnej tylko części równych co do wielkości kwarców. Wniosek stąd, że oolity nie mogły powstawać w tym samym miejscu co otulający je muł wapnisty z drobnymi czystymi kwarcami.

Oolity tworzą się w płytkich partiach morza, na ogół w strefach przybrzeżnych, w wodzie ruchliwej, podlegającej silnemu działaniu fal. Na ogół przyjmuje się, że utwory oolityczne są wyraźnymi wskaźnikami takiego właśnie środowiska sedymentacyjnego. Nie trudno jednak wyobrazić sobie, że część oolitów mogła być wymiatana przez prądy denne ze środowiska swego powstawania w inne, o sedymentacji spokojniejszej. Najprawdopodobniej opisane wyżej oolity (zarówno ciężkie jak i lekkie) są właśnie takimi, które ze środowiska, gdzie powstały, przywędrowały do miejsca, gdzie nastąpiła ich sedymentacja, i dopiero tu spotkały się z niepowleczonymi drobnymi kwarcami w środowisku mułu wapnistego. To, czy wszystkie te oolity pochodzą z jednego miejsca powstawania, jest również problematyczne. Uderzająca w wykresie dwuwierzchołkowość krzywych rozsiewu ziarn kwarcowych oolitów ciężkich, podobnie jak i lekkich, mogłaby nasunąć przypuszczenie, że zostały one naniesione z dwu miejsc o różnej ruchliwości wody dennej.

LITERATURA CYTOWANA

1. BARTH F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
2. LINDGREN W. Mineral deposits. New York — London 1933.
3. TWENHOFEL W. H. Principles of sedimentation. New York — London 1939.

М. БОРКОВСКА

(Минералогическо-Петрографическая Лаборатория Познанского Университета)

СВОЕОБРАЗНАЯ ООЛИТОВАЯ ПОРОДА ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛУКОВА НА ПОДЛЯСЬЕ

РЕЗЮМЕ

У гор. Лукова на Подлясье был найден валун оолитовой породы с очень характерными зеленовато-золотистыми блестящими оолитами, живо напоминающими пиритовые оолиты. Этот валун был исследован.

химически и оптически. Оолиты этой породы оказались гидроокислами железа.

Измерения величины оолитов и их кварцевых ядер доказывают, что оолиты образовались не на том месте, где происходила их седиментация. Они были принесены из другой среды и только позже в новой среде известкового ила они встретились с чистыми зернами кварца.

MARIA BORKOWSKA

(Laboratory of Mineralogy & Petrography of the University of Poznań)

PECULIAR OÖLITIC ROCK FROM ŁUKÓW IN PODLASIE

ABSTRACT

An erratic boulder of an oölitic rock was subjected to chemical analysis and microscopic examination. Oörites of yellow or bronze colour and of strong metallic lustre have the appearance of pyrite, but actually they are built of ferric hydroxide. Statistical comparison of grain sizes of quartz fragments included in the oörites and free of a ferruginous coating proves that the formation of oörites had been accomplished at the sea bottom elsewhere than their sedimentation.

SUMMARY

An erratic boulder was found by H. Makowski at Łuków (Podlasie) and thoroughly examined in the Petrographic Laboratory of the University of Poznań. Special interest was paid to that boulder in view of the extraordinary appearance of its rock material. Small, brilliant oörites of brass yellow or bronze colour, with strong metallic lustre as if built of pyrite, were found.

From this oölitic rock, supposed to be of pyritic composition, a microscopic slide was cut off, which proved that the oörites consist of brown, feebly translucent amorphous matter. In section they were without any metallic lustre, so characteristic for pyrite (pl. I, fig. 1). The iridescent metallic lustre must, therefore, be only a surface phenomenon, and the mineral content of oörites should be attributed to some ferri-hydroxides.

In thin section, angular quartz debris have been found as kernels of all ferruginous oörites. Smaller oörites are usually well rounded, of regular oval shape and their quartz kernels are very small, coated with a relatively thick film of ferruginous matter. Larger oörites are usually less regular in shape, not so well rounded, more dependent on the shape of the quartz centres, which are decidedly larger than those of small oörites, but coated with a rather thin film of ferruginous matter. This observation was confirmed by subsequent separation in bromoform, where the larger oörites

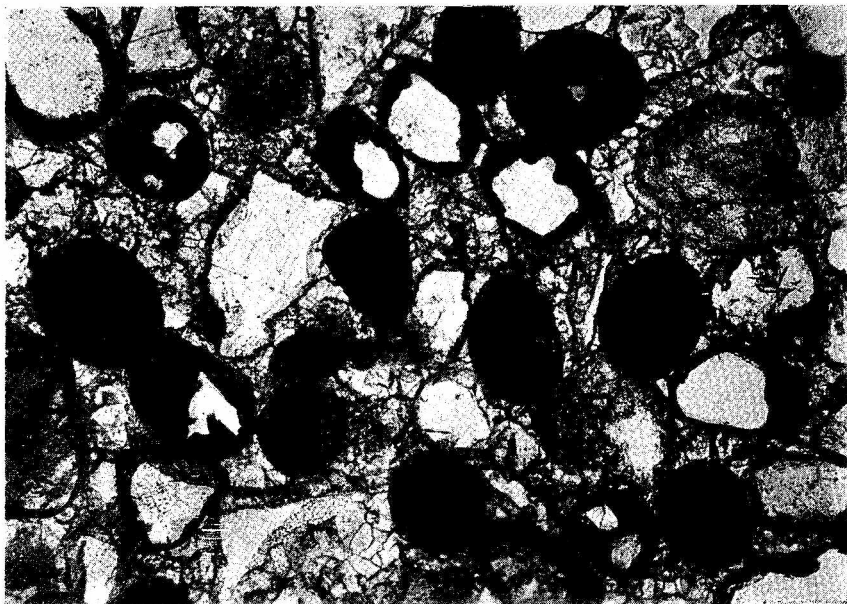
float, while the smaller and better rounded ones sink as overloaded with iron coating.

The calcareous cement was removed from the oörites by treatment of granulated rock fragments with weak, cold HCl (5% solution). The oörites were not at all attacked by this treatment, retaining their brilliant lustre as if their surface had been well polished. The insoluble residue was then washed with hot 5% soda solution to set it free from amorphous silica and to peptise any clay admixture of cement; subsequently it was filtered, washed in hot water and dried. This residue, when examined under the microscope, was found to consist of brilliant oörites of various shape and size and of detrital quartz. By means of pure bromoform (density 2.847) and of bromoform diluted with benzene (density 2.69) the residue was separated into three fractions: 1° heavy oörites (pl. II, phot. 3), well rounded, with thick ferruginous coating (density > 2.85), 2° light oörites (pl. II, phot. 4), less regular and coated with a rather thin iron film (density between 2.84 and 2.69), 3° detrital quartz grains (pl. I, phot. 2), free of ferruginous coating.

Separate chemical analyses were simultaneously made of: a) the carbonaceous rock matrix, b) lighter oörites, and c) heavy oörites (see p. 169 and 170 of the Polish text). They show that the weight percentage of quartz kernels in the lighter oörites is many times greater and the ferri-oxide content much smaller than in heavy oörites. Sulphur is entirely absent in both. The remarkably high content of alumina, without any significant amount of silica or other acid-forming oxides, might indicate the presence of free aluminium hydroxides. A portion of those alumina might, however, be combined in some sedimentary chlorite, perhaps chamosite, since the microscopic examination of especially thin sections of oörites revealed small relics of some scaly matter, highly altered and oxidized. A conclusion might, therefore, be drawn about the secondary origin of the ferruginous matter in oörites: primitive chamosite coating the small detrital grains was decomposed and oxidized, ferric hydroxide separated, the silica removed and alumina left in form of free hydroxide.

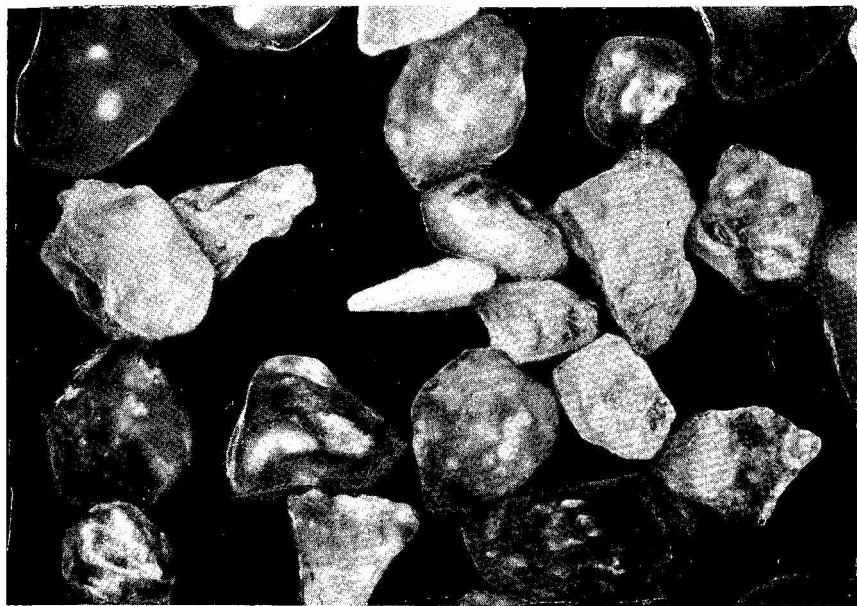
The study of the differentiation of the grain size of detrital quartz included in the oörites and free from ferruginous coating (graph 1, p. 172 of the Polish text) might supply valuable information about the process of formation and sedimentation of the oölitic rock. Small quartz particles had been long suspended in mobile sea water and could thus be coated with a ferruginous film before they were fixed on the sea floor (heavy oörites). The largest quartz grains could be suspended in the same conditions only a relatively short time and, but thinly coated, they were deposited at the sea bottom (lighter oörites). Yet, in the oölitic rock there are also numerous quartz debris of the same size as those in the cores of heavy oörites, entirely free from

ferrugineous coating. They cannot have originated from the same place at the sea bottom as quartz included in the oölites, since any quartz grain of similar size must behave in the same manner under the same conditions of sedimentation. The oölites and bigger quartz grains must have been transported from another place into the environment of sedimentation of the calcareous mud with fine quartz detritus, forming subsequently the cement of the oölitic rock. This supposition agrees well with the views of Cayeux and some other scientists, that oölites are never found in the place of their formation.



Fot. 1

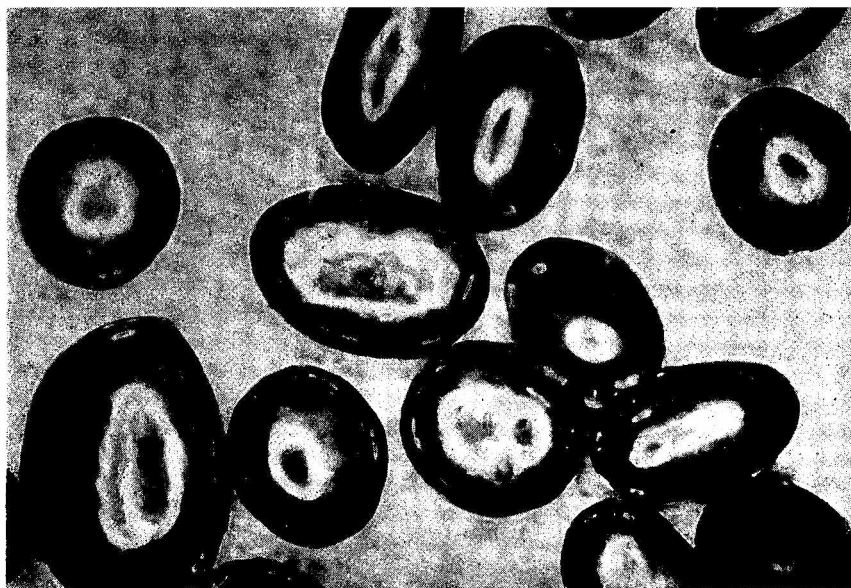
Szlif mikroskopowy sporządzony z łukowskiej skały oolitycznej ca $\times 50$



Fot. 2

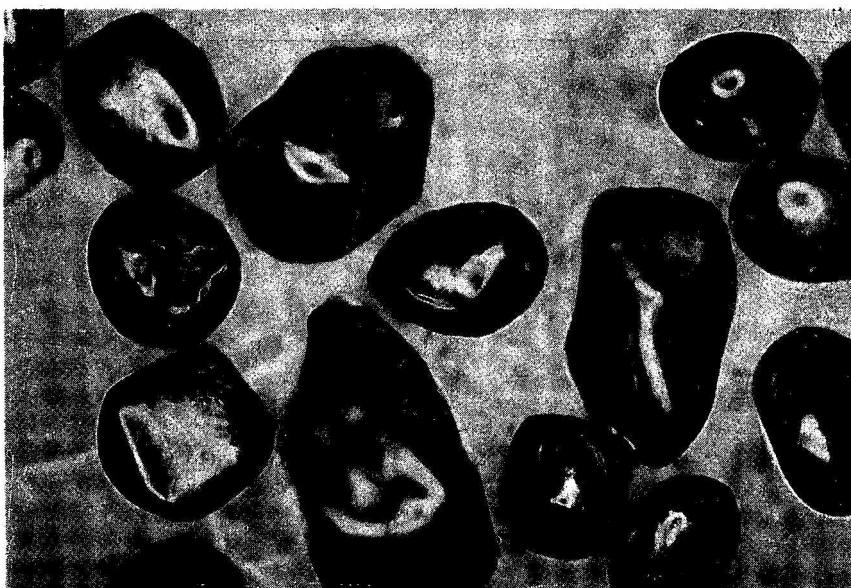
Kwarcie niepowleczone

ca $\times 100$



Fot. 3
Oolity ciężkie

ca $\times 100$



Fot. 4
Oolity lekkie

ca $\times 100$