

JERZY DON, SEBASTIAN BIERNAT, MARIAN DUMICZ, BOGUSŁAW BEREŚ

HARPOLIT GRANITOWY TOŁBONURSKIEJ STREFY
 DYSLOKACYJNEJ
 (MONGOLIA ZACHODNIA)

(Tab. XXXIX—XLII i 5 fig.)

*The granite harpolite of the Tolbonoor fault zone
 (Western Mongolia)*

(Pl. XXXIX—XLII and 5 Figs.)

Treść. Z Ałtaju Mongolskiego opisano alaskitowe granity intruzywne, tworzące jednostronny harpolit wzdłuż tołbonurskiej strefy tektonicznej. Są to różowe i gruboziarniste granity porfirowate z fenokryształami mikroklinów dochodzącymi do 5 cm. Z pozostałych minerałów dominują mleczne kwarcy o odcieniu niebieskim oraz muskowitz.

Wspomniane granity wykorzystwały w czasie fałdowań młodokaledońskich starą i głęboką strefę uskokową. Na drodze swej w wyższych poziomach napotkały wyraźną powierzchnię nieciągłości, wzdłuż której wcisnęły się w kierunku północno-wschodnim, odkuwając słabo zaburzone serie ordowiku i syluru od izoklinalnie sfałdowanego podłoża metamorficznego. Strefy kontaktowe uległy lokalnej mineralizacji.

1. GEOLOGICZNE WARUNKI WYSTĘPOWANIA
 GRANITÓW TOŁBONURSKICH

Wzdłuż północno-wschodnich zboczy Ałtaju Mongolskiego, w rejonie położonym około 30 km na południowy-zachód od miasta Kobdo, przebiega regionalna strefa tektoniczna, nazwana przez N. A. Marinowa (1957), W. A. Amantowa i in. (1962) rozłamek tołbonurskim (fig. 1). Sledzić ją można wzdłuż prawie całej zachodniej Mongolii na odcinku ponad 1000 km długim od miejscowości Ölgij w kierunku południowo-wschodnim, gdzie na zachód od jeziora Cagan-nuur skręca w kierunku wschodnim i obcina północne zbocza Ałtaju Gobijskiego.

Wspomniana strefa ma stare założenia strukturalne. Wpływ jej na rozwój budowy geologicznej zachodniej Mongolii zaznaczał się już od wczesnego paleozoiku i nie wygasł do doby obecnej. Jak podkreślają zgodnie W. A. Amantow, Danzan Butoczi i P. S. Matrosow (1962) oraz W. W. Bezzubcew, Łuwsan Danzan Butoczi i W. A. Fiedorowski (1963), strefa ta rozdziela dwie jednostki strukturalne: charchiryńską, sfałdowaną i usztywnioną w ruchach wczesnokaledońskich od ałtajskiej późnokaledońskiej, przebudowanej w ruchach waryscyjskich (fig. 2). O głębokich założeniach tej strefy tektonicznej świadczą między innymi związane z nią granity intruzywne. Zostały one wykryte i prześledzone kartograficznie między rzekami Bujant-goł i Dund-Cencher-goł

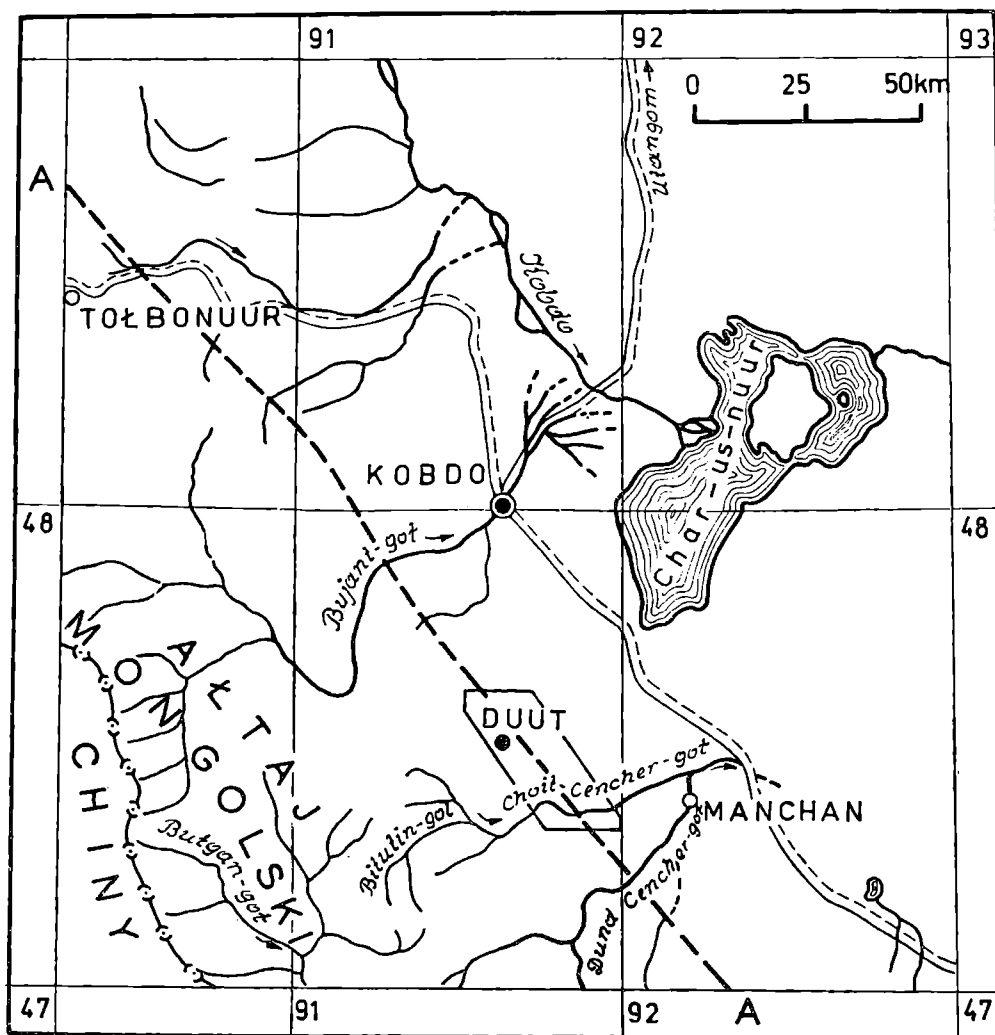


Fig. 1. Szkic środkowej części Kotliny Wielkich Jezior w Mongolii Zachodniej: A—A = Tołbonurska strefa dyslokacyjna. W ramce obszar przedstawiony na fig. 5
 Fig. 1. Sketch-map of the central part of the Great Lakes Basin in Western Mongolia: A—A the Tolbonoor fault zone. Area shown in Fig. 5 in box

przez trzech pierwszych autorów tego artykułu, uczestników Polskiej Ekspedycji Geologicznej w Mongolii w roku 1963. Petrograficznie opracował je dr B. Bereś ówczesny kierownik laboratorium ekspedycyjnego w Kobdo.

W obszarze somonów Duut i Manchan granity tołbonurskie zaznaczają się w morfologii rzędem wysokich masywów o szczytach Naran-Chairchan-uła (3127 m npm.), Chongor-Chairchan-uła (3213 m npm.) i Czingistu-Chairchan-uła (3192 m npm.), dominując wyraźnie nad otaczającym obszarem górskim. Budują je skały granitoidowe o strukturze grubo- a rzadziej średnioziarnistej, bezkierunkowej teksturze i najczęściej różowym lub różowoszarym zabarwieniu (fig. 5).

Na powierzchni masywów opisane granity są mocno zwiertzałe i rozpadają się na gruby, kaszowaty żwir. W partiach szczytowych i na graniach tworzą zaś silnie rozcięte formy skałkowe (tab. XLI, fig. 2). Charakterystyczna dla nich jest wyraźna oddzielność „rozwarstwiająca” granit w ławy, naśladujące swym ułożeniem powierzchnie morfologiczne. Zjawisko to jest do tego stopnia współzależne, że jeżeli góra ma kształt stożka, to i wspomniane powierzchnie „rozwarstwiające” zamykają się w formy stożkowe. Według S. Biernata (1966) geneza tych powierz-

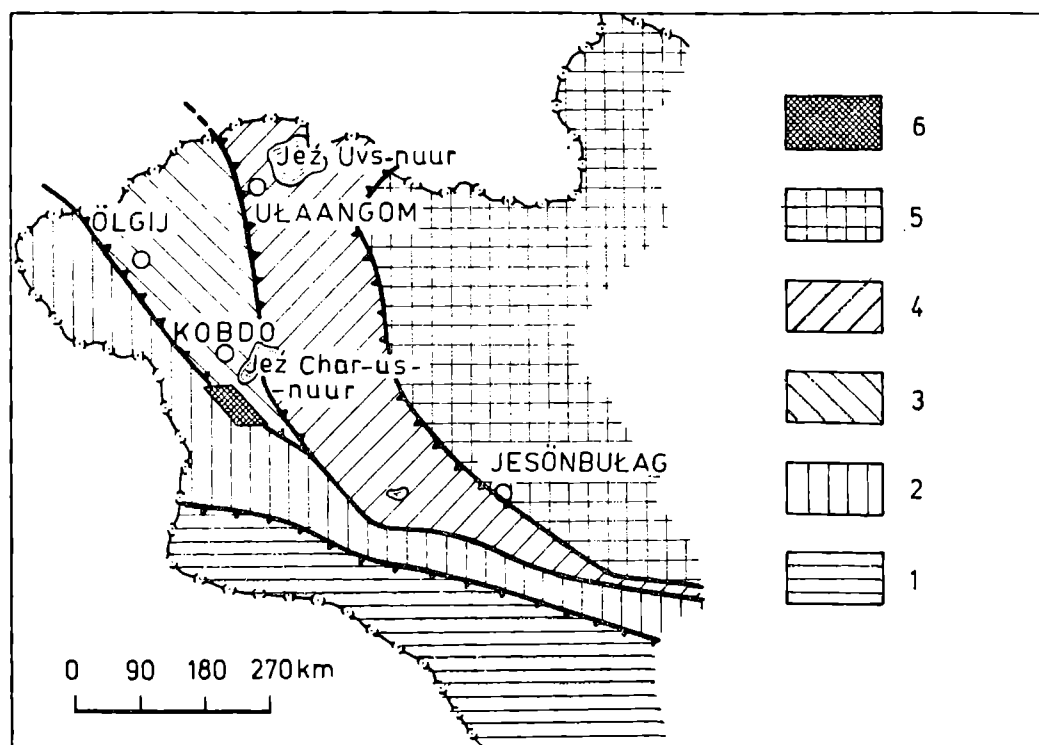


Fig. 2. Strefy strukturalno-facjalne Zachodniej Mongolii (aproszczone na podstawie V. V. Bezzubceva et al., 1963): 1 — Barunchurajska (waryscyjska); 2 — Altajska (późnokaledońska); 3 — Charchirinska (takońska); 4 — Jeziorowa (salairska); 5 — Prekambryjski masyw Changaju, przebudowany fałdowaniami salairskimi; 6 — Obszar objęty fig. 5

Fig. 2. Structural and facial zones of Western Mongolia (simplified after V. V. Bezzubcev et al. 1963); 1 — the Barun Khoray zone (Variscan); 2 — the Altai zone (Late Caledonian); 3 — the Kharkheeraa zone (Takonian); 4 — the Lakes Basin zone (Salairian); 5 — the Precambrian Khangain massif affected by Salairian folding; 6 — area shown in Fig. 5

chni związana jest z insolacją. Ponieważ jednak „rozwarstwianie” granitu ma charakter regionalny, wydaje się, że główną przyczyną jego powstania było odciążenie, związane z degradacją nadkładu.

Omawiane granity tworzą na badanym obszarze pas wychodni od 1 do 10 km szeroki, towarzyszący tołbonurskiej strefie uskokowej (fig. 5). Zarówno w kierunku północno-zachodnim, jak i południowo-wschodnim wybiegają one poza obszar objęty szczegółowymi pracami kartograficznymi, trzymając się nadal wspomnianej strefy dyslokacyjnej. Strefa ta reprezentowana jest w okolicy Duut-somonu przez szereg równoległe przebiegających uskoków, z których przynajmniej dwa mają wyraźne regionalne znaczenie. Jeden z nich przebiega po południowo-zachodnich zboczach gór Chongor-Chairchan-uła (3213 m npm.) oraz Czingistu-Chairchanu-uła (3192 m npm.) i zaznacza się bardzo świeżym progiem morfologicznym, odnawianym jeszcze w dobie obecnej. W dalszej części nazywać będziemy go wschodnim uskokiem tołbonurskim. W odległości 1 do 3 km po stronie południowo-zachodniej przebiega poprzez miejscowość Duut równoległe drugi uskoki, który nazywać będziemy tołbonurskim zachodnim. Na północny zachód od Duut uskoki ten rozczepia się na szereg dyslokacji, przy czym zewnętrzna, najwyraźniej zaznaczona w morfologii młodym progiem tektonicznym, skręca ku zachodowi, oddalając się stopniowo od uskoku wschodniego. W podobny sposób odchylają się pierzasto ku zachodowi mniejsze uskoki towarzyszące tołbonurskiej strefie dyslo-

kacyjnej. Wspomniana strefa rozdziela struktury o różnym rozwoju geologicznym.

Opisywane granity występują zarówno między wspomnianymi głównymi uskokami tołbonurskimi, jak i po ich wschodniej i zachodniej stronie.

W dolinach Cagan-Burgasu-goł i Choit-Cencher-goł, głębokich do 900 m, odsłaniają się na zboczach spagowe partie granitów, występujących po północno-wschodniej stronie tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej. Wyraźna intersekcja granic omawianych granitów pozwala w tej części stosunkowo dokładnie odtworzyć ich geometryczną formę występowania, która odpowiada harpolitowi sensu H. Cloos (1923). Harpolit tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej ścina w spąg niezgodnie stare, izoklinalnie zafałdowane struktury (fig. 3). Spagowa powierzchnia tego harpolitu za-

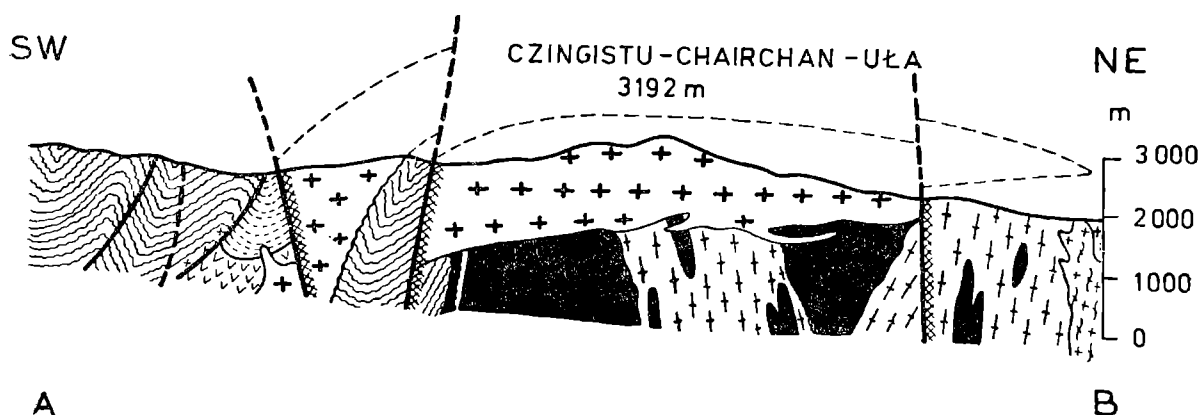


Fig. 3. Przekrój wg linii AB na fig. 5. Symbole jak na fig. 5
 Fig. 3. Cross-section along AB in Fig. 5. Symbols as in Fig. 5

pada łagodnie pod kątem 0 do 10° ku południowemu-zachodowi w stronę dyslokacji tołbonurskiej, wzdłuż której przebiega strefa korzeniowa intruzji. O kierunku wdzierania się magmy świadczą między innymi charakterystyczne zjawiska erozji magmowej podłoża i transportu porwaków, obserwowane na północnym zboczu doliny Choit-Cencher-goł. W miejscu tym zachował się próg podłoża, w którego „cieniu” nagromadziły się wyrwane i wleczone przez magmę ku północnemu wschodowi porwaki osłony (fig. 4).

Pierwotny zasięg wschodniego skrzydła harpolitu nie jest znany. Procesy denudacyjno-erozyjne cofnęły bowiem jego wschodnią granicę oraz zniosły skały osłony, przykrywające harpolit w stropie. Zachowane skrzydło harpolitu jest obecnie do 8,5 km szerokie, a grubość ławy granitowej w środkowej części skrzydła, mierzona od powierzchni spagowej do najwyższych szczytów, wynosi ponad 900 m.

Skrzydło wschodnie harpolitu, rozcięte rzekami Cagan-Burgasu-goł i Choit-Cencher-goł, zachowało się na badanym obszarze w formie oddzielnych wystąpień, których zewnętrzne zarysy mają kształt łuków, opartych o wschodni uskok tołbonurski.

Czwarte wystąpienie o podobnym kształcie stwierdzono między dolinami Choit-Cencher-goł i Dund-Cencher-goł, tuż poza obszarem szczegółowych badań geologicznych.

Spod omawianych granitów wyłaniają się w dolinach prekambryjskie skały metamorficzne. W części zachodniej należą one do regionalnie naj-słabiej sflityzowanej tufitoidowo-szarogłazowej, rytmicznie warstwowa-

nej, około 5000 m mięszszej serii górnoałtajskiej (ryfej górny ?), a w części północnej do epimetamorficznej osadowo-diabazowej serii dolnoałtajskiej (ryfej środkowy ?), również około 5000 m grubej. Po stronie wschodniej natomiast występują łupki łyszczykowo-amfibolowe, przeławicane marmurami, wydzielone w serię cenchergolską (ryfej dolny ?). Wszystkie wymienione serie uległy w różnym stopniu granityzacji związanej z plutonizmem salairskim. Kontaktują one ze sobą na badanym obszarze wzdłuż stref tektonicznych, z których na uwagę zasługuje południkowo wydłużony uskok kobdowski (M. Dumicz, J. Don, 1969). Jest on ścięty razem z omawianymi seriami podłoża przez opisywany harpolit granitowy i nie został po intruzji odnowiony.

Odsłaniające się serie w spągu harpolitu są silnie izoklinalnie sfałdowane. Osie ich fałdów zanurzają się ku północnemu zachodowi, przy czym

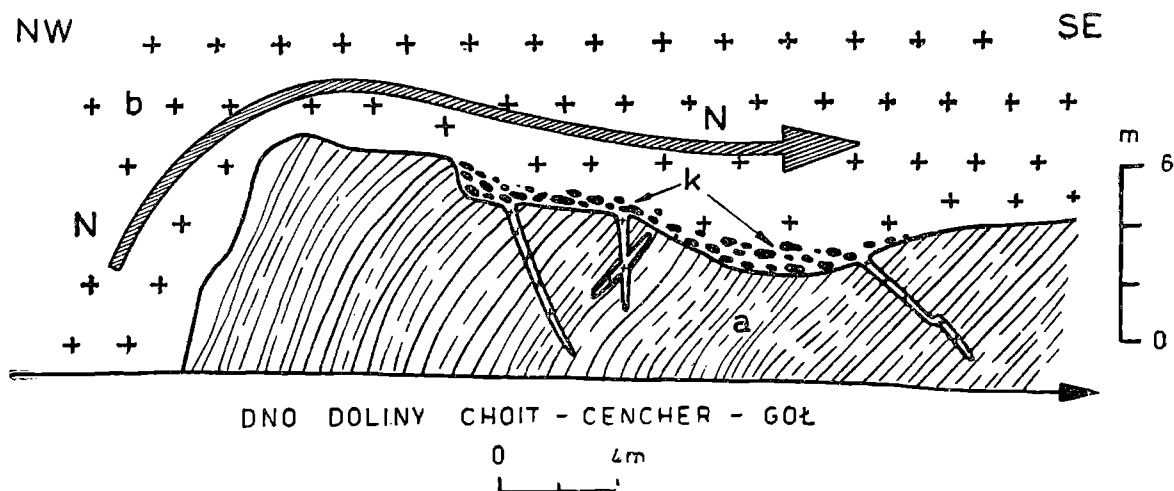


Fig. 4. Odsłonięcie spągu harpolitu granitowego na północno-wschodnim zboczu doliny Choit-Cencher-goł (1,6 km na SE od przecięcia wspomnianej doliny przez wschodni uskok tołbonurski) Pod granitem alaskitowym (b) odsłaniają się łupki łyszczykowe i łyszczykowo-amfibolowe z wkładkami łupków łyszczykowo-kwarcytowych (a) (seria cenchergolska), poprzecinane żyłami granitów i aplitów. W zagłębieniach podłoża harpolitu zachowały się w granicie skupienia ksenolitów (K) „wyerodowane” z osłony podczas intruzji; N—N — kierunek wdzierania się magmy

Fig. 4. Exposure of the base of the granite harpolite on the north-east slope of the Khoit Tsenkher Gol valley (1,6 km to the south-east from the eastern Tolbonoor fault) Micashists and mica-amphibole shists with intercalations of quartzite-mica shists (a) cut by granite and aplite veins (Tsenkher Gol series) are exposed under the alaskite granite (b). Accumulations of xenoliths (k) eroded by the intrusion from the enclosing rocks are present in depressions of the substratum of the harpolite; N—N — direction of the magma intrusion

w serii cenchergolskiej zaznacza się wergencja południowo-zachodnia, a w dolno- i górnoałtajskiej północno-wschodnia. Zapady warstw w jednej i drugiej serii są strome i wahają się ogólnie od 50 do 90°.

Opisywane granity tworzą ostre i wyraźne kontakty ze skałami otaczającymi. Kontaktowo zmetamorfizowały one utwory serii dolno- i górnoałtajskiej w hornfelsy i łupki gruzełkowe. Szerokość strefy zmienionej termicznie waha się od kilkudziesięciu metrów do półtora kilometra, przy czym obserwuje się wyraźny spadek zmian metamorficznych wraz z oddalaniem się od masywu granitowego. W strefie zmetamorfizowanej stwierdzono dość powszechną, ale słabą mineralizację siarczkową i polimetaliczną. Silniej zaznaczała się ona jedynie wzdłuż kontaktów granitu z serią dolnoałtajską, zawierającą większe wtrącenia diabazów na pół-

nocnych i północno-wschodnich zboczach góry Chongor-Chairchan-uła (3213 m n.p.m.). Strefa zmineralizowana dochodzi tam do 200 m szerokości, a koncentracja niklu w niektórych miejscach sięga 1,5%.

W łupkach krystalicznych i granitoidach salairskich, występujących po wschodniej stronie uskoku kobdowskiego, brak wyraźnych zmian termicznych oraz okruszczenia wzdłuż kontaktu z intruzywnymi granitami strefy tołbonurskiej. Częstsze są tu natomiast żyły tego granitu wnika-jące i rozgałęziające się od góry w serię podścielającą. W strefie tej spotyka się również żyły aplitów nie związanych bezpośrednio z harpolitem granitowym. Zmiany endokontaktowe (w obrębie granitów) wywo-łane są głównie kontaminacją mechaniczną i chemiczną skał osłony. Liczne porwaki, występujące bezpośrednio w strefie kontaktowej, zdradzają znamiona metasomatycznego roztrawiania i kierunkowego rozcią-gania (tabl. XLI, fig. 3 i tabl. XLII, fig. 1). Często spotyka się w różowym granicie szare, silniej biotytowe skiality w formie „cieni” po zresorbo-wanych porwakach osłony (tabl. XLII, fig. 2). Wraz z oddalaniem się od powierzchni kontaktowych ilość porwaków w granicie maleje, a w par-tiach środkowych brak ich całkowicie.

Harpolitowa forma występowania granitów po północno-wschodniej stronie tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej jest bardzo wyraźna i łatwa w prześledzeniu. Natomiast słabsze rozcięcie obszaru górskiego między uskokami wspomnianej strefy dyslokacyjnej oraz po jej południowo-zachodniej stronie utrudnia bezpośrednie określenie form pozostałych masywów granitowych.

Między wschodnim a zachodnim uskokiem tołbonurskim obserwuje się ciągły pas opisywanych granitów, wśród których jedynie w obszarze na północny-wschód od miejscowości Duut znajdują się większe nie-regularne wystąpienia skał starszych. Granitom tym towarzyszy od wschodu 200 do 500 m wąski, a około 30 km długi pas wychodni utwo-rów serii górnoałtajskiej, zapadających pod granity, a przy kontakcie zmetamorfizowanych do łupków amfibolowych i łyszczykowo-kwarco-wych. Podobnie jak i po wschodniej stronie uskoku, granity zalegają tu-taj również niezgodnie wzdłuż powierzchni spągowej, zapadającej jednak stromo ku południowemu-zachodowi w stronę zachodniego uskoku toł-bonurskiego. W dolinie Choit-Cencher-goł, przecinającej prostopadle strefę kontaktową, kąt zapadu wynosi 70—75°. Te i inne obserwacje po-zwalają przypuszczać, że strefa międzyuskokowa jest strefą korzeniową intruzji granitów tołbonurskich.

Po południowo-zachodniej stronie omawianej strefy tektonicznej gra-nity tołbonurskie tworzą szereg oddzielnych wystąpień, niekiedy znacz-nych rozmiarów, dochodzących do kilkudziesięciu km². Rozrzucone są one tutaj dość nieregularnie i w różnej odległości od strefy uskokowej, w postaci masywów o zwartych zarysach, mniej lub więcej eliptycznych, lub też tworzą rozgałęziające się systemy grubych żył. Wydłużone ich formy towarzyszą często lokalnym uskokom.

Jak wskazuje intersekcja powierzchni kontaktowych i głębokie od-słonięcie niektórych zboczy, granity te w postaci stromych kominów przebijają niezgodnie utwory serii górnoałtajskiej. Taką formę intruzji mają np. granity mikroklinowe, budujące bezimienny szczyt (3262 m n.p.m.), położony na północ od górnego biegu Choit-Cencher-goł, a około 18 km na południe od Duut. Zmiany kontaktowe wokół tych granitów, widoczne w pasie do dwóch kilometrów szerokim, objawiają się najpierw plami-

stością, a bliżej intruzji gruzełkowatością tufoidów szarogłazowych. Około 200 m od kontaktu dość jednolite dotąd łupki gruzełkowate zaczynają się stopniowo różnicować i po biegu przechodzić w łupki amfibolowe, przeławicane łyszczykowo-kwarcytowymi a równocześnie coraz częściej iniekowane żyłami aplitowymi. Często bezpośrednio wzdłuż kontaktu, w strefie 10 do 20 m szerokiej, łupki amfibolowe i łyszczykowo-kwarcytowe przechodzą lokalnie w agmatyty i migmatyty.

Poza dużymi wystąpieniami różowe granity mikroklinowe spotykano w formie żył różnej grubości po obu stronach dyslokacyjnej strefy tołbonurskiej. Przecinają one szczególnie często utwory serii cenchergolskiej, rzadziej serii dolno- i górnoałtajskiej, a całkiem sporadycznie utwory ordowiku i syluru.

2. CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA GRANITU TOŁBONURSKIEGO

Granit tołbonurskiej strefy uskokowej odznacza się dużą jednorodnością. Dotyczy to zarówno cech strukturalnych, jak też składu mineralnego.

Zasadniczym typem skalnym, budującym zwarte i duże wystąpienia na omawianym obszarze, jest granit o budowie gruboziarnistej, o charakterze porfirowatym z rozwojem dużych (do 5 cm) fenokryształów różowych skalenii potasowych bez znamion kierunkowego uporządkowania składników mineralnych. Jest to granit mikroklinowy, o strukturze porfirowatej, ubogi w minerały barwne.

W partiach brzeżnych większych wystąpień staje się bardziej drobnoziarnisty, a lokalnie przyjmuje charakter granitu porfirowego z wyraźnymi fenokryształami kwarcu i skalenii.

Związane ściśle z głównym ciałem granitowym żyły i apofizy, wnikające w obręb krystalicznej osłony, mają charakter aplitów i aplogranitów.

Porfirowaty granit mikroklinowy

Mikroskopowe cechy strukturalne tego granitu mają charakter konsolidacyjny, w niedużym tylko stopniu zatarty przez późniejsze procesy deuteryczne i endoblastyczne. Oznacza się on hipautomorfowo-ziarnistą strukturą o charakterze porfirowatym i bezkierunkową, zwartą teksturą (tabl. XXXIX, fig. 1).

Cechą znaną tego granitu są ponadto prawie powszechnie występujące objawy kataklazy, nasilającej się zwłaszcza w bezpośrednim sąsiedztwie stref zdyslokowanych, gdzie stwierdza się występowanie typowych kataklazytów, z całkowicie zatartą pierwotną strukturą granitu. W obszarach bardziej oddalonych od stref dyslokacyjnych objawy kataklazy ograniczone są głównie do częściowego tylko zgranulowania ziarn mineralnych, niespokojnie przebiegającego znikania światła (zwłaszcza w ziarnach kwarcowych) oraz do falistej deformacji lametek bliźniaczych plagioklazów (tabl. XXXIX, fig. 2).

W składzie mineralnym granitu uczestniczą następujące składniki: kwarc, skaleń potasowy, plagioklasy, biotyt, muskowitz, tytanit, apatyt, tlenki żelaza, allanit, fluoryt oraz epidot i chloryt.

Ilościowy skład mineralny oparty jest na analizach mikrometrycznych prób skał granitowych pobranych z różnych rejonów tołbonurskiej

strefy dyslokacyjnej. Wyniki analiz chemicznych oraz skład normatywny przedstawiają poniższe zestawienia:

Tabela — Table 1

Wyniki analiz mikrometrycznych granitoidów tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej
Micrometric analyses of granitoids of the Tolbo Noor fault zone

Składniki	Nr prób — sample No.								Constituents
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Kwarc	35,7	36,1	34,2	42,8	32,4	29,4	31,7	24,8	Quartz
Mikroperyt									Microcline
mikroklinowy	37,2	52,2	27,6	28,9	41,9	29,0	23,1	—	microperthite
Mikroclin	—	—	—	—	—	—	—	36,9	Microcline
Plagioklasy	24,0	10,6	37,5	22,4	23,6	35,0	42,1	32,8	Plagioclases
Biotyt	0,4	0,5	—	—	1,7	2,4	2,8	3,5	Biotite
Muskowit	2,2	0,05	—	—	—	—	—	1,0	Muscovite
Tytanit	—	0,02	—	1,4	—	0,8	—	—	Titanite
Apatyt	—	0,03	—	0,1	0,06	—	0,1	0,2	Apatite
Tlenki żel.	0,4	0,5	0,7	0,3	0,3	0,3	0,1	0,8	Iron oxides
Fluoryt	0,1	—	—	—	—	—	—	—	Fluorite
Epidot	—	—	—	0,6	0,04	2,1	—	—	Epidote
Chloryt	—	—	—	3,5	—	—	0,1	—	Chlorite
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Objaśnienia do tabel 1, 2, 3.

1 — 6 — porfirowate alaskitowe granity tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej.

7 — granit porfirowy tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej.

8 — aplit tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej.

Explanations of Tables 1, 2 and 3:

samples 1—6 porphyric alaskite granites of the Tolbo Noor fault zone.

sample 7 — porphyry granite of the Tolbo Noor fault zone.

sample 8 — aplite of the Tolbo Noor fault zone.

Skład mineralny granitów porfirowatych strefy tołbonurskiej jest dość jednorodny. Drobne wahania ilościowe dotyczą głównie stosunku ilościowego skalenia potasowego do plagioklazów. Pierwszy jednak przeważa w większości przypadków nad drugim. Charakter chemiczny plagioklazów (od 16 do 5% An) pozwala wnosić, że granity te zbliżone są do alkalicznych, a nieznaczne ilości składników barwnych (biotytu) oraz wysoka zawartość SiO₂ zbliża je do granitów alaskitowych.

K w a r c granitów porfirowatych strefy tołbonurskiej występuje w ziarnach ksenomorficznych o zróżnicowanej wielkości. Prawie z reguły wykazuje niespokojne, faliste wygaszanie światła i objawy mechanicznego zgranulowania na obwodowych częściach ziarn.

S k a l e ń p o t a s o w y reprezentowany jest wyłącznie przez mikroperyt mikroklinowy. Drobniejsze jego ziarna mają zarysy ksenomorficzne, większe natomiast tworzą metablasty, z wyraźną tendencją do automorfizmu. Metablasty mikropertytów wykazują często zrosty bliźniacze typu karlsbadzkiego. Występujące w mikropertytach liczne i silnie rozwinięte przerosty albitowe mają dwojaki charakter. Obok systemu drobnych równoległych smużek albitowych, zgodnych z łupliwością murchisonitową, występują także przerosty pertytowe o charakterze infiltracji.

Tabela — Table 2

Wyniki analiz chemicznych skał granitowych
 tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej
 Chemical analyses of granites of the Tolbo Noor
 fault zone

Składniki Components	Nr prób — Sample No	
	3	4
SiO ₂	74,55	69,28
TiO ₂	0,10	0,18
Al ₂ O ₃	15,43	15,72
Fe ₂ O ₃	0,60	1,64
FeO	—	0,14
MnO	0,02	0,06
MgO	0,17	1,18
CaO	0,46	1,28
Na ₂ O	4,07	3,55
K ₂ O	4,30	5,50
P ₂ O ₅	0,02	0,05
SO ₃	śl.	0,27
+H ₂ O	0,41	0,72
-H ₂ O	0,14	0,06
	100,27	99,63

Tabela — Table 3

Skład normatywny wg CIPW skał granitowych tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej
 Normative composition (CIPW) of the granites of the Tolbo Noor fault zone

Składniki	Nr prób — Sample No		Constituents
	3	4	
Kwarc (Q)	33,00	23,58	Quartz (Q)
Ortoklaz (or)	25,58	32,25	Orthoclase (or)
Albit (ab)	34,58	29,87	Albite (ab)
Anortyt (an)	1,62	5,58	Anortite (an)
Hypersten (hy)	0,60	3,10	Hyperstene (hy)
Korund (c)	3,37	1,94	Corundum (c)
Hematyt (hm)	0,64	1,60	Haematite (hm)
Ilmenit (il)	0,64	0,30	Ilmenite (il)
Apatyt (ap)	0,34	0,34	Apatite (ap)
Rutyl (rt)	0,07	1,60	Rutile (rt)
% anortytu w plagioklazach	15	15	Percentage of anortite in the plagioclases

cyjnym, tworzące nieregularne systemy rozciągniętych smużyscie żyłek albitowych. Przerosty te wykazują często delikatne polisyntetyczne zbliżnienia albitowe. Zdarza się niekiedy, że substancja albitowa przeważa ilościowo nad skaleniem potasowym, nadając ziarnom charakter antypertytu.

Skaleń potasowy wydaje się jednym z później wykrystalizowanych składników i prawdopodobnie ma częściowo charakter endoblastyczny. Struktury korozyjne wskazują bowiem wyraźnie na przynajmniej częściowy wzrost skalenia potasowego kosztem wcześniej wykrystalizowanych oligoklazów (tabl. XXXIX, fig. 3).

Plagioklasy tworzą automorficzne względem skalenia potasowego i kwarcu tabliczki o skorodowanych częściowo brzegach. Wykazują dość jednorodną budowę bez wyraźniejszych znamion budowy zonalnej. W granicie tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej występują dwie wyraźne grupy plagioklazów, nie kwalifikujące się jednak do odrębnych generacji w ścisłym znaczeniu.

Pierwsza grupa plagioklazów (ok. 16% An) tworzy duże, mniej lub bardziej automorficzne tabliczki, częściowo zmętniałe i utkane drobno-luseczkowym serycytem. Na styku ze skaleniem potasowym występują w obrębie plagioklazów rąbki albitowe o świeżym wyglądzie, wyraźnie odgraniczone nieregularnie przebiegającą linią od zserycytyzowanych wewnętrznych partii ziarn plagioklazów. Rąbki te powstają prawdopodobnie wskutek dekalcyfikacji plagioklazów w bezpośrednim zetknięciu się z endoblastycznie wzrastającym skaleniem potasowym. W polu rąbków dekalcyfikacyjnych rzadko tylko występują delikatne łądyżki kwarcu myrmekitowego.

Obok bliżej opisanych plagioklazów oligoklazowych występują również plagioklasy wyraźnie kwaśniejsze o charakterze albitu (6% An). Nie wykazują one żadnych lub prawie żadnych produktów wtórnych przeobrażeń. Odznaczają się wyraźnymi i ostrymi lamelkami polisyntetycznych zbliźniaczeń albitowych. Plagioklasy te tworzą samodzielne, najczęściej idiomorficzne tabliczki, bądź też występują w formie wrostków w skałeniach potasowych. Ten sam charakter chemiczny wykazują również albitowe przerosty pertytowe w mikroklinach. Ilościowy udział albitu wzrasta zwłaszcza w partiach granitu wykazujących wyraźniejsze znamiona kataklazy, zdobywając niekiedy przewagę nad plagioklazami pierwszej grupy. W pojedynczych przypadkach obserwuje się tu także struktury charakterystyczne dla albitu szachownicowego oraz drobne żyłki albitowe o wyraźnie późniejszym, prawdopodobnie hydrotermalnym charakterze. Żyłkom tym towarzyszą niekiedy drobne ziarna fluorytu (tabl. XL, fig. 1).

Występujący w nieznacznych ilościach w porfirowatym granicie tołbonurskim biotyt rzadko tylko odznacza się świeżym wyglądem. Zachowuje się w stanie nie zmienionym tylko w strefach słabo dotkniętych dynamicznymi deformacjami, tworząc mniej lub bardziej automorficzne blaszki o wyraźnym pleochroizmie (α — słomkowatożółta, γ — brunatna). Najczęściej jednak biotyt jest w różnym stopniu przeobrażony w minerały chlorytowe o cechach optycznych peninu. Biotyt przybiera wówczas barwę mniej lub bardziej zieloną z wyraźnym pleochroizmem i niskimi barwami interferencyjnymi. Blaszkki biotytu, częściowo zmienione w chloryt, wykazują często wyraźne ślady deformacji w postaci delikatnych załamania i fałdek. Schlorytyzowanym blaszkom biotytu towarzyszą często drobnoziarniste skupienia epidotu, tytanit oraz czarne nieprzeźroczyste tlenki żelaza. Obok biotytu lub chlorytu występuje także w drobnych ilościach muskowitz, tworzący niekiedy z nimi równoległe zrosty. Większa część stwierdzonego w granicie tołbonurskim muskowitzu ma prawdopodobnie charakter wtórny, powstały w najpóź-

niejszym, endoblastycznym stadium rozwoju granitu. Większe nieco skupienia muskowitu przywiązane są do granitów wykazujących wyraźne objawy kataklazy i zdradzających obecność minerałów wtórnych (albit żyłowy, fluoryt).

Obok wyżej wymienionych minerałów wtórnych w granicie tołbo-nurskim występuje także epidot. Tworzy on drobne słupki lub nieregularne ziarna bezbarwne, lub lekko żółtawe ze słabym pleochroizmem. Epidot występuje najczęściej w bezpośrednim sąsiedztwie pobiotytowego chlorytu lub też tworzy w nim wrostki. W granitach dotkniętych silniejszą kataklazą minerał ten wypełnia także drobne żyłki oraz tworzy ziarniste skupienia.

Z minerałów akcesorycznych najbardziej charakterystycznym składnikiem granitu jest tytanit. Tworzy on ziarna o pokroju kopertowym lub wydłużonych romboidów. Dość często również występuje apatyt w postaci drobnych wrostków o pokroju słupkowym, nie zawsze jednak uchwytne w analizach mikrometrycznych. Cyrkon natomiast występuje rzadko i tylko w formie drobnych wrostków w minerałach barwnych. Sporadycznie pojawia się allanit brunatnożółty, niekiedy pleochroiczny z wyraźną budową wielopasową. W pojedynczym przypadku stwierdzono również drobne ziarna fluorytu towarzyszące żyłkom wtórnego albitu.

Granit porfirowy

Granit porfirowy ogranicza swe występowanie do peryferycznych stref wyżej opisanego granitu. Megaskopowo odznacza się typowo wykształconą strukturą porfirową z rozwojem wyraźnych metablastów kwarcu i skaleni. Odznacza się jasną, cielistoróżową barwą z drobnymi, ciemnymi centkami biotyту.

Pod mikroskopem granity porfirowe wykazują wyraźną budowę porfirową. W drobnoziarnistym tle skalnym o strukturze hipautomorfowokrystalicznej tkwią liczne metablasty kwarcu, mikroklinu oraz plagioklazów. W przeciwieństwie do wyżej opisanych granitów nie obserwuje się tu znamion kataklazy (tabl. XL, fig. 2).

W składzie mineralnym uczestniczą tu głównie kwarc, skałen potasowy, plagioklasy i biotyt oraz akcesorycznie tytanit, magnetyt, cyrkon, apatyt i allanit.

Kwarc występuje zarówno w formie dużych metablastów, jak również uczestniczy w budowie drobnoziarnistego tła skalnego.

Metablasty kwarcu mają wyraźnie większe rozmiary od kwarcu tła skalnego oraz tendencję do automorficznego rozwoju.

Skałen potasowy występujący w formie dużych metablastów ma charakter mikroperytu mikroklinowego i tworzy mniej lub bardziej automorficzne tabliczki, często zbliżniaczone według prawa karlsbadzkiego. Uczestniczący natomiast w budowie drobnoziarnistego tła, jest ksenomorficzny. Ziarna jego odznaczają się wyraźną kratką bliźniaczą i nie wykazują przerostów pertytowych.

Plagioklasy tworzą automorficzne względem kwarcu i skaleni potasowych tabliczki, zbliżniaczone według prawa albitowego lub w kombinacji z prawem karlsbadzkim. Większe osobniki o charakterze metablastów wykazują wyraźną budowę pasową (od 22% An w partiach jądrowych, do 6% An w częściach obwodowych), niekiedy ze słabo zaznaczoną wielopasowością. Wnętrza ziarn, bardziej zasadowe, są tylko częściowo zsery-

cytyzowane. Na granicy ze skałeniami potasowymi występują w obrębie plagioklazów drobne pola myrmekitowe.

Biotyt tworzy automorficzne blaszki o świeżym wyglądzie z wybitnym pleochroizmem (α — jasnożółtym, γ — ciemnobrunatnym). Występuje on w pojedynczych blaszkach o charakterze niewielkich metablastów bądź też tworzy niewielkie agregaty blaszkowate. Biotytowi towarzyszą drobne ziarna tytanitu, apatyt, magnetyt oraz sporadycznie allanit.

Jasne utwory żyłowe, występujące w obrębie granitów, a także wnikaające w obręb osłony, są drobnoziarnistymi, jasnoszarymi skałami aplitowymi, ubogimi w minerały barwne.

Pod mikroskopem wykazują, struktury drobno- lub średniokrystaliczne o charakterze hipauto- lub allotriomorflowym, bez objawów wyraźniejszej kataklazy (tabl. XL, fig. 3).

W skład mineralny tych skał wchodzi: kwarc, skałen potasowy (mikroclin), plagioklasy (ok. 16% An), drobne strzępki biotyty i muskowitu oraz akcesorycznie apatyt, cyrkon, allanit i tlenki żelaza.

Formy geologicznego występowania granitu strefy tołbonurskiej a także jego stosunek do osłony łupkowej wskazują jednoznacznie na magmowo-intruzywny charakter granitu. Na kontaktach z osadowymi seriami skalnymi obserwuje się wyraźnie znamiona termicznych zmian kontaktowych o dość niekiedy pokaźnym zasięgu. W wyniku metamorfozy kontaktowo-termicznej powstają tu łupki plamiste, gruzełkowe oraz hornfelsy andaluzytowo-kordierytowo-biotytowe. Mikroskopowe cechy strukturalne granitu tołbonurskiego wykazują również charakter konsolidacyjny. Granit ten ponadto jest jednorodny z nieznacznymi tylko ilościowymi wahaniami w składzie mineralnym. Wymienione cechy petrograficzne potwierdzają wnioski terenowo-geologiczne o intruzywnym charakterze granitu dyslokacyjnej strefy tołbonurskiej.

3. WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

Wiek alaskitowego granitu strefy tołbonurskiej określony został względnie dokładnie na podstawie kontaktów ze skałami ościennymi. W dolinie Choit-Cencher-goł po SW stronie zachodniego uskoku tołbonurskiego intruduje on w ordowickie porfiroidy oraz sylurskie łupki graptolitowe. Łupki te obserwowano również na południowy wschód od zbiegu doliny Ułaan-goł z doliną Choit-Cencher-goł w postaci porwaków w obrębie granitu. Jest to więc intruzja posylurska.

Omawiając stosunek alaskitowego granitu tołbonurskiego do utworów ordowickich i sylurskich należy zwrócić uwagę na zaskakująco słabo widoczne zmiany termiczne, tak wyraźne na kontaktach ze starszymi, głębiej odsłoniętymi utworami. Czarne łupki graptolitowe są jedynie bezpośrednio przy kontakcie odbarwione i łupią się drzazgowo, ale już kilkadziesiąt metrów dalej zachowały swoją barwę i pokrój oraz wyraźne ślady fauny graptolitowej. Ponieważ opisywane kontakty znajdują się po obniżonej stronie zachodniego uskoku tołbonurskiego można przypuszczać, że mamy tu do czynienia ze stropowymi, daleko wybiegającymi żyłami granitu, którego zwarta masa tkwi głębiej. W takiej zwartej, palczasto ku górze rozszerzającej się formie, jest on odsłonięty około 2,5 km dalej na południe między dolinami Choit-Cencher-goł a Dund-Cencher-goł wśród utworów serii górnoałtajskiej nasuniętych ku północnemu wschodowi na omawiane utwory ordowiku i syluru.

Górna wiekowa granica granitu alaskitowego ustalona została drogą pośrednią. Na prawym zboczu doliny Choit-Cencher-goł (poniżej dopływu Bitutin-goł, Fig. 1) występuje seria piaszczysto-ilasta, przeławicona drobnymi wkładkami węglistymi, a podścielona zlepieńcami podstawowymi. Seria ta nie jest zmetamorfizowana, zalega z dużą niezgodnością kątową na utworach serii górnoałtajskiej termicznie zmienionych przez pobliską intruzję różowych granitów alaskitowych w łupki gruzełkowe i plamiste oraz hornfelzy. Granity te tworzą ponadto liczne żyły, nie spotykane jednak w obrębie serii piaszczysto-ilastej. Natomiast w polimiktycznych zlepieńcach podstawowych tej serii stwierdzono nieliczne otoczaki granitów różowych, które mogłyby pochodzić z erozji granitów tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej.

W omawianej serii osadowej występuje flora z pogranicza dewonu i karbonu (wg ustnej informacji J. M r o c z k o w s k i e g o). Podobną serię osadową stwierdzono na stokach masywu Batyr Chairchan (na SE od badanego obszaru) i zaliczono na podstawie flory do górnego dewonu (N. A. M a r i n o w, 1957).

W najdalej ku płn.-zachodowi wysuniętej części Ałtaju Mongolskiego granity alaskitowe intrudują wg A. Ch. I w a n o w a (1961) w osady dolnego dewonu. Podobne obserwacje zebrane zostały przez W. A. A m a n t o w a, B. Ł u w s a n - D a n z a n a, P. S. M a t r o s o w a i R. A. C h a s i n a (1966) w północnej części Kotliny Wielkich Jezior, gdzie stwierdzono ponadto otoczaki tych granitów w osadach środkowego i górnego dewonu. Według wspomnianych autorów ostatnie intruzje omawianych granitów miały miejsce jeszcze w środkowym dewonie. W obszarze tym, a głównie w okolicach Ulaangom, pracowała w 1964 roku Polska Ekspedycja Geologiczna. Podczas prac kartograficznych w pasmie Cagan-Szibetu i Tochtocin-Szili wydzielono alaskitowe granity intruzywne, które przerywają tam osady syluru i żywetu (J. D o n, M. D u m i c z i B. B e r e ś, 1969), a w formie otoczków występują dopiero w fanlomeratach permokarbonu (T. S z t u k, 1969). Ponieważ obszar ałtajsko-sajańskiej strefy fałdowej był widownią silnych ruchów orogenezy młodokaledońskiej, których maksimum nateżenia przypada na okres między żedynem a koblencem (W. P. N i e c h o r o s z e w — 1966), wydaje się, iż przypuszczenie, że omawiane granity są z ruchami tymi synchroniczne, jest najbardziej uzasadnione.

Oznaczenia wieku bezwzględnego granitów alaskitowych metodą K-Ar wahają się w granicach 127—215 mil. l. (trias-jura) i odbiegają znacznie od wniosków geologicznych (P. S. M a t r o s o w, N. J. P o l i e w a j a, W. D. S p r i n c s o n, 1963; E. R u t k o w s k i, J. B o r u c k i, 1965).

W Ałtaju Mengolskim oraz na jego północno-wschodnim pogórzu szeroko rozprzestrzenione są więc późnokaledońskie (?) granity alaskitowe, tektonicznie deformowane i odmładzane podczas kolejnych ruchów górotwórczych. W okolicy Duut wykorzystały one tołbonurską strefę uskokową, wzdłuż której intrudowały zgodnie z ogólną tendencją tektoniczną w kierunku północno-wschodnim, w stronę masywu changajsko-sangileńskiego. Harpolitowa forma intruzji na wschód od tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej pozwala przypuszczać, że magma wykorzystała na swej drodze jakąś poziomą linię nieciągłości w budowie geologicznej tego obszaru. Prawdopodobnie wcisnęła się między stosunkowo płasko zalegające osady syluru i ordowiku a ich sfałdowane w ruchach salairskich podłoże.

Po okresie intruzji tołbonurska strefa tektoniczna odżyła ponownie, tnąc wzdłuż stromych płaszczyzn opisywany harpolit. Ruchy te miały

duże natężenie, gdyż płaszczyznom uskokowym towarzyszą strefy granitów dynamicznie zdeformowanych aż do typowych gnejsów oczkowych właznie.

Pod mikroskopem gnejsy te wykazują struktury kataklastyczne z obecnością dużych porfiroklastów mikroperyty mikroklinowego oraz kwarcu. Kataklaza obejmuje w strefie tej wszystkie składniki z wyjątkiem wtórnych minerałów, zablizniających szczeliny i pęknięcia przecinające skałę w postaci gęstej nieregularnej sieci (tabl. XLI, fig. 1).

Kierunkowa tekstura skały zaznacza się głównie wskutek smużystego ułożenia skupień drobnołuseczkowego serycytu oraz kwarcowo-skaleniowej miazgi skalnej.

W skład mineralny skały wchodzi: kwarc, mikroperyty mikroklinowy, plagioklasy, biotyt oraz wtórny serycyt, chloryt, kwarc, kalcyt i piryty.

Kwarc tworzy różnej wielkości kataklastyczne ziarna o falistym wygaszaniu światła. Wchodzi on ponadto w skład międzyziarnowej miazgi skalnej oraz wypełnia drobne żyłki nie objęte kataklazą.

Mikroperyty mikroklinowy występuje w formie dużych porfiroklastów poprzecinanych gęstą nieregularną siecią, wypełnioną miazgą skalną.

Plagioklasy zachowały się tylko fragmentarycznie. Większość z nich zmieniona jest prawie całkowicie w drobny agregat serycytowy, występujący w postaci rozciągniętych smug i drobnych słoików.

Nieliczne drobne strzępki biotyty są zwykle silnie odbarwione lub przeobrażone w zielonawy, niskodwójłomny chloryt. Liczne szczelinki wypełnione są ciemnozieloną substancją chlorytową, kalcytem, wtórnym kwarcem oraz pojedynczymi, automorficznymi ziarnami piryty.

Najwyraźniejsza taka strefa zgnejszowania, szeroka do 200 m, przebiega między uskokami tołbonurskimi od doliny Choit-Cencher-goł ku północnemu-zachodowi poza rejon góry Czingistu-Chairchan-uła. Strefa ta pokrywa się najprawdopodobniej z partiami korzeniowymi intruzji.

Innymi objawami ruchów tektonicznych w tołbonurskiej strefie uskokowej są występujące tu sporadycznie jasnoróżowe porfiry kwarcowe, wyciśnięte wzdłuż szczeliny uskokowej na zachodnich zboczach góry Chongor-Chairchan-uła (naprzeciw Duut).

Ruchy tektoniczne wzdłuż tołbonurskiej strefy uskokowej odbywają się jeszcze obecnie i deformują namłodsze osady aluwialne.

W czasie ruchów tych obszar położony po północno-wschodniej stronie strefy dyslokacyjnej wykazywał ciągłą tendencję do poziomego (listwowego) przesuwania się w kierunku południowo-wschodnim względem obszaru położonego po drugiej stronie wspomnianej strefy. Świadczą o tym rozerwane na płaszczyźnie uskokowej i przesunięte wzdłuż niej na odległość do 3 km poprzeczne doliny rzek Cagan-Burgasu-goł i Choit-Cencher-goł (fig. 5).

Tołbonurska strefa dyslokacyjna stanowi zatem przykład głębokiej i ciągle jeszcze żywej powierzchni nieciągłości, której wpływ na budowę geologiczną Mongolii Zachodniej zaznacza się wyraźnie od wczesnego paleozoiku aż do chwili obecnej.

*Katedra Geologii Ogólnej
oraz Katedra Mineralogii
i Petrografii Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław
Instytut Geologiczny
Warszawa*

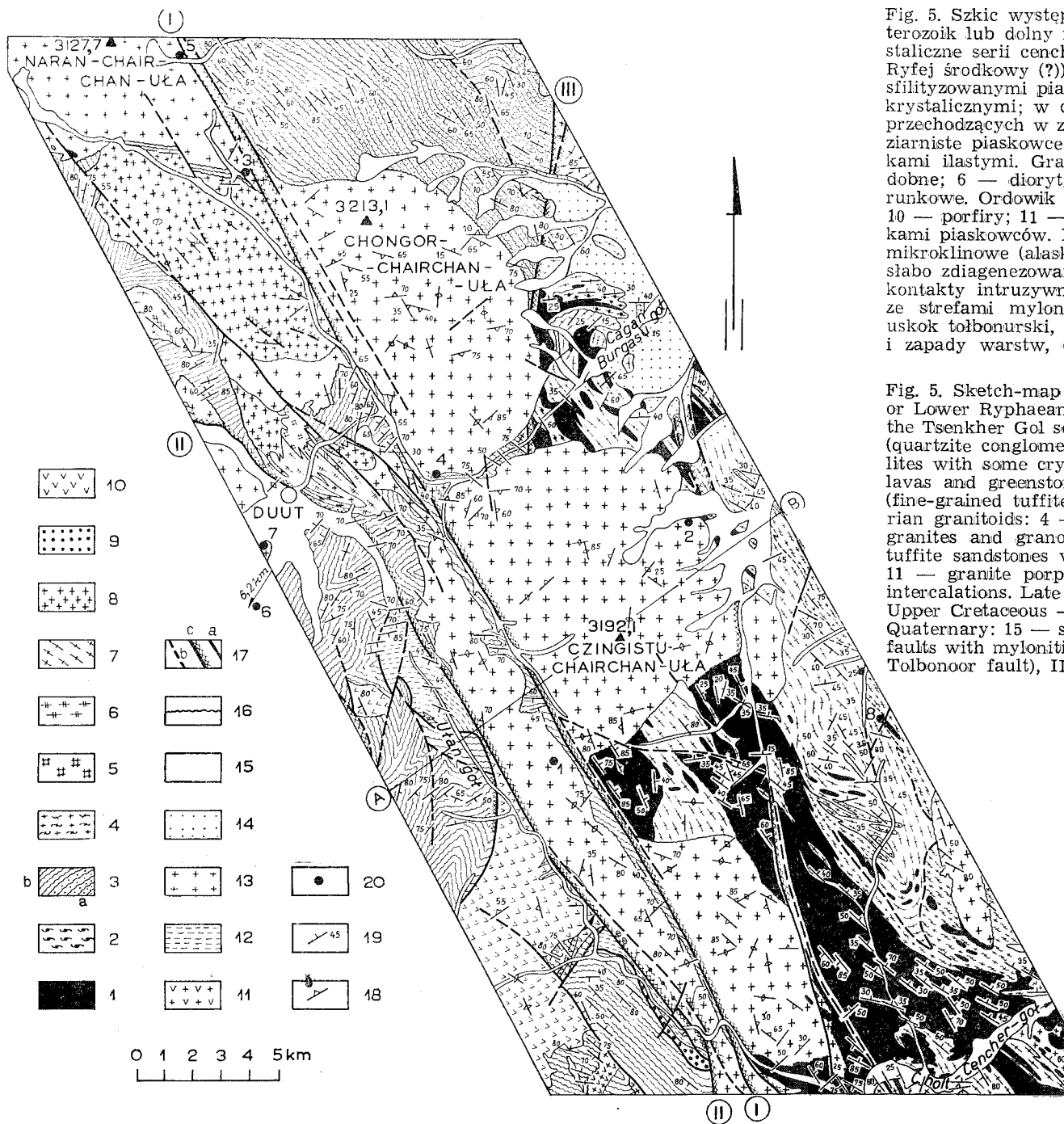


Fig. 5. Szkic występowania granitów tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej. Dolny proterozoik lub dolny ryfej (?); 1 — łupki łyszczykowo-amfibolowe oraz wapienie krystaliczne serii cenchergolskiej; 2 — gnejsy dynamicznie ukięrowane (leptytowe). Ryfej środkowy (?); 3 a — seria dolnoaltajska (zlepierce kwarcytowe, przelawicane sfilityzowanymi piaskowcami tufitoidowymi oraz fylitami, a podrzędnie wapieniami krystalicznymi; w części stropowej częste wkładki pokrywowych law diabazowych, przechodzących w zieleńce. Ryfej górny (-wend?); 3b — seria górnoaltajska (drobnoziarniste piaskowce tufitowe, rytmicznie przewarstwiane słabo sfilityzowanymi łupkami ilastymi. Granitoidy salairskie (4—8); 4 — migmatyty; 5 — skały gabropodobne; 6 — dioryty; 7 — granity i granodioryty smużyste; 8 — granity bezkie-runkowe. Ordowik (9—11): 9 — piaskowce tufitowe z wkładkami wapieni z fauną; 10 — porfiry; 11 — granitoporfiry. Sylur: 12 — czarne łupki graptolitowe z wkładkami piaskowców. Intruzywne granity późnokaledońskie: 13 — tołbonurskie granity mikroklinowe (alaskitowe). Górna kreda — trzeciorzęd: 14 — zlepierce i piaskowce słabo zdiagenezowane. Czwartorzęd: 15 — piaski i żwiry oraz gliny zboczowe; 16 — kontakty intruzywne; 17a — uskoki; 17b — uskoki przypuszczalne; 17c — uskoki ze strefami mylonityzacji (I—I = wschodni uskoki tołbonurski, II—II = zachodni uskoki tołbonurski, III — uskoki kobdowski; 18 — dominujące spękania; 19 — biegi i zapady warstw, ewentualnie foliacja lub zgnejsowanie; 20 — miejsca pobrania prób

Fig. 5. Sketch-map of the granites of the Tolbonoor fault zone. Lower Proterozoic or Lower Ryphean (?): 1 — amphibole — mica shists and crystalline limestones of the Tsenkher Gol series; 2 — gneisses. Middle Ryphean(?): 3a — Lower Altai series (quartzite conglomerates alternating with phyllitized tuffitoid sandstones and phyllites with some crystalline limestones; at the top frequent intercalations of diabase lavas and greenstones). Upper Ryphean (-Wendian)?): 3b — Upper Altai series (fine-grained tuffite sandstones, alternating with slightly phyllitized shales). Salairian granitoids: 4 — migmatites; 5 — gabbro-like rocks; 6 — diorites; 7 — banded granites and granodiorites; 8 — structurally isotropic granites. Ordovician: 9 — tuffite sandstones with intercalations of fossiliferous limestones; 10 — porphyries; 11 — granite porphyries. Silurian: 12 — black graptolitic shales with sandstone intercalations. Late Caledonian intrusive granites: 13 — Tolbonoor alaskite granites. Upper Cretaceous — Tertiary: 14 — conglomerates and sandstones, poorly lithified. Quaternary: 15 — sands gravels and slope loams; 16 — intrusive contacts; 17a, b — faults with mylonitized zones (17c) (I—I — eastern Tolbonoor fault, II—II — western Tolbonoor fault), III — Kobdo fault; 18 — predominating fractures; 19 — dip and strike, foliation; 20 — sampling sites

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Amantov V. A., Danzan Butochi, Matrosov P. S. — Амантов В. А., Данзан Буточи, Матросов П. С., (1962), О развитии геологических структур Западной Монголии. Изв. АН. СССР, Сер. Геол. 8.
- Bezzubcev V. V., Luvsan Danzan B., Fedorovski V. A. — Беззубцев В. В., Лувсан Данзан Б., Федоровский В. А. (1963), Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. Материалы по геол. Монгол. Н. Р. Гостоптехиздат.
- Closs H. (1923), Das Batholithen-Problem. *Fortschr. Geol. Paläont.*
- Don J., Dumicz M., Bereś B. (1969), Granitoidy gór Tochtchi-Szili i Cagan-Szibetu (Płn.-zach. Mongolia). *Wrocławskie Zeszyty Naukowe.*
- Dumicz M., Don J. (1969), Utwory kambryjskie w okolicy Ułangom i ich stosunek do eokambriu (Mongolia Zach.). *Wrocławskie Zeszyty Naukowe.*
- Marinov N. A. — Маринов Н. А. (1957), Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд. А. Н. СССР.
- Matrosov P. S., Polevaia N. I., Sprincson V. P. — Матросов П. С., Полевая Н. И., Спринцсон В. П. (1963), Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии. Материалы по регион. геол. и металог. Корейского полуостр. и Монголии. Тр. ВСЕГЕИ. 100.
- Nekhoroshev V. P. — Нехорошев В. П. (1966), Тектоника Алтая. ВСЕГЕИ, нов. сер. 139.
- Rutkowski E., Borucki J. (1965), Pierwsze datowania bezwzględne (K-Ar) granitoidów Mongolii Zachodniej. *Kwart. geol.* 9, 3. Warszawa.

SUMMARY

A regional tectonic zone called the Tolbonoor fault zone (Marinov, 1957) extends along the north-eastern slopes of the Mongol Altai, exceeding 1 000 km in length (Fig. 1 and Fig. 2). This zone has a long geological history. It has been influencing the geological structure of the region since Early Palaeozoic times. According to V. A. Aman- to v, Danzan Butochi and P. S. Matrosov (1962) the Tolbonoor zone separates two structural units the Kharkheeraa unit folded and rigidized in the early Caledonian orogeny, and the late Caledonian Altai unit affected by the Variscan movements.

Intrusive granites mapped by the authors occur within the Tolbonoor zone south-west of Khobdo, between the Buyant Gol river and the Dund Tsenkher Gol river. The width of the granite zone ranges from 1 to 10 km. The granites are marked in morphology by a row of high massifs with peaks exceeding three thousands m in altitude (Khongor Khayrkhan Ula — 3213 m a.m.s.l., Tsingestu Khayrkhan Ula — 3192 m a.m.s.l.). These massifs are towering above the surrounding mountains built of metamorphic and sedimentary rocks (fig. 5).

The intrusive alaskite granites of the Tolbonoor fault zone are coarse-grained, rarely medium-grained, structurally isotropic, pink or grey coloured. Large metablasts of microcline ranging up to 5 cm in diameter are dispersed in the rock. Quartz grains up to 1,5 cm in diameter are milk-white with a bluish shade. Micas are represented by muscovite and rare biotite.

The granite is nearly homogenous (Plate XXXIX, Figs. 1—3, Plate XL, Figs. 1—3).

Only locally along its margins are present schlieren and xenoliths of the country rock, usually more grey than the granite (Pl. XXXIX Figs. 1—3, Pl. XL Figs. 1—3).

At the surface the granite is strongly weathered and disaggregates into coarse rubble. Ruin-like cliffs are present along the divides and on the summits (Plate XLI, Fig. 2). Fractures following the morphological shape of the granite massifs are characteristic for the described rocks. In general appearance the granites of the Tolbonoor fault zone are resembling the granites of the Karkonosze Mts in the Sudetes.

Between the rivers Dund Tsenkher Gol and Buyant Gol the Tolbonoor fault zone consists of several nearly parallel faults, two of which are of regional importance. Of the two latter faults the eastern one is marked in the morphology by fresh scarps. Smaller faults are branching from this fault to the north-west and west in the area of Dunt. Between the two rivers mentioned above the intrusive alaskite granites occur both between and outside the two major faults. The granites are standing higher than the surrounding terrains but they do not constitute a watershed. The river flowing east from the main range of the Mongol Altai are cutting across these massifs forming deep gorges. The gorges of some rivers, e. g. Khoit Tsenkher Gol and Tsagan Burgasu Gol cut the granite massifs down to their root zones.

Observations carried out in the gorges indicate that north-east of the main Tolbonoor fault the granites form a harpolite. The direction of the intruding magma is indicated by characteristic magmatic erosion of the substratum and transport of xenoliths observed on the north slope of the Khoit Tsenkher Gol valley. The xenoliths carried by the magma accumulated behind a step in the substratum which is still preserved (Fig. 4).

The original extent of the harpolite is not known. Erosion changed the course of its eastern boundary and removed the covering rocks. The preserved part of the harpolite is 8,5 km wide, and the thickness of the granite in its central part amounts to 900 m.

The eastern part of the harpolite dissected by the valleys of the Tsagan Burgasu Gol and Khoit Tsenkher Gol rivers form isolated massifs with arcuate outlines butting against the eastern Tolbonoor fault.

The basement rocks underlying the granites are exposed in the valley. They consist of isoclinally folded metamorphic series of the Precambrian. The alaskite granites contact with the basement along sharp boundaries. Along the contact the basement rocks are thermally altered into hornfels; locally ore mineralisation is present.

The root zone of the alaskite granites is situated between the two main faults of the Tolbonoor fault zone. The horizontal base surface of the granites becomes steeply inclined between these faults, dipping at 75° to the south-west.

South-west of the discussed fault zone the alaskite granites occur in the form of isolated stocks, some of them large, covering several tens of sq. km. They are dispersed irregularly at various distances from the Tolbonoor fault zone. Most of the stocks are elliptical in shape, while some elongated ones accompany local faults. The intersection of the contact surfaces indicate that stocks have steep walls, cutting discordantly across Rypphaean series (M. Dumicz and J. Don 1969).

Besides the stocks the pink alaskite granites are forming veins of various thickness present on the both sides of the Tolbonoor fault zone,

crossing Precambrian, and occasionally also Ordovician and Silurian rocks.

The intrusive granites are homogenous, however two types were distinguished on the basis of petrographical and chemical analyses: a porphyritic alaskite granite, and a porphyry granite. (Tab. 1, Tab. 2).

The geological age of the intrusive alaskite granite of the Tolbonoor fault zone was determined on the basis of the contacts with the enclosing rocks. The granite intrudes graptolitic shales of Silurian age and porphyroids of Ordovician age. The graptolite shales exposed in the Khoit Tsenkher Gol valley at the junction with the Ulaan Gol valley have been thermally altered at the contact with the granite. The graptolite shales form also xenoliths in the granite. Therefore the granite is regarded as post-Silurian.

The upper age limit of the granite is established indirectly. A conglomerate-sandstone series with coal intercalations is exposed in the middle course of the Khoit Tsenkher Gol valley, below the confluence with the Bitutin Gol valley. On account of a poorly preserved flora this series is ascribed to the Lowermost Carboniferous or Uppermost Devonian. The basal conglomerates of this series, overlying thermally altered greywacke shists and tuffoids, contain pebbles of pink granite derived probably from the intrusive alaskite granites of the Tolbo Noor zone. Moreover the granite veins are not known to cross the conglomerate — sandstone series. (J. M r o c z k o w s k i person. inform.).

Therefore the intrusion of the alaskite granite is probably of Lower or Middle Devonian age. It was probably related with Early Caledonian orogeny, the maximum intensity of which in the Altai-Sayan fold zone occurred between the Gedinnian and the Coblencian. (N.P. N i e k h o r o s h e v — 1966).

Absolute age determination of these granites by the K-Ar method yielded values ranging from 127 to 215 my years. (Triassic — Jurassic) which diverge largely from geological conclusions.

After the intrusion the Tolbonoor fault zone has been reactivated and the harpolite has been cut by steep fault planes. The fault planes are accompanied by zones of dynamically deformed granites occasionally transformed into augengneiss. The most distinct zone of dynamic deformations up to 200 m wide extends along between the Tolbonoor faults from the Khoit Tsenkher Gol valley to the north west, reaching beyond the Tsingeeistu Khayrkhan Ula mountain. This zone is probably coinciding with the root zone of the intrusion.

Other evidence of movement in the Tolbonoor fault zone is provided by the occurrence of light-pink coloured quartz porphyry intruded locally along a fault plane on the western slopes of the Khongor Khayrkhan Ula mountain opposite the locality Doot.

Recent movement in the Tolbonoor fault zone are indicated by the deformations of the youngest alluvial sediments. The area lying north-east of the fault zone has been horizontally displaced towards the south-east. The valley of the rivers Tsagan Burgasu Gol and Khoit Tsenkher Gol crossing the fault are disrupted at the fault plane and displaced along it for 3 km (Fig. 5).

Department of Geology

Department of Mineralogy

and Petrology, University of Wrocław

Geological Institute, Warszawa

by R. Unrug

translated

VOCABULARY OF GEOGRAPHIC NAMES

Polish transcription	English transcription	
Bitutin Goł	Bitutin Gol	Битутин Гол
Bujant Goł	Buyant Gol	Буянт Гол
Dund Cencher Goł	Dund Tsenkher Gol	Дунд Цэнхэр Гол
Changain	Khangain	Хангайн
Charchiraa	Kharkheeraa	Хархираа
Kobdo	Khobdo	Кобдо
Choit Cencher Goł	Khoit Tsenkher Gol	Хоит Цэнхэр Гол
Chongor Chairchan Uła	Khongor Khayrkhan Ula	Хонгор Хаирхан Ула
Tolbonur	Tolbonoor	Толбонуур
Cagan Burgasu Goł	Tsagan Burgasu Gol	Цаган Бургасу Гол
Czingistu Chairchan Uła	Tsingeestu Khayrkhan Ula	Чингисту Хаирхан Ула
Ułan Goł	Ulaan Gol	Улаан Гол

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XXXIX

- Fig. 1. Porfirowaty granit alaskitowy strefy tołbonurskiej, x nik. pow. 10 x
Fig. 1. Porphyritic alaskite granite of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 10 x
- Fig. 2. Objawy kataklazy w porfirowatym granicie alaskitowym strefy tołbonurskiej, x nik. pow. 10 x
Fig. 2. Cataclase in porphyritic alaskite granite of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 10 x
- Fig. 3. Korozyjna działalność skalenia potasowego względem plagioklazów w granicie strefy tołbonurskiej, x nik. pow. 65 X
Fig. 3. Plagioclases corroded by K-feldspar in the granite of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 65 X

Tablica — Plate XL

- Fig. 1. Żyłki wypełnione wtórnym albitem w skataklazowanym granicie strefy tołbonurskiej, X nik. pow. 65 X
Fig. 1. Veins filled with secondary albite in cataclastically deformed granite of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 65 X
- Fig. 2. Granit porfirowy strefy tołbonurskiej, X nik. pow. 10 X
Fig. 2. Porphyry granite of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 10 X
- Fig. 3. Aplitowa skała żyłowa strefy tołbonurskiej, X nik. pow. 10 X
Fig. 3. Aplite vein rock of the Tolbonoor zone. Crossed nicols, magnification 10 X

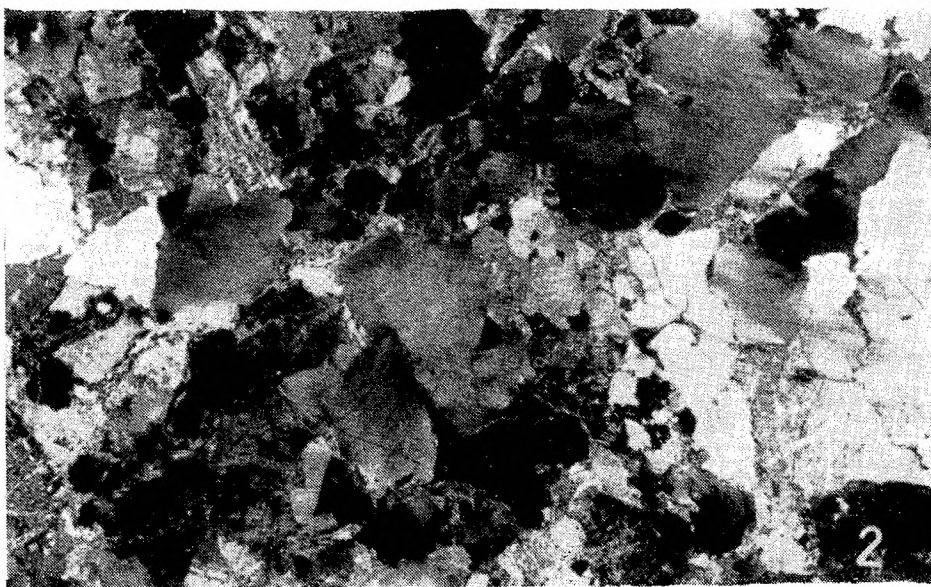
Tablica — Plate XLI

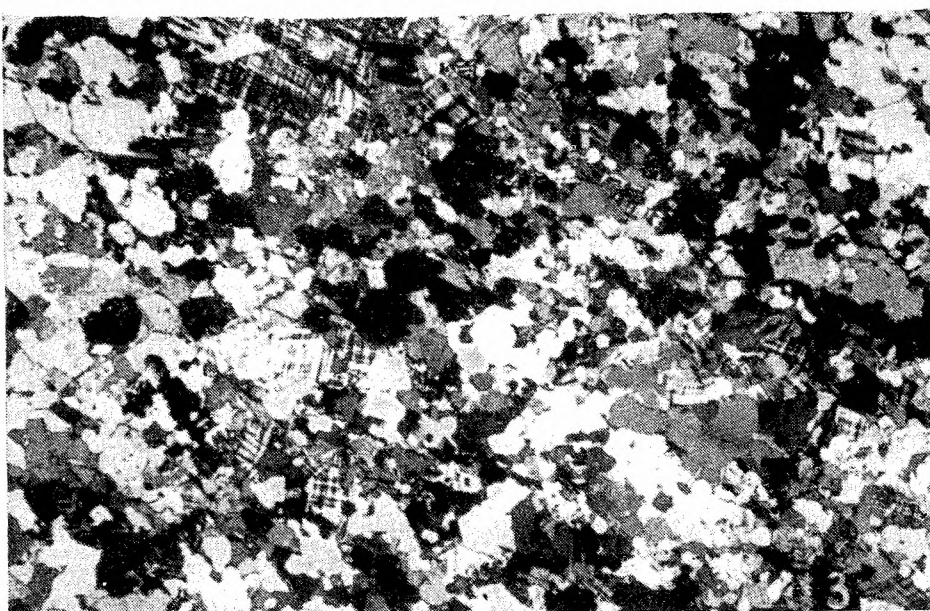
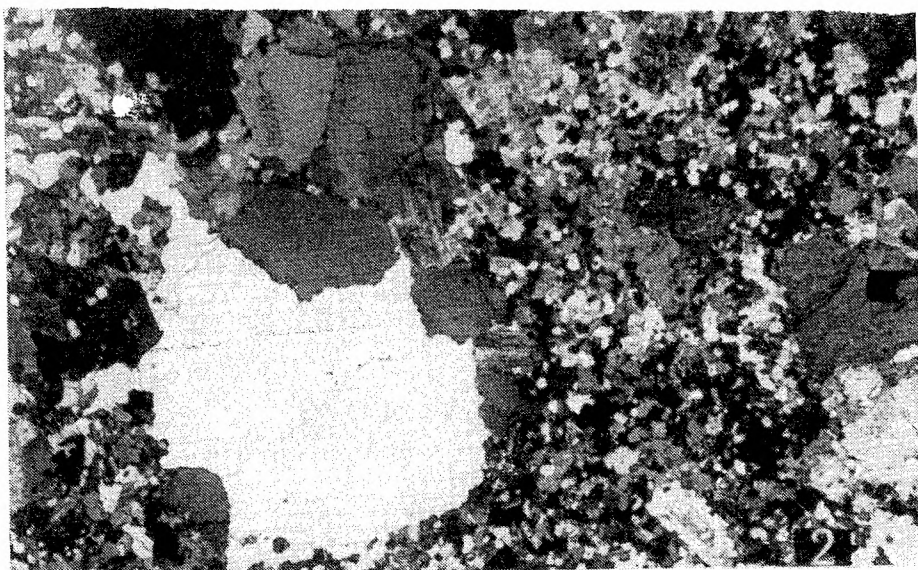
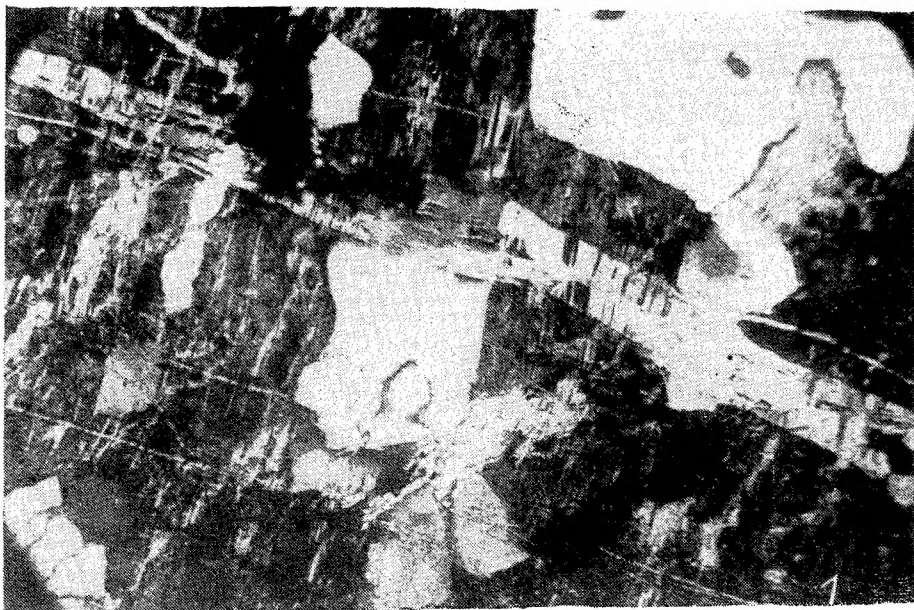
- Fig. 1. Kataklastyczny gnejs oczkowy z tołbonurskiej strefy uskokowej, X nik. pow. 10 X
Fig. 1. Cataclastic augengneiss from the Tolbonoor fault zone. Crossed nicols, magnification 10 X

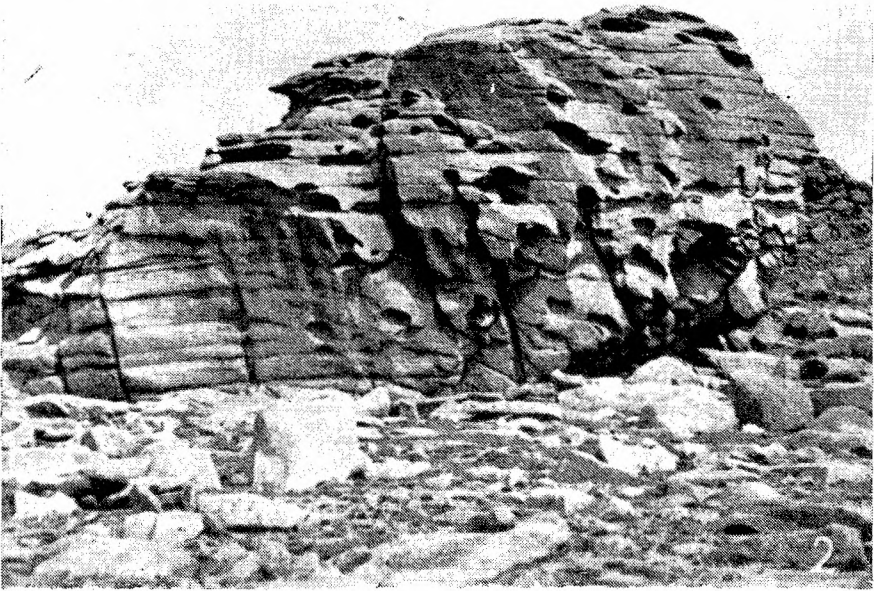
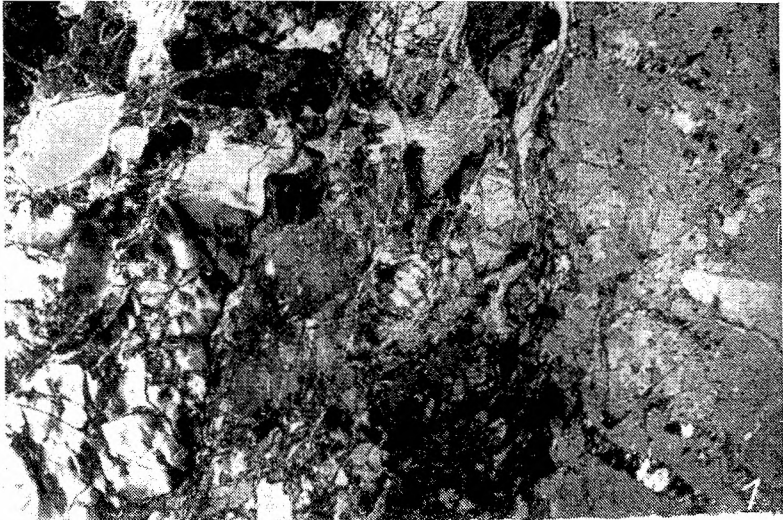
- Fig. 2. Formy skałkowe silnie zwietrzałych granitów tołbonurskich; widoczne powierzchnie oddzielności oraz spękania pionowe
- Fig. 2. Cliffs of strongly weathered granite of the Tolbonoor zone. Note vertical joints and exfoliation surfaces
- Fig. 3. Ciemne enklawy w granicie tołbonurskim
- Fig. 3. Dark-coloured enclaves in the Tolbonoor granite

Tablica — Plate XLII

- Fig. 1. Porfiroblasty skalenia potasowego w zmienionych metasomatycznie enklawach granitu tołbonurskiego
- Fig. 1. Porphyroblasts of K-feldspar in metasomatically altered enclaves in the Tolbonoor granite
- Fig. 2. Relikt silnie zmienionej enklawy z widocznymi porfiroblastami skalenia potasowego
- Fig. 2. A strongly altered enclave in the granite, with porphyroblasts of K-feldspar







J. Don, S. Biernat, M. Dumicz, B. Beres

