

MARIAN DUMICZ, JERZY DON, KAZIMIERZ KOZŁOWSKI

## GRANITOIDY SALAIRSKIE AŁTAJU MONGOLSKIEGO W REJONIE KOBDO (MONGOLIA)

(Tabl. CXIII i 3 fig.)

### *Salairian granitoids of the Mongol Altai Range in the Khobdo region (Mongolia)*

(Pl. CXIII and 3 Figs.)

Treść: Granitoidy omawianego obszaru reprezentowane są głównie przez tonalite różnicowane petrograficznie na jasne — leukotonalite, w których skład wchodzi przede wszystkim plagioklasy i podrzędnie biotyt, oraz na ciemne hornblendowe i biotytowe. Znacznie rzadziej notowano tutaj granity zwyczajne i monzonitowe oraz granodioryty i dioryty. Kartograficznie natomiast wydzielono wśród granitoidów Pogórza Kobdowskiego dwie odmiany: smużyste, grupujące się głównie w antyklinorium kobdowskim i bezkierunkowe, występujące w synklinoriach charausunurskim i duutskim.

Salairski wiek granitoidowego plutonu Pogórza Kobdowskiego zdaje się być bezsporny. Obejmuje on bowiem kompleksy skalne do kambru środkowego włącznie, a otoczek granitoidów z nim związanych znajdują się w osadach ordowiku spoczywających niezgodnie zarówno na kambrze środkowym, jak też na granitoidach omawianego obszaru.

#### WSTĘP

Zagadnienie wieku granitoidów Mongolii Zachodniej było przedmiotem zainteresowań szeregu badaczy. Z nowszej literatury, nawiązującej do problematyki granitoidów, należy wymienić prace: W. A. Amantowa, L. Danzan Butoczi, P. S. Matrosowa (1962); W. A. Amantowa (1963); W. W. Bezzubcewa (1963); W. W. Bezzubcewa, B. Łuwsan Danzana, E. J. Fiodorowskiego (1963); W. W. Bezzubcewa, J. J. Wołczka (1963); B. Łuwsan Danzana (1963). Opracowania te mają charakter regionalny z wyjątkiem ostatniej pozycji, która poświęcona jest głównie granitoidom płd.-zachodniej części Ałtaju Mongolskiego. Wymienieni autorzy przypisują dużą rolę w rozwoju budowy geologicznej Mongolii Zachodniej strukturze sangileńskiej (W. A. Amantow et al., 1962), określającej również jako strefa changajska (W. W. Bezzubcew et al., 1963). Element ten rozprzestrzenia się w północnej części Mongolii Środkowej i zbudowany jest z prekambryjskich skał krystalicznych. Zgodnie z panującymi poglądami jednostka ta została skonsolidowana w prekambrze, a w późniejszym okresie począwszy od wczesnego paleozoiku zachowywała się jako sztywne struktura, wokół której w kierunku południowym, płd.-zachodnim i zachodnim narastały coraz to młodsze strefy fałdowe. I tak W. A.

A m a n t o w et al. (1962) oraz W. W. B e z z u b c e w et al. (1963) wydziela­ją w Mongolii Zachodniej na zewnątrz od struktury changajskiej (sangileńskiej) cztery strefy fałdowe łukowo wygięte ku płd.-zachodowi, powstałe z różnowiekowych basenów geosynklinalnych i w różnych okresach.

Zgodnie ze schematem wspomnianych autorów w kierunku płd.-zachodnim od jednostki changajskiej napotykamy kolejno następujące strefy fałdowe: Wielkich Jezior, charchiryńską, altajską i barunchurajską (fig. 1).

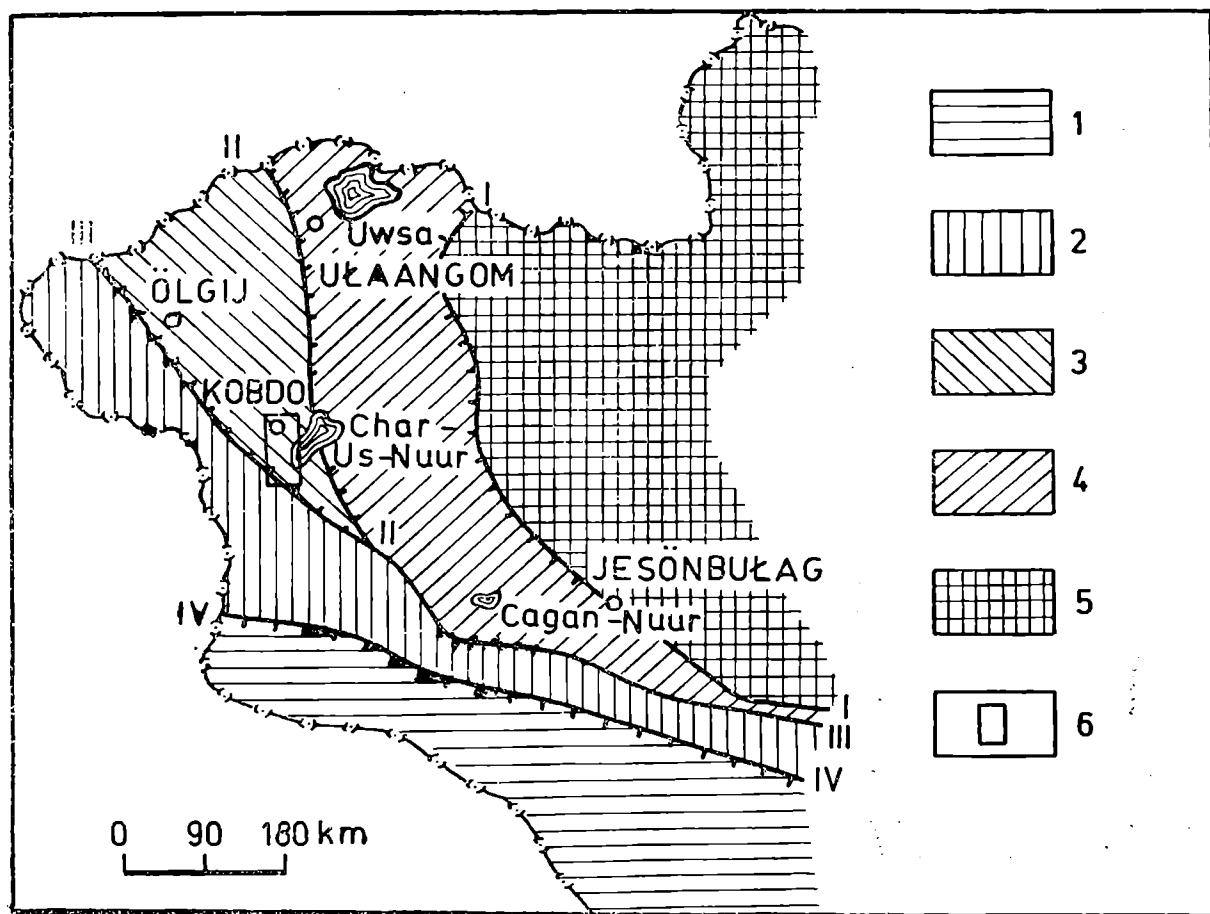


Fig. 1. Uproszczona mapa stref strukturalno-facjalnych Zachodniej Mongolii (W.W. Bezzubcew et al. 1953): 1 — strefa barunchurajska (waryscyjska); 2 — strefa altajska (późnokaledońska); 3 — strefa charchiryńska (takońska); 4 — strefa Wielkich Jezior (salairska); 5 — prekambryjski masyw Changaju przebudowany fałdowaniami salairskimi; 6 — obszar objęty mapą na fig. 2; I — rozłam dzawchański; II — rozłam caganszibetyński; III — rozłam tołbonurski; IV — rozłam bułgański

Fig. 1. Simplified map of the structural and facial zones of Western Mongolia (After V.V. Bezzubcew et al. 1953): 1 — Barun Kooray zone (Variscan); 2 — Altai zone (Late Caledonian); 3 — Kharkheeraa zone (Taconian); 4 — Great Lakes zone (Salairian); 5 — Pre-Cambrian Khangain massif affected by Salairian folding; 6 — area covered by the map from Fig. 2; I — Dzavkhan fault zone; II — Tsagan Shibeteen fault zone; III — Tolbonoor fault zone; IV — Boolgan fault zone

Zasadnicze rysy strukturalno-paleograficzne tych stref, zgodnie z poglądami W. A. A m a n t o w a et al. (1962), W. W. B e z z u b c e w a et al. (1963) oraz B. Ł a w s a n D a n z a n a (1963) przedstawiają się następująco:

1. Strefa fałdowa Wielkich Jezior — zbudowana z geosynklinalnych utworów kambru dolnego i dolnych ogniów kambru środkowego — została sfałdowana i usztywniona w orogenezie salairskiej (po dolnych ogniowach kambru środkowego). Orogenezie tej towarzyszą procesy plutoniczne, z którymi związane są liczne ciała granitoidowe.

2. Charchiryńska strefa fałdowa — zbudowana z geosynklinalnych utworów kambru i ordowiku — została sfałdowana i usztywniona w starszej orogenezie kaledońskiej (przełom ordowiku i syluru — fałdowanie takońskie). Z orogenezą tą związane jest również powstanie licznych ciał granitoidowych.

3. Ałtajska strefa fałdowa — zbudowana z geosynklinalnych utworów ordowiku i syluru — została sfałdowana i usztywniona w młodszej orogenezie kaledońskiej (przełom syluru i dewonu). Orogenez ta zaznaczyła się także formowaniem licznych ciał granitoidowych.

4. Barunchurajska strefa fałdowa — zbudowana z utworów dewonu i karbonu dolnego — została sfałdowana i usztywniona w orogenezie waryscyjskiej (przełom dolnego i górnego karbonu). Stwierdzono tu liczne ciała granitoidowe przerywające utwory karbonu dolnego.

Wymienione strefy fałdowe nakładają się więc na siebie kulisowo od salairydów, przylegających do struktury changajskiej poprzez kaledonidy budujące znaczną część kotliny Wielkich Jezior i Ałtaj Mongolski, aż do waryscyku obejmującego płd.-zachodnią część Mongolii Zachodniej.

W tej migracji geosynklin i struktur fałdowych na zewnątrz od struktury changajskiej doniosłą rolę odegrały, zgodnie z poglądami wymienionych autorów tzw. głębokie rozłamy. Odznaczają się one długą „żywością”, znacznymi przemieszczeniami mas skalnych oraz przejawiającą się w ich strefie intensywną, najczęściej kilkakrotną działalnością plutoniczną.

Na obszarze omawianych stref fałdowych w Mongolii Zachodniej W. A. A m a n t o w et al. (1962) oraz W. W. B e z z u b c e w et al. (1963) wydzielają cztery głębokie rozłamy:

1. R o z ł a m d z a w c h a ń s k i — założony w prekambrze — oddziela strukturę changajską od strefy fałdowej Wielkich Jezior. W okresie sedymentacji osadów kambryjskich rozłam ten powoduje przegłębienie obszaru strefy Wielkich Jezior, gdzie panują warunki geosynklinalne, podczas gdy na strukturze changajskiej powstają w tym czasie osady płytkich wód epikontynentalnych.

2. R o z ł a m c a g a n s z y b e t a ń s k i — założony w prekambrze — oddziela strefę fałdową Wielkich Jezior od charchiryńskiej. W okresie sedymentacji ordowiku rozgranicza on geosynklinalny obszar strefy charchiryńskiej od wcześniej sfałdowanej strefy Wielkich Jezior, gdzie dotychczas według aktualnych poglądów osady ordowiku nie są znane.

3. R o z ł a m t o ł b o n u r s k i — założony w prekambrze — oddziela charchiryńską strefę fałdową od ałtajskiej. W okresie sedymentacji syluru powoduje on obniżenie strefy ałtajskiej, gdzie panują warunki geosynklinalne, podczas gdy na obszarze strefy charchiryńskiej i Wielkich Jezior powstają w tym okresie zbiorniki wód płytkich.

4. R o z ł a m b u ł g a ń s k i — o założeniach nie sięgających prekambru — oddziela ałtajską strefę fałdową od barunchurajskiej. W okresie sedymentacji dewonu i karbonu rozgranicza on obniżający się obszar geosynklinalny strefy barunchurajskiej od płytkich mórz i zbiorników

wodnych powstających głównie w zapadliskach tektonicznych na obszarach pozostałych stref fałdowych.

O dużym znaczeniu regionalnym tych dyslokacji, jak podkreślają W. A. A m a n t o w et al. (1962) oraz W. W. B e z z u b c e w et al. (1963), świadczy również ożywiony wulkanizm inicjalny w przyległych doń osadach geosynklinalnych oraz intensywna działalność plutoniczna. Zapoczątkowana została ona w salarydach intruzjami skał ultrazasadowych (dunity, perydodyty, serpentynity), a w późniejszym okresie kaledońskim i waryscyjskim formują się tutaj liczne ciała granitoidowe. Dyslokacje te na niektórych odcinkach, zwłaszcza w Ałtaju Mongolskim, zostały odnowione w ruchach alpejskich i przejawiają swoją żywotność do doby obecnej (E. J. S e l e w a n o w, 1963).

Opracowany przez nas wycinek terenu na obszarze Pogórza Kobdowskiego znajduje się w części północnej i środkowej na obszarze charchiryńskiej strefy fałdowej, a w części pld.-zachodniej, za dyslokacją tołbo-nurską, wchodzi na strukturę ałtajskiej strefy fałdowej.

W. A. A m a n t o w et al. (1962) charakteryzując strefę charchiryńską podkreślają, iż w obszarze Pogórza Kobdowskiego podczas orogenezy takońskiej (przedsylurskiej) ma miejsce potężny plutonizm, z którym wiąże się powstanie granitoidowej intruzji kobdowskiej, budującej centralną partię grzbietu kobdowskiego, a obecnie głęboko zerodowanej.

W. Ł u w s a n D a n z a n (1963) w pracy omawiającej granitoidy badanej przez nas części Ałtaju Mongolskiego — przypisuje skałom regionalnie zmetamorfizowanym wiek ordowicki i sylurski, a formujące się w tych utworach ciała granitoidowe wiąże z orogenezą młodokaledońską. Utwory ordowiku i syluru wraz z młodokaledońskimi ciałami granitoidowymi stanowią wg wspomnianego autora dolne piętro strukturalne, na którym zalega z ostrą niezgodnością kątową piętro górne, zbudowane z epikontynentalnych utworów dewonu, karbonu i permu.

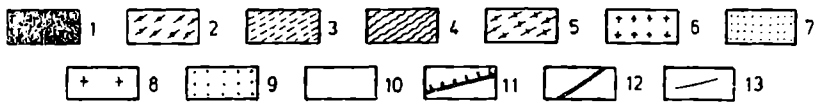
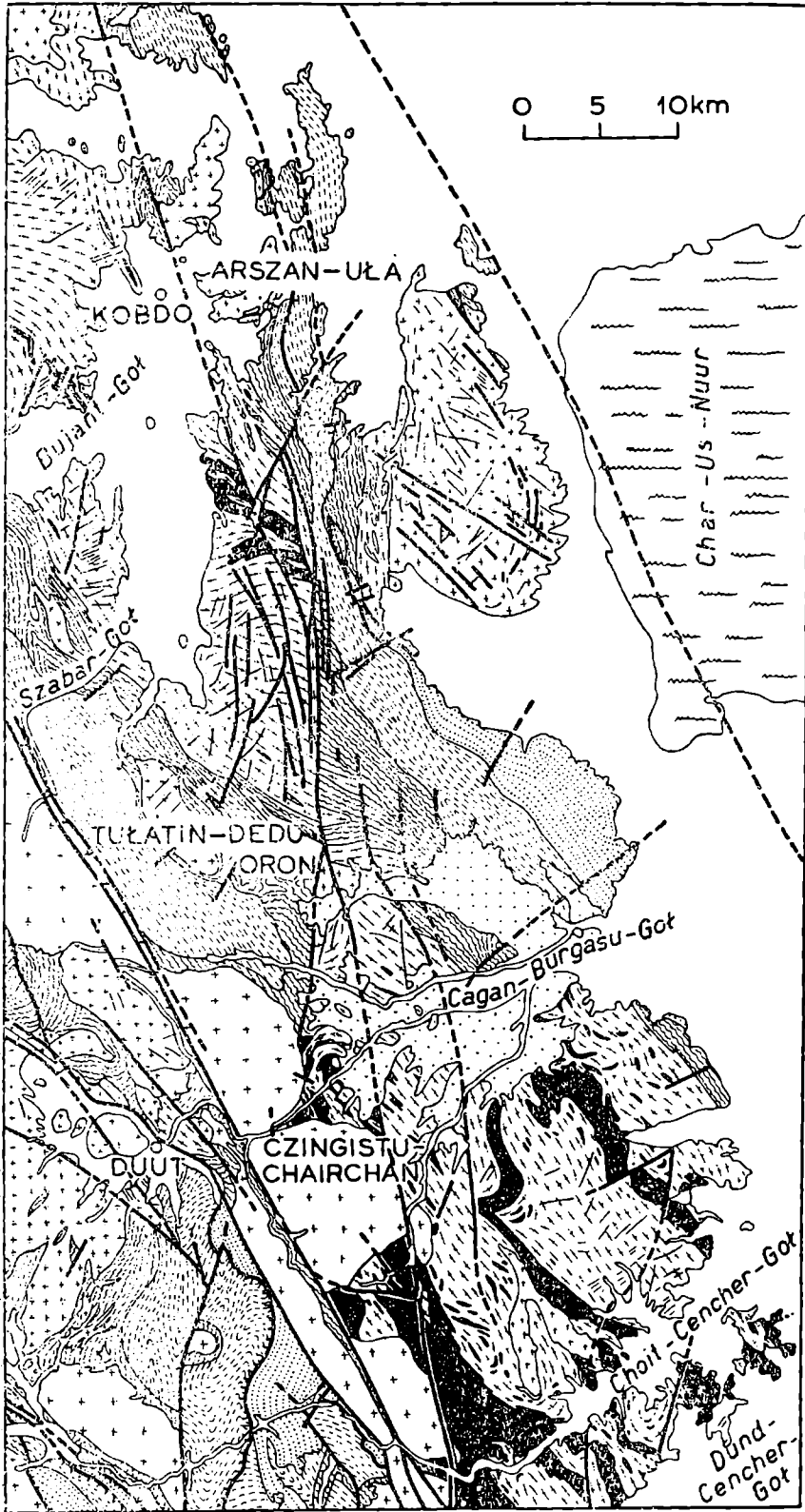
## ZARYS GEOLOGII POGÓRZA KOBDOWSKIEGO

Profil stratygraficzny skał Pogórza Kobdowskiego obejmuje szeroki zasięg czasu i wypełniony jest formacjami geologicznymi począwszy od

---

Fig. 2. Schematyczna mapa wystąpień granitoidowych Ałtaju Mongolskiego w rejonie Kobdo. 1—2, Dolne piętro strukturalne (proterozoik): 1 — metamorficzna seria suprakrustalna; 2 — metamorficzna seria infrakrustalna. 3—6, Środkowe piętro strukturalne (proterozoik młodszy, kambr dolny i środkowy): 3 — geosynklinalna seria skał osadowych i wulkanicznych; 4 — zmetamorfizowane utwory geosynklinalnej serii skał osadowych i wulkanicznych; 5 — granitoidy smużyste; 6 — granitoidy bezkierunkowe. 7—8, Górne piętro strukturalne (ordowik, sylur, dewon): 7 — epikontynentalna i kontynentalna seria skał osadowych i wulkanicznych; 8 — granity. 9—10, Osady kotlin śródgórskich i dolin rzecznych: 9 — trzeciorzęd; 10 — czwartorzęd. 11—13, Inne oznaczenia: 11 — nasunięcia; 12 — uskoki; 13 — utwory żyłowe

Fig. 2. Schematic map of the granitoids of the Mongol Altai in the Khobdo region. 1—2, Lower structural level: (Proterozoic): 1 — metamorphic supracrustal series; 2 — metamorphic infracrustal series. 3—6, Middle structural level (Late Proterozoic, Lower and Middle Cambrian): 3 — geosynclinal sedimentary and volcanic series; 4 — metamorphosed rocks of the geosynclinal sedimentary and volcanic series; 5 — banded granitoids; 6 — homogenous granitoids. 7—8, Upper structural level (Ordovician, Silurian, Devonian); 7 — epicontinental and continental sedimentary and volcanic series; 8 — granites. 9—10, Sediments of intramontane basins and river valleys: 9 — Tertiary; 10 — Quaternary. 11—13, Other symbols: 11 — overthrust; 12 — faults; 13 — vein rocks



prekambru do dewonu włącznie (fig. 2). Istnieje tu wprawdzie szereg luk sedymentacyjnych, żadna z nich jednak nie przekracza pełnej formacji. Era paleozoiczna udokumentowana została znaleziskami fauny i flory. Wiek utworów proterozoicznych wynika natomiast z analizy strukturalnej regionu i stosunku, w jakim pozostają skały tych formacji do wyżejleżących utworów kambryjskich.

W pracy niniejszej nie będzie szczegółowej dokumentacji stratygraficznej ani też głębszej analizy tektonicznej i paleogeograficznej regionu. Zostanie tu podany jedynie zarys rozwojowy obszaru z podkreśleniem tych zjawisk geologicznych, które rzutują na wiek i skalę plutonizmu salairskiego oraz na formę występowania skał z nim związanych.

W ogólnych zarysach Pogórze Kobdowskie — wraz z przyległą częścią Ałtaju Mongolskiego — zbudowane jest z trzech pięter strukturalnych: dolne obejmuje utwory proterozoiczne — starsze; w skład środkowego wchodzi skały proterozoiczne — młodsze, oraz kambru dolnego i środkowego; górne natomiast zbudowane jest z niepełnych ogniw stratygraficznych ordowiku, syluru i dewonu.

Dolne piętro strukturalne prawie w całości zostało pochłonięte przez produkty plutonizmu salairskiego. Zachowane wśród granitoidów antyklinorium kobdowskiego relikty skał proterozoicznych-starszych reprezentują głównie serię suprakrustalną, w której skład wchodzi: migmatyty, paragnejsy, łupki łuszczkowe, amfibolity, kwarcyty i wapień krystaliczne. Lokalnie spotyka się tu również gnejsy leptytowe dynamicznie ukierunkowane, będące odpowiednikiem proterozoicznej serii infrakrustalnej z Jesönbułag (J. D o n, M. D u m i c z, 1964; St. K o z ł o w s k i, St. Ś l i w i ń s k i, 1964), i Ułaangomu (J. D o n, M. D u m i c z, B e r e ś, 1969).

Środkowe piętro strukturalne uformowane jest w trzy zasadnicze jednostki o przebiegu NW-SE. Są to antyklinorium kobdowskie (jednostka środkowa) synklinorium charausunurskie (jednostka płn.-wschodnia), synklinorium duutskie (jednostka płd.-zachodnia). Dwie pierwsze jednostki położone są w charchiryńskiej strefie fałdowej W. A. A m a n t o w a e t a l. (1962) oraz W. W. B e z z u b c e w a e t a l. (1963), trzecia natomiast w ałtajskiej strefie fałdowej tychże autorów (fig. 1).

Antyklinorium kobdowskie, jak już nadmieniono, zbudowane jest w części jądrowej z utworów proterozoicznych-starszych dolnego piętra strukturalnego, zachowanych reliktoowo w obrębie granitoidów salairskich. Partie peryferyczne tej jednostki utworzone są natomiast z geosynklinalnych skał proterozoicznych-młodszych i kambryjskich szeroko rozwiniętych w przyległych obszarach synklinorialnych.

Synklinorium charausunurskie położone jest na NE od antyklinorium kobdowskiego, przy czym kontakt między nimi na odcinku płn.-zachodnim ma charakter tektoniczny (wzdłuż uskoku kobdowskiego), na odcinku płd.-wschodnim zaś jest pierwotny. Jednostkę tę budują geosynklinalne utwory proterozoiczne-młodsze oraz kambru dolnego i środkowego. Proterozoik młodszy reprezentowany jest przez metadiabazy, łupki zielcowe i fylity. W skład utworów kambryjskich wchodzi zlepieńce, piaskowce, diabazy i ich tufy oraz łupki krzemionkowe i wapień z fauną trylobitów rodzaju *Paradoxides* według oznaczeń E. T o m c z y k o w e j i L. W ó j c i k a. W bezpośrednim sąsiedztwie z granitoidami salairskimi utwory te przechodzą w łupki krystaliczne.

Synklinorium duutskie rozciąga się na SW od antyklinorium kobdowskiego, granicząc z nim tektonicznie wzdłuż dyslokacji tołbonurskiej.

W skład tej jednostki wchodzi geosynklinalne utwory proterozoiczne — młodsze wykształcone jako tufogeniczne piaskowce lokalnie zlepieńcowate i fylity oraz zlepieńce polimiktyczne, zieleńce, diabazy i wapienie drobnokrystaliczne. Utwory te w pobliżu salairskich ciał granitoidowych przechodzą również w łupki krystaliczne.

Decydujący wpływ na utworzenie się środkowego piętra strukturalnego miała faza salairska. Zaznaczyła się ona intensywnym fałdowaniem połączonym z działalnością plutoniczną zarówno w piętrze dolnym, jak i środkowym oraz zamknęła zasadniczo okres geosynklinalnej sedymentacji na tym obszarze.

Górne piętro strukturalne zachowało się jedynie fragmentarycznie w obrębie jednostek synklinorialnych. Ma ono cechy struktury nałożonej i utworzone jest ze skał epikontynentalnych i kontynentalnych.

Na obszarze synklinorium charausunurskiego utwory piętra górnego tworzą synklinę (przy drodze Kobdo-Jesönbulag), wypełnioną osadami ordowiku i syluru. Ordowik reprezentowany jest głównie przez zlepieńce polimiktyczne typu fanglomeratów i tufity zalegające z ostrą niezgodnością kątową na różnych ogniwach kambru środkowego i na granitoidach salairskich. Sylur spoczywa niezgodnie na ordowiku i zbudowany jest ze zlepieńców, piaskowców oraz łupków ilastych z fauną ramienio-  
nogów (M. Dumicz, J. Don, w przyg.).

Na obszarze synklinorium duutkiego utwory górnego piętra strukturalnego tworzą rowy tektoniczne w okolicy środkowego biegu Choit Cencer Goł. Ordowik spoczywa tutaj niezgodnie na skałach salairskiego piętra strukturalnego i zbudowany jest z porfirów, zlepieńców tufitowych i tufitów zawierających wkładki wapieni z fauną koralowców (M. Dumicz, J. Don, w przyg.). Sylur zdaje się zalegać niezgodnie na ordowiku i zbudowany jest z ciemnych łupków ilastych z fauną graptolitową (J. Kirschke, 1969). Dewon reprezentują osady gruboklastyczne. Stosunek ich do utworów sylurskich nie jest znany, gdyż oddziela je horst tektoniczny.

W strefie uskoku tołbonurskiego osady ordowiku i syluru poprzecinane są żyłami granitoidów wieku młodokaledońskiego (J. Don et al., 1968).

#### GEOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA GRANITOIDÓW SALAIRSKICH I ICH STOSUNEK DO SKAŁ OSŁONY

Granitoidy Pogórza Kobdowskiego i przyległej części Altaju Mongolskiego reprezentują skały o dość dużym zróżnicowaniu petrograficznym. Makroskopowo wyróżnić w nich można dwie odmiany: smużyste i bezkierunkowe. Te dwie odmiany granitoidów z geologicznego punktu widzenia stanowią dwie odrębne grupy. Różnią się one formą występowania, pozycją w architekturze dolnego i środkowego piętra strukturalnego, stosunkiem do skał osłony i wewnętrzną budową.

Rozmieszczenie przestrzenne tych skał jest wyraźnie uwarunkowane budową piętra dolnego i środkowego. Granitoidy smużyste grupują się prawie wyłącznie w antyklinorium kobdowskim, a granitoidy bezkierunkowe w synklinorium charausunurskim i duutskim.

## Granitoidy smużyste

Granitoidy smużyste tworzą wydłużone ciało o przebiegu NW-SE uformowane w jądrowej części antyklinorium kobdowskiego. Rozprze-strzeniają się one pasem do 20 km szerokim, wykraczającym w kierunku NW (okolice Bujant Goł) i SE (okolice Dund Cencher Goł) poza granice badanego regionu. W części środkowej, na odcinku Czingistu Chairchan Uła — Kobdo, przecina je dyslokacja kobdowska o przebiegu południkowym. W kierunku NW od wspomnianej dyslokacji skały te tworzą w morfologii wyraźne obniżenie z rozległymi dolinami Bujant Goł i Szaber Goł, w kierunku SE od tej linii natomiast budują one masyw górski poprzecznie rozczłonowany dolinami Cagan Burgasu Goł, Choit Cencher Goł i Dund Cencher Goł.

Smużystość tych skał polega na obecności ciemnych smug w granitoidach jasnych. Smugi te układają się zgodnie z ogólnym przebiegiem omawianej strefy i są zbudowane ze skał ciemnych — przeważnie tonalitów hornblendowych. Mają one teksturę bezładną, podobnie jak granitoidy jasne. Grubość ciemnych smug jest różna; od kilku cm, rzadziej kilkunastu, a sporadycznie do kilkudziesięciu metrów. Omawiane granitoidy zawierają również stosunkowo liczne, zgodne z przebiegiem smużystości wtrącenia skał metamorficznych (Tabl. CXIII, fig. 1).

Główna masa granitoidów antyklinorium kobdowskiego reprezentowana jest przez leukotonality (fig. 3). Są to skały równoziarniste — zbudowane głównie z plagioklazów, ze zmiennymi ilościami kwarcu i brunatnego biotyty. Plagioklasy tych skał są wykształcone przeważnie w postaci dość prawidłowych listewek i nierzadko mają budowę pasową. Zawartość anortytu w nich zamyka się zwykle w przedziale 16—25%. Częstym składnikiem tych skał jest tytanit w postaci dużych i prawidłowych kryształów.

Ciemne smugi w leukotonalitych z biotytem tworzą przeważnie tonality hornblendowe. Składają się one głównie z hornblendy zielonej i plagioklazów, przy czym te ostatnie są stosunkowo bogate w anortyt (35—40%). Skaleni potasowych brak w zdecydowanej większości tonalitów omawianego obszaru, a w skałach, w których je stwierdzano, udział ich był całkiem podrzędny.

W antyklinorium kobdowskim sporadycznie notowano tonality epidotowe, zawierające pistacyt o cytrynowo-żółtych barwach. Bywa on często wykształcony w postaci dość prawidłowych słupków i przeważnie grupuje się w owalnych skupieniach złożonych z kilku ziarn.

Obok dominujących ilościowo tonalitów stwierdzono również obecność granitów monzonitowych oraz granodiorytów. Skały te są dość podobne do tonalitów biotytytowych, lecz bogatsze w skalenie potasowe. Stwierdzono, że niektóre granity monzonitowe i granodioryty lokalnie zostały zalbityzowane. Albityzacja ta jednak nie stanowi tu procesu o dużym nasileniu i szerokim zasięgu. Na omawianym terenie stwierdzono bowiem tylko niewielkie strefy, a czasem nieduże partie granitoidów, w których plagioklasy są reprezentowane przez albit. W takich strefach nierzadko biotyt bywa zastępowany chlorytem.

Skład mineralny granitoidów masywu kobdowskiego obrazują analizy mikrometryczne zestawione w tabeli 1.

Jak już wspomniano, w granitoidach omawianego obszaru nierzadko stwierdzano wtrącenia skał metamorficznych. Te ostatnie są tu reprezentowane przez paragnejsy o wyraźnej teksturze kierunkowej podkreślonej



smugami biotyty i o strukturze drobnoczkowej. W skałach tych bowiem wśród drobnoziarnistego tła skalnego złożonego z kwarcu i plagioklazów tkwią porfiroblasty albitu, zdające się wzrastać kosztem tła skalnego.

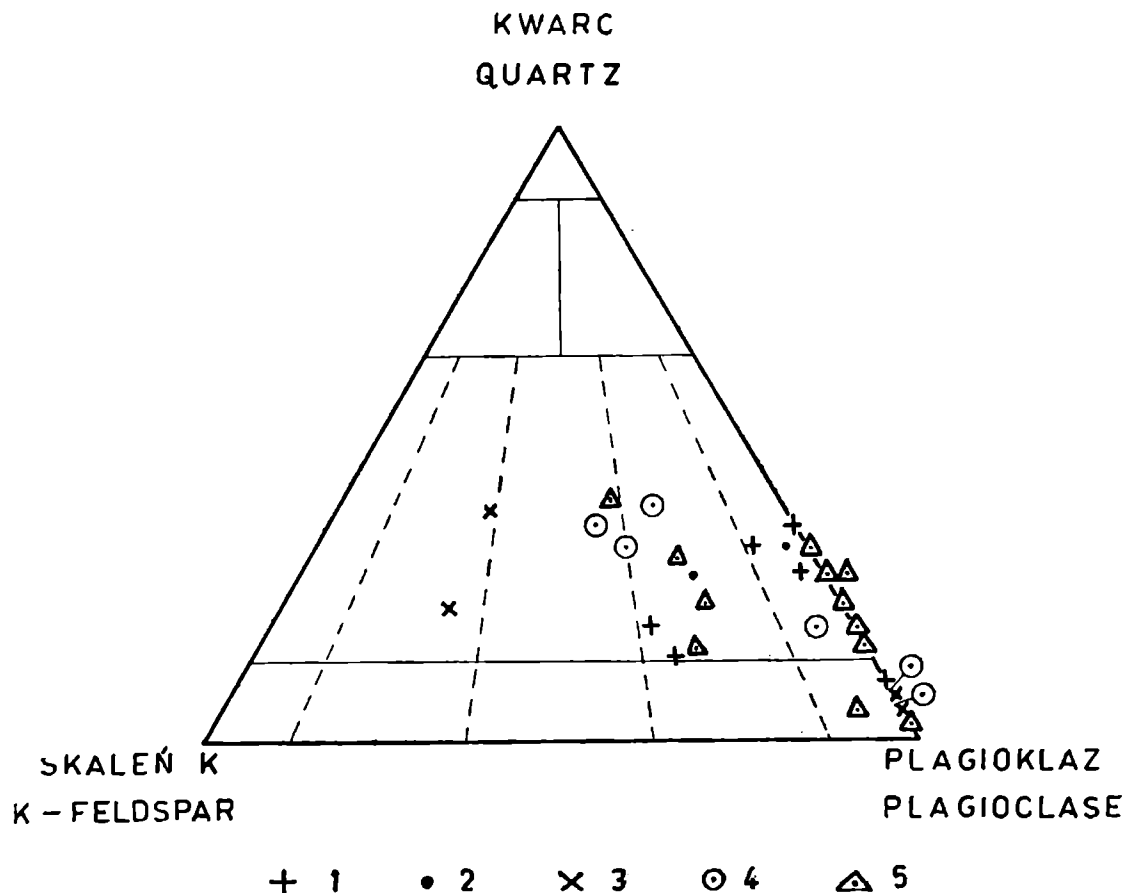


Fig. 3. Stanowisko systematyczne granitoidów pogórza kobdowskiego i przyległej części Ałtaju Mongolskiego w trójkącie K. Smulikowskiego: 1 — granitoidy masywu Char Us Nuur; 2 — granitoidy masywu Tułatin Dedu Oron; 3 — granitoidy masywu Arszan Uła; 4 — granitoidy masywu Duut; 5 — granitoidy masywu Kobdo

Fig. 3. Systematic position of the granitoids of the Khobdo Hills region and of the adjoining part of the Mongol Altai in the K. Smulikowski's diagram: 1 — granitoids of the Khar Us Noor massif; 2 — granitoids of the Tulatin Dedu Oron massif; 3 — granitoids of the Arshan Ula massif; 4 — granitoids of the Doot massif; 5 — granitoids of the Khobdo massif

Obok gnejsów skaleniuowo-biotytowych notowano tu również gnejsy plagioklazowo-muskowitowe z granatami. Skały te są zbudowane z drobno-kryształicznych plagioklazów i kwarcu, wśród których tkwią duże blaszki jasnego łyszczyku, a także granaty — zwykle o nieprawidłowych zarysach. Oprócz gnejsów notowano tu amfibolity, zbudowane z hornblendy zielonej i drobnoziarnistych plagioklazów oraz odznaczające się wyraźnie kierunkową teksturą. Utwory te na podstawie paralelizacji z regionem Jesönbułag (J. Don, i M. Dumicz, 1964) i Ułaangom (M. Dumicz, J. Don, B. Beres, 1969) należy zaliczyć do starszego proterozoiku i uznać jako fragment dolnego piętra strukturalnego.

Przebieg foliacji w skałach proterozoicznych-starszych i smużystości w przyległych doń granitoidach jest zgodny, lecz odznacza się dużą zmiennością kierunków, czego nie obserwuje się na granicy ze skałami proterozoiku młodszego i kambru w peryferycznych obszarach omawianego masywu granitoidowego.

Oślonę granitoidów smużystych budują łupki krystaliczne, których stopień metamorfozy maleje w miarę oddalania się od omawianego ciała granitoidowego. Łupki te przechodzą stopniowo w nie zmetamorfizowane serie naprzemianległych skał wulkanicznych i osadowych proterozoiku młodszego i kambru synklinorium charusunurskiego i duutskiego.

Strefa metamorficzna granitoidowej osłony wynosi 5 km (szerokość wychodni). Budujące ją łupki krystaliczne posiadają zgodny przebieg zarówno z kompleksem skał kambru i proterozoiku młodszego, jak też ze smużystością granitoidów budujących peryferyczną część masywu plutonicznego uformowanego w antyklinorium kobdowskim. Strefa ta odznacza się dużą różnorodnością zjawisk geologicznych. Obserwuje się tu stopniowe przejścia od granitoidów smużystych do łupków krystalicznych, duże pola agmatytów w partii granicznej z granitoidami oraz ostre kontakty tych ostatnich z łupkami krystalicznymi osłony. Sporadycznie tylko zaobserwowano zjawiska metamorfizmu głównie termicznego.

Najpowszechniej rozwinięte są przejścia stopniowe. W partiach tych granitoidy w miarę zbliżania się do osłony odznaczają się stopniowym nasileniem smużystości, stają się mniej leukokratyczne i wykazują coraz to częstsze wtrącenia paragnejsów i łupków krystalicznych. Następnie ilość tych ostatnich wzrasta i skały stopniowo przechodzą w paragnejsy biotyto-amfibolowe i łupki łyszczykowo-amfibolowe ze znamionami albityzacji.

Pola agmatytów znane są jedynie z SE części rejonu, w okolicy potoków Dund Cencher Goł i Choit Cencher Goł. Spotyka się je zarówno w partiach granicznych z osłoną, jak też w centralnych częściach ciała granitoidów. Agmatyty wykazują mozaikową budowę, w ich skład wchodzi „okruchy” i „bloki” nieforemnych, najczęściej ostrokrawędzistych skał krystalicznych, przeważnie paragnejsów „spojone” leukokratycznymi agregatami mineralnymi. (Tabl. CXIII, fig. 2). Agmatytowy charakter omawianej części wystąpienia granitoidów oddaje również zdjęcie geologiczne (fig. 2). Stwierdzono tu szereg nieforemnych ciał (migmatytów i łupków krystalicznych) „tkwiących” bezładnie w granitoidach. Niektóre z tych ciał, zwłaszcza gdy chodzi o większe rozmiarami mogą reprezentować tzw. „roofpendants”, czyli relikty degradacji.

W partii kontaktowej z osłoną procesy agmatytyzacji stopniowo zanikają, pojawiają się artryty (Tabl. CXIII, fig. 3), które stopniowo przechodzą w paragnejsy i łupki krystaliczne.

Ostre kontakty granitoidów smużystych z osłoną różnicują się na pierwotne (pochodzące z okresu formowania się ciał granitoidowych) i wtórne (wywołane dyslokacjami w późniejszych okresach fałdowych).

Kontakty pierwotne ostro rysujące się między granitoidami i skałami osłony znane są tylko z obszaru położonego na N od wzgórza Tułatin Dedu Oron, w okolicy środkowego biegu potoku Szabar Goł. Występujące tu granitoidy smużyste w miarę zbliżania do osłony przybierają budowę bardziej jednorodną i grubokrystaliczną strukturę, smugowanie stopniowo zanika, pojawiają się natomiast skupienia skał ciemnych, typu szlirów, wzbogacone w biotyt i hornblendę. Granitoidy te tworzą zgodny kontakt z przebiegiem łupków krystalicznych budujących osłonę z oznakami termicznego oddziaływania.

Kontakt wtórny granitoidów smużystych z osłoną przebiega wzdłuż uskoku kobdowskiego. Utwory kambru częściowo zmetamorfizowane, budujące osłonę, dostosowują się do przebiegu tej linii tektonicznej, smużystość w granitoidach natomiast układa się względem niej diagonalnie

pod kątem do 70°. Wzdłuż uskoku kobdowskiego i w przyległej części granitoidów smużystych występują liczne strefy mylonitów i kataklazytów o przebiegu NS.

Strefa kontaktowa granitoidów smużystych jest zbudowana w zdecydowanej większości — o czym mówią badania mikroskopowe — ze skał nie objawiających znamion wysoko termicznej metamorfozy, tylko całkiem lokalnie stwierdzono w niej obecność hornfelsów andaluzytowych i gnejsów kordierytowych. Te ostatnie sąsiadują z granitoidami na krótkich odcinkach, w miejscach, gdzie kontakt granitoidów ze skałami osłony jest ostry.

Hornfelsy andaluzytowe są skałami o wyraźnie kierunkowej teksturze podkreślonej zgodnym ułożeniem drobnych blaszek biotyту. Skały te zbudowane są głównie z drobnych pozazębianych ze sobą ziarn kwarcu i albitu. Zwykle kwarc przeważa ilościowo zdecydowanie nad albitem. W tym drobnokrystalicznym tle tkwią duże, wyraźnie postkinematyczne blaszki muskowitu zawierające często drobne wrostki innych minerałów. Muskowit ten jest rozmieszczony w całkiem dowolnych położeniach. Andaluzyt stwierdza się w zmiennych ilościach, lecz nierzadko jego udział stanowi kilkanaście procent objętości danej skały. Jest on wykształcony w postaci całkiem drobnych ziarn lub w postaci blastów o rozmiarach rzędu 0,2×0,5 mm. Mineral ten koncentruje się przeważnie w cienkich warstewkach. W niektórych hornfelsach andaluzytowych notowano pojedyncze kryształy turmalinu, wykształconego nieraz w postaci dużych kryształów pleochroicznych o barwach od żółtych z lekko zielonym odcieniem do zielonych.

Gnejsy kordierytowe w omawianej strefie są spotykane całkiem sporadycznie. Przedstawiają one skały o wyraźnie kierunkowej teksturze, zbudowane głównie z kwarcu i plagioklazów przy poważnym (kilkunastoprocentowym) udziale kordierytu. Kierunkowość tekstury tych skał podkreślają cienkie laminy biotyту. Część ciemnego łuszczycy nie skupia się w laminach, lecz zajmuje całkiem dowolne położenia. Biotyt ten ma brunatne barwy i zawiera liczne wrostki cyrkonu. Plagioklasy są tu reprezentowane przez oligoklaz zawierający 18% anortytu. Mineral ten jest często popękany, ale przeważnie czysty i ujawniający wąskie i ostre lamelki zbliżniaczeń albitowych. Niekiedy obserwowano w tych skałach blaszki chlorytu zdające się występować w równowadze z ciemnym łuszczycykiem. Kordieryt tworzy tu całkiem świeże i czyste kryształy oraz zawiera liczne wrostki cyrkonu z cytrynowymi obwódkami pleochroicznymi. W skałach tych notowano także duże, pojedyncze ziarna granatów zamykające w sobie wrostki, głównie łuszczycyków.

Oprócz scharakteryzowanych wyżej skał „wysokotermicznych” w omawianej strefie kontaktowej spotykano w różnych skałach — przeważnie w łupkach łuszczycowych — pseudomorfozy łuszczycowo-chlorytowe, nie zawierające jednak żadnych relików minerałów pierwotnych. Nie jest wykluczone, że pseudomorfozy te mogły powstać kosztem występującego pierwotnie w takich skałach andaluzytu lub kordierytu. Należy jednak zaznaczyć, że skały zawierające takie pseudomorfozy są spotykane w omawianej strefie w całkiem podrzędnych ilościach.

Strefa kontaktowa omawianych granitoidów jest zbudowana głównie z naprzemianległych, zgodnych warstw następujących skał: różnorodne paragnejsy, łupki amfibolowe, łupki kwarcowe i kwarcowo-łuszczycowe, łupki łuszczycowe zalbityzowane i łupki łuszczycowe z postkinematyczną hornblendą oraz lokalnie skarny.

Dość powszechnie w omawianej strefie są spotykane łupki z postkinematyczną hornblendą. Składy te przedstawiają przeważnie wyraźnie kierunkowe łupki kwarcowe lub kwarcowo-biotytowe. Ich cechą charakterystyczną jest obecność w nich zmiennej ilości hornblendy zielonej, wykształconej nierzadko w postaci automorficznych kryształów. Część tej hornblendy ułożona jest zgodnie z laminacją danej skały, lecz równocześnie znaczna ilość tego minerału zajmuje położenia całkiem dowolne. Mimo że część tego amfibolu jest ułożona zgodnie z laminacją danej skały, wydaje się prawdopodobne, że cała ta hornblenda jest składnikiem postkinematycznym omawianych skał. Jest bowiem rzeczą zrozumiałą, że w czasie krystalizacji większość ziarn tego składnika dostosowywała się swoimi kształtami do uprzywilejowanego kierunku w danej skale.

W omawianym rejonie skały tego typu występują w aureolach kontaktowych granitoidów. Zgodnie z przyjętymi poglądami, należy je uznać za utwory kontaktowe, powstałe w wyniku oddziaływania metasomatycznego i termicznego intrudujących granitoidów na skały otaczające.

Grupa gnejsów w najbliższym sąsiedztwie granitoidów jest bardzo zróżnicowana. Reprezentują ją przeważnie drobnoziarniste paragnejsy plagioklazowo-kwarcowe, obok których notowano gnejsy dwuskaleniowe. Te ostatnie obok ciemnego łyszczyku zawierają nierzadko drobnoziarnistą przeważnie hornblendę. Dość częstymi są tu także paragnejsy muskowiowo-oligoklazowe. Niektóre gnejsy spośród wyżej wymienionych mają strukturę drobnooczkową. Oczka tworzy przeważnie albit o szachownicowej niekiedy strukturze.

Łupki łyszczykowe przedstawiają tu skały przeważnie drobnoziarniste i drobnoblastkowe. Niektóre z nich zostały w pewnym stopniu załbityzowane. W takich skałach, podobnie jak w gnejsach, kosztem drobnoziarnistego tła rozwinęły się porfiroblasty albitu. Procesowi albityzacji uległy tu także niektóre łupki amfibolowe.

Wśród tej serii skalnej obserwowano także, niezbyt liczne wkładki skał wapienno-krzemianowych. Obecnie mają one zespół mineralny skarnów. Są to przeważnie skarny amfibolowe, czasem z granatami, a tylko wyjątkowo skarny piroksenowe.

Nieduże wystąpienia granitoidów smużystych znane są również poza antyklinorium kobdowskim. Jedno z nich stwierdzono w synklinorium duńskim, a dwa w synklinorium charusunurskim. Granitoidy smużyste budujące te wystąpienia łączą się ciągłym przejściem ze skałami osłony.

### Granitoidy bezkierunkowe

Granitoidy bezkierunkowe Pogórza Kobdowskiego i przyległej części Ałtaju Mongolskiego znane są przede wszystkim z obszarów synklinorialnych. W odróżnieniu od granitoidów smużystych charakteryzuje je m. in. ostro rysująca się granica ze skałami osłony. Poszczególne ich ciała wykazują pewne zróżnicowanie natury geologiczno-strukturalnej, stąd w opisie geologicznym będą one scharakteryzowane oddzielnie.

Granitoidy bezkierunkowe uformowane w synklinorium charausunurskim tworzą dwa oddzielne ciała, z których jedno położone jest na zachód od jeziora Char Us Nuur, a drugie na północ od miasta Kobdo w okolicy wzgórza Arszan-uła.

Masyw granitoidowy zachodniego wybrzeża Char Us Nuur zaznacza się w morfologii łagodnym wyniesieniem z ostro wciętymi sajrami (doliny okresowo płynących potoków)

i przykryty jest w dużym stopniu osadami czwartorzędowymi. Wycho-  
dnia skał tego masywu zajmuje znaczną powierzchnię o nieregularnych  
zarysach romiarów  $25 \times 12$  km.

Granitoidy budujące ten masyw reprezentują głównie odmianę jasną-  
-leukogranitoidową, bezkierunkową. Jedynie w części zachodniej i płn.-  
-wschodniej w partii granicznej z osłoną spotyka się granitoidy ciemne,  
lekko smugowane z licznymi relikami skał osłony.

Leukogranitoidy to przeważnie granodioryty lub tonality, zwykle bar-  
dzo ubogie w minerały ciemne (biotyt, czasem chloryt). Powszechnie,  
lecz całkiem podrzędnie spotyka się w nich skalenie potasowe. Tekstura  
tych skał bezładna, struktura zaś średnio- i dość równoziarnista o hipau-  
tomorfowym wykształceniu składników.

Większość ziarn omawianych skał ma średnice rzędu 1—1,5 mm przy  
prawie całkowitym braku ziarn drobniejszych.

W skałach tych ilościowo dominują plagioklazy — przeważnie wy-  
kształcone w postaci prawidłowych listewek wydłużonych wzdłuż osi X,  
a nierzadko i prawidłowych zakończeniach. Większość tych plagioklazów  
jest zbliżniona albitowo, z dość grubymi lamelkami bliźniaczymi. Pla-  
gioklazy są przeważnie poprzerastane serycytem, co utrudnia w dużej  
mierze dokładne oznaczenie ich składu. Udało się jednak stwierdzić, że  
reprezentowane są one przez oligoklaz o zawartości 13—17% anortytu.  
Często plagioklazy te mają budowę pasową — zwykle w takich przypad-  
kach zarówno ich jądra, jak i obwódki są oligoklazem, z tym że jądro  
jest przeważnie nieco bogatsze w anortyt od strefy zewnętrznej. Skały  
zawierające plagioklazy pasowe występują głównie w strefach zewnętrz-  
nych omawianego masywu.

Skalenie potasowe, aczkolwiek powszechne w omawianych skałach,  
występują w nich zwykle w niewielkich ilościach. Wypełniają one wolne  
przestrzenie pomiędzy bardziej automorficznymi kryształami plagiokla-  
zów. Na stykach plagioklazów i skaleń potasowych często stwierdzano  
obecność myrmekitu, co zdaje się świadczyć o stosunkach reakcyjnych  
pomiędzy tymi dwoma minerałami. Jednak nie stwierdzono wyraźnego  
wypierania jednego składnika przez drugi. Często w skaleń potaso-  
wych obserwowano wyraźną kratkę bliźniaczą, nigdy zaś budowę perty-  
tową. Mikroklin ten bywa w różnym, przeważnie jednak w znacznym  
stopniu przetkany kaolinem.

Łyszczyki w omawianych skałach są nieliczne, notowano tu spora-  
dycznie muskowit w postaci całkiem drobnych blaszek oraz drobne, prze-  
ważnie wymięte blaszki biotyту. Ten ostatni często bywa zastępowany  
chlorytem.

Całkiem sporadycznie i tylko w bardzo małych ilościach występuje  
w tych skałach hornblenda zwyczajna. Jest ona wykształcona w postaci  
drobnych kryształów pleochroicznych w zielonych barwach.

W postaci pojedynczych ziarn we wszystkich prawie skałach masywu  
Char Us Nuur, występuje tytanit, który nierzadko bywa wykształcony  
w postaci dużych i całkiem automorficznych kryształów. Od czasu do  
czasu notowano również w niektórych tonalitych stosunkowo liczne tlen-  
ki żelaza, które niekiedy tworzą całkiem prawidłowe kryształy. Niekiedy  
w leukotonalitych obserwowano pseudomorfozy zbudowane z drobnych  
ziarek biotyту, chlorytu i epidotu. Sądząc z pokroju były to pierwotnie  
amfibole.

Analizy mikrometryczne, zestawione w tabeli 1, obrazują skład mi-  
neralny tych skał.

Granitoidy ciemno reprezentowane są przez dioryty i tonality amfibolowe.

Skąły te są bardzo bogate w minerały ciemne i tym różnią się zdecydowanie od granitoidów poprzednio opisanych. Ich struktura odznacza się średnim, lecz nierównym ziarnem. Duże rozmiary osiągają tu zwłaszcza niektóre plagioklasy.

Kwarc występuje w tych skałach w bardzo zmiennych ilościach, stąd podział ich na dioryty i tonality. Mineral ten światło wygasa na ogół spokojnie i wykształcony jest przeważnie w postaci drobnych nieprawidłowych ziarn.

Ilościowo dominującymi składnikami są tu plagioklasy (tabela 1 poz. 5, 6), wykształcone często w postaci prawidłowych tabliczek. Powszechna jest u nich budowa pasowa, przy czym jądra mają skład andezynu o zawartości 32% anortytu, obwódki zaś należą do oligoklazu o zawartości 25% anortytu. Centralne partie takich plagioklazów bywają w wysokim stopniu poprzerastane serycytem, zdecydowanie silniej niż ich obwódki. Tylko niewielka ilość plagioklazów omawianych skał jest nie dotknięta procesem serycytyzacji. W niektórych strefach omawianego kompleksu plagioklasy zostały załbityzowane. Proces ten nie jest tu jednak silnie zaakcentowany, a ogranicza się wyłącznie do niewielkich stref. Wydaje się, iż w strefach takich biotyt bywa aktywniej wypierany przez chloryt, niż w partiach nie dotkniętych albityzacją.

Amfibole w omawianych skałach są reprezentowane przez hornblendę zwyczajną. Często bywają wykształcone w postaci prawidłowych kryształów, co dotyczy zwłaszcza osobników mniejszych, prawie nigdy zaś hornblendy wykształconej w postaci dużych ziarn. Niekiedy te małe i automorficzne amfibole bywają zamykane w postaci wrostków w większych ziarnach ksenomorficznej hornblendy. W hornblendzie czasem uwiadcza się różnica w odcieniach barwnych pleochroizmu: centralne partie takich ziarn mają schemat pleochroiczny:  $\alpha$  — jasnozielona,  $\beta$ ,  $\gamma$  — ciemnozielone, ich strefy zewnętrzne zaś:  $\alpha$  — jasnozielona,  $\beta$ ,  $\gamma$  — zielone z niebieskawym odcieniem.

Sporadycznym składnikiem omawianych skał jest epidot, który w postaci drobnych ziarn tworzy wrostki zarówno w plagioklazach, jak w hornblendzie. Jego wtórny charakter zdaje się nie ulegać wątpliwości. Podobnie jak u skał poprzednio omówionych dość pospolitym składnikiem diorytów i tonalitów jest tytanit.

Ze względu na duże przykrycie osadami czwartorzędu kontakt granitoidów zachodniego wybrzeża Char Us Nuur, ze skałami osłony prześlędzono jedynie na małym odcinku w części póln.-wschodniej i póln.-zachodniej.

W części póln.-wschodniej graniczą one tektonicznie z osłoną wzdłuż strefy mylonitycznej o przebiegu NNW-SSE. Skały osłony w bezpośrednim kontakcie ze strefą mylonityczną zbudowane są z migmatytów i granitoidów smużystych. Na zewnątrz omawianego ciała granitoidowego przechodzą utwory te stopniowo w łupki krystaliczne, a następnie w tufy i tufity diabazowe kambru środkowego.

W części póln.-zachodniej granitoidy bezkierunkowe kontaktują się z granitoidami smużystymi. Kontakt jest pierwotny i rysuje się ostrą granicą o przebiegu południkowym. Granitoidy smużyste wykazują częste wkładki amfibolitów i wapieni krystalicznych. Wkładki te układają się zgodnie ze smużystością i powtarzają kierunki przylegającej od zachodu serii amfibolitowo-wapiennej o wyraźnych znamionach migmatytyzacji

Tabela 1 — Table 1

Zestawienie analiz mikrometrycznych granitoidów Pogórza Kobdowskiego  
Results of micrometric analyses of the granitoids of the Khobdo Hills region

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30		
Kwarc	25,8	31,9	24,9	4,5	18,3	11,5	23,2	24,8	20,1	35,0	5,1	2,7	12,2	2,1	26,4	20,2	23,6	37,0	15,1	3,4	23,1	35,5	33,4	3,2	11,9	12,4	14,5	28,5	25,2	2,0	Quartz	
Skaleń potasowy	2,2	9,1	—	—	28,8	28,0	16,8	2,6	54,7	39,6	—	—	—	—	—	16,4	—	22,5	4,0	—	20,5	16,8	25,5	—	24,8	—	—	19,1	—	2,4	K-feldspar	
Plagioklaz	67,0	58,5	47,6	59,6	49,7	58,0	49,0	51,2	23,8	22,3	63,7	54,8	69,9	64,9	67,4	51,9	59,0	34,9	58,6	64,6	31,5	40,8	36,9	44,4	56,1	60,3	53,7	49,3	57,7	39,0	Plagioclase	
Biotyt	—	0,5	—	—	1,4	1,0	7,0	16,0	1,4	0,9	5,0	10,0	14,6	—	—	—	13,9	—	18,8	13,6	11,8	—	0,4	3,2	—	19,5	13,9	1,7	10,4	2,5	Biotite	
Muskowit	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	0,6	—	—	—	—	2,1	—	—	3,7	—	—	—	—	1,2	1,3	—	—	—	—	0,7	—	Muscovite	
Chloryt	4,7	—	—	1,8	1,3	1,5	—	—	—	—	3,3	2,7	—	6,5	3,5	—	—	—	—	—	1,0	—	4,6	1,6	1,1	5,6	1,5	1,2	—	1,5	Chlorite	
Amfibol	—	—	25,1	33,1	0,5	—	—	—	—	—	22,3	25,1	—	18,9	—	—	—	—	—	1,9	3,4	11,3	—	—	41,2	—	4,3	3,7	1,4	2,0	48,8	Amphibole
Epidot	—	—	—	0,8	—	—	2,6	1,5	—	—	—	—	śl.	7,0	—	11,5	1,7	0,8	—	1,6	1,1	2,5	0,3	0,8	0,9	1,0	11,4	—	1,4	1,4	Epidote	
Tytanit	śl.	—	0,4	0,2	—	—	0,5	2,4	—	—	0,6	0,9	2,1	—	0,6	—	0,8	—	0,5	0,7	—	—	—	—	—	0,4	1,0	—	1,0	1,0	Titanite	
Tlenki Fe	—	—	1,9	—	—	—	0,7	—	—	1,6	—	3,8	1,2	—	—	—	1,0	—	1,1	11,9	—	—	0,7	4,8	0,7	0,7	—	—	1,3	1,0	Fe oxides	
Apatyt	śl.	—	0,1	—	—	—	0,2	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,4	Apatite	
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Garnet
Zoizyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	Zoizite	

1—6 — granitoidy masywu Char Us Nuur; 7—8 — granitoidy masywu Tulatin Dedu Oron; 9—12 — granitoidy masywu Arszan Uła; 19—24 — granitoidy masywu Duut; 13—18 i 25—30 — granitoidy masywu Kobdo.

1—6 granitoids of the Khar Us Noor massif; 7—8 granitoids of the Tulatin Dedoo massif; 9—12 granitoids of the Arshan Ula massif; 19—24 granitoids of the Doot massif; 13—18 and 25—30 granitoids of the Khobdo massif.

i feldszpatyzacji. Serię tę charakteryzuje obecność skarnów granatowych ze skupieniami tlenków żelaza i siarczków miedzi. Tworzy ona stopniowe przejścia zarówno do granitoidów smużystych, jak i do kompleksu osadowo efuzywnego kambru środkowego położonego na zachodzie.

W kierunku pół-zachodnim i południowym utwory budujące osłonę granitoidów bezkierunkowych, a więc granitoidy smużyste, serie łupków krystalicznych i skały efuzywno-osadowe z fauną kambru środkowego przykryte są transgresywnie z ostrą niezgodnością kątową utworami zaliczanymi umownie do ordowiku, na których z kolei zalegają również niezgodnie osady syluru udokumentowane fauną brachiopodową (M. Dumicz, J. Don, w przyg.).

Wśród skał ordowiku występują m. in. zlepieńce z licznymi otoczakami i skały kambru środkowego, łupków krystalicznych, granitoidów smużystych i granitoidów bezkierunkowych (te ostatnie zdecydowanie przeważają).

W części wewnętrznej omawianego masywu granitoidów bezkierunkowych uderzają liczne strefy kataklazytów i mylonitów. Układają się one w dwa systemy. Jeden z nich przebiega NW-SE, drugi zaś tworzy łagodny łuk wygięty ku E. Spotyka się tu również często żyły diabazów, lamprofirów i porfirów. W jednym przypadku (kota 1713) stwierdzono również tektonicznie zaklinowane w granitoidach piaskowce kwarcowe o spoiwie ilastym wieku ordowik-sylur (na badanym obszarze istnieje duże podobieństwo pomiędzy skałami dolnych ogniw ordowiku a skałami syluru).

Spotykane w pobliżu intruzji skarny zróżnicowane są petrograficznie na dwa typy: skarny granatowe z licznymi tlenkami żelaza oraz rzadziej spotykane skarny piroksenowo-amfibolowe, zbudowane z naprzemianległych warstewek amfibolowych i piroksenowych. Amfibol ten jest hornblendą zwyczajną, piroksen zaś augitem diopsydowym. W strefie kontaktowej omawianych granitoidów stwierdzono również pewną albityzację występujących tam amfibolitów. Proces ten przejawiał się u nich wzrostem porfiroblastów albitu. Należy jednak zaznaczyć, że nie był on zbyt intensywny i nie miał zbyt dużego zasięgu.

Masyw granitoidowy obszaru Arszan Uła jest morfologicznie bardzo urozmaicony. Tworzy on trzy nieduże grzbiety wznoszące się ostro nad lekko sfalowaną powierzchnię Pogorza Kobdowskiego. Grzbiety te wykazują urozmaiconą skalistą rzeźbę i oddzielone są od siebie doliną Bujant-goł i jej okresowymi dopływami. Te trzy oddzielne wystąpienia granitoidów łączą się ze sobą pod utworami aluwialnymi. Ze względu na duże przykrycie osadami czwartorzędowymi rozprzestrzenienie omawianego masywu określić można tylko w przybliżeniu. Przedstawia on nieregularne ciała, wydłużone w kierunku południkowym, rozmiarów 15×7 km.

Główna część masywu Arszan Uła jest zbudowana ze skał jasnych, nie zawierających prawie wcale składników ciemnych. Skały te są przeważnie leukogranitami zwyczajnymi lub leukogranitami monzonitowymi, a więc stwierdzono tu występowanie skał tak bogatych w skalenie potasowe jak żadne z dotychczas omówionych. Te leukogranitoidy budują głównie część centralną omawianego masywu. W częściach peryferycznych, głównie zaś w części południowo-wschodniej, występują skały ciemne, przeważnie tonalicy, którym nierzadko towarzyszą dioryty.

Leukogranity zwyczajne i monzonitowe masywu Arszan Uła są zbudowane niemal wyłącznie ze skaleni z przewagą potasowych i kwarcu,



przy niewielkim udziale ciemnego łyszczyku. Składem mineralnym różnią się one istotnie od granitoidów dotychczas poznanych, a zbliżone są natomiast do granitoidów tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej opisanych pod nazwą alaskitów (J. Don et al., 1968). Struktura tych skał jest w przybliżeniu równoziarnista, przy średnicach poszczególnych składników rzędu 2—5 mm. Wykształcenie ziarn jest przeważnie ksenomorficzne, z wyjątkiem niektórych listewek plagioklazów. Kwarc jest tu wykształcony w postaci dużych i czystych ziarn o lekko falistym wygaszaniu światła.

Wśród skaleni dominują przeważnie ilościowo skalenie potasowe, zwykle o widocznej kratce bliźniaczej. Minerale te bywają w różnym stopniu poprzerastane kaolinem. W niektórych mikroklinach obserwowano cienkie sznureczki przerostów pertytowych, nigdy zaś struktur grubopertytowych. Skalenie potasowe zawierają tu niekiedy wrostki plagioklazów, i to często o zarysach zbliżonych do prawidłowych. Plagioklasy, przeważnie w wysokim stopniu poprzerastane sercytem, tworzą dość często tabliczki o zarysach zbliżonych do prawidłowych. Minerale te reprezentowane są przez zasadowy oligoklaz lub kwaśny andezyn. Z łyszczyków występuje tu tylko biotyt, muskowit zaś jest przeważnie nieobecny lub notowany w całkiem śladowych ilościach. Biotyt omawianych skał charakteryzuje pleochroizm:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna, i bywa często impregnowany drobnymi tlenkami żelaza. Niekiedy jest on wypierany przez chloryt. Omawiane skały zawierają często duże i automorficzne kryształy tytanitu.

W partiach brzeżnych omawianej intruzji stwierdzono obecność tonalitów i diorytów hornblendowych wykazujących powszechną, lecz słabo zaznaczoną smużystość. Skały te są zbudowane głównie z plagioklazów i amfiboli, ze znacznie mniejszym udziałem biotytu i kwarcu. Tekstura tych skał jest całkiem bezładna, ich struktura zaś hipautomorfowo-ziarnista. Znaczna bowiem część plagioklazów tworzy listewki o prawidłowo rozwiniętych ścianach. Niektóre ziarna amfiboli mają również prawidłowe zarysy, a zwłaszcza ich przekroje poprzeczne.

Plagioklasy tych skał są reprezentowane głównie przez andezyn i oligoklaz z częstą budową pasową. Zawsze bogatsze w anortyt są partie wewnętrzne plagioklazów pasowych. Należy jednak zaznaczyć, że różnice zawartości anortytu w jądrze i obwódce takiego ziarna są niewielkie, zwykle rzędu 2—4% anortytu. Znacznie silniej bywają poprzerastane sercytem części środkowe takich ziarn niż strefy zewnętrzne.

Amfibole występują tu przeważnie w postaci dość drobnych ziarn, tylko rzadko o średnicach większych od 0,5 mm. Są one reprezentowane przez hornblendę zwyczajną o pleochroizmie w soczystozielonych barwach.

Kwarc bywa tu notowany w różnych ilościach. Niekiedy występuje tylko w postaci drobnych ziarn wypełniających intersticja pomiędzy większymi osobnikami plagioklazów i hornblendy, w innych zaś skałach notowano go i w postaci dużych ziarn spokojnie wygaszających światło.

Biotyt o pleochroizmie  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\beta$ ,  $\gamma$  — brunatna tworzy często stosunkowo duże i dość prawidłowe blaszki. Bywa on niekiedy wypierany przez chloryt. Nielicznym, lecz powszechnym składnikiem tych skał jest tytanit często w postaci dużych i automorficznych kryształów.

Kontakt omówionych granitoidów z utworami ościennymi odsłonięty jest w części pld.-zachodniej, pln.-zachodniej i wschodniej. Pozostały obszar graniczny przykrywa płaszcz utworów czwartorzędowych.

W części płd.-wschodniej granitoidy bezkierunkowe graniczą z nie-dużymi wystąpieniami granitoidów smużystych. Kontakt jest ostry i niezgodny, bez oznak tektonicznych zakłóceń. Powierzchnia graniczna tych skał przebiega ogólnie NWW-SEE i nachylona jest łagodnie, pod kątem  $15-25^\circ$  ku NNE. Granitoidy smużyste natomiast wraz z zawartymi w nich wkładkami amfibolitów przebiegają południkowo i wykazują stromy zapad  $70-90^\circ$  ku E i W. Kierunki te są zgodne z przebiegiem przylegającej do granitoidów smużystych od zachodu serii skał wulkanicznych i osadowych kambru środkowego.

W części płn.-wschodniej masyw granitoidowy Arszan-uła graniczy z amfibolitami kambru środkowego. W pobliżu kontaktu utwory te są lokalnie wzbogacone w minerały leukokratyczne, przy ilościowym ich wzroście obserwuje się wśród amfibolitów gniazda skał granitoidowych. Amfibolity tworzą tu ponadto liczne ksenolity w obrębie granitoidów. Partia kontaktowa omawianych skał znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie kobdowskiej strefy tektonicznej i jest przez nią wyraźnie zaburzona.

Na odcinku zachodnim granitoidy Arszan Uła graniczą również z serią środkowokambryjską wykształconą w postaci łupków łyszczkowych i amfibolitów. Sądząc z intersekcji powierzchnia graniczna tych skał pochylona jest lekko ku zachodowi i ścina niezgodnie stromo ustawione struktury fałdowe kambru środkowego przebiegające tu południkowo. W pobliżu kontaktu z granitoidami spotyka się wśród amfibolitów i łupków łyszczkowych wkładki łupków z postkinematyczną hornblendą i łupków gruzełkowych. Utwory kambryjskie budujące osłonę omawianej części masywu granitoidowego przechodzą stopniowo ku zachodowi w granitoidy smużyste antyklinorium kobdowskiego.

Podobnie jak to miało miejsce w strefach kontaktowych poprzednio omówionych intruzji, brak tu znamion wysokotermicznego oddziaływania omawianych granitoidów na skały osłony. Tylko lokalnie w strefie kontaktowej granitoidów Arszan Uła stwierdzono obecność skarnów. Są to skały zbudowane ze zgodnych i naprzemianległych warstewek epidotowych, węglanowych, amfibolowych.

Natomiast bardzo reprezentatywne dla tej strefy kontaktowej są skały zawierające postkinematyczną hornblendę. Skały te były pierwotnie drobnoziarnistymi łupkami kwarcowymi lub drobnoblaszkowymi łupkami kwarcowo-biotytowymi. W obu tych typach notowano obfitą zieloną hornblendę — przeważnie w postaci dużych, nierzadko automorficznych kryształów. Większa część tego amfibolu układa się zgodnie z laminacją danej skały, równocześnie jednak poważna ilość tego składnika jest ułożona diagonalnie względem tego kierunku.

W części wewnętrznej omawianego masywu granitoidowego spotyka się liczne ksenolity. Należą one przeważnie do amfibolitów i łupków łyszczkowych, rzadziej do gnejsów zlepieńcowatych, a niekiedy również do granitoidów smużystych. Niektóre z nich wykazują objawy metamorfizmu termicznego.

Na obszarze synklinorium duutskiego znane są dwa wystąpienia granitoidów bezkierunkowych. Jedno z nich położone jest na północny-wschód od uskoku tołbonurskiego w obszarze wyniesienia Tułatin Dedu Oron, drugie zaś na płd.-zachód od tej dyslokacji, w obszarze somonu (powiatu) Duut.

Masy w granitoidowy obszar Tułatin Dedu Oron zaznacza się w morfologii nieregularnym progiem, pochylonym ku NE. Wychodnia tego masywu ma zarys zbliżony do elipsy.

Skąły budujące ten masyw są reprezentowane przez granodioryty i tonality — brak tu natomiast diorytów. Tonality, podobnie jak odpowiednie skąły masywu Char Us Nuur, zawierają zawsze pewną ilość skałeni potasowych. Występują tu dwie, wyraźnie różniące się megaskopowo odmiany granitoidów: 1. leukogranitoidy — ubogie w ciemne skąłdniki, z których występuje w nich tylko biotyt, 2. granitoidy ciemne przedstawiające skąły bogate w ciemny łyszczyk i nie zawierające nigdy hornblendy. Poza wyżej wymienionymi różnicami w ilościowym skąłdzie mineralnym skąły te są do siebie tak podobne, że ich charakterystyka mikroskopowa zostanie podana łącznie.

Tekstura tych skał jest beładna, struktura zaś hipautomorfowo-równozarnista, przy średnicach ziarn około 1 mm. Dominującym ilościowo skąłdnikiem jest tu plagioklaz wykształcony przeważnie w postaci prawidłowych tabliczek. Większość jego ziarn ma wyraźnie widoczną budowę pasową. Centra tych skałeni buduje kwaśny andezyn, obwódki zaś oligoklaz. Często są one poprzerastane serycytem. Zjawisko to w wyższym stopniu obejmuje strefy wewnętrzne skałeni sodowo-wapiennych. Wolne przestrzenie pomiędzy tabliczkami plagioklazów zajmują skałenie potasowe i kwarc. Ten ostatni jest tu często obfity (25—32% obj.) tak, że nie notowano tu żadnych przejść omawianych skał w kierunku diorytów. Kwarc tworzy przeważnie dość duże, czyste ziarna najczęściej spokojnie wygaszające światło. Skałenie potasowe omawianych skał są prawie zawsze całkiem czyste, tylko wyjątkowo w niewysokim stopniu skaolini-zowane. Są one reprezentowane przez mikroklin ujawniający często wyraźną kratkę bliźniaczą. Większe ziarna skałeni potasowych ogarniają niekiedy w formie wrostków drobne, przeważnie silnie zserycytyzowane ziarna plagioklazów. Nie obserwowano jednak żadnych stosunków reakcyjnych na granicach skałeni potasowych i plagioklazów; myrmekit nie jest spotykany.

W omawianych skałach obserwowano często obfity biotyt wykształcony przeważnie w postaci dużych i automorficznych blaszek, niekiedy w nieznacznym stopniu zdeformowanych, o rozmieszczeniu całkiem dowolnym. Pleochroizm jest przeważnie:  $\alpha$  — jasnobrązowa,  $\gamma$ ,  $\beta$  — brunatna. Wrostki cyrkonu w ciemnym łyszczyku były tu notowane tylko całkiem sporadycznie.

Charakterystycznym skąłdnikiem granitoidów omawianego masywu jest epidot, który występuje w zmiennych ilościach we wszystkich omawianych skałach. Jego udział stanowi przeważnie 1,5—3% objętościowego skąłdu mineralnego danej skały. Często występuje on w postaci słupków dość automorficznych o wymiarach zbliżonych do  $0,2 \times 0,5$  mm. Epidot ten jest przeważnie pistacytem o bardzo delikatnych cytrynowożółtych barwach pleochroicznych. W śladowych ilościach towarzyszy mu zoizyt lub klinozoizyt (z powodu całkiem drobnych i nielicznych ziarn nie udało się pewnie stwierdzić, który z tych dwu minerałów tu występuje). Często pistacyt występuje w pobliżu biotyту i bywa przez ten ostatni obrastany. Świadczy to, iż pistacyt krystalizował wcześniej lub równocześnie z ciemnym łyszczkiem. Nie wydaje się bowiem prawdopodobne, iż epidot ten jest wtórny po oligoklazi.

Powszechnym skąłdnikiem omawianych granitoidów jest tytanit, który wykrył się w nich często w postaci dużych i automorficznych

kryształów. Muskowit natomiast notowano tylko w niektórych skałach omawianego masywu. Występuje on w nich w postaci pojedynczych i drobnych blaszek. Z minerałów akcesorycznych spotyka się tu drobne ilości apatytu i tlenków żelaza.

Ostonę tych skał tworzy mieszana seria: osadowo-wulkaniczna umownie zaliczona do proterozoiku i kambry (?). Wchodzące w jej skład zlepieńce polimiktyczne, piaskowce tufogeniczne, tufity, łupki ilasto-fylitowe i podrzędnie wapienie, w pobliżu granitoidów przechodzą w łupki krystaliczne i gnejsy zlepieńcowe. Wśród tych ostatnich spotyka się łupki gruzełkowe i skarny. Aureola metamorficzna omawianego plutonu w jego części SW ma szerokość 0,5—1,5 km, w części NE natomiast jest trudna do określenia, gdyż zazębia się ona z wysoko metamorficznymi skałami antyklinalium kobdowskiego. Strukturalnie, badane granitoidy tworzą jądro symetrycznej jednostki antyklinalnej o przebiegu NW—SE. Na przedłużeniu tego masywu w kierunku NW obserwuje się drobne ciała skał granitoidowych, dające również, lecz nie wszędzie zmiany kontaktowe z osłoną. W kierunku SE natomiast stwierdzono więcej wystąpień skał termicznie zmetamorfizowanych, co by wskazywało na obecność granitoidów na niedużej głębokości.

W bezpośrednim sąsiedztwie wspomnianych granitoidów występują głównie drobnoblaszkowe łupki kwarcowo-muskowitowe, drobnoziarniste paragnejsy, gnejsy szarogłazowe. Te ostatnie są skałami o wyraźnie kierunkowej teksturze, ale o zachowanym jeszcze zespole mineralnym szarogłazów m. in. okruchów obcych skał. Tylko lokalnie notowano w tej strefie łupki łyszczykowe zalbityzowane i łupki łyszczykowe z poprzecznym biotytem. Pierwsze z nich przedstawiają skały wyraźnie laminowane o poprzerywanych warstewkach zbudowanych z drobnoblaszkowego biotyty. Część ciemnego łyszczyku tych skał nie wchodzi w skład lamin, lecz zajmuje dowolne położenie. Skały te są często stosunkowo bogate w blasty albitu, które niekiedy ogarniają w formie wrostków kierunkowo ułożone blaszki biotyty. Poprzeczny biotyt bywa notowany w omawianym rejonie nie tylko w niektórych łupkach łyszczykowych, lecz również niekiedy i w paragnejsach.

Jest możliwe, że zaznaczające się na niewielkich odcinkach omawianej strefy kontaktowej procesy doprowadzające albit, jak również powodujące wzrost poprzecznego biotyty, wiążą się z intruzją omówionych granitoidów, zwłaszcza że w bezpośrednim jej otoczeniu stwierdzono lokalnie obecność skał zmienionych termicznie — hornfelsy kordiertowe.

Granitoidy obszaru Duut reprezentują wschodnią część dużego masywu wykraczającego w kierunku zachodnim poza obszar objęty badaniami. Masyw ten w okolicy Duut przedstawia skomplikowaną formę geologiczną: w części SW zazębia się on palczasto i na ogół zgodnie ze skałami osłony, w części NE natomiast przecina je niezgodnie.

Granitoidy pld.-zachodniej części omawianego wystąpienia zdradzają lokalnie słabo widoczną, równoległą smużystość. Zawierają one liczne fragmenty zmetamorfizowanych skał osłony. Te ostatnie układają się zgodnie ze smużystością, która z kolei zgodna jest w przybliżeniu ze stratyfikacją i foliacją skał osłony.

Granitoidy pln.-wschodniej części wystąpienia Duut są w zasadzie bezkierunkowe, a pojawiająca się w nich lokalnie smużystość nie zdradza jednolitej orientacji przestrzennej. Spotykane w nich nieliczne fragmenty skał osłony nie wykazują również tendencji do jednolitego ukierunkowania.

Podczas gdy we wszystkich dotychczas scharakteryzowanych masach ilościowo dominowały skały jasne, na omawianym obecnie obszarze przeważają zdecydowanie skały ciemne — mianowicie tonality hornblendowe lub tonality stosunkowo bogate w biotyt. Całkiem lokalnie na obszarze tym notowano skały jasne — przeważnie leukogranity zwyczajne lub leukogranodioryty.

Tonality hornblendowe przedstawiają tu skały o hipautomorfowo-ziarnistej strukturze i bezładnej teksturze. Zbudowane są one głównie z dużych ziarn plagioklazów, kwarcu i hornblendy, a nierzadko i z dobrze rozwiniętych blaszek biotyту. Prawie we wszystkich skałach omawianego obszaru stwierdzono występowanie skaleni potasowych, zwykle tylko w niedużych ilościach. Składnikiem powszechnym tych skał jest tytanit, notowany często w postaci dużych i całkiem automorficznych kryształów. Kwarc występuje tu w postaci dużych i czystych ziarn, często o lekko falistym wygaszaniu światła. Ilościowo dominującymi składnikami są plagioklasy wykształcone, podobnie jak w poprzednio scharakteryzowanych granitoidach, w postaci dużych i dobrze rozwiniętych tabliczek. Notowano je w postaci ziarn całkiem czystych oraz w postaci kryształów w wysokim stopniu poprzerastanych serycytem. Te ostatnie są zazwyczaj bogatsze w anortyt (andezyn) od pierwszych, które zwykle są oligoklazem. Powszechnie obserwowano u skaleni sodowo-wapiennych budowę pasową. Stopień zachowania takich pasowych plagioklazów jest niejednorodny, tzn. mają one silnie poprzerastane serycytem strefy wewnętrzne przy zupełnie czystych obwódkach. Różnica w zawartości anortytu w partiach centralnych i obwódkach jest niewielka — rzędu 4—5%, z tym że zawsze bogatsza w ten składnik jest część wewnętrzna danego ziarna. Często obserwowano w tych skałach łagodne wygięcia lametek bliźniaczych plagioklazów.

Amfibole są tu reprezentowane przez hornblendę o pleochroizmie:  $\gamma$ ,  $\beta$  — zielona,  $\alpha$  — jasnozielona i  $\angle Z/\gamma = 16^\circ$ . Niekiedy w dużych ziarnach hornblendy notowano wrostki pistacytu, a także tlenków żelaza.

Biotyt brunatny, często w postaci dobrze wykształconych blaszek, zdaje się występować tu w równowadze z hornblendą. Udział ciemnego łyszczyku w omawianych skałach jest dość zmienny, przeważa on niekiedy ilościowo nad hornblendą, w innych zaś stosunek jest odwrotny. Jednak wykształcenie biotyту w obu wspomnianych typach skalnych jest takie samo.

Wśród głównej masy ciemnych tonalitów tylko całkiem lokalnie stwierdzono obecność leukogranitoidów. Są one przeważnie granitami zwyczajnymi zawierającymi z ciemnych składników jedynie niewielkie ilości chlorytu. W skałach tych dość prawidłowo wykształcone są plagioklasy, do których dostosowują swoje kształty skalenie potasowe, przeważnie w wysokim stopniu skaolinizowane i często ujawniające mikroklinową kratkę bliźniaczą.

Spotykane wśród granitoidów duńskich utwory metamorficzne reprezentowane są przez skały o bardzo charakterystycznym wyglądzie. Mają one barwę ciemną, na której tle widoczne są liczne jasne plamy o średnicy do 0,5 cm. Skały te były pierwotnie łupkami łyszczykowo-biotytowymi. Następnie z tych owalnych, jasnych miejsc łyszczyki zostały wyparte, a ich miejsce zajęły blasty albitu. Należy zatem skały te określić mianem zalbityzowanych łupków kwarcowo-łyszczykowych. Albit ten jest cały przetkany blaszkami biotyту, a niekiedy obrasta i drobne słupki hornblendy.

Oprócz wyżej wspomnianych łupków zalbityzowanych wśród granitoidów masywu duutskiego notowano wtrącenia całkiem drobnoziarnistych gnejsów plagioklazowo-kwarcowych z biotytem i chlorytem. Notowano tu także łupki kwarcowo-łyszczykowe w różnym stopniu zalbityzowane. W niektórych skałach stwierdzono pseudomorfozy zbudowane z drobnych blaszek łyszczyków i chlorytu. Nie jest wykluczone, że są to pozostałości po kordierycie, jakkolwiek na całym omówionym obszarze nie stwierdzono reliktów tego ostatniego.

Otoczenie masywu duutskiego składa się z łupków biotyto-amfibolowych, gnejsów hornblendowo-biotytowych, gnejsów albitowych, zalbityzowanych łupków łyszczykowych i tzw. gnejsów szarogłazowych. Te ostatnie przedstawiają skały o wyraźnie kierunkowej teksturze, lecz o zachowanym jeszcze składzie szarogłazów.

Podobnie jak w skałach metamorficznych występujących w obrębie masywu granitoidowego nie stwierdzono i tu wyraźnego oddziaływania termicznego intruzji, pomijając owe domniemane pseudomorfozy po kordierycie. Całkiem lokalnie, w pobliżu kontaktu z granitoidami duutskimi stwierdzono skały bogate w turmalin. Są one zbudowane głównie z albitu, któremu towarzyszy hornblenda w postaci dużych ziarn o intensywnie zielonych barwach. Kwarc występuje tu w postaci dużych i czystych ziarn zamykających niekiedy w formie wrostków drobne tabliczki plagioklazów. Turmalin jest zaś obecny w postaci dość licznych i dużych ziarn o zielonych i sinoniebieskich barwach. Możliwe, że „zgrejzenowanie” tych skał, czyli wzbogacenie w kwarc i turmalin było wynikiem działalności roztworów hydrotermalnych związanych z intruzją granitoidu duutskiego.

Omawiane granitoidy w okolicy Duut poprzecinane są szeregiem dyslokacji o przebiegu NW-SE związanych z tołbonurską strefą tektoniczną ograniczającą omawiany masyw od płn.-wschodu. Strefa ta ma charakter rozłamu (W. A. A m a n t o w e t a l., 1962). W jej zasięgu występują liczne granitoidy zbliżone do alaskitów wieku późnokaledońskiego. Przecinają one opisywane granitoidy salairskie rejonu Duut (J. D o n e t a l., 1968).

#### WNIOSKI KOŃCOWE

Granitoidy Pogórza Kobdowskiego są reprezentowane głównie przez tonalite, które dzielą się tu na dwa typy: 1. leukotonalite zbudowane głównie z plagioklazów z podrzędnym na ogół biotytem oraz 2. tonalite ciemne reprezentowane przez odmiany hornblendowe i biotytowe. Znacznie rzadziej na omawianym terenie notowano granity zwyczajne, granity monzonitowe, granodioryty i dioryty. Analizy mikrometryczne granitoidów zestawiono w tabeli 1, wyniki zaś analiz chemicznych w tabelach 2 i 3.

Oddziaływanie termiczne, a niekiedy i metasomatyczne omawianych intruzji na skały otoczenia przejawiało się powstaniem w ich aureolach kontaktowych hornfelzów andaluzytowych, gnejsów kordierytowych, skarnów i łupków łyszczykowych lub kwarcowych z postkinematyczną hornblendą. Hornfelzy andaluzytowe, gnejsy kordierytowe i skarny sąsiadują z ciałami granitoidowymi na bardzo krótkich odcinkach. Natomiast dość często w aureolach kontaktowych granitoidów, stwierdzano łupki z postkinematyczną hornblendą. Obecność tych łupków w sąsiedz-

Tabela 2 — Table 2

Zestawienie wyników analiz chemicznych granitoidów w procentach wagowych  
Results of chemical analyses of the granitoids (weight per cent)

	1	2	3	4	5	6
SO <sub>2</sub>	65,54	66,22	66,68	70,44	69,37	73,80
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,45	0,41	0,28	0,22	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,15	18,32	18,32	17,00	17,65	16,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	0,74	0,86	0,47	1,49	0,28
FeO	1,23	2,03	1,16	1,15	0,01	0,29
MnO	0,07	0,06	0,05	0,05	0,01	0,02
MgO	1,90	1,41	1,24	1,15	0,55	0,05
CaO	4,88	3,57	3,39	2,75	1,28	1,80
Na <sub>2</sub> O	3,75	4,37	4,37	3,45	4,20	2,42
K <sub>2</sub> O	1,91	1,90	2,75	2,82	4,50	3,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,11	0,14	0,09	0,07	śl.
SO <sub>3</sub>	0,02	—	śl.	śl.	0,21	—
H <sub>2</sub> O (+ -)	1,24	0,86	0,61	0,51	0,26	0,77
Suma — Total	99,77	99,97	99,88	100,21	99,82	99,18

Masywy granitoidowe: 1 — Duut; 2, 3 — Tułatin Dedu Oron; 4, 5, 6 — Char Us Nuur.

Analizy zostały wykonane przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie.

Granitoid massifs: 1 — Doot massif; 2, 3 — Tulatin Dedoo Oron; 4, 5, 6 — Khar Us Noor.

Analyses carried out by the Geological Prospecting Comp., Cracow.

Tabela 3 — Table 3

Zestawienie wyników analiz chemicznych granitoidów  
Minerały normatywne CIPW  
Results of chemical analyses of the granitoids  
normative minerals CIPW

	1	2	3	4	5	6	
Kwarc	23,52	22,50	21,48	31,98	24,36	43,38	Quartz
Ortoklaz	11,12	11,12	16,12	16,68	26,69	17,79	Orthoclase
Albit	31,44	37,20	36,68	28,82	35,63	20,44	Albite
Anortyt	23,35	16,96	16,12	12,79	5,56	8,90	Anortite
Hipersten	5,20	5,90	4,65	3,96	1,30	1,63	Hyperstene
Korund	0,41	2,86	2,35	3,67	3,77	6,22	Corundum
Hematyt	—	0,64	0,96	—	1,44	—	Haematite
Ilmenit	0,46	0,76	0,76	0,61	—	0,15	Ilmenite
Apatyt	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	—	Apatite
Magnetyt	—	—	—	0,70	—	0,46	Magnetite
Rutyl	2,55	—	—	—	0,24	—	Rutile
Piryt	—	—	—	—	—	—	Pyrite

Objaśnienia jak w tabeli 2. Explanation see Table 2.

twie ciał granitoidowych świadczy o niedoborze potasu i mineralizatorów w osłonie, koniecznych do powstania biotyту. Gdyby potasu i mineralizatorów było tam pod dostatkiem, w miejsce łupków łuszczkowych z postkinematyczną hornblendą powstałyby łupki łuszczkowe z postkinematycznym biotytem — łupki plamiste.

Brak potasu i mineralizatorów w osłonie jak i obecność agmatytów w miejsce nebulitów dowodzi, że intruzje te osiągnęły stosunkowo sztywne i płytkie partie litosfery.

Trudno obecnie wyjaśnić, dlaczego tylko całkiem lokalnie powstały na styku z granitoidami „wysokotermiczne” hornfelzy andaluzytowe. Ustalenie tego będzie wymagało dalszych, systematycznych badań zarówno terenowych, jak i laboratoryjnych.

Podobnie, trudno się pokusić, dysponując tylko przeglądowym materiałem, o ustalenie genezy tych intruzji. Kształt niektórych omawianych ciał granitoidowych, a zwłaszcza masywu Tułatin Dedu Oron, zdają się sugerować, iż omawiane granitoidy powstały w wyniku ultrametamorfozy, czyli mielibyśmy tu do czynienia z intruzjami typu reomorficznego. Jednak należy zaznaczyć, że pogląd ten wymaga sprawdzenia i obecnie może być tylko wyrażony w formie hipotezy roboczej.

Zarówno niektóre granitoidy, jak i część skał ich osłony uległy albityzacji, jednak penetracja roztworów sodonośnych na omawianym obszarze nie miała ani zbyt wielkiego nasilenia, ani też dużego zasięgu. Tylko całkiem lokalnie uległy albityzacji same granitoidy i podobnie selektywnie zostały zaalbityzowane skały osłony. Roztwory sodonośne powodowały tu głównie wzrost albitu kosztem bardziej zasadowych plagioklazów, rzadziej kosztem kwarcu i łuszczków. Prawdopodobnie ta penetracja roztworów sodonośnych spowodowała również w niektórych przypadkach wzbogacenie w sól hornblendy zwyczajnej. Pleochroizm takich amfiboli charakteryzuje lekko niebieskawy odcień.

Wydzielane kartograficznie dwie odmiany granitoidów Pogórza Kobdowskiego — smużyste i bezkierunkowe — zajmują różną pozycję geologiczną w architekturze salairskiego piętra strukturalnego. Granitoidy smużyste grupują się głównie w antyklinorium kobdowskim, podczas gdy bezkierunkowe w obszarach synklinorialnych. Różny jest również stosunek tych utworów do skał osłony. Pierwsze przebiegają zgodnie ze strukturami salairskimi i łączą się szeroką strefą przejściową z metamorficzną aureolą, drugie zaś są na ogół niezgodne z planem tektonicznym osłony i graniczą z nią ostro.

Salairski wiek plutonu Pogórza Kobdowskiego zdaje się być bezsporny. Obejmuje on bowiem kompleksy skalne do kambru środkowego włącznie, a otoczkami granitoidów z nim związanych znajdują się w osadach ordowiku spoczywających niezgodnie zarówno na kambrze środkowym, jak też na granitoidach omawianego plutonu. Jedynie masyw granitoidowy Arszan Uła, a raczej jego część wewnętrzna utworzona z leukogranitów być może odpowiada wiekowi młodokaledońskiemu alaskitowi tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej (J. Don et al., 1968).

*Katedra Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego*

*Wrocław, ul. Cybulskiego 30 (M. Dumicz, J. Don)*

*Katedra Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego*

*Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93 (K. Kozłowski)*



WYKAZ LITERATURY  
REFERENCES

- Amantov V.A. — Амантов В. А., (1963), Основные черты стратиграфии и условия образования комбрийских отложений Северо-Западной Монголии. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.
- 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.
- Bezzubsev V.V. — Беззубцев В. В. (1963), О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна Р. Дзабхан — Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.
- Bezzubsev V.V., Luvsan-Danzan B., Fedorovskij 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 геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.
- Bezzubsev V.V., Volchek I.I. — Беззубцев В. В., Волчек И. И. (1963), Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.
- Don J., Dumicz H. (1964), Budowa geologiczna południowej części obszaru górskiego Chasagtu Chairchan Uł w Zachodniej Mongolii. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, z. 4, Kraków.
- Don J., Dumicz M., Biernat S., Bereś B. (1968), Harpolit granitowy tołbonurskiej strefy dyslokacyjnej (Mongolia Zachodnia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 38, z. 4, Kraków.
- Dumicz M., Don J. (1969), Zarys geologiczny Ałtaju Mongolskiego w okolicy Kobdo. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 85, *Pr. geol.-mineral.* 1, Wrocław.
- Dumicz M., Don J., Bereś B. (1969), Krystaliczne utwory proterozoiku gór Tochtochin Szili (Mongolia Zachodnia). *Acta Universitatis Vratislavensis* 85, *Pr. geol.-mineral.* 1, Wrocław.
- Kirschke J. (1969), Pierwsze znalezisko graptolitów w sylurze Mongolii. First findings of graptolites in the Silurian of Mongolia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 39, z. 4, Kraków.
- Kozłowski S., Sliwiński S. (1964), Budowa geologiczna północnej części gór Chasagtu Chairchan Uł w Zachodniej Mongolii. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, z. 4, Kraków.
- Luvsan-Danzan B. — Лувсни-Данзан Б. (1963), Гранитоидные комплексы Северо-Западной части Монгольского Алтая. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.
- Selevanov E.I. — Селеванов Е. И. (1963), Некоторые данные по тектонике и развитию современного рельефа Монгольского Алтая и сопредельных районов. Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Москва.

SUMMARY

Three structural levels are distinguished in the region of the Khobdo hills and of the adjoining part of the Mongol Altai range, viz. the lower, middle and upper ones.

The Lower structural level consists of metamorphic rocks of Proterozoic age. They occur in the core of the Khobdo anticlinorium, preserved as relicts in the Salairian granitoids.

The middle structural level comprises the geosynclinal sedimentary rocks of Late Proterozoic, Early Cambrian and Middle Cambrian age, and the Salairian granitoids. The Salairian folding exerted a paramount influence on the structure of this level. The principal structural units of the described region i.e. the Khobdo anticlinorium (central unit) and the two adjoining synclinoria: the Khar Us Noor synclinorium (north-eastern unit) and the Doot synclinorium (south-western unit) were formed during this folding.

The upper structural level comprises the epicontinental and continental sedimentary rocks of Ordovician, Silurian and Devonian age and the Late Caledonian granitoids. The sedimentary rocks belonging to this level are preserved only in the synclinal units, where they overlie discordantly the lower structural level.

The Salairian granitoids play a prominent role in the structure of the described area, covering c. 50 per cent of the surface of Pre-Tertiary rocks. Two varieties viz. the banded and the homogenous ones were distinguished macroscopically among these granitoids. The banded granitoids form a huge massif in the core of the Khobdo anticlinorium. Instead, the homogenous ones are building smaller massifs in the synclinal areas, namely the massif of the west shore of the Khar Us Noor lake, and the Arshan Ula massif in the Khar Us Noor synclinorium and the Tulatin Dedoo Oron massif and the Doot massif in the Doot synclinorium.

From the petrographic point of view these granitoid massifs consist chiefly of tonalites, among which two types were distinguished, namely the leucotonalites composed mainly of plagioclases with subordinate biotite, and dark tonalites comprising two varieties, one containing hornblende, the other containing biotite. Ordinary granites, monzonite granites, granodiorites and diorites are occurring much less frequently in the described area. Micrometric analyses of the granitoids are presented in Table 1, and the results of chemical analyses in Table 2 and 3.

The thermal action of igneous rocks on the country rocks was weak. Thermally altered rocks are absent in the majority of contact zones of the granites. Only locally andalusite hornfelses occasionally accompanied by cordierite gneisses occur in small section in the contact zones of the granitoids. Schists with postkinematic hornblende are the most common rocks present in the contact zones. The presence of these rocks in the neighbourhood of granitoids indicate a deficiency in potassium and in mineralizers required for the formation of biotite in the country rocks. In the case of sufficient amounts of the above components one would expect the crystallization of postkinematic biotite instead of amphibole, and the formation of so-called spotted schists. The deficiency in potassium and mineralizers in the country rocks and the presence of agmatites instead of nebulites indicate that the granitoid intrusions reached relatively rigid and shallow zones of the lithosphere.

Field observations led to the working hypothesis that the granitoids were formed as a result of ultrametamorphism, and that the intrusions were of rheomorphic type. These hypotheses which require a verification seem to be confirmed by the shape of some of the granitoid bodies

especially of the Tulatin Dedoo Oron massif. Intrusions of this type were relatively cool and less liquid than the „normal” magma and therefore the thermal effect in their contact zones are weak.

Some of the granitoids and a part of the country rocks around them were subject to albitisation, but the penetration of the sodium-bearing solutions had neither a great intensity nor a great extent. The albitisation affects the granitoids only locally and the country rocks were albitized selectively. The sodium-bearing solutions caused chiefly the growth of albite to the expense of more basic plagioclases, and, more rarely, of quartz and micas. The penetration of these solutions caused probably the enrichment of the common hornblende in sodium. Such amphiboles are characterised by slightly bluish shades of pleochroism for the vectors gamma and beta.

The banded and the homogenous granitoids of the region of the Kobdo Hills were mapped separately. These two varieties have different positions in the structure of the Salairian structural level, and different relations to the country rocks. The banded granitoids are concordant with the Salairian structures, and are linked by a wide passage zone with the metamorphic aureole, while the homogenous ones are generally discordant in relation to the structures of the country rocks and their boundaries are sharp.

The Salairian age of the pluton of the Khobdo Hills is beyond doubt, as it intrudes rocks ranging in age up to Middle Cambrian, and pebbles of granitoids of this pluton are found in Ordovician sedimentary rocks overlying discordantly both the Middle Cambrian rocks and the granitoids .

*translated by R. Unrug*

*Department of General Geology*

*University of Wrocław*

*Wrocław, 30 Cybulski Str.*

*(M. Dumicz, J. Don)*

*Department of Petrographic*

*University of Warszawa*

*Warszawa, 93 Żwirki i Wigury Str.*

*(K. Kozłowski)*

#### VOCABULARY OF GEOGRAPHIC NAMES

English transcription  
in the text

Polish transcription  
on the maps

Arshan Ula

Arszan Ula

Doot

Duut

Khar Us Noor

Char Us Nuur

Khobdo

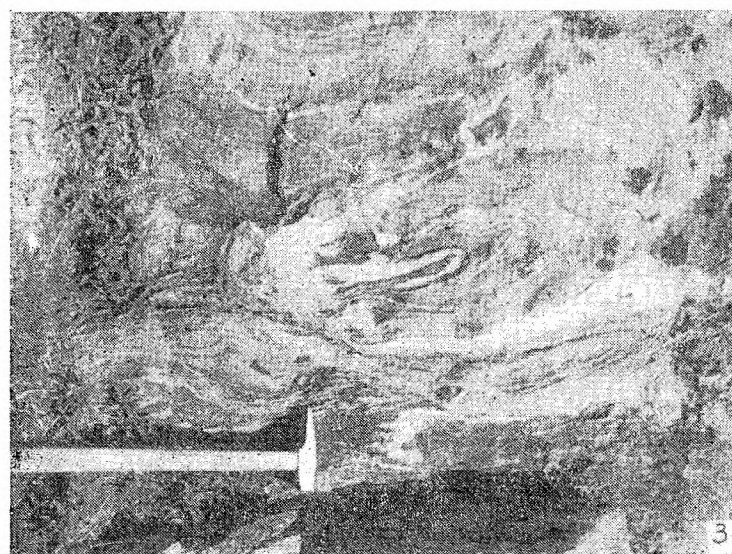
Kobdo

Tulatin Dedoo Oron

Tułatin Dedu Oron

OBJAŚNIENIA TABLICY CXIII  
EXPLANATION OF PLATE CXIII

- Fig. 1. Relikty skał osłony, głównie paragnejsów, w obrębie granitoidów anty-  
klinorium kobdowskiego
- Fig. 1. Relics of country rocks, mainly of paragneisses in the granitoids of the  
Khobdo anticlinorium
- Fig. 2. Fragment pola agmatytowego wśród granitoidów antyklinorium kobdow-  
skiego
- Fig. 2. A fragment of an agmatite field within the granitoids of the Khobdo anti-  
clinorium
- Fig. 3. Migmatyt typu arterytowego w strefie kontaktowej granitoidów smużystych  
z metamorficzną osłoną w obszarze antyklinorium kobdowskiego
- Fig. 3. Arterite migmatite in the contact zone of the banded granitoids and of the  
metamorphic country rocks in the Khobdo anticlinorium



H. Dumicz, J. Don, K. Kozłowski