Kwartalnik Geologiczny t. 28, nr 3/4, 1984 r. str. 491 – 502

UKD 552.321.1/.4 + 552.42/.43 : 551.228 : 550.836.2(181m1000) : 552.161 : 549.651.2 : 548.0 : 535 : 536.241.032[580 – 630°C](438 – 14 Bystrzyca Kłodzka, Trzebieszowice – 0)

Leszek KRZEMIŃSKI

# Zmienność cech optycznych plagioklazów w polu termicznym intruzji kłodzko-złotostockiej

Przedstawiono charakterystykę petrograficzną skał osłony granitoidowej intruzji kłodzko-złotostockiej w okolicy Trzebieszowic. Ilościowo przeważają tu różne odmiany gnejsów, nieco rzadsze są amfibolity, a podrzędnie występują łupki amfibolowe, marmury krzemianowe, erlany i skały amfibolowo-piroksenowe. Na podstawie badań optycznych stanu uporządkowania struktury plagioklazów określono zmienność pola termicznego intruzji. Minimalny zasięg termicznego oddziaływania intruzji w badanym obszarze wynosi 1000 m. Badania asocjacji mineralnych wykazały, że skały uległy metamorfizmowi kontaktowemu w facji hornblendowo-hornfelsowej, a maksymalne temperatury nie przekraczały 580 – 630°C, przy założeniu panujących ciśnień $P_f$ = 0,5 – 2 kb (50 – 200 MPa).

## WSTĘP

Granitoidowa intruzja (masyw) kłodzko-złotostocka odsłania się w depresji topograficznej między Górami Złotymi, Górami Bardzkimi i Krowiarkami. W części południowo-wschodniej graniczy z metamorfikiem Lądka – Śnieżnika. Kontakt intruzji ze skałami osłony ma charakter dyskordantny pierwotny; skały masywu pod kątem 30° ścinają swą osłonę metamorficzną i zapadają na południe (I. Wojciechowska, 1975*a*).

Badaniami objęto niewielki fragment południowej osłony intruzji między Ołdrzychowicami Kłodzkimi a Trzebieszowicami (fig. 1). Występujące tu skały J. Don (1964) zalicza do serii strońskiej, natomiast K. Smulikowski (1979) – do serii blastomylonitycznej, dla której skały serii strońskiej stanowiły materiał pierwotny. I. Wojciechowska (1975*b*) uważa, że większość skał gnejsowych na omawianym terenie to gnejsy gierałtowskie kompleksu infrakrustalnego. W kompleksach paragnejsów strońskich spotyka się jedynie pojedyncze ławice wtórnie wzbogacone w skalenie, stanowiące przejścia w gnejsy gierałtowskie.

Według K. Smulikowskiego (1979) seria strońska w całości powstała ze skał suprakrustalnych – osadów i wulkanitów, przeważnie w średniociśnieniowym

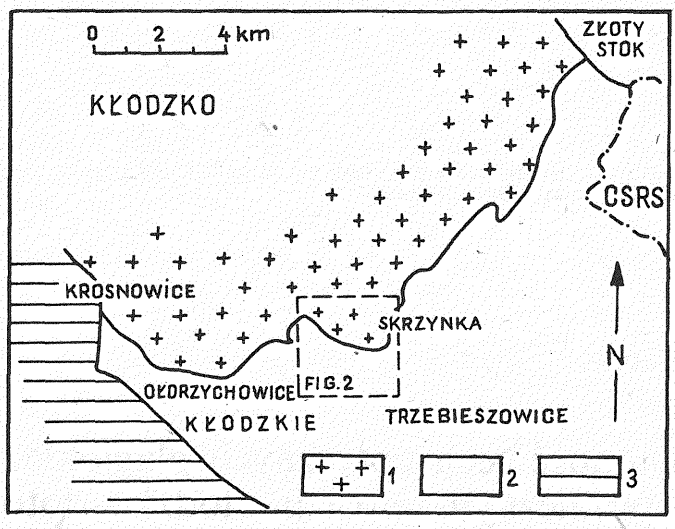


Fig. 1. Szkic geologiczny północno-wschodniej części Sudetów Kłodzkich (według J. Dona, 1964)
Geologic sketch-map of north-eastern part of the Sudety Kłodzkie (after J. Don, 1964).
Jednostki strukturalne: 1 – granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki; 2 – metamorfik Lądka–Śnieżnika; 3 – rów Nysy
Structural units: 1 – Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif; 2 – Lądek–Śnieżnik metamorphic area; 3 – Nysa graben

i niskotermicznym sektorze facji amfibolitowej. Przeważająca masa łupkowo-paragnejsowa pochodzi z osadów piaskowcowo-mułowcowych, marmury i erlany reprezentują osady wapienno-dolomityczne, a amfibolity i łupki amfibolowe – margle.

Na obszarze położonym obecnie na północ od metamorfiku Lądka – Śnieżnika doszło w czasie orogenezy waryscyjskiej do wysokotemperaturowej progresji metamorficznej, która przekroczyła krzywą topienia granitu i doprowadziła do wytopienia palingenetycznej magmy granitoidowej. Magma wzniosła się następnie w górę, tworząc masyw kłodzko-złotostocki. Oznaczenia wieku metodą K-Ar wykonane przez T. Depciucha (1972) dały wyniki 295–298 mln lat, co odpowiada fazie asturyjskiej.

Na południowych kontaktach intruzyjnych (fig. 2) doszło do termicznych przeobrażeń skał osłony, przeważnie w warunkach facji hornblendowo-hornfelsowej, a w niektórych ostańcach osłony stropowej w facji piroksenowo-hornfelsowej (M. Kuźniarski, 1976).

Celem opracowania było zbadanie przestrzennej zmienności pola temperaturowego intruzji w okolicy Trzebieszowic oraz fizycznych warunków przemian kontaktowo-metamorficznych. Zmienność tę uchwycono badając metodami optycznymi stan uporządkowania struktury plagioklazów. Przedstawiono także krótką charakterystykę petrograficzną skał osłony.

Autor pragnie wyrazić serdeczne podziękowanie doc. drowi J. Ansilewskiemu za pomoc i cenne uwagi w trakcie wykonywania niniejszego opracowania oraz osobom, które pomogły mu w przygotowaniu go do druku.

Tabela 1

**Skład mineralny gnejsów, amfibolitów i łupków amfibolowych (w % obj.)**

| Rodzaj skały | Nr próbki | Składniki skał | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Kwarc | Plagioklaz | Skaleń potasowy | Biotyt | Chloryt | Muskowit | Pinitowe pseudomorfozy | Hornblenda | Amfibol bezbarwny | Piroksen | Granat | Serycyt | Tytanit | Epidot | Apatyt | Cyrkon | Min. nieprzezroczyste | Tlenki żelaza | Prehnit | Kalcyt | Inne |
| Gnejs łyszczykowy spinityzowany | 13 S | 46,7 | 16,5 | 11,9 | 16,9 | | 2,3 | 5,3 | – | – | – | – | – | – | 0,1 | 0,0 | – | 0,3 | – | – | – | – |
| Gnejs biotytowy | 12 C | 29,4 | 45,3 | 13,2 | 10,9 | – | 0,0 | – | – | – | – | – | – | – | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,5 | – | – | – | – |
| Gnejs amfibolowo-biotytowy | 12 A | 39,3 | 44,1 | 7,1 | 3,6 | 1,8 | – | – | 2,6 | – | – | – | – | 1,0 | 0,2 | 0,0 | – | 0,3 | – | – | – | – |
| Gnejs granatowo-biotytowy | 7 A | 26,7 | 33,6 | – | 33,9 | | – | – | – | – | – | 3,3 | – | 0,0 | 0,0 | 0,4 | 0,0 | 2,1 | – | – | – | – |
| Gnejs amfibolowo-chlorytowy | 5 D | – | 48,0 | – | – | 15,6 | – | – | 32,4 | – | – | – | – | 3,5 | 0,0 | – | – | 0,1 | – | 0,4 | – | – |
| Gnejs piroksenowy | 8 D | 36,5 | 22,3 | – | 0,0 | – | – | – | 0,3 | – | 17,1 | – | 19,0 | 0,4 | 0,0 | 0,1 | – | 0,1 | – | 3,3 | 1,0 | – |
| Amfibolit drobnoziarnisty cienkolaminowany | 5 A | 2,8 | 13,9 | – | – | 0,3 | – | – | 73,3 | – | – | – | 7,0 | 1,3 | – | 0,5 | – | 0,3 | 0,0 | 0,1 | – | – |
| Amfibolit drobnoziarnisty grubolaminowany | 6 E | 5,5 | 34,8 | – | 0,8 | – | – | – | 52,3 | 0,8 | – | – | – | 1,3 | – | 0,0 | 0,2 | 4,3 | – | – | – | – |
| Amfibolit średnioziarnisty | 2 | 3,5 | 20,1 | – | 0,3 | 1,6 | – | – | 66,0 | – | – | – | 2,2 | 2,5 | – | 0,2 | – | 2,8 | 0,6 | – | – | 0,2 |
| Łupek amfibolowy | 3 D | – | 0,3 | – | – | 0,0 | – | – | 79,1 | – | 3,5 | – | 9,3 | 1,6 | – | – | – | 3,0 | 0,3 | – | 2,9 | – |

Tabela 2

**Skład mineralny marmurów krzemianowych i erlanów (w % obj.)**

| Rodzaj skały | Nr próbki | Składniki skał | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Kalcyt | Kwarc | Plagioklaz + serycyt | Klinopiroksen | Amfibol | Granat | Tytanit | Min. nieprzezroczyste | Chloryt | Jasny łyszczyk | Apatyt | Epidot | Cyrkon | Prehnit | Mieszanina: klinopiroksen + granat + prehnit + tytanit |
| Marmur krzemianowy | 8 A | 71,5 | 10,3 | 8,1 | 3,5 | 1,1 | 1,4 | 1,3 | 1,0 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,2 | 0,1 | 0,0 | – |
| Marmur krzemianowy | 8 C | 58,0 | 9,4 | 19,1 | 10,1 | 2,2 | – | 0,9 | 0,2 | – | – | 0,1 | – | – | – | – |
| Erlan | 10 | 1,6 | – | – | 31,2 | – | 17,3 | 2,0 | – | 0,2 | – | 0,3 | 24,4 | 0,0 | 13,1 | 9,7 |

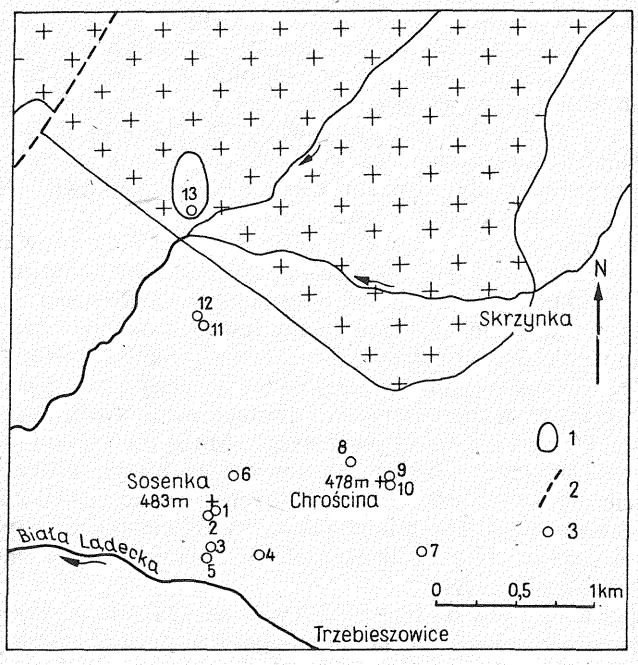


Fig. 2. Zarys kontaktu intruzji kłodzko-złotostockiej ze skałami osłony w okolicy Trzebieszowic (według I. Wojciechowskiej, 1975*a*)

The outline of contact of the Kłodzko – Złoty Stok massif and country rocks in the vicinity of Trzebieszowice (after I. Wojciechowska, 1975*a*)

1 – ostaniec osłony stropowej; 2 – uskok; 3 – miejsca pobrania próbek; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – roof remnant; 2 – fault; 3 – sampled localities; other explanations as given in Fig. 1

## CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ OSŁONY KONTAKTOWEJ

Zebrany materiał skalny podzielono na sześć zasadniczych grup: 1 – gnejsy, 2 – amfibolity, 3 – łupki amfibolowe, 4 – skały amfibolowo-piroksenowe, 5 – marmury krzemianowe i 6 – erlany.

Wśród gnejsów wyróżniono szereg odmian różniacych się jakością minerałów ciemnych. Są to: gnejsy łyszczykowe spinityzowane, gnejsy biotytowe i amfibolowo-biotytowe, gnejsy granatowo-biotytowe, gnejsy amfibolowo-chlorytowe, gnejsy piroksenowe oraz gnejsy amfibolowe (tab. 1).

Grupę amfibolitów podzielono na trzy odmiany strukturalno-teksturalne. Są to: amfibolity drobnoziarniste cienkolaminowane, amfibolity drobnoziarniste grubolaminowane i amfibolity średnioziarniste (tab. 2).

### GNEJSY

Gnejsy łyszczykowe spinityzowane są to skały o makroskopowo widocznej teksturze kierunkowej zaznaczającej się występowaniem cienkich lamin łyszczykowo-skaleniowych. Strukturę mają granolepidoblastyczną, hetero-

blastyczną, miejscami kataklastyczną. Wśród głównych składników mineralnych najliczniejszy jest kwarc, w mniejszych ilościach występują: plagioklaz, biotyt i skaleń potasowy (najczęściej mikropertyt mikroklinowy). Plagioklaz jest czystym albitem ($An_0$) lub skład jego waha się w granicach $An_{24,5} - An_{35,5}$. Często ma budowę niejednorodną i jest dość silnie zserycytyzowany. Pospolite są zbliźniaczenia albitowe. Składnikami podrzędnymi są pinitowo-chlorytowe pseudomorfozy po kordierycie, chloryt powstały kosztem biotytu oraz muskowit. Akcesorycznie występują: granat, epidot, apatyt i tlenki żelaza.

Gnejsy biotytowe i amfibolowo-biotytowe mają teksturę laminowaną z dość wyraźnym zróżnicowaniem na laminy biotytowe, skaleniowe i kwarcowe oraz strukturę granolepidoblastyczną i heteroblastyczną. Spośród składników mineralnych najliczniej reprezentowany jest plagiokalaz o składzie $An_{7,5} - An_{14}$, a zupełnie wyjątkowo o składzie $An_{22,5} - An_{24}$. Skały te wykształcone są w postaci hipautomorficznych tabliczek częściowo bardziej gruboziarnistych lub w postaci ksenoblastów w drobnoziarnistych strefach mozaikowo zazębiających się ziarn plagioklazu, kwarcu i skalenia potasowego. Mniej liczny jest kwarc, a w ilościach podrzędnych występuje skaleń potasowy oraz biotyt, który niekiedy jest prawie całkowicie schlorytyzowany. W niektórych próbkach oprócz biotytu obecna jest silnie pleochroiczna zielona hornblenda. W ilościach akcesorycznych notowany jest epidot, apatyt, tytanit, tlenki żelaza, cyrkon, drobne blaszki jasnego łyszczyku i sporadycznie rutyl.

Gnejsy granatowo-biotytowe są skałami o wyraźnie laminowanej teksturze; można wyróżnić laminy bogate w biotyt i laminy kwarcowo-plagioklazowe. Struktura jest granolepidoblastyczna, drobnoblastyczna. Głównymi składnikami są: ksenomorficznie lub rzadziej hipautomorficznie wykształcony plagioklaz o składzie albitu (silna serycytyzacja i zmętnienie uniemożliwia dokładniejsze oznaczenia składu), biotyt, chloryt powstały z przeobrażenia biotytu i kwarc. Granat, najczęściej w postaci izometrycznych poikiloblastów, jest składnikiem podrzędnym. Jako minerały akcesoryczne pospolicie spotyka się tlenki żelaza i apatyt, a sporadycznie cyrkon, epidot i tytanit.

Gnejsy amfibolowo-chlorytowe tworzą ok. 2-metrową strefę w obrębie cienkolaminowanych amfibolitów (odsłonięcie 5, fig. 2). Struktura ich jest nematogranoblastyczna, drobnoblastyczna, tekstura kierunkowa, bardzo drobno laminowana. Kierunkowość tekstury podkreśla równoległe do laminacji ułożenie blaszek chlorytu i słupków amfibolu. Głównymi minerałami są: plagioklaz rzadko zbliźniaczony albitowo, silnie zmętniały, co uniemożliwia oznaczenie jego składu, bezbarwny lub bladozielony amfibol oraz chloryt. Pospolitym składnikiem akcesorycznym jest tytanit, a sporadycznie spotyka się epidot, tlenki żelaza oraz cienkie żyłki i gniazda prehnitu.

Gnejsy piroksenowe charakteryzują się teksturą laminowaną i strukturą granoblastyczną, heteroblastyczną, miejscami porfiroblastyczną. Głównymi składnikami mineralnymi są: kwarc, plagioklaz o składzie $An_{35} - An_{43}$ i klinopiroksen. Plagioklazy wykształcone w postaci ksenoblastów najczęściej mają budowę niejednorodną. Pospolite są zbliźniaczenia albitowe, rzadziej peryklinowe i aklinowe. W wielu miejscach plagioklazy są częściowo lub całkowicie zserycytyzowane lub skarbonatyzowane. Bladozielony klinopiroksen należy prawdopodobnie do augitów zwyczajnych lub diopsydowych. W niewielkiej ilości występuje zielona hornblenda. Pospolitym minerałem akcesorycznym jest tytanit; rzadziej spotyka się apatyt, cyrkon, tlenki żelaza, biotyt i epidot. Dość liczne są żyłki i gniazda wypełnione prehnitem i kalcytem.

Gnejsy amfibolowe mają teksturę kierunkową, strukturę nematogranoblastyczną, drobnoblastyczną. Główną masę skały stanowią miejscami

słabo zserycytyzowane plagioklazy, rzadko zbliźniaczone albitowo oraz zielona hornblenda. W podrzędnej ilości towarzyszy im kwarc. Akcesorycznie występują minerały nieprzezroczyste, z którymi bywa stowarzyszony allanit w postaci ziarnistych lub pręcikowych agregatów, drobnołuseczkowe skupienia chlorytu oraz andaluzyt. Pospolity jest tytanit i prehnit.

## AMFIBOLITY

Amfibolity drobnoziarniste cienkolaminowane mają strukturę granonematoblastyczną, miejscami porfiroblastyczną. Zbudowane są z naprzemianległych cienkich lamin składających się z plagioklazów, kwarcu, hornblendy i klinopiroksenu oraz nieco grubszych lamin hornblendowych. Plagioklaz najczęściej ma budowę niejednorodną, często pasową o nieostrych granicach między jądrem a obwódką. Dość rzadko zbliźniaczony jest albitowo, niekiedy też peryklinowo i aklinowo. Skład plagioklazów jednorodnych zmienia się w granicach $An_{35}-An_{56}$, a wyjątkowo $An_{24,5}-An_{26,5}$. Niekiedy są one całkowicie przeobrażone w serycyt i kalcyt i wtedy towarzyszy im klinopiroksen. Miejscami klinopiroksen ulega procesowi uralityzacji. Pospolitymi minerałami akcesorycznymi są leukoksen i tytanit. Spotyka się także apatyt, tlenki żelaza, częściowo schlorytyzowany biotyt oraz żyłki i gniazda prehnitu.

Amfibolity drobnoziarniste grubolaminowane zbudowane są z lamin różniących się między sobą tylko stosunkiem ilościowym minerałów ciemnych (hornblenda) do minerałów jasnych (plagioklaz, kwarc). Struktura tych skał jest granonematoblastyczna. Plagioklaz wykształcony jest najczęściej w postaci ksenoblastów, które niekiedy są silnie zserycytyzowane i zmętniałe. Charakteryzuje się zwykle niejednorodną, często pasową budową o nieostrych granicach między jądrem a obwódką. Nieliczne ziarna jednorodne mają skład oligoklazu ($An_{16,5}$). Kwarc jest minerałem podrzędnym, a akcesorycznie występują: tytanit, minerały nieprzezroczyste, biotyt, cyrkon, apatyt oraz w niektórych partiach skały bezbarwny amfibol.

Amfibolity średnioziarniste cechuje struktura granonematoblastyczna, porfiroblastyczna oraz tekstura kierunkowa. Hornblenda wykształcona jest w postaci dużych ksenomorficznych porfiroblastów, nierzadko o pasowej budowie lub drobnych blastów hipautomorficznych. Plagioklazy są ksenomorficzne, często zbliźniaczone albitowo i zwykle mają budowę pasową. Niekiedy zastępują je pseudomorfozy serycytowe. Pojedyncze oznaczenie składu ziarna jednorodnego dało wynik $An_{40}$. Minerałami akcesorycznymi są: leukoksen, tytanit, chloryt, biotyt, tlenki żelaza, apatyt, epidot oraz występujący między blaszkami biotytu niezidentyfikowany minerał przypominający bezbarwny łyszczyk.

## ŁUPKI AMFIBOLOWE

Pod względem strukturalno-teksturalnym skały te podobne są do wyżej opisanych amfibolitów drobnoziarnistych cienkolaminowanych. Różnica polega na tym, że w łupkach amfibolowych prawie zupełnie brak minerałów jasnych (kwarc, plagioklaz). Pierwotnie obecne w skale plagioklazy uległy całkowitemu przeobrażeniu w serycyt i kalcyt.

**Wyniki badań optycz**

| Parametry | Gnejsy łyszczykowe spinityzowane | | | | | | Gnejsy bio | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 13 S* | 13 S | 13 W | 13 N | 13 N | 13 N | 13 Z | 6 A | 6 A | 6 A |
| Kąt α/010 | +16,5° | +13,5 | +13,0 | −17,0 | −17,5 | −16,5 | +12,0 | −11,5 | −11,5 | −12,0 |
| % mol. An | 28,0 | 25,0 | 24,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 24,0 | 9,0 | 9,0 | 8,0 |
| Kąt $2V_\alpha$ | 86,5° | 80,5 | 82,5 | 95,0 | 94,0 | 88,5 | 81,5 | 93,5 | 90,5 | 97,0 |
| Wskaźnik *I.I.* | 81,0 | 62,5 | 72,5 | 84,0 | 82,0 | 72,5 | 69,0 | 93,0 | 87,0 | 99,5 |

* – numery próbek; ** – kąt α'/001

## SKAŁY AMFIBOLOWO-PIROKSENOWE

Do tej grupy zaliczono skały bogate w piroksen i amfibol, których udział jest równorzędny lub piroksen przeważa nad amfibolem. Cechuje je struktura drobnoblastyczna, nematogranoblastyczna i bardzo wyraźnie laminowana tekstura. Głównym składnikiem jasnym jest ksenomorficznie wykształcony plagioklaz o budowie niejednorodnej, w przeważającej części silnie zserycytyzowany lub całkowicie zastąpiony przez agregat serycytowy. Wraz z klinopiroksenem i podrzędnym epidotem tworzy on jasne laminy. W ciemnych laminach dominuje hornblenda, a klinopiroksen jest tu znacznie rzadszy. W ilościach akcesorycznych występują: tytanit, tlenki żelaza i prehnit.

## MARMURY KRZEMIANOWE

Są to skały o strukturze drobno- lub średnioziarnistej, granoblastycznej, miejscami porfiroblastycznej spowodowanej występowaniem dużych (do 3 mm) blastów granatu z szeregu grossular-andradyt. Tekstura jest laminowana: grube jasnokremowe laminy węglanowe przewarstwione są cieńszymi laminami jasnoróżowymi lub różowozielonymi, w których obok węglanów w znacznych ilościach występują minerały krzemianowe, głównie kwarc, plagioklaz i klinopiroksen (prawdopodobnie salit). Jako składniki podrzędne i akcesoryczne notowane są: jasnozielona hornblenda uległa miejscami procesowi chlorytyzacji, granat, jasny łyszczyk, chloryt, tytanit, apatyt, cyrkon, epidot, serycyt po plagioklazie, minerały nieprzezroczyste i prehnit.

## ERLANY

Skały tej grupy cechuje tekstura bezładna i struktura granoblastyczna, w wielu miejscach poikiloblastyczna lub diablastyczna. Są to skały prawie czysto krzemianowe. Kalcyt występuje w ilości poniżej 2% obj., tworząc duże ksenoblasty z licznymi wrostkami prehnitu, piroksenu, tytanitu i epidotu. Niekiedy tworzy on włókniste wrostki w prehnicie. Głównymi składnikami skał są: bladozielony klinopiroksen (prawdopodobnie salit), epidot, granat z szeregu grossular-andradyt

Tabela 3

nych plagioklazów

| tytowe | | | Gnejsy amfibolowo-biotytowe | | | | | | | Amfibolity drobnoziarniste cienkolaminowane | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 C | 6 D | 6 D | 12 AG | 12 A | 12 D | 12 D | 12 D | 12 D | 12 D | 9 | 9 |
| −12,0 | −11,0 | 17,5** | −9,0 | −8,0 | −10,5 | −10,0 | −10,0 | −10,0 | −10,0 | +9,5 | +5,5 |
| 8,0 | 9,5 | 8,0 | 12,0 | 13,5 | 10,0 | 11,0 | 11,0 | 11,0 | 11,0 | 26,5 | 24,0 |
| 95,5 | 92,5 | 95,0 | 87,5 | 86,5 | 94,0 | 84,0 | 93,0 | 87,5 | 92,0 | 83,0 | 82,5 |
| 97,0 | 91,0 | 94,5 | 84,5 | 83,5 | 96,5 | 75,5 | 95,5 | 82,5 | 92,5 | 69,0 | 73,5 |

oraz mozaikowo wykształcony prehnit. Spotyka się również diablastyczne przerosty prehnitu z piroksenem. Spośród minerałów akcesorycznych pospolity jest tytanit, a znacznie rzadsze: apatyt, cyrkon i chloryt wypełniający spękania w blastach granatów.

## STAN UPORZĄDKOWANIA STRUKTURY PLAGIOKLAZÓW

Stopień uporządkowania struktur plagioklazów na ogół uważa się głównie za funkcję temperatury, przy czym struktury uporządkowane są charakterystyczne dla temperatur niższych, a nieuporządkowane dla wyższych.

Z wyżej wymienionych powodów stopień uporządkowania struktury plagioklazów w powiązaniu z ich składem chemicznym (udział cząsteczki anortytowej) może być wykorzystany jako jakościowy wskaźnik temperatur metamorfizmu kontaktowego. Zmienność uporządkowania atomów Si i Al odbija się na własnościach optycznych plagioklazów, a zwłaszcza na wielkości kąta osi optycznych $2V\alpha$ (w plagioklazach o składzie $An_0 - An_{40}$). Pomiary tego kąta oraz zawartości cząsteczki anortytowej wykonano na 22 ziarnach jednorodnych plagioklazów (tab. 3). Skład plagioklazów oznaczono w większości przypadków w przekrojach zorientowanych $\perp x$, określając kąt $\alpha'/010$ i odczytując skład na wykresie według C. Burriego i in. (1967). Wykorzystano do tego krzywą niskotemperaturową lub pośredniotemperaturową. W jednym przypadku skład plagioklazu określono w przekroju $\perp y$, mierząc kąt $\alpha'/001$. Pomiary kąta osi optycznych wykonano metodą konoskopową z dokładnością $\pm 2{,}5 - 3{,}0°$, ustalając bezpośrednio położenie obu osi optycznych.

Do jakościowego określenia stopnia uporządkowania struktury plagioklazów posłużył wprowadzony przez D.B. Slemmonsa (1962) wskaźnik pośredniości *I. I.* (*intermediacy index*) nazwany również wskaźnikiem uporządkowania *O. I.* (*ordering index*). Badacz ten struktury najmniej uporządkowane oznaczył wskaźnikiem *I. I.* = 0, struktury najbardziej uporządkowane – wskaźnikiem *I. I.* = 100. Wskaźniki pośredniości struktury badanych plagioklazów odczytywano na skonstruowanym przez D.B. Slemmonsa (1962) wykresie zależności wskaźnika *I. I.* od kąta osi optycznych $2V\alpha$ i składu plagioklazu (fig. 3). W przypadkach, gdy odczytany wskaźnik *I. I.* był mniejszy od 67 – co oznaczało, że struktura jest w stanie pośredniego uporządkowania – wprowadzano poprawki. Polegały one na ponownym odczytaniu składu danego plagioklazu, ale na krzywej pośredniotemperaturowej.

Nowoodczytany skład służył następnie do określenia ostatecznej wartości wskaźnika *I. I.* W jednym przypadku procedura zawiodła. Mianowicie skład plagioklazu odczytany z krzywej niskotemperaturowej ($An_{32}$) odpowiadał wskaźnikowi *I. I.* = = 63,0, natomiast skład odczytany z krzywej pośredniotemperaturowej ($An_{28}$) odpowiadał wskaźnikowi *I. I.* = 81,0, a zatem strukturze uporządkowanej (niskotemperaturowej), co oznaczało sprzeczność. Mogło to być spowodowane błędem wynikającym z dokładności pomiaru kąta $2V\alpha$ wynoszącej $\pm 2{,}5°$ i niedokładności wykresu Slemmonsa w tym zakresie składu plagioklazów. Dla składu $An_{32}$ zwiększenie kąta $2V\alpha$ = 86,5° (*I. I.* = 63) do 89° – co mieści się w granicach błędu pomiarowego – powoduje wzrost wskaźnika pośredniości aż o 17 (do wartości *I. I.* = 80). Można zatem przypuszczać, że dokładnie określona rzeczywista wartość kąta $2V\alpha$ i skład odczytany z krzywej niskotemperaturowej powinny od razu dać prawidłowy odczyt wskaźnika pośredniości.

## ANALIZA WYNIKÓW BADAŃ ORAZ ZAGADNIENIE WARUNKÓW P-T METAMORFIZMU KONTAKTOWEGO

W badanym fragmencie osłony kontaktowej intruzji dominują różne odmiany gnejsów. Nieco rzadsze są amfibolity, z których zbudowana jest góra Sosenka (483 m n.p.m.) oraz częściowo Chrościna (478 m n.p.m.). W obrębie amfibolitów pojawiają się wkładki specyficznych odmian gnejsów (gnejsy amfibolowo-chlorytowe oraz piroksenowe), marmurów krzemianowych, erlanów i skał amfibolowo-piroksenowych, które odgrywają podrzędną rolę.

Wszystkie odmiany gnejsów charakteryzują się strukturami drobno- i średnioziarnistymi oraz wyraźną laminacją. Cechy te nie wykazują konsekwentnej zmienności w zależności od położenia względem kontaktu. Obserwuje się natomiast zależność cech strukturalno-teksturalnych od składu mineralnego. Gnejsy obfitujące w kwarc i łyszczyki, a stosunkowo ubogie w skalenie, mają struktury drobnoziarniste i bardzo wyraźną laminację, natomiast gnejsy, w których skalenie przeważają nad kwarcem i łyszczykami, mają struktury średnioziarniste i słabiej zaznaczoną laminację. Różnice te należy wiązać z metamorfizmem regionalnym poprzedzającym metamorfizm kontaktowy, a pośrednio ze zróżnicowaniem materiału pierwotnego.

Cechy teksturalne wskazują, że skały te powstały w warunkach metamorfizmu regionalnego i metamorfizm kontaktowy nie spowodował zatarcia laminacji.

Amfibolity, podobnie jak gnejsy, nie wykazują konsekwentnej zmienności cech strukturalno-teksturalnych w zależności od położenia względem bocznego kontaktu intruzji. Cechują je struktury drobno- i średnioziarniste oraz tekstury laminowane, które są również charakterystyczne dla marmurów krzemianowych oraz skał amfibolowo-piroksenowych. Jedynie prawie czysto krzemianowe erlany granatowo-epidotowo-piroksenowe mają teksturę bezładną.

Termiczny wpływ intruzji na skały osłony kontaktowej bardzo wyraźnie zaznaczył się na zmianie stopnia uporządkowania struktury plagioklazów. Na fig. 4 przedstawiono zależność wskaźnika pośredniości *I. I.* badanych plagioklazów od odległości od kontaktu. Najniższe wartości 62,5–84 osiąga wskaźnik *I. I.* bezpośrednio na kontakcie w odsłonięciu 13, po czym w miarę oddalania się od bocznego kontaktu wykazuje wyraźną tendencję do wzrostu, osiągając w odległości ok. 1000 m 87–99,5. Tendencja ta jest lekko zachwiana w odsłonięciu 9 (od-

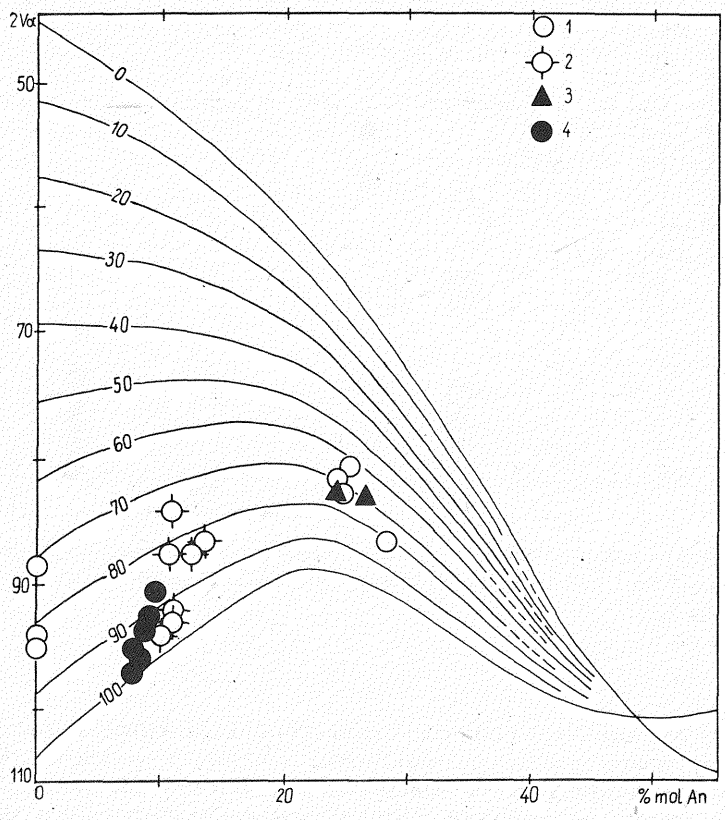


Fig. 3. Pozycja badanych plagioklazów na wykresie Slemmonsa
Position of the studied plagioclases on the Slemmons's plot
1 – odsłonięcie nr 13; 2 – odsłonięcie nr 12; 3 – odsłonięcie nr 9; 4 – odsłonięcie nr 6
1 – outcrop no. 13; 2 – outcrop np. 12; 3 – outcrop no. 9; 4 – outcrop no. 6

ległość 500 m), gdzie wskaźnik *I. I.* ma wartości 69 i 73,5, a więc nieco mniejsze niż w odsłonięciu 12 (350 m od kontaktu). Może to być spowodowane termicznym wpływem intruzji w profilu pionowym.

Dość duża zmienność wskaźnika pośredniości w poszczególnych odsłonięciach, dochodząca do ($\Delta$ *I. I.*) 21,5 (odsłonięcie 13), nie jest spowodowana różnicami w składzie plagioklazów, ponieważ duży zakres jego zmienności obserwuje się zarówno w plagioklazach identycznych pod względem składu ($An_0$, $\Delta$ *I. I.* = 11,5), jak i w plagioklazach o podobnych zawartościach anortytu ($An_{10}-An_{13,5}$, $\Delta$ *I. I.* = 21).

Na podstawie powyższych danych można stwierdzić, że w badanym obszarze termiczny wpływ intruzji na stan uporządkowania struktury plagioklazów zaznaczył się w strefie o miąższości nie mniejszej niż 1000 m.

Zagadnienie warunków fizycznych metamorfizmu kontaktowego skał występujących w strefie obniżonych wartości wskaźnika *I. I.* można rozpatrywać na podstawie asocjacji mineralnych, zakładając że metamorfizm kontaktowy spowodował rekrystalizację tych skał. Założenie to opiera się na wynikach pracy J. Blusztajna

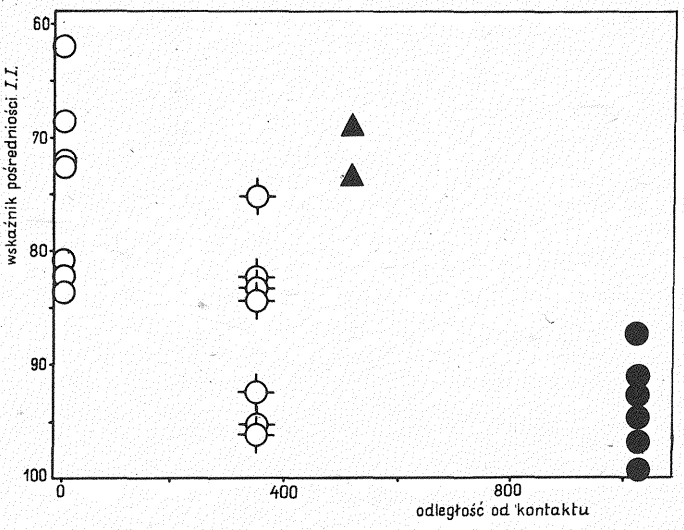


Fig. 4. Zależność wskaźnika pośredniości *I. I.* badanych plagioklazów od odległości od bocznego kontaktu
The intermediacy index *I. I.* of the studied plagioclases versus the distance from the lateral contact
Objaśnienia jak na fig. 3
Explanations see Fig. 3

(1980), ktory wykazał, że w północnej części osłony kontaktowej intruzji kłodzko-złotostockiej zmiany stopnia uporządkowania struktury plagioklazów skał osłony są związane z jednoczesną rekrystalizacją tych plagioklazów. Metamorfizm kontaktowy musiał zatem spowodować rekrystalizację także pozostałych składników mineralnych.

Bezpośrednio na kontakcie obecna jest asocjacja: kordieryt + skaleń potasowy + muskowit + biotyt + kwarc. Według H.G.F. Winklera (1967) przy ciśnieniu parcjalnym wody ($P_{H_2O}$) 0,5 – 2 kb (50 – 200 MPa), a więc w warunkach typowych dla metamorfizmu kontaktowego, w temperaturze 580 – 630 ± 10°C zachodzi reakcja:

6 muskowit + biotyt + 15 kwarc ⟷ 3 kordieryt + 8 skaleń potasowy + 8 $H_2O$ [1]

Ponieważ w wymienionej asocjacji występują zarówno produkty, jak i substraty reakcji, należy uznać, że temperatura powstania tej asocjacji równa jest temperaturze równowagi reakcji [1].

W marmurach krzemianowych występujących w odległości ok. 500 m od bocznego kontaktu obecna jest asocjacja: kalcyt + kwarc, świadcząca że w warunkach panujących tu ciśnień nie została osiągnięta temperatura reakcji wollastonitowej:

$$\text{kwarc} + \text{kalcyt} \longleftrightarrow \text{wollastonit} + CO_2 \qquad [2]$$

Według H.G.F. Winklera (1967) przy ciśnieniach $P_f$ 1 – 2 kb (100 – 200 MPa; $P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2}$) i ułamkowym stężeniu molowym ($X_{CO_2}$) 0,5 reakcja [2] zachodzi w temperaturze 630 – 680°C. Wynika z tego, że w odległości 500 m od kontaktu temperatury metamorfizmu kontaktowego były niższe od 630 – 680°C.

Asocjacja kordieryt + biotyt + chloryt + kwarc występuje w odległości 1000 m od kontaktu. Kordieryt powstał tu prawdopodobnie na drodze reakcji:

$$\text{chloryt} + \text{muskowit} + \text{kwarc} \leftrightarrow \text{kordieryt} + \text{biotyt} + 4H_2O \qquad [3]$$

Obserwacje mikroskopowe wskazują, że obecny w tej asocjacji chloryt utworzył się kosztem kordierytu i biotytu w wyniku metamorfizmu regresywnego, dlatego można uznać, że panowały tu temperatury wyższe od temperatury równowagi reakcji [3], która przy ciśnieniu $P_{H_2O} = 0{,}5-2$ kb (50 – 200 MPa) wynosi 510 – – 525 ± 10°C (H.G.F. Winkler, 1967).

Po etapie progresywnego metamorfizmu kontaktowego nastąpiły procesy diaftorezy oraz działalność hydrotermalna. Należy tu wymienić amfibolizację piroksenów, pinityzację kordierytu, chlorytyzację biotytu, serycytyzację plagioklazu oraz tworzenie się żyłek prehnitu i niskotemperaturowego albitu.

Na podstawie powyższych rozważań można uważać, że skały badanego fragmentu aureoli kontaktowej o miąższości nie mniejszej niż 1000 m uległy metamorfizmowi kontaktowemu w facji hornblendowo-hornfelsowej, a maksymalne temperatury nie przekraczały 580 – 630°C przy założeniu panujących ciśnień $P_f = 0{,}5-2$ kb (50 – 200 MPa).

Zakład Petrografii, Mineralogii i Geochemii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 19 grudnia 1983 r.

## PIŚMIENNICTWO

BURRI C., PARKER R.L., WENK E. (1967) – Die optische Orientierung der Plagioklase. Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtischmethode. Basel.

BLUSZTAJN J. (1980) – Metamorfizm kontaktowy osłony intruzji granitoidowej okolic Laskówki w masywie kłodzko-złotostockim. Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.

DEPCIUCH T. (1972) – Wiek bezwzględny (K-Ar) granitoidów kłodzko-złotostockich i strefy Niemczy. Kwart. Geol., **16**, p. 103 – 112, nr 1.

DON J. (1964) – Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. Geol. Sudet., **1**, p. 79 – 117.

KUŹNIARSKI M. (1976) – Temperatury przeobrażeń kontaktowych w krach metamorficznych masywu kłodzko-złotostockiego z okolic Chwalisławia. Arch. Miner., **32**, p. 59 – 78 z. 1.

SLEMMONS D.B. (1962) – Observations on order-disorder relations of natural plagioclase. I. A method of evaluating order-disorder. Norsk. Geol. Tidss., **42.2** (Feldspar volume), p. 533 – 554.

SMULIKOWSKI K. (1979) – Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Geol. Sudet., **14**, p. 7 – 76, nr 1.

WINKLER H.G.F. (1967) – Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.

WOJCIECHOWSKA I. (1975*a*) – Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony. Geol. Sudet., **10**, p. 61 – 121, nr 2.

WOJCIECHOWSKA I. (1975*b*) – Seria strońska w północno-zachodniej części metamorfiku lądecko-śnieżnickiego. Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 69 – 73.

Лешек КЖЕМИНЬСКИ

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ТЕРМАЛЬНОМ ПОЛЕ КЛОДСКО-ЗЛОТОСТОКСКОЙ ИНТРУЗИИ

Резюме

Метаморфический комплекс Лендка-Снежника составляет южную окраину Клодско-Злотостокской гранитоидной интрузии (фиг. 1). Контакт интрузии и вмещающих пород дискордантный. Между деревнями Олджиховице Клодске и Тжебешовице (фиг. 2) развит довольно разнообразный комплекс метаморфических пород. Преобладают различные типы гнейсов, реже встречаются амфиболиты и незначительно развиты амфиболовые сланцы, амфибол-пироксеновые породы, силикатные мраморы и эрланы.

Термальное воздействие интрузии на породы контактового ореола очень отчетливо отразилось на изменении степени упорядоченности структуры плагиоклазов. Индекс промежуточности *I.I.* плагиоклазов, являющийся мерой их структурного состояния, был определен по величине угла оптических осей $2V_\alpha$ и содержанию An при использовании диаграммы Д.Б. Слеммонса (фиг. 3). Изменения угла $2V_\alpha$ были проделаны коноскопическим методом на федоровском столике. Зависимость индекса *I.I.* от расстояния до контакта видна на фиг. 4. На исследованной территории термальное воздействие интрузии на структурное состояние плагиоклазов отразилось в зоне шириной по меньшей мере 1000 м. Наблюдаемые в этой зоне минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что породы исследуемого участка подверглись контактному метаморфизму в условиях амфибол-роговиковой фации. Максимальные температуры не превышали 580—630°C при давлении $P_f = 0{,}5-2$Кбар (50—200 MPa).

Leszek KRZEMIŃSKI

## THE VARIATION OF OPTICAL FEATURES OF PLAGIOCLASES IN THERMAL FIELD OF KŁODZKO – ZŁOTY STOK MASSIF

Summary

The Lądek – Śnieżnik metamorphic area forms the southern boundary of the Kłodzko – Złoty Stok granitoid massif (Fig. 1). The contact between granitoid intrusion and its southern cover has primary discordant character there (Fig. 2). Between Ołdrzychowice Kłodzkie and Trzebieszowice there occurs a very differentiated complex of metamorphic rocks, characterized by predominance of different types of gneisses. More rare are amphibolites, less abundant – amphibole schists, amphibole – pyroxene rocks, silica marbles and erlans.

Thermal influence of the intrusion on rocks of the contact aureole has been distinctly marked by change of the ordering state of plagioclases structure. The intermediacy index *I. I.* of the plagioclases – which is the measure of their structure state – has been determined using D.B. Slemmons diagram (Fig. 3) and basing on the $2V\alpha$ axial angle measurements by means of U-stage methods, as well An content. The relation between *I. I.* and the distance form the contact is shown on Fig. 4. In the region under discussion the thermal influence on the structure of plagioclases is evident in the zone not narrower than 1000 m. The mineral associations of this zone show that the rocks were altered under the influence of contact metamorphism in the hornblende – hornfels facies and the maximum temperature did not exceed 580 – 630°C under the pressure of $P_f = 0.5-2$ kb (50 – 200 MPa).

*Translated by the Author*