

STEFAN KOZŁOWSKI

CIOS TERMICZNY W DAJKACH

(Tabl. I—VII i 9 fig.)

Thermal joints in dikes

(Pl. I—VII and 9 fig.)

Streszczenie. Opisano systemy ciosu termicznego występujące w dajkach: cienkich, średnich i grubych. Powstawanie tych systemów zależne jest od grubości dajek. W dajkach grubych (zbliżonych do kominów wulkanicznych) systemy ciosu interpretowane są rozkładem izoterm w czasie powstawania ciosu. Przedstawiono idealny rozkład izoterm i systemów ciosu w dajce (kominie wulkanicznym). Wyróżniono cztery strefy głębokościowe z odmiennymi elipsoidami naprężeń kontraktacyjnych.

Omówiono główne typy ciosu w skałach wylewnych. Formy słupów bazaltowych zestawiono razem ze spękaniem gleb poligonalnych i otrzymanywanych sztucznie w czasie prażenia magnezytu. Podkreślono związek tekstur dajek z magnezem skał żyłowych i wylewnych.

WSTĘP

Wśród spękań występujących w skałach magmowych wyróżniamy dwa zasadnicze rodzaje ciosu: pierwotne i wtórne. Spękania pierwotne związane są z kurczeniem się skały w czasie jej krzepnięcia. Spękania wtórne powstają w sztywnych już masywach na skutek późniejszych nacisków tektonicznych. Dlatego też są one bardzo zróżnicowane i uzależnione od budowy geologicznej danego rejonu. Spękania pierwotne zależne są jedynie od formy i rodzaju krzepnącej masy. Dlatego też spękania te tworzą pewne charakterystyczne typy układów przestrzennych obowiązujące dla wszystkich skał ogniowych.

Charakter tych spękań interesował od dawna wielu badaczy. Pierwszą ogólną interpretację występowania ciosu w batolicie granitu strzegomskiego podał H. Cloos (1922). Schemat ten wszedł następnie do literatury światowej jako typowy dla wszystkich batolitów. H. Cloos (l. c.) wprowadził następujące rodzaje ciosu: 1) podłużny (S), 2) poprzeczny (P).

czny (Q), 3) pokładowy (L), 4) diagonalny (D). Genezę tych ciosów wiąże wspomniany autor zarówno ze stygnięciem masywu, jak i naciskiem dynamicznym wywieranym na masyw strzegomski od południa. Na fig. 1 przedstawiono przykładowo wykres spękań podłużnych i poprzecznych w kamieniołomie Rogoźnica (Gross Rosen) koło Strzegomia. Według wyżej wymienionego autora, zgodnie z działającym naciskiem powstał promienisty układ Q, a prostopadle do niego pionowy system S.

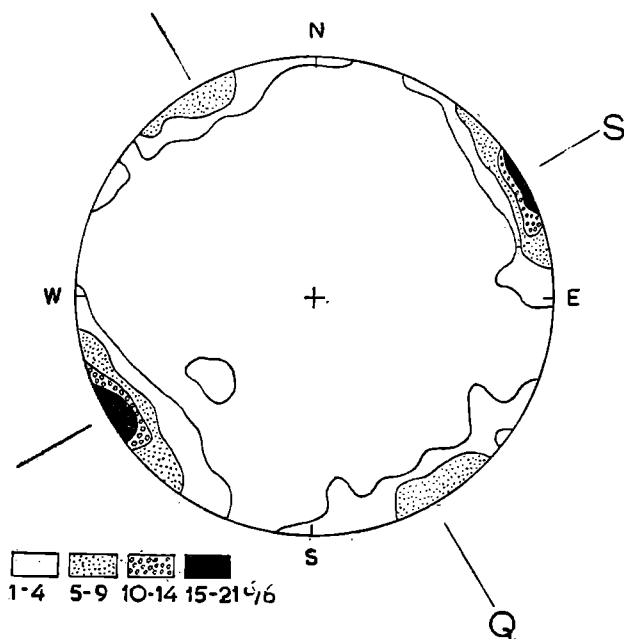


Fig. 1. Stereograficzny wykres spękań w batolicie granitu strzegomskiego. Rogoźnica (Gross Rosen) koło Strzegomia. Kamieniołom (wg S. Kozłowski 1959, str. 58).

Q — spękania poprzeczne; S — spękania podłużne

Fig. 1. Contour diagram of joints in the granite batholith of Strzegom. Measurements were made in the quarry at Rogoźnica (Gross-Rosen) near Strzegom, (according to S. Kozłowski, 1959 p. 58). Q — transverse joints; S — longitudinal joints.

Odmienny zupełnie układ spękań stwierdził S t. D z u ł y ń s k i (1955) w lakolicie porfirowym w Zalasie. Wyróżnił on następujące typy ciosu: 1) s t o ż k o w y (koniczny), 2) p r o m i e n i s t y (radialny), 3) o b w o d o w y (marginalny). Omawiany układ spękań jest klasycznym przykładem ciosu powstającego na skutek spokojnej kontrakcji masy ogniowej stygnącej w głębi ziemi. Dalszym przykładem tego ciosu jest lakolit porfirowy w Górach Kaczawskich w miejscowości Sędziszowa, tzw. „organy”.

Oprócz dużych form skał ogniowych na specjalną uwagę zasługują skały żyłowe. W skałach tych cios termiczny zaznacza się szczególnie wyraźnie. Z tych też powodów niniejsze opracowanie zostało poświęcone ciosom występującym w dajkach.

Wśród dajek wyróżnia się trzy zasadnicze typy (H. M. A b d u l l a j e w 1957): endodajki, metadajki i egzodajki. Endodajki są to typowe ortomagnetyczne iniekcje płynnej lawy. W terminologii anglosa-

skiej określane są jako *dilation dikes* (G. E. G o o d s p e e d 1940). M e t a d a j k i powstają na skutek procesów metasomatycznych. Wyróżniamy tu: a) metasomatyzm statyczny (*replacement dikes*), b) metasomatyzm doprowadzający do powolnego ruchu (*mobilized replacement dikes*) i wreszcie c) reomorficzny powodujący wtórne upłynnienie neomagmy (*reomorphic dikes*), (G. E. G o o d s p e e d 1952). E g z o d a j k i odnoszą się do skał osadowych, głównie piaskowców.

Cios termiczny występuje najbardziej typowo w endodajkach i te tylko będą tematem dalszych rozważań. Zupełnie odmiennie kształtuje się np. cios w żyłach aplitowych przecinających masywy granitowe, (H. C l o o s 1922, s. 111). Spękania te związane są przede wszystkim z reżimem cieplnym i kompresyjnym całego batolitu, a nie ze stygnięciem samej żyły aplitowej. W tym wypadku nie możemy mówić o typowym ciosie termicznym.

I. CIOS TERMICZNY W DAJKACH

Cios termiczny powstaje na skutek zmniejszania się objętości skały podczas stygnięcia. Skurcz masy wynosi około 4—5% (A. E. M i c h a j ł o w 1956). W rezultacie kontrakcji powstają w krzepnącej masie naprężenia doprowadzające do powstawania pęknięć (ciosu). Rozmieszczenie przestrzenne pęknięć zależne jest przede wszystkim od rozkładu izoterm. Izotermi zależne są znowu od powierzchni chłodzenia skały. W wypadku dajek decydującymi czynnikami przy pojawianiu się spękań jest położenie bocznych, chłodzonych płaszczyzn kontaktowych. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji wyróżniono trzy zasadnicze typy dajek: cienkie, średnie i grube. Dajki te różnią się grubością, która dla dajek cienkich wynosi kilka do kilkunastu metrów, dla średnich kilkanaście do kilkudziesięciu, a dla grubych rozpoczyna się od około 40 m. W każdym z tych typów spotykamy odmienne systemy spękań.

D a j k i c i e n k i e — posiadają najprostszy układ spękań: poprzeczny i podłużny względem biegu dajki (fig. 2a). Spękania poprzeczne odpowiadają w tym wypadku ciosowi słupowemu w skałach wylewnych. Spękania podłużne odpowiadają natomiast spękanom pokładowym w skałach wylewnych.

Szczegółowe obserwacje prowadzone były nad ciosem w dajce porfirowej (trachitowej) w kopalni w Siedlcu koło Krakowa. Spękania poprzeczne tworzą tu dwa krzyżujące się systemy (I i II; fig. 3). Cios ten przecina całą szerokość dajki prostopadle do bocznych płaszczyzn kontaktowych. W wyniku tych spękań powstał cios typu słupowego w formie prostopadłościanów. Prostopadle do tego ciosu, a równolegle do biegu dajki wykształcony jest cios podłużny (III). W przeciwieństwie do stosunkowo równomiernie rozmieszczonego ciosu poprzecznego cios podłużny posiada wyraźne zagęszczenia w pobliżu kontaktów dajki ze skałą otaczającą. W brzeźnych partiach dajki przeważa więc cios podłużny, gdy w środkowej raczej poprzeczny. Rozmieszczenie ciosu podłużnego wiąże się również ze zmianami strukturalnymi samej dajki.

W pobliżu kontaktów występuje w dajce na ogół skała drobnoziarnista, zbita, czasem szklista. Ku środkowi dajki obserwujemy wzrastającą grubość ziarna.

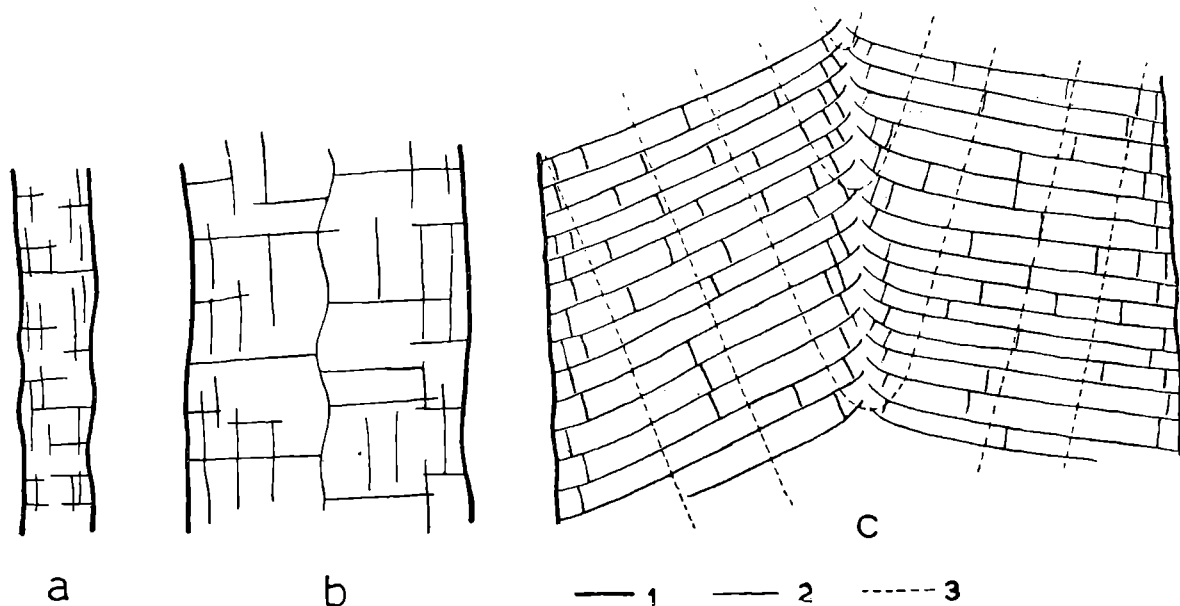


Fig 2. Zależność układu spękań od grubości dajki: a — dajka cienka, prosty układ spękań; b — dajka średnia, układ spękań złożony z dwu prostych systemów; c — dajka gruba, oprócz prostych układów wzdłuż kontaktów, w środkowej części spękania układają się w zależności od rozkładu izoterm. 1 — kontur dajki; 2 — spękania ciosowe; 3 — przypuszczalny rozkład izoterm w czasie powstawania ciosu. Ten typ rozkładu izoterm występuje w dajkach, które doszły do powierzchni. Porównaj tabl. III, fig. 2

Fig. 2. Joints distribution in dikes of various thickness: a — thin dike, simple distribution of joints, b — medium dike, two independent systems of joints; c — thick dike, simple systems of joints at the contacts, the distribution of joints in the central part of the dike depends on the position of isotherms. 1 — contour of the dike; 2 — joints; 3 — assumed position of isotherms during the formation of joints. Such distribution of isotherms occur in dikes which reached the surface of the earth. Compare Plate III, fig. 2

Omówione powyżej systemy (I, II i III) z Siedlca zostały przedstawione na wykresie stereograficznym (fig. 4). Na podstawie tego wykresu można odczytać kąt, jaki jest zawarty pomiędzy systemem II i III. Kąt ten oznaczony jako α wynosi 60° .

Jeżeli porównamy obserwacje z innych regionów, to się okaże, że omówiony powyżej system spękań jest charakterystyczny dla dajek cienkich. Na fig. 5 przedstawiono np. wykres spękań dajki andezytowej na górze Wzar (kamieniołom tzw. „Snoska”). Porównując oba wykresy zobaczymy uderzającą analogię w ułożeniu spękań. Kąt α i w tym wypadku wynosi 60° . (Tabl. 1, fig. 1). Podobny układ spękań znajdujemy również na ilustracji dajki trachidolerytowej z przełęczy Dżitym-aszu w Tienzaniu (G. D. Ażgirej 1956, str. 361). W pewnych jednak wypadkach kąt α ulega zmianie. Na tablicy VI, fig. 2 przedstawiono poprzeczny cios w dajce na Wzarze, na zachodnim zboczu góry, gdzie

$\alpha = 100^\circ$ ¹. Wyjaśnienie tych różnic kątowych pozostaje na razie sprawą otwartą.

Omawiany typ ciosu występuje w dajkach o miąższości kilku do kilkunastu metrów. G. D. Ażgirej (l. c. str. 363) podaje rysunek dajki

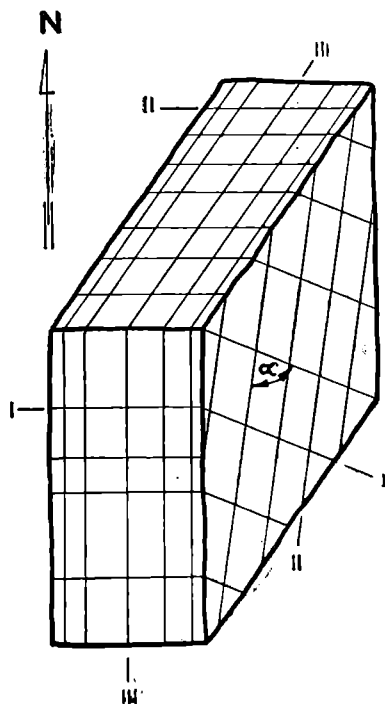


Fig. 3. Schemat ciosu w cienkiej dajce porfirowej. Siedlec koło Krakowa, kopalnia, poziom 25 m. I i II — cios poprzeczny; III — cios podłużny, α — kąt zawarty pomiędzy dwoma układami ciosu poprzecznego

Fig. 3. Scheme of joints distribution in a thin porphyry dike. The mine at Siedlec near Cracow, level 25 metres. I and II — transverse joints; III — longitudinal joints; α — angle between the two systems of transverse joints

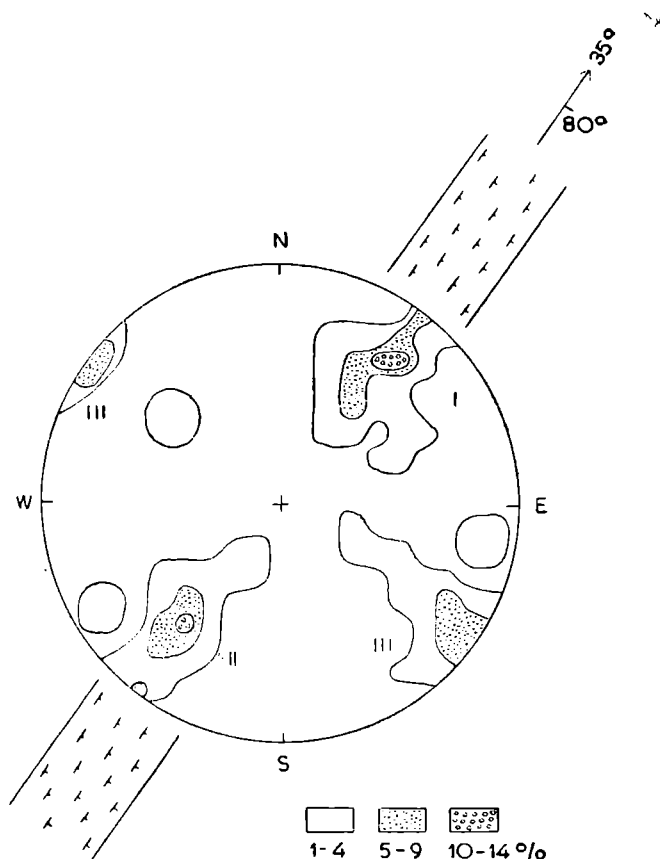


Fig. 4. Stereograficzny wykres spękań w cienkiej dajce porfirowej. Siedlec koło Krakowa, kopalnia 25 m. I i II — cios poprzeczny; III — cios podłużny, porównaj fig. 3

Fig. 4. Contour diagram of joints in a thin porphyry dike. The mine at Siedlec near Cracow, level 25 metres. I and II — transverse joints; longitudinal joints, Compare Fig. 3

o grubości 18 m z prostym układem spękań. Natomiast we wspomnianym już kamieniołomie „Snoska” na Wzarze przejście ciosu dajki cienkiej w system dajki średniej następuje już przy miąższości około 16 m (tabl. II, fig. 1 i 2).

¹ Obserwacje K. Birkenmajera prowadzone na andezytach Jarmuty wskazują również na obecność kąta $\alpha < 90^\circ$ (odczyt w Warszawie w M.Z. dnia 15. I. 1955 r.).

Schematy prostych układów spękań w kilku do kilkunastometrowej szerokości dajkach podają liczni autorzy np.: F. G. H. Blyth (1949), R. E. Fuller (1927).

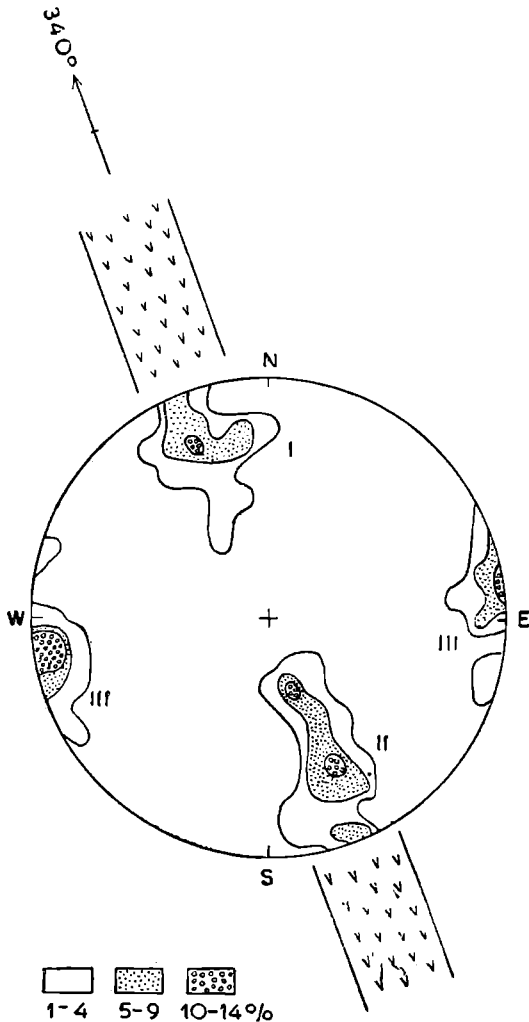


Fig. 5. Stereograficzny wykres spękań w średniej dajce andezytowej. Kamieniołom „Snoska” na Wźarze. Pomiary wykonywane były w obu systemach spękań przedstawionych na tabl. II, fig. 2. Porównaj tabl. I, fig. 1 i tabl. II, fig. 1. I i II — cios poprzeczny; III — cios podłużny

Fig. 5. Contour diagrams of joints in a medium andesite dike. Quarry „Snoska” at Wźar. Measurements were made in both systems of joints presented on Plate II, Fig. 2. Compare Plate I, and Plate II, Fig. 1. I and II — transverse joints; III — longitudinal joints

Dajki ś r e d n i e — są to ciała kilkunasto- do kilkudziesięciu metrowej szerokości. Charakterystyczną ich cechą jest to, że podczas tworzenia się ciosu powstają dwa niezależne układy (fig. 2b). Ze względu na dużą grubość dajki pęknięcia nie obejmują od razu całej krzepnącej masy. Pęknięcia rozpoczynają się od kontaktów i stopniowo posuwają się do środka dajki w miarę jej stygnięcia. Powstają zatem dwa niezależne ośrodki, w których odmiennie kształtują się rozkłady naprężeń. Oba układy spękań spotykają się wreszcie w środkowej części dajki. Załamanie się obu systemów następuje wzdłuż linii *a-a* na tabl. II, fig. 1 i 2. Jakkolwiek powstające spękania są względem siebie nieco przesunięte, to jednak ogólny charakter ich wykształcenia jest taki sam.

Opisany rodzaj ciosu pozwala w pewnym stopniu odtworzyć mechanizm powstawania spękań. Spękania powstają w ośrodku lawy po przekroczeniu pewnego krytycznego naprężenia związanego z obniżaniem się temperatury. Powstają wtedy jednorazowo pęknięcia sięgające od razu głęboko w krzepnącą masę. W zależności od przewodności cieplnej

danego ośrodka otrzymamy różne wartości dla szerokości stref krzepnących jednorodnie. W razie przekroczenia tej szerokości (w omawianym wypadku na Wzarze około 16 m) powstają dwa niezależne układy spękań. Otrzymujemy wtedy spękania jakby dwu położonych dokładnie obok siebie dajek cienkich. Wykres stereograficzny przedstawiony na fig. 5 reprezentuje oba układy jednocześnie, gdyż są one tylko nieznacznie przesunięte względem siebie (fig. 2b).

Powstawanie dwu układów spękań po przekroczeniu pewnej krytycznej miąższości obserwujemy również w cytowanej dajce z Tienpszania.

Przy powstawaniu ciosu w skałach wylewnych występują zwykle jednolite spękania przecinające całą pokrywę. W pewnych jednak wypadkach obserwujemy dwa niezależne układy pionowych spękań obejmujące górną i dolną część pokrywy. Granica pomiędzy tymi układami przebiega poziomo, równoległe do podłoża (A. V. G. James, 1920). Zjawisko to obserwowano w 1955 r. w Miękini (S. Kozłowski 1958a). System ciosów górnych zajmował około 2/3 całej miąższości pokrywy.

Dajki grube reprezentują dalszy rozwój dwu niezależnych układów spękań. W utworach tych oprócz wybitnie odmiennie wykształconych dwu systemów spękań, obserwujemy jeszcze niezależne wykształcenie ciosu w środkowej części dajki. Schemat takiej dajki przedstawiono na fig. 2c. W dajce tej możemy wyróżnić strefy bliskie kontaktów, w których cios jest ustawiony względem nich mniej więcej prostopadle. W środkowej części zatracą się wpływy bocznych kontaktów. Cios zaczyna się tu formować niezależnie i upodabnia się do pionowego.

Szerokość stref związanych z bocznymi kontaktami wynosi w wypadku dajki bazaltowej w Leśnej koło Lubania (fig. 2c) około 20 m. Porównując maksymalne grubości w dajkach cienkich (15 m, 18 m) otrzymujemy dość zbliżone dane. W ten sposób możemy określić maksymalny zasięg ciosu prostopadłego do bocznych kontaktów dajek.

W omawianych poniżej dajkach grubych dominującą rolę odgrywa cios poprzeczny, wykształcony zwykle jako słupowy. Cios podłużny nie tworzy tak wyraźnych systemów. Dlatego też dalsze rozważania odnoszą się będą tylko do ciosu poprzecznego z pominięciem podłużnego.

Formowanie się ciosu w środkowej części dajki związane było najprawdopodobniej w cytowanym przykładzie z Leśnej z odprowadzeniem ciepła ku górze. Dajka ta musiała zatem dochodzić do powierzchni i dzięki temu następowało chłodzenie jej od góry. Budowa geologiczna tego rejonu potwierdza przypuszczenie, że dajka dochodziła do samej powierzchni. W położonym niedaleko, czynnym kamieniołomie w Leśnej, obserwujemy w spągu wyrobiska pierwotną powierzchnię mioceniową, na którą wylał się bazalt. Omawiana dajka, która posiada niewątpliwie związki z sąsiednim wylewem, wznosi się obecnie znacznie powyżej wspomnianego kontaktu z mioceniem. W górnej jej partii odsłaniają się wyraźnie słupy bazaltowe (tabl. III, fig. 1 i tabl. III, fig. 2). Cały ten obiekt ze względu na swoją piękność i znaczenie naukowe jest obecnie chroniony jako pomnik przyrody. Jest to tak zwany „Stożek Perkuna” (Knapp, Berg).

Prawdopodobny rozkład izoterm w obrębie tej dajki podczas powstawania ciosu przedstawiono na fig. 2c.

Rozkład izoterm związany jest ze sposobem oddawania ciepła przez dajkę. W wypadku dajki dochodzącej do powierzchni ziemi ciepło odda-

wane jest pionowo do góry i poziomo w kierunku bocznych kontaktów. Wpływ utraty ciepła w obu tych kierunkach jest różny. W miarę oddalania się od powierzchni ku dołowi wpływ chłodzenia ku górze będzie stopniowo malał. Na pewnej głębokości wpływ ten zupełnie zaniknie. Natomiast wpływ bocznych kontaktów jest niezależny od głębokości (pomijając stosunkowo niewielki stopień geotermiczny). Chłodzenie poziome maleje natomiast od kontaktów ku środkowi dajki. W dajkach zatem możemy wyróżnić strefy: górną — w której zaznacza się chłodzenie od góry, oraz przejściową, gdzie występuje jedynie chłodzenie poziome. Rozkład izoterm w górnej strefie będzie wynikiem interferencji dwu kierunków chłodzenia: pionowego i poziomego: W rezultacie otrzymamy krzywe izoterm przedstawione na fig. 2c. Stromość tych krzywych i zagęszczenie będzie zależało od lokalnych warunków takich jak: grubość dajki, rodzaj skał otaczających, rodzaj skały magmowej itp.

Opisany powyżej sposób stygnięcia dajek pokrywa się zupełnie z obserwacjami poczynionymi przy badaniu rozkładu ciosu w kominach wulkanicznych. C. B. Hunt (1938a) przedstawił szczegółowo prawdopodobny rozkład naprężeń doprowadzający do powstania ciosu kolumnowego w kominach. Jeżeli na przedstawionym przez niego przekroju (fig. 2, 1. c.) wkreślimy przypuszczalny rozkład izoterm, to otrzymamy obraz analogiczny do omawianego na fig. 2c. Rozważania C. B. H u n t a (l. c.) odnoszą się do kominów o stałej średnicy (Mount Taylor, New Mexico) i dlatego są również obowiązujące dla dajek. Potwierdzenie powyższych obserwacji znajdujemy w kominach wulkanicznych bazaltów na Dolnym Śląsku. W kamieniołomach bazaltowych we Wieży, Złotoryi i innych możemy obserwować przejścia ciosu poziomego przy kontaktach w pionowy w środkowej części komina. Szczególnie komin we Wieży koło Lubania z zachowanym słupem brekcji wulkanicznej w centralnej części jest specjalnie interesujący i zasługuje na ochronę jako pomnik przyrody. Kominy wulkaniczne rozszerzające się ku górze posiadają nieco zmodyfikowane układy opisane ostatnio szczegółowo przez W. Klüpfela (1953).

Poniżej strefy przejściowej należy się spodziewać nieco innego układu. Na skutek doprowadzenia ciepła od dołu (prądy konwekcyjne) będzie się zaznaczał wpływ dodatkowego czynnika w bilansie cieplnym.

Izotermy będą się zatem układać przeciwnie jak w strefie górnej, tj. zaginając się ku dołowi. Na fig. 6 przedstawiono rozkład izoterm w dajce andezytowej w Malinowie koło Szczawnicy. Widzimy tu stosunkowo niewielkie deformacje ciosu (tabl. IV, fig. 2) związane z mniejszymi różnicami temperatury niż w strefie górnej. Zaginanie się ciosu ku dołowi (S. Kozłowski, 1958b) pozwala również na określenie zasięgu wpływu bocznych kontaktów. W profilu przedstawionym na tabl. IV, fig. 2 szerokość tej strefy wynosi około 25 m. Jest to więc cyfra zbliżona do wartości otrzymywanych dla strefy górnej.

Wzajemne położenie strefy górnej, przejściowej i dolnej w kominie wulkanicznym pokazane zostało na fig. 7. W stosunku do opublikowanych dotychczas tego rodzaju schematów zmodyfikowana została dolna część komina wulkanicznego oraz wygięcie się ciosu pionowego przy krawędzi pokrywy. Obecność strefy dolnej jest tu wkreślona tylko na podstawie analogii do obserwacji poczynionych na dajkach. Obecność

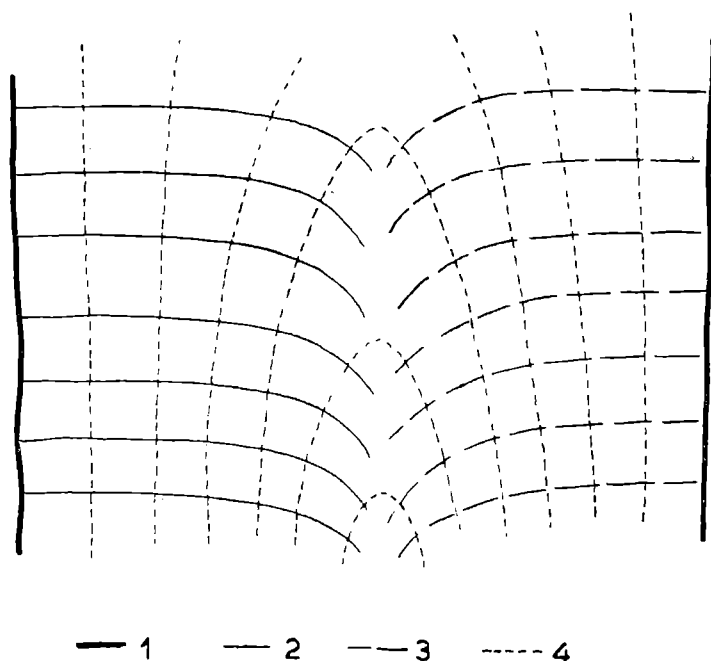


Fig. 6. Układ ciosu w grubej dajce porfirowej. Malinów koło Szczawnicy. 1 — kontur dajki; 2 — spękania stwierdzone; 3 — spękania przypuszczalne; 4 — przypuszczalny rozkład izoterm w czasie powstawania ciosu. Ten typ rozkładu izoterm występuje w dajkach, które nie doszły do powierzchni (instruzje wgłębne.) Porównaj fig. 2c

Fig. 6. Distribution of joints in a thick porphyry dike at Malinów near Szczawnica. 1 — contour of dike; 2 — observed joints; 3 — probable joints; 4 — assumed distribution of isotherms during the formation of joints. This type of isotherms distribution is characteristic for dikes which did not reach the surface. Compare Fig. 2c

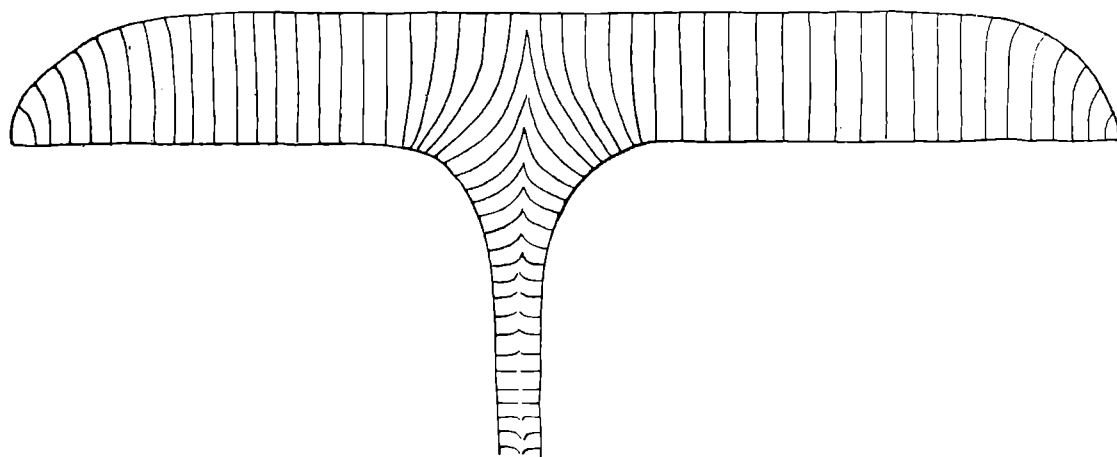


Fig. 7. Idealny układ ciosu w kominie i wylewie bazaltowym (częściowo wg F. Wolff 1914, str. 310 i W. Klüpfel 1953, str. 334). Układ spękań w kominie przypomina spękania w dajkach grubych, fig. 2c. Widać wyraźną zależność układu spękań od grubości komin. Na brzegach pokrywy następuje zagięcie się ciosu prostopadle od obniżającej się powierzchni wylewu

Fig. 7. Ideal distribution of joints in a volcanic neck and effusive basalt cover. (Partly according to F. Wolf, 1914, p. 310, and W. Klüpfel, 1953, p. 334). The distribution of joints in the neck resembles that in thick dikes (Fig. 2c) The distribution of joints depends on the thickness of the neck. In the marginal parts of the effusive cover joints are normal to the lowering surface of the cover

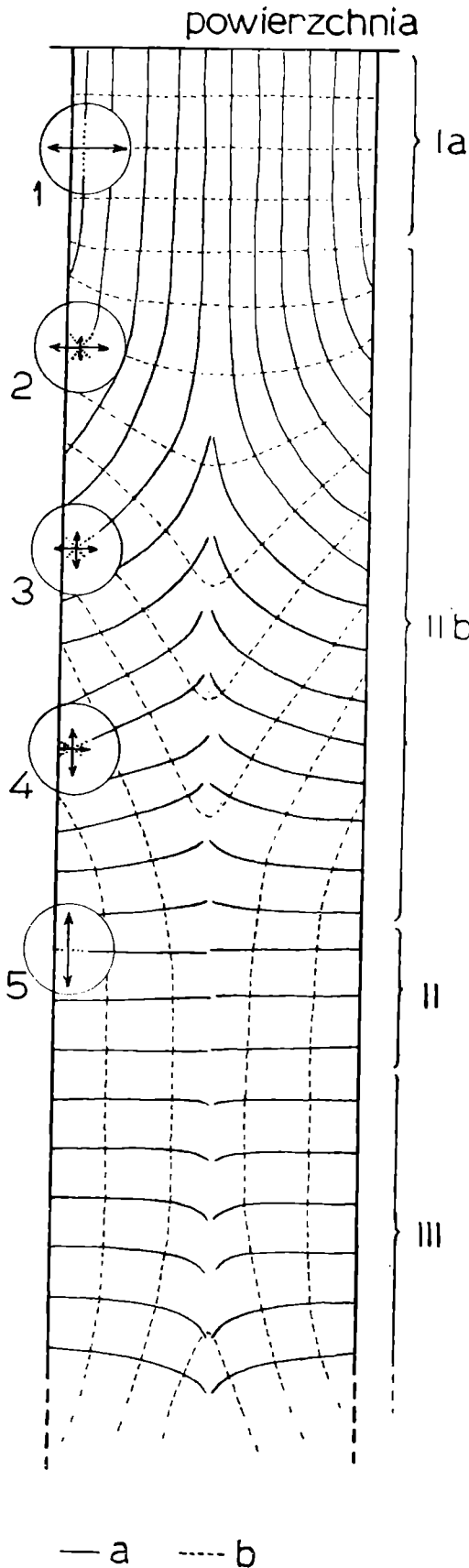


Fig. 8. Idealny rozkład ciosu i izoterm w dajce (kominie wulkanicznym), a — spękania ciosowe. Górna część spękań wg C.H. Hunt (1938a), dolna wg autora: b — izotermy, wg autora: Ia — strefa górna, cios warunkowany jest tylko chłodzeniem ku powierzchni; IIb — strefa górna, cios powstaje pod wpływem chłodzenia do powierzchni i w kierunku bocznych kontaktów; II — strefa przejściowa, cios powstaje tylko pod wpływem bocznego chłodzenia; III — strefa dolna, cios powstaje pod wpływem bocznego chłodzenia i doprowadzenia ciepła od dołu; 1 — rozkład naprężeń kontrakcyjnych (wg C.B. Hunt 1938a). Linia ciągła reprezentuje wektor siły, linia kropkowana płaszczyznę ścięcia (rozrywu); 2, 3, 4 — rozkład naprężeń pod wpływem chłodzenia w dwu kierunkach. Linie kropkowane wskazują dwie możliwe płaszczyzny ścięcia. Cios na skutek impulsów od góry wykorzystuje tylko płaszczyzny skierowane do góry i będące prostopadłe do izoterm; 5 — rozkład naprężeń w strefie przejściowej

Fig. 8. Ideal distribution of joints and isotherms in a dike (or volcanic neck). a — joints, in the upper part according to C.H. Hunt (1938a) in the lower part according to the author, b — isotherms according to the author. Ia — upper zone, formation of joints caused by cooling at the surface. IIb — upper zone, formation of joints caused by cooling at the surface and at lateral contact planes; II — transition zone, joints formed by lateral cooling only, III — lower zone, joints formed by lateral cooling and upward conduction of heat. 1 — distribution of contraction strains according to C.B. Hunt (1938a) full line — vector of stress, broken line — surface of shear; 2, 3, 4 — distribution of stresses caused by cooling from two directions. Broken lines are showing the two possible surfaces of shear. Joints caused by impulses from above are formed along upward surface which are normal to the isotherms. 5 — distribution of strains in the transition zone

tej strefy wydaje się jednak konieczna w ogólnym bilansie cieplnym komina wulkanicznego.

Szczegółowy rozkład izoterm i ciosu w dajce (jak również w kominie wulkanicznym) przedstawiono na fig. 8. Pokazano tu rozkład izoterm w dajce od powierzchni aż do strefy bliskiej ogniska magmatycznego w czasie jej stygnięcia (w momencie powstawania ciosu). Wyróżnić tu możemy trzy zasadnicze strefy: górną podlegającą chłodzeniu od powierzchni (Ia i IIb), przejściową (II) oraz dolną (III), w której zaznacza się doprowadzenie ciepła od dołu.

Strefa Ia — górna — obejmuje najwyższą część dajki (komina) położoną przy samej powierzchni. Chłodzenie od góry jest tu dominujące. Izotermy są poziome, a cios pionowy. Grubość tej strefy może wynosić do kilkuset metrów. Np. Devil's Tower (Wyoming w USA) posiada około 200 m pionowego ciosu, który poniżej zagina się stopniowo na zewnątrz w stronę bocznych kontaktów. Liczne fotografie tej strefy podaje C. B. Hunt (1938b). Dobrym przykładem ciosu w tej strefie jest komin bazaltowy w miejscowości Kamenný Šenov w Czechosłowacji (tabl. VI, fig. 1).

Strefa IIb — górna — zaznacza się w niej wpływ chłodzenia poziomego od bocznych kontaktów. Powoduje to zaginanie się izoterm ku dołowi w środkowej części dajki (porównaj fig. 2c). Cios zaczyna się odchyłać na zewnątrz w kierunku bocznych kontaktów. Powoduje to między innymi grubienie słupów w kierunku kontaktów (tabl. III, fig. 2). W miarę obniżania się ku dołowi słabnie wpływ chłodzenia od powierzchni. Izotermy stają się coraz bardziej strome i stopniowo zbliżają się do pionowych. Grubość tej strefy na Mount Taylor (New Mexico) wynosi przeszło 500 m (C. B. Hunt 1938a).

Strefa II — przejściowa — odnosi się tylko do obszaru, gdzie zaznacza się jedynie boczne chłodzenie. Izotermy są pionowe, a cios poziomy. Grubość tej strefy jest trudna do określenia. Prawdopodobnie może być bardzo znaczna.

Strefa III — dolna — obejmuje obszar intruzji, gdzie zaznacza się doprowadzanie ciepła od dołu. Strefa ta występuje stosunkowo rzadko i dlatego uchodziła dotychczas uwagi. Izotermy w środkowej części dajki zaginają się ku górze (porównaj fig. 6). Cios natomiast zagina się ku dołowi. Doprowadzenie ciepła od dołu wiąże się zapewne z prądami konwekcyjnymi w tej części dajki. Przyjmujemy, że chłodzenie wyższych stref odbywało się bez działalności prądów.

Pomiędzy wymienionymi strefami istnieją ciągłe przejścia zacierające granice wprowadzonego tu podziału. Niemniej na podstawie analizy ciosu możemy określić położenie dajki względem powierzchni oraz rozkład izoterm w momencie powstawania ciosu. W ten sposób uzyskujemy metodę badania bilansu cieplnego skał wylewnych i żyłowych.

II. CIOS TERMICZNY W SKAŁACH WYLEWNYCH

W polskiej literaturze opis najważniejszych typów spękań w bazaltach (w pokrywach wylewnych i dajkach) podał w swojej wnikliwej pracy L. Zejszner już w r. 1829.

W skałach wylewnych (pokrywach) najbardziej typowymi spękaniem są pionowe, dające charakterystyczne układy słupowe. Cios słupowy w zależności od swego wykształcenia nazywany bywa pryzmatycznym lub kolumnowym. Ten typ ciosu wykształcony jest najpiękniej w bazaltach. W pewnych wypadkach notujemy regularne słupy również i w innych skałach, jak np. w andezytach (kamieniołom Vechec na Słowacji).

Słupy bazaltowe posiadają formę od trój- do ośmio- a czasami do dziewięciobocznej. Na tabeli 1 zestawiono szereg pomiarów charakteryzujących procentowy udział poszczególnych rodzajów słupów:

Jak widzimy z powyższego zestawienia, najczęściej powtarzającym się kształtem słupów jest pięcio- i sześcioboczny a tylko wyjątkowo czworoboczny. Badania nad formami słupów i przyczynami ich powstania datują się od początku ubiegłego wieku. Według A. J o h a n n s e n a (1948) pierwszy G. W a t t (1804) prowadził doświadczenia nad krystalizacją stopionego bazaltu. Na podstawie obserwowanych promienistych centrów krystalizacji sądził on, że cios powstaje przez interferencję kilku sferoidalnych środków. Twórcą teorii kontrakcyjnej jest J. T h o m s o n (1863). Teoria ta została powszechnie przyjęta przez późniejszych badaczy. Były jednak próby innego tłumaczenia struktur słupowych. R. B. S o s m a n (1916) uważał, że pewna ilość słupów tworzy się na skutek konwekcyjnych prądów płynnej jeszcze magmy. Autor ten podał siedem cech pozwalających na odróżnienie słupów kontrakcyjnych od konwekcyjnych. Przyjmował on np., że słupy heksagonalne powstają na skutek konwekcji, a pentagonalne na skutek kontrakcji.

W warunkach spokojnej kontrakcji należy się spodziewać, że będą powstawały słupy wielościennie. Obwód takich słupów zbliża się najbardziej do koła, przy którym mamy najkrótszą długość obwodu w stosunku do powierzchni. Dlatego też słupy sześcioboczne powinny być typowe dla krzepnięcia kontrakcyjnego lawy.

Na tabeli 1 zestawiono również przeliczenie form niektórych gleb poligonalnych. Przy wysychaniu miękkich osadów tworzą się wieloboczne płytki z podwiniętymi do góry brzegami. Przeliczenie z fotografii ilości ścian tych płytek wskazuje w obu wypadkach uderzającą zgodność z cyframi uzyskiwanymi dla bazaltów. Wskazywałoby to rzeczywiście, że przekrój sześcioboczny jest charakterystyczny dla kontrakcji. Mniej natomiast jest zrozumiałe, dlaczego polskie bazalty posiadają na wspomnianej tabeli 1 głównie pięcioboczne, a nawet czteroboczne formy.

W pewnych wypadkach cios słupowy może powstać również w skałach osadowych. W miejscowości Hajnáčka na Słowacji znajduje się w tuficie bazaltowym duży porwak piaskowca. Pod wpływem intruzji dajki bazaltowej kontaktującej z porwakiem utworzył się w nim normalny, regularny cios słupowy z przewagą słupów sześciobocznych, a następnie pięciobocznych, (tabl. VII, fig. 2).

Powstawanie sieci czworo-, pięcio- i sześciobocznej występuje również na powierzchni krzemionkowego mułu w powulkanicznych okolicach Frantiskovych Lazni (Czechosłowacja). Powstawanie tej sieci przypisuje A. J a h n (1958) różnicy „napieć wewnętrznych, wywołanych bądź to różnicą temperatury, bądź też pewną ruchliwością całej masy mulisto-piaszczystej, przepojonej wodą mineralną i gazami”.

Tabela 1
Table 1

Lokalizacja locality	B A Z A L T Y Basalts				GLEBY POLIGONALNE Polygonal soils			Magnezyt prazony heated magnesite Sobótka
	Leśna k/Lubania Dolny Śląsk	Ksteginki k/Lubania Dolny Śląsk	Bukowiec k/Lubania Dolny Śląsk	Wyspa Staffa Staff Island J. P. O'Reilly 1879 fide A. Johansen 1948	Melburne A. V. G. James 1920	Fide N. J. Bujalow 1953 fig. 25b	Van Keulen- fjorden Spitzbergen fide Z. S. Różycki 1957 fot. 6	
Ilość ścian stupów Number of walls of the prisms	1 32 46 18 1 —	11 } } 68 21 — —	6 48 43 3 — —	— 3 27 50 18 2	— 3 22 40 22 13	— 4 25 68 2 1	— — 25 55 15 5	— 5 36 53 6 —
Ilość pomiarów Number of measure- ments	139	50	230	206	100	100	20	100

Omawiany cios w pokrywach bazaltowych ustawiony jest przeważnie pionowo, tj. prostopadle do pierwotnej powierzchni stygnięcia. Na obrzeżeniach pokryw bazaltowych obserwowano w rejonie Lubania zagięcia ciosu dostosowujące się do opadającej powierzchni wylewu (fig. 7). Zjawisko to opisał A. V. G. J a m e s (1920).

Oprócz pierwotnego ciosu słupowego występują również czasami układy słupowe promieniste, koncentrujące się w pewnych centrach.

Przedstawione powyżej typy ciosu termicznego odnoszą się tylko do najprostszych układów. W praktyce terenowej spotykamy się z ciosem termicznym skał wylewnych znacznie bardziej zróżnicowanym.

Wymienić można następujące, najczęstsze typy spękań:

1. cios nieregularny (nieprawidłowy, wichrowy),
2. cios rozwidlający się (tabl. I, fig. 2),
3. cios kulisty (owalny, skorupowy),
4. cios płytowy,
5. cios pokładowy (ławicowy, podstawowy).

W najbardziej pospolitych skałach możemy określić następujące dominujące formy ciosu:

- 1) bazalty — klasycznie rozwinięty cios słupowy (kolumnowy), czasem promienisty, rzadziej nieregularny lub płytowy,
- 2) melafiry — dominujący cios nieregularny. Przechodzi on z jednej strony w bardziej regularny — słupowy lub zupełnie nieprawidłowy (wichrowy),
- 3) porfiry — cios zasadniczo słupowy, ale rzadko kolumnowy. Częściej składający się z dwu głównych kierunków dających prostopadłościanny pryzmatyczne. Czasami układy kolumnowe i promieniste,
- 4) andezyty — mają cios zbliżony do porfirów. Czasami tworzą regularne słupy.

III. POWSTAWANIE CIOSU TERMICZNEGO

W poprzednim rozdziale przedstawiono mechanizm tworzenia się ciosu termicznego w zależności od rozkładu izoterm w dajce. Samo powstawanie ciosu w dajkach cienkich interpretowano jako jednorazowy akt obejmujący pewną określoną strefę. Powstaje teraz pytanie, w jakim momencie rozwoju intruzji czy wylewu pojawia się cios?

Odpowiedź na to pytanie dają przede wszystkim wylewy powierzchniowe i subwulkaniczne potoki lawowe. Szczególnie interesujący okazał się wielki potok (język) lawowy melafiru, który wylał się w miękkie osady ilaste, stropowej części piaskowca budowlanego w Świerkach na Dolnym Śląsku (S. K o z ł o w s k i 1958a). Język ten jako znacznie cięższy zanurzył się częściowo w miękkim bagnistym osadzie. W miarę stygnięcia tego wylewu, mającego w przekroju kształt bochenkowaty, następowało pęknięcie krzepnącej lawy. W powstające, rozwarte ku górze szczeliny zaczęły się wciskać plastyczne jeszcze utwory ilaste. Iły te przeniknęły często do kilkunastu metrów w głąb melafiru. Szerokość tych szczelin wynosiła około kilku milimetrów. Iniekujące ilaste osady natrafiały na wysoką temperaturę, która doprowadzała do powstania

w nich zmian typu kontaktowego. Łupki te są na ogół spieczone, a niejednokrotnie zupełnie zrosnięte z melafirem. Na podstawie stopnia przeobrażenia łupków możemy wyróżnić wcześniejsze i późniejsze iniekcje. Wskazywałoby to na stopniowe powiększanie się sieci spękań pionowych w czasie stygnięcia większej masy skały wylewnej.

Zmiany termiczne zachodzące wśród łupków wiążą się z pytaniem, w jakiej temperaturze następuje pojawienie się ciosu. Temperatura ta jest oczywiście niższa od tej, jaka występuje w momencie wylewu czy intruzji. Przy wylewach powierzchniowych temperaturę lawy określa się w granicach $870—1170^{\circ}$ (S. J. Shand 1927). Skałom intruzywnym autor ten przypisuje temperaturę niższą w granicach $600—700^{\circ}$. Obserwacje zjawisk kontaktowych wskazują, że tworzenie się dajek może następować w jeszcze niższych granicach. Temperaturę kontaktów próbowano również określić ogrzewając doświadczalnie ciemne bitumiczne dolomity żywieckie (S. Kozłowski 1955). Pierwsze zmiany barwy (odpędzenie bituminów) otrzymywano przy 700° . Tymczasem znane są kontakty, gdzie porfir styka się bezpośrednio z bitumicznym, zupełnie nie zmienionym dolomitem.

W podanym przedziale temperatury powstaje jeszcze inne ciekawe zjawisko. W czasie stygnięcia skał ogniowych następuje namagnesowanie ich zgodne z polem magnetycznym ziemskim (J. Hospers 1954). Powstawanie tego magnetyzmu, zwanego szczątkowym występuje po osiągnięciu tzw. punktu Curie, przypadającego w granicach $450—550^{\circ}$. Na podstawie badań magnetycznych można określić czas, jaki upływa od momentu wylewu lawy do powstania magnetyzmu szczątkowego. H. Manley (1954) stwierdził np., że badane przez niego żyły osiągnęły magnetyzm szczątkowy w ciągu 1 do 10 lat od chwili intruzji. Badania te pozwalają zatem określić wiekowo moment, w którym pojawia się cios w skałach magmowych.

Proces powstawania ciosu termicznego związany jest z naprężeniami wywołanymi przez kontrakcję. Pęknięcia skały następują wtedy, gdy naprężenia kontrakcyjne pokonają wytrzymałość tensyjną skały. Naprężenia kontrakcji działają w płaszczyźnie równoległej do izoterm. Prostopadle do nich powstają płaszczyzny ścięcia (rozrywu), powodujące pęknięcia. Na fig. 8 przedstawiony został przez autora rozkład izoterm w dajce lub kominie wulkanicznym. Położenie tych izoterm jest obowiązujące dla każdego punktu tylko w momencie powstawania ciosu. W miarę bowiem stygnięcia dajki rozmieszczenie izoterm ulega ciągłym zmianom. Rozmieszczenie przestrzenne działających naprężeń w górnej części komina wulkanicznego przedstawione zostało zgodnie z obserwacjami C. B. Hunta (1938a). Autor ten wyróżnił 5 poziomów (1—5) posiadających odmienne typy naprężeń, zgodnie z teorią elipsoidu naprężeń. Na poziomie 1 działają tylko poziome naprężenia kontrakcji doprowadzające do powstania ciosu słupowego. Na poziomie 2 zaznacza się już słaby wpływ chłodzenia bocznego. Ze względu na predyspozycje idące od góry cios wykorzystuje tylko jedno położenie skierowane do góry i prostopadle do izoterm. Poziom 3 posiada równowagę działających naprężeń. Chłodzenie ku górze jest tu równe chłodzeniu bocznemu. Płaszczyzny ścinające ustawione są pod kątem 45° . Poziom 4 odznacza się już przewagą sił pionowych. Dominujące stają się one na poziomie 5, gdzie

nie występuje już chłodzenie pionowe. Na tym poziomie kończy się profil rozmieszczenia ciosu opisany przez C. B. H u n t a (l. c.). W niższej leżącej strefie dolnej (III) będziemy mieli rozkład naprężeń analogiczny jak na poziomie 4. Spękania wykorzystywać będą tu jednak płaszczyzny ścinające pochylone ku dołowi.

W rozwoju spękań duże znaczenie posiada kierunek i kolejność powstawania ciosu. Pęknięcia w dajce, zaczynające się od góry i od kontaktów stopniowo schodzą w dół i do środka stygnącego ciała skalnego. Pęknięcia zapoczątkowane w górze wyprzedzają w pewnym stopniu w niższych częściach krytyczne naprężenia konieczne do powstania ciosu. Dzięki temu impulsowi cios powstaje trochę wcześniej, zanim wytworzą się na danym poziomie odpowiednie naprężenia. Ten przedwcześnie wyzwalany cios występuje już w skale posiadającej jeszcze pewien stopień plastyczności. Jeżeli w tym momencie skała poddana zostanie jakimś zewnętrznym naciskom, to może nastąpić zafałdowanie ciosu.

W pewnych wypadkach zafałdowania takie powstają pod wpływem ciężaru wyższej, bardziej już zakrzepłej części pokrywy powierzchniowego wylewu. Dolna część pokrywy musiała mieć już rozwinięty cios, który podlegał jednak jeszcze plastycznym odkształceniom. Tego rodzaju zafałdowania obserwowano np. w kamieniołomie porfiru w Miękini w 1955 r. (tabl. VII, fig. 1). Silnie zafałdowany cios występuje również w porfirze na stacji kolejowej Kamieńsk Wałbrzyski.

Obserwacje te pozwalają na bliższe sprecyzowanie stanu fizycznego skały w momencie pojawienia się spękań termicznych.

Powstawanie ciosu termicznego znane jest nie tylko w skałach magmowych. R. K e t t n e r (1957, t. II, str. 156) podaje fotografię dajki bazaltowej przecinającej pionowo węgiel kamienny. Po obu stronach dajki znajdują się strefy (o szerokości równej prawie grubości dajki), w których skoksowany węgiel posiada bardzo wyraźną słupową, poziomą oddzielność.

Interesujące bardzo zjawiska występują również przy wypalaniu magnezytu w kopalni Sobótka na Dolnym Śląsku. Magnezyt wypalany jest tu w piecu szybowym, w temperaturze około 950° . W czasie wypalania następuje odpędzenie CO_2 , co pociąga za sobą około trzykrotne zmniejszenie pierwotnego ciężaru. W rezultacie tego procesu otrzymujemy tlenek magnezu, który w swojej czystej formie (peryklaz) znajdowany był np. w bombach wulkanicznych Wezuwiusza.

Po rozbiciu wypalonych brył magnezytu znajdujemy bardzo wyraźnie rozwinięty cios termiczny. Cios ten posiada wszelkie cechy omawianych zjawisk powstających przy stygnięciu niektórych skał ogniowych. Na tablicy V, fig 1 przedstawiono typowy pokrój tego ciosu. Jest to kombinacja ciosu słupowego i promienistego. Cios słupowy w magnezycie wykształcony jest w formie dość regularnych słupów. Przeważają słupy sześcioboczne, następnie pięcioboczne. Jak wynika z tabeli 1, pokrój tych słupów jest bardzo zbliżony do słupów bazaltowych. Na fig. 9 a, b, c, d, e, przedstawiono kilka przekrojów brył wypalonego magnezytu z występującym w nich ciosem. Obserwując rozkład ciosu w wypalonych magnezycach można znaleźć prawidłowości w rozmieszczeniu spękań w zależności od zewnętrznych konturów bryły wypalonego magnezytu. Prawidłowości te uwidaczniają się najlepiej w elementach wydłużonych. Ele-

ment taki posiadający kształt zbliżony do przekroju dajki (porównaj fig. 8), przedstawiono na fig. 9 f. Możemy tu również wyróżnić trzy strefy: I — „górną”, II — „prześciową” i III — „dolną”. Spękania w tych strefach powstawały na skutek równomiernego chłodzenia wszystkich powierzchni bryły magnezytu. Dlatego też warunki powstawania ciosu

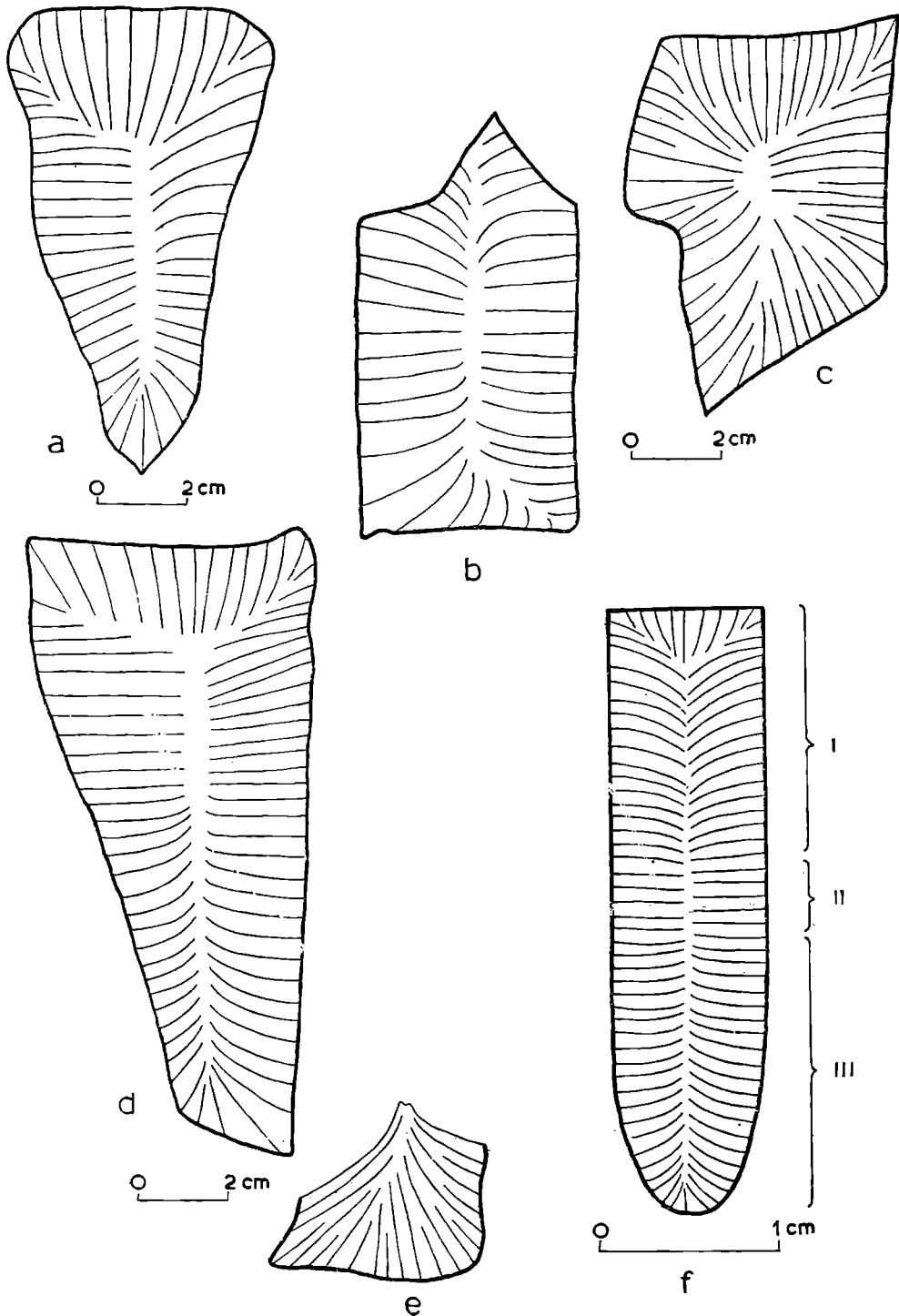


Fig. 9. Schematy rozkładu ciosu poprzecznego w bryłach wypalonego magnezytu. Sobótka

Fig. 9. Scheme of distribution of transverse joints in heated magnesite. Sobótka

w strefie I i III są te same. W rezultacie równomiernego chłodzenia zewnętrznych powierzchni izotermy tworzyły koncentryczne linie równoległe do konturów bryły. W związku z tym wszystkie ciosy zaginają się ku środkowi.

Porównując schemat przedstawiony na fig. 9 f i na fig 8 widzimy poważne różnice w rozmieszczeniu izoterm w momencie powstawania ciosu. Mechanizm powstawania ciosu był jednak ten sam. Podobieństwo to widać wyraźnie zestawiając fig. 2 c i Tabl. V, fig. 1. Układy te przypominają zupełnie wykształcenie spękań w lawach andezytowo-dacytowych na południowych zboczach Elbrusu na Kaukazie, Tabl. V, fig. 2.

IV. TEKSTURY I MAGNETYZM DAJEK

W szczegółowych badaniach dajek ważną rolę odgrywają również ich tekstury. W czasie ruchu ku górze płynnej lawy następuje uporządkowanie minerałów (prakryształów). Najpowszechniej występują dwa typy tekstur: podłużne i wygięte, (W. W. Bielousow 1954, str. 127). W licznych badaniach prowadzonych przez różnych autorów starano się znaleźć związki pomiędzy tymi teksturami a ciosem. Tekstury podłużne badane były np. w brzeźnych partiach, wzdłuż kontaktu dużego batolitu Enchanted Rock w Teksasie (R. M. Hutchinson 1956). Autor ten stwierdził występowanie trzech powszechnych systemów ciosu: 1) podłużny — równoległy do ułożenia minerałów i kontaktu, 2) poprzeczny — prostopadły do podłużnego i kontaktu, 3) poziomy — pokładowy.

Podobne systemy ciosu zostały opisane w granodiorytowej dajce w Kirkmabreck (Anglia) posiadającej typowe tekstury wygięte (F. G. H. Blyth 1955). Dajka ta o szerokości około 150 m rozcięta jest kamieniołomem, w którym przeprowadzono orientację blaszek miki. Pomimo jednak występowania tekstur wygiętych cios tworzy i tu trzy regularne systemy: podłużny, poprzeczny i pokładowy. Obecność ciosu pokładowego w dajce należy tłumaczyć dużą jej szerokością upodabniając ją do batolitu.

Okazuje się więc, że tekstury dajek nie mają wpływu na kształtowanie się ciosu. Jedynie cios podłużny w dajkach pokrywa się na ogół z linearnym ułożeniem prakryształów.

Orientacja minerałów w dajkach posiada jeszcze inne ważne właściwości. Powoduje ona przede wszystkim silne anomalie magnetyczne. Szczegółowe badania magnetyczne dajek prowadzone były w Polsce w Górach Świętokrzyskich (St. Pawłowski 1947) i w Pieninach (St. Małoszewski 1956 i 1957). W badaniach tych wyznaczono deklinację (D) oraz składową pionową $\Delta z \gamma$ i poziomą $\Delta H \gamma$. We wszystkich tych badaniach anomalie magnetyczne zaznaczały się bardzo wyraźnie. Odmienne przedstawia się sytuacja w skałach wylewnych. Brak orientacji minerałów ferromagnetycznych powoduje nieregularne i zmienne anomalie trudne czasami do zinterpretowania.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Абдуллаев Х. М. (1957), Дайки и оруденение. Москва.
2. Ажгирей Т. Д. (1956), Структурная геология. Москва.
3. Белоусов В. В. (1954), Основные вопросы геотектоники. Москва.
4. Буялов Н. И. (1953), Структурная и полевая геология. Москва.
5. Blyth F. G. H. (1949) — The sheared porphyrite dykes of South Galloway. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, v. 105.
6. Blyth F. G. H. (1955), The Kirkmabreck Granodiorite near Creetown, South Galloway. *Geol. Mag.*, v. 92, No 4.
7. Cloos H. (1922), Tektonik und Magma. *Abh. d. preuss. geol. L.-A.*, N. F. 89.
8. Dżułyński St. (1955), O formie geologicznej występowania porfirów zalaskich. (On the Geological form of the Porphyry in the Vicinity of Zalas). *Biul. Inst. Geol.*, 97.
9. Goodspeed G. E. (1940), Dilatation and replacement dikes. *Jour. Geol.*, v. 48.
10. Goodspeed G. E. (1952), Replacement and rheomorphic dikes. *Jour. Geol.*, v. 60, No 4.
11. Fuller R. E. (1927), The Closing Phase of Fissure Eruption. *Am. Jour. Sci.*, v. 14, No. 81.
12. Hospers J. (1954), Magnetic correlation in volcanic districts. *Geol. Mag.*, t. 91, No. 5.
13. Hunt C. B. (1938a), A suggested explanation of the curvature of columnar joints in volcanic necks. *Am. Jour. Sci.*, v. 36, No. 212.
14. Hunt C. B. (1938b), Igneous geology and structure of the Mount Taylor volcanic field, New Mexico. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 189-B.
15. Hutchinson R. M. (1956), Structure and petrology of Enchanted Rock batholith, Llano and Gillespie counties, Texas. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, v. 67, No. 6.
16. Jahn A. (1958), Powulkaniczne zjawiska w okolicy Frantiskowych Lazni w Czechosłowacji. *Wszecławiat*, 1.
17. James A. V. G. (1920), Factors producing columnar structure in lavas and its occurrence near Melbourne, Australia. *Jour. Geol.*, v. 28.
18. Johannsen A. (1948—49), A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Chicago.
19. Kettner R. (1956), Všeobecná geologie. Praha.
20. Klüpfel W. (1953), „Basaltgeologie”. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 104, T. 2.
21. Kozłowski S. (1955), Intruzje porfirowe w grzbiecie dębnickim. (Porphyric Intrusions in the Dębnik Ridge). *Biul. Inst. Geol.*, 97.
22. Kozłowski S. (1958a), Wulkanizm permski w rejonie Głuszycy i Świerków na Dolnym Śląsku. (Permian volcanism in Głuszycza and Świerki region, Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 28, z. 1.
23. Kozłowski S. (1958b), Badania andezytów pienińskich oraz ich własności kwasoodpornych. *Mat. Bud.*, 1.
24. Kozłowski S. (1959), Projektowanie eksploatacji kamienia budowlanego na podstawie znajomości spękań skał. (Building stone getting based on rock cleavage). *Przegl. Gór.*, nr 1—2.
25. Małoszewski St. (1956), Badania magnetyczne w Pieninach. Sprawozdanie z poszukiwań andezytu na Jarmucie koło Szczawnicy (Magnetic research in Pieniny Range, Carpatians). *Przegl. Geol.* 2.

26. Małoszewski St. (1957), Andezyty okolic Szczawnicy na tle badań magnetycznych. (Andesites of the vicinity of Szczawnica (Carpathians) on the ground of magnetic investigations). *Przeegl. Geol.*, 9 i 11.
27. Manley H. (1954), An estimate of time taken for a dyke to cool through its Curie point. *Geofis. pur. apol.*, v. 27.
28. Михайлов А. Е. (1956), Полевые методы изучения трещин в горных породах. Москва.
29. O'Reilly J.P. (1879), Explanatory notes discussion of the nature of the prismatic forms of a group of columnar basaltes, Giant's Causeway. *Trans. Roy. Irish. Acad.*, XXVI.
30. Pawłowski St. (1947), Anomalie magnetyczne w okolicy wsi św. Katarzyna — Psary. (The magnetic anomalies in the neighbourhood of villages św. Katarzyna — Psary). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 35.
31. Różycki S.Z. (1957), Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na ziemi Torella. (Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell, Spitsbergen). *Biul. Peryglac.*, 5.
32. Shand S.J. (1927), Eruptive rocks. London.
33. Sosman R. B. (1916), Types of Prismatic structure in igneous rocks. *Jour. Geol.* v. 24.
34. Thomson J. (1863), On the origin of the jointed prismatic structure in basalts and other igneous rocks. *Rept. Brit. Asso. Adv. Sci.*, 33d.
35. Watt G. (1804), Observations on basalt, and on the transition from vitreous to the stony texture. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, p. 273—314.
36. Wolff F. (1914), Der Vulkanismus. Stuttgart.
37. Zeisner L. (1829), O powstawaniu i względnym wieku formacji bazaltowej. Warszawa.

SUMMARY

Abstract: Systems of thermal joints occurring in thin, medium, and thick dikes are described. The formation of these systems of joints depends on the thickness of the dike. Differences between various types of joints systems occurring within thick dikes related with volcanic necks are explained by the distribution of isotherms during the formation of joints. The ideal distribution of isotherms and joint systems in a thick dike (or volcanic neck) is presented. Four zones having different ellipsoides of contraction stresses are distinguished.

The principal types of joints in effusive rocks are discussed. The forms of basalt prisms are compared with polygonal soils and with artificial joints formed during heating of rocks. The relation of structures of the dikes to magnetism of vein rocks and effusive rocks is also discussed.

INTRODUCTION

Primary and secondary joints are distinguished in magmatic rocks. The formation of primary joints is caused by contraction during cooling of the rock. Secondary joints are formed in consolidated rocks by tectonic stress. Primary joints in dikes, intrusive veins, and volcanic necks are discussed in this paper.

Three principal types of dikes are distinguished: endodikes, metadikes and egzodikes. Typical thermal joints occur almost exclusively in endodikes (dilation dikes), and only this type of dikes will be discussed.

I. THERMAL JOINTS IN DIKES

Joints are formed by contraction during cooling of the rock. The distribution of joints depends on the position of isotherms during their formation. In the case of joints in dikes the position of lateral contact planes of the dike has decisive importance for the distribution of joints. The distribution of joints is different in thin, medium, and thick dikes.

Thin dikes have the simplest distribution of joints. Longitudinal and transverse joints with regard to the strike of the dike are distinguished in this type of dikes (Fig. 2a). Transverse (or cross) joints (I and II) are corresponding with columnar joints in effusive rocks. Longitudinal joints (III) are corresponding with flat-lying joints (Fig. 3). The fracture systems I, II, and III, are presented on contour diagrams (Fig. 4 and Fig. 5). The contour diagrams make possible the determination of the angle between the fracture systems II and III. This angle amounts usually about 60° (Fig. 5 and Plate I, Fig. 1).

This type of joints distribution is encountered in thin dikes, the thickness of which does not exceed a dozen metres. A transition of this type of joints distribution into the type characteristic for medium dikes was observed at Wzar in a dike which is 16 m thick (Plate II, Fig. 1 and Fig. 2).

Medium dikes are a few dozen to several dozen metres thick. Two independent systems of joints starting at the both contact planes are formed in this type (Fig. 2b). The fractures starting at the contact planes are penetrating inside the dike. Because of the great thickness of the dike the fractures are not cutting it through like in thin dikes. The stresses are independent in the two marginal zones of the dike. The both zones are in contact in the middle of the dike along the line a-a (Plate II, Fig. 2). The fractures are quite similar in the both zones, although the joints of one side of the dike are not prolonged on the other side, but the both systems of joints are somewhat shifted (Fig. 5).

The mode of formation of joints in medium dikes is similar to the formation of some types of fracture systems in effusive rocks. Sometimes independent fractures are formed at the top and at the base of an effusive cover (A. V. G. James, 1920).

Further development of two independent systems of joints is seen in thick dikes. Besides well developed systems of joints in the marginal zones, another system of joints is observed in the central part of the dike. The scheme of joints distribution in such a dike is presented on Fig. 2c.

The influence of lateral contact surfaces is not important in the central part of the dike, where joints become vertical. The thickness of the zones of fractures connected with the contact surfaces amounts about 20 metres as it is shown on Fig. 2c.

Transverse joints are most important in thick dikes. They are usually developed as columnar joints. The following discussion of joints in thick dikes is devoted to transverse joints only.

The formation of joints in the central part of a thick dike is connected with the vertical conduction of heat. It is assumed that the dike reaches the surface, and its upper part is intensively cooled (Plate III, Fig. 1 and Fig. 2). The assumed distribution of isotherms during the formation of joints is presented on Fig. 2c. In the deeper part of the dike the influence of cooling at the surface decreases and finally disappears. In contrary, cooling at lateral contact surfaces is independent from depth, apart of the small increase of temperature due to geothermal gradient. Instead, cooling at lateral contact surfaces decreases towards the centre of the dike. Therefore, three zones can be distinguished in vertical dikes: the upper zone, where cooling at the surface of the earth is dominant, the transition zone, where, cooling takes place at lateral contact surfaces only, and the lower zone, where the thermal influence of the magmatic body becomes important.

The described scheme of cooling of dikes agrees well with observations of the distribution of joints in volcanic necks. The distribution of stresses causing the formation of columnar joints in volcanic necks was described in a detailed manner by C. B. Hunt (1938a). If the probable distribution of isotherms is drawn on Hunt's cross-section of a volcanic neck, a picture analogous with Fig. 2c is obtained. C. B. Hunt (l. c.) discussed volcanic necks having constant diameter, and therefore his statements are also valuable for dikes. Joints distribution conformable with Hunt's diagram (l. c.) was observed in basalt dikes in Lower Silesia and Czechoslovakia.

The presence of the lower zone (Fig. 8) was discovered and introduced into the Hunt's scheme by the present writer. The distribution of isotherms in this zone is opposite to that in the upper zone, i.e. the isotherms are bent downward. The distribution of isotherms in the lower zone of an andesite dike is presented on Fig. 6.

The detailed distribution of isotherms and joints in a dike is presented on Fig. 8. The distribution of isotherms is shown here from the surface of the earth down to the zone lying in proximity of the magmatic chamber.

The upper zone Ia includes the uppermost part of the dike (or volcanic neck) which is situated closely under the surface of the earth. Cooling at the surface is dominant there. The isotherms are horizontal, and joints are vertical. The thickness of this zone can range up to several hundred metres. An example of this zone is presented on Plate VI, Fig. 1.

The upper zone IIb is marked by the influence of lateral cooling at the contact surfaces. This is the cause of downward bending of the isotherms in the central part of the dike (compare Fig. 2c). The joints are turning in the direction of the lateral contact surfaces. This is the cause of an increase of thickness of the necks toward the contacts, as it is seen on Plate III, Fig. 2. The influence of cooling at the surface is decreasing in the deeper part of the dike. The isotherms become more and more steep, and gradually reach a vertical position. The thickness of this zone may amount 500 m as at Mount Taylor (C. B. Hunt 1938a).

The transition zone II includes the part of the dike in which only lateral cooling is present. Vertical isotherms and horizontal joints are characteristic for this zone. The transition zone reaches probably a very great thickness and it is difficult to evaluate its extent (Plate II, Fig. 1 and Fig. 2).

The lower zone III includes the part of the dike in which temperature rises due to proximity of the magmatic chamber. This deep zone is rarely visible, and therefore it was not noticed until now. The isotherms are bent upward in the central part of the dike (compare Fig. 6), while joints are bent downward (Plate IV, Fig. 2). The conduction of heat from the magmatic chamber is probably connected with the presence of convection currents in this zone of the dike. It is assumed that the cooling of higher zones proceeded without the formation of convection currents.

Gradual transitions occur between the described zones and therefore the presented division of a dike is not always clearly discernible. However, the position of the dike with regard to the surface of the earth and the distribution of isotherms during the formation of joints can be determined by means of analysis of the distribution of joints.

II FORMATION OF THERMAL JOINTS

The formation of thermal joints is due to contraction. Sets of socks disposed perpendicularly to the cooling surface are a typical form of contraction joints. Socks with hexagonal cross-sections are formed in ideal conditions. The frequencies of different types of socks are listed in Table 1. Hexagonal and pentagonal socks are most frequently encountered.

Contraction joints are formed not only in magmatic rocks. Measurements of some polygonal soil structures are presented also on Table 1, as well as measurements of joints formed in magnesite during rapid cooling after heating to the temperature of 950°C. (Fig. 9). Joints formed thus in magnesite are typical contraction joints (Plate V, Fig. 1). They are very similar to joints observed in andesite-dacite lavas on the southern slopes of Elbrus (Caucasus), Plate V, Fig. 2).

Hexagonal contraction joints were observed by the author also in a sandstone xenolith in basalt, at Hajnacka in Czechoslovakia, (Plate VII, Fig. 2). Thermal joints can be also formed in coal. R. K e t t n e r (1957) v. II, p. 156 presents a photography of a vertical basalt dike piercing a coal seam. On both sides of the dike there are two zones of coked coal displaying horizontal joints.

The physical conditions of formation of joints come now into question. A lava flow at Świerki in Lower Silesia, described by the author (S. K o z ł o w s k i 1958a) flowed on swampy sediments of the Rotliegendes, and sank down completely in the soft shales. Joints formed during cooling of the lava flow were filled with clay. The cracks were gradually enlarging, and the clay penetrated several metres inside the lava flow. The clay was thermally altered by the high temperature of the lava. A. V. G. J a m e s (1920) determined the temperature at which joints are formed

as 315 — 500°C. The author's opinion is that joints are formed when the rock can be still subject to plastic strain. Undulation shown on Plate VII, Fig. 1 were produced by the action of a lateral stress exerted on a plastic rock in which joints were just forming.

Magnetisation of the rock takes place when it reaches the Curie point, i.e. in temperatures ranging from 450° to 550°C. and the magnetic orientation is conformable with the terrestrial magnetic field (J. H o s p e r s 1954). The time between the eruption of the lava and the formation of magnetism in the rock can be determined on account of magnetic investigations (H. M a n l e y 1954). Therefore the time between the eruption and the formation of joints can also be determined.

III STRUCTURES AND MAGNETISM OF DIKES

Rock structures are important features of dikes. Orientation of phenocrysts takes place during the upward movement of the fluid lava. Longitudinal and curved structures are most frequently encountered. The structures have no influence on the formation of joints (R. M. H u t h i n s o n, 1956, F. G. H. B l y t h, 1955). However longitudinal joints are in general parallel to the linear arrangement of phenocrysts. The orientation of minerals in dikes is the cause of strong magnetic anomalies. Therefore dikes and intrusive magmatic veins display more pronounced magnetic anomalies than effusive rocks. The structure of magmatic rocks has a greater influence on magnetic properties than their chemical composition.

*Geological Department Rock
Raw Materials Company
Cracow, June 1958*

OBJAŚNIENIA TABLIC

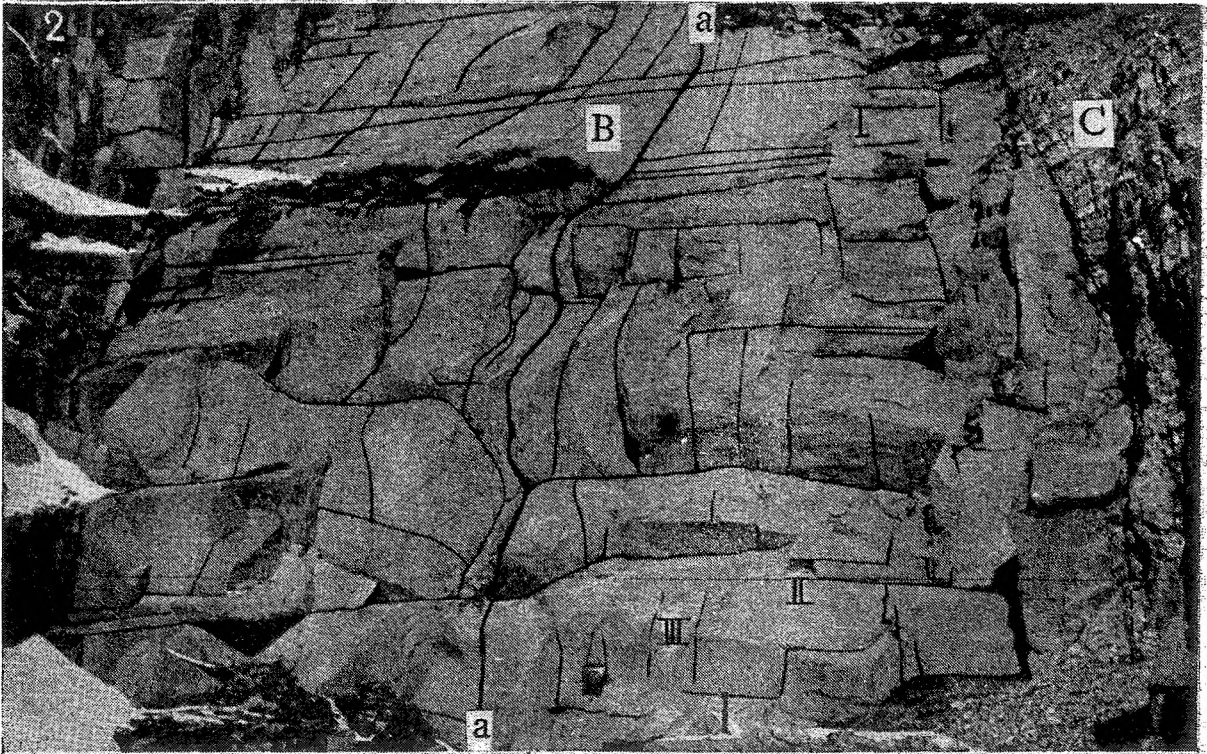
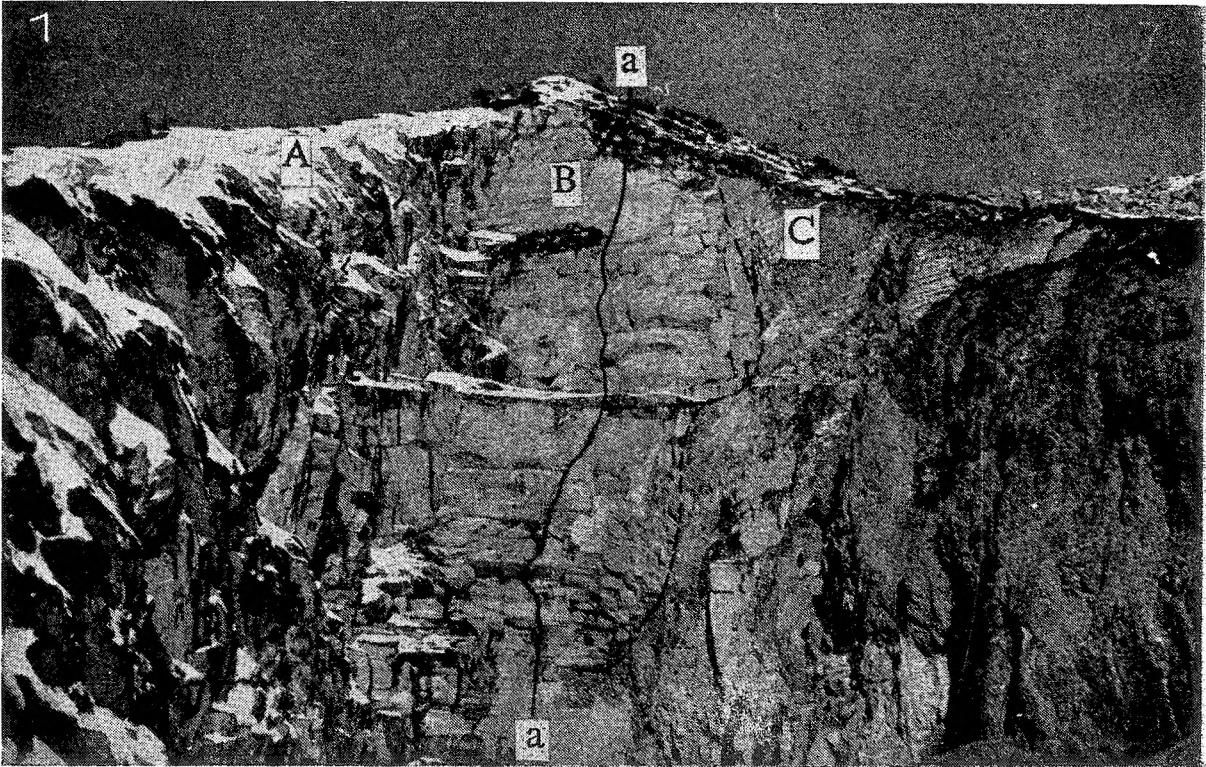
EXPLANATION OF PLATES

(zdjęcia autora)

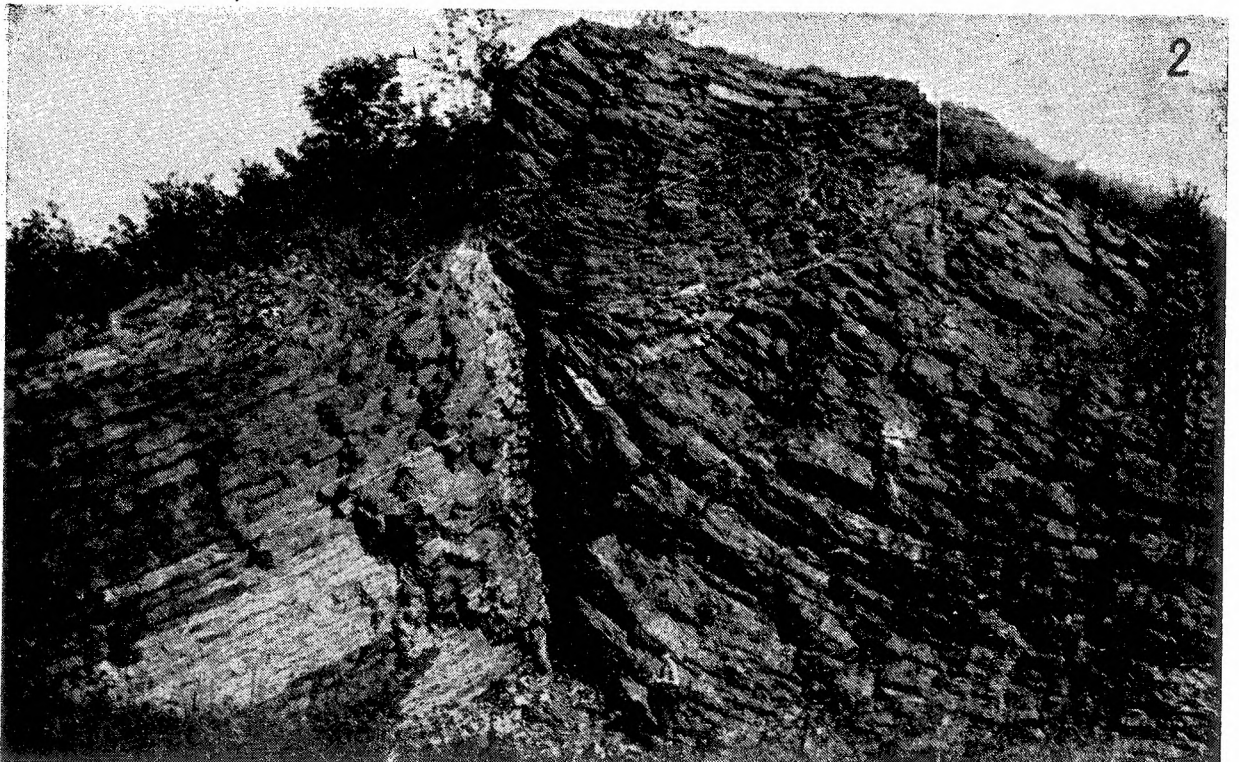
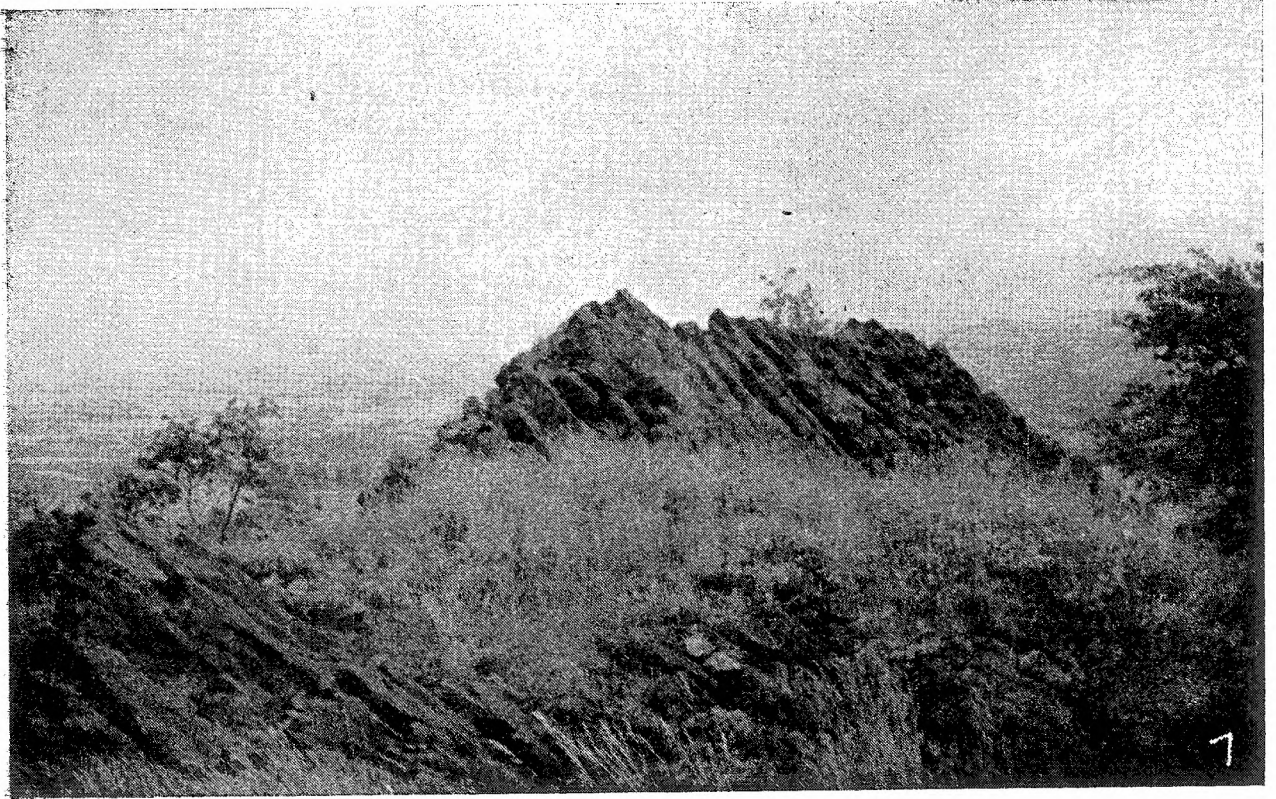
Tablica I
Plate I

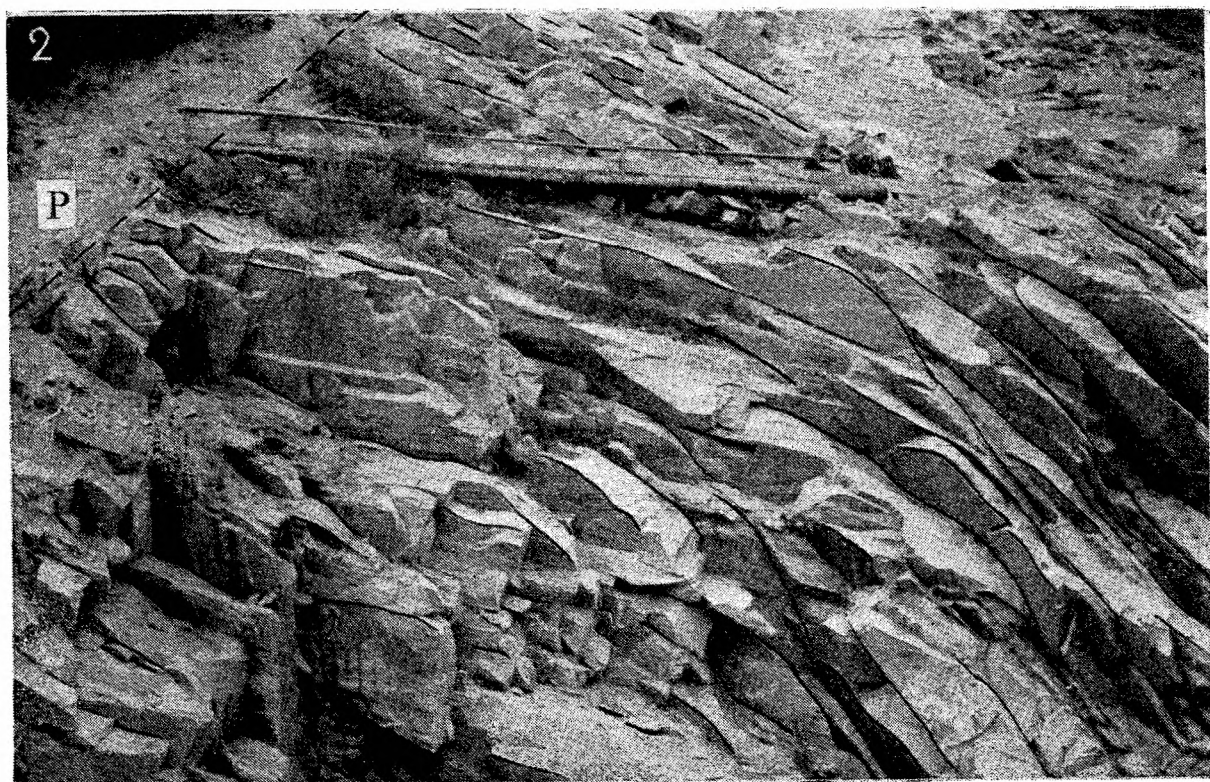
- Fig. 1. Układ ciosu poprzecznego w dajce andezytowej. Kamieniołom „Snoska”, góra Wżar. I i II — cios poprzeczny, porównaj fig. 5. Kat $\alpha = 60^\circ$
- Fig. 2. Cios rozwidlający się w andezycie. Kapuśny koło Prešowa na Słowacji.
- Fig. 1. Transverse joints in an andesite dike. Quarry „Snoska” at Wżar. I and II — transverse joints, compare Fig. 5. The angle $\alpha = 60^\circ$
- Fig. 2. Bifurcating joints in andesite. Kapuśny near Prešov in Czechoslovakia

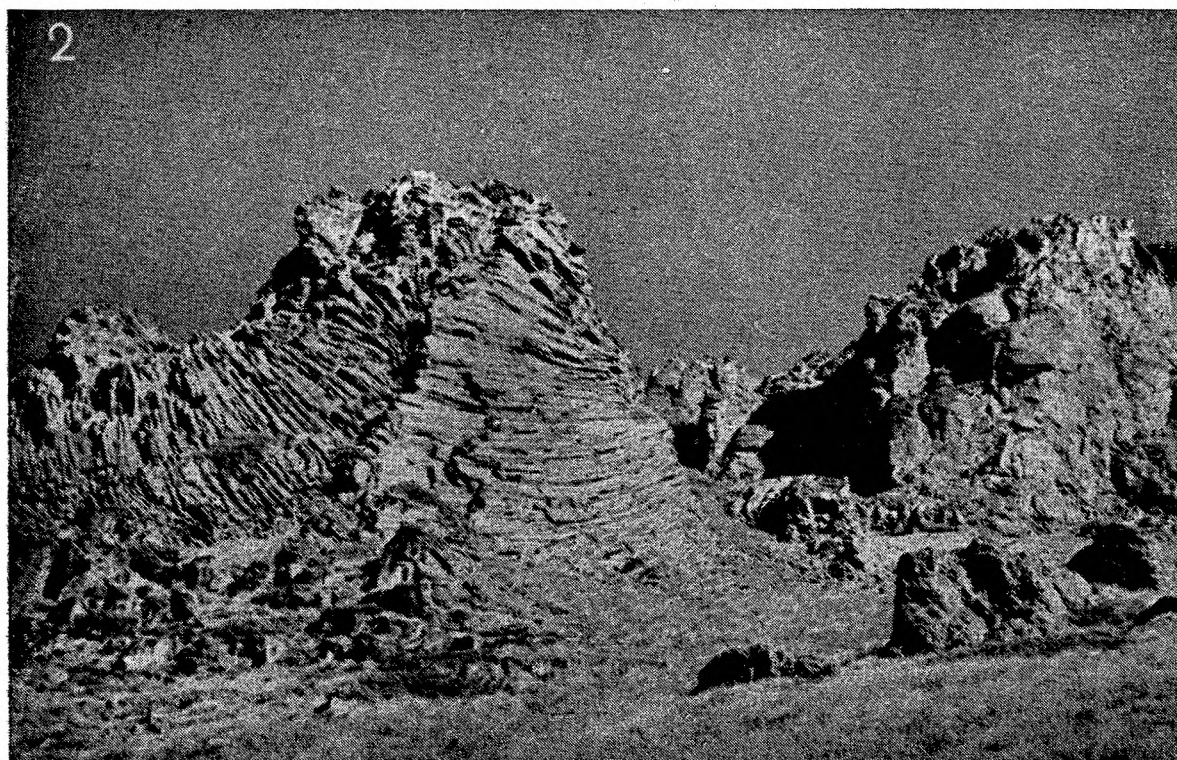
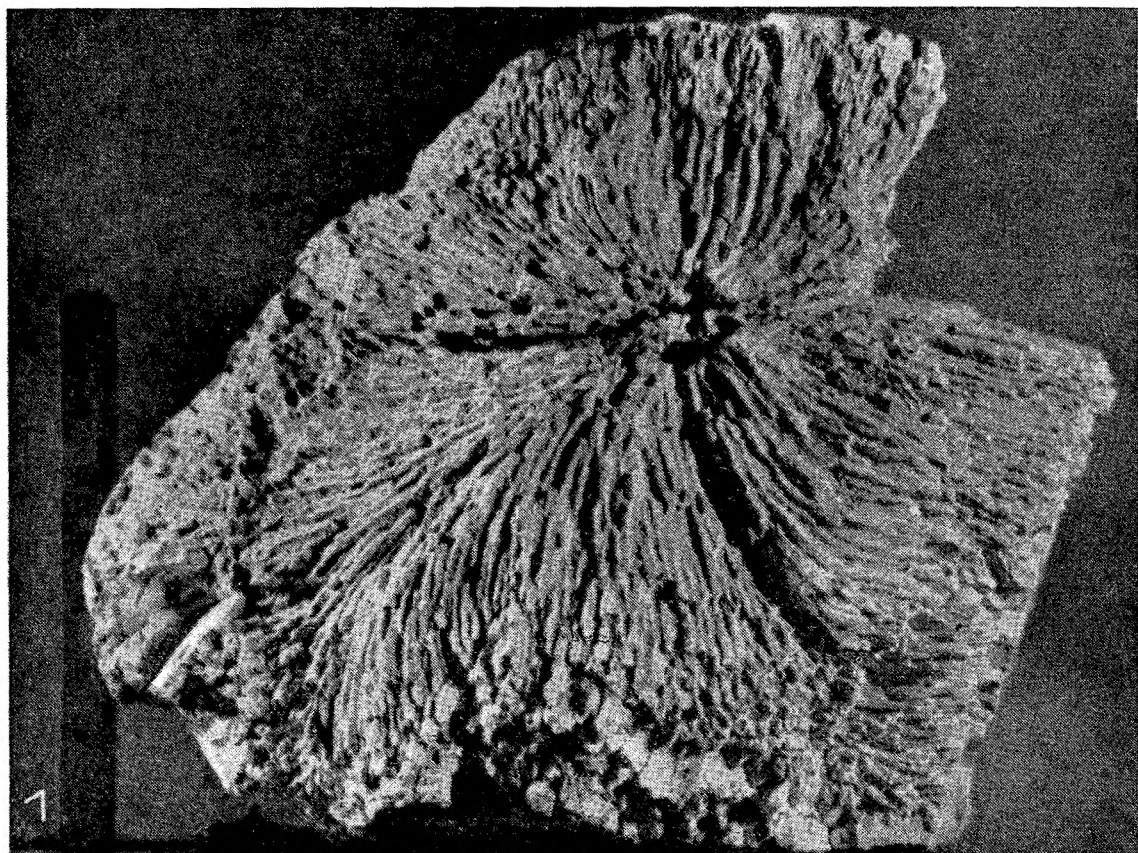


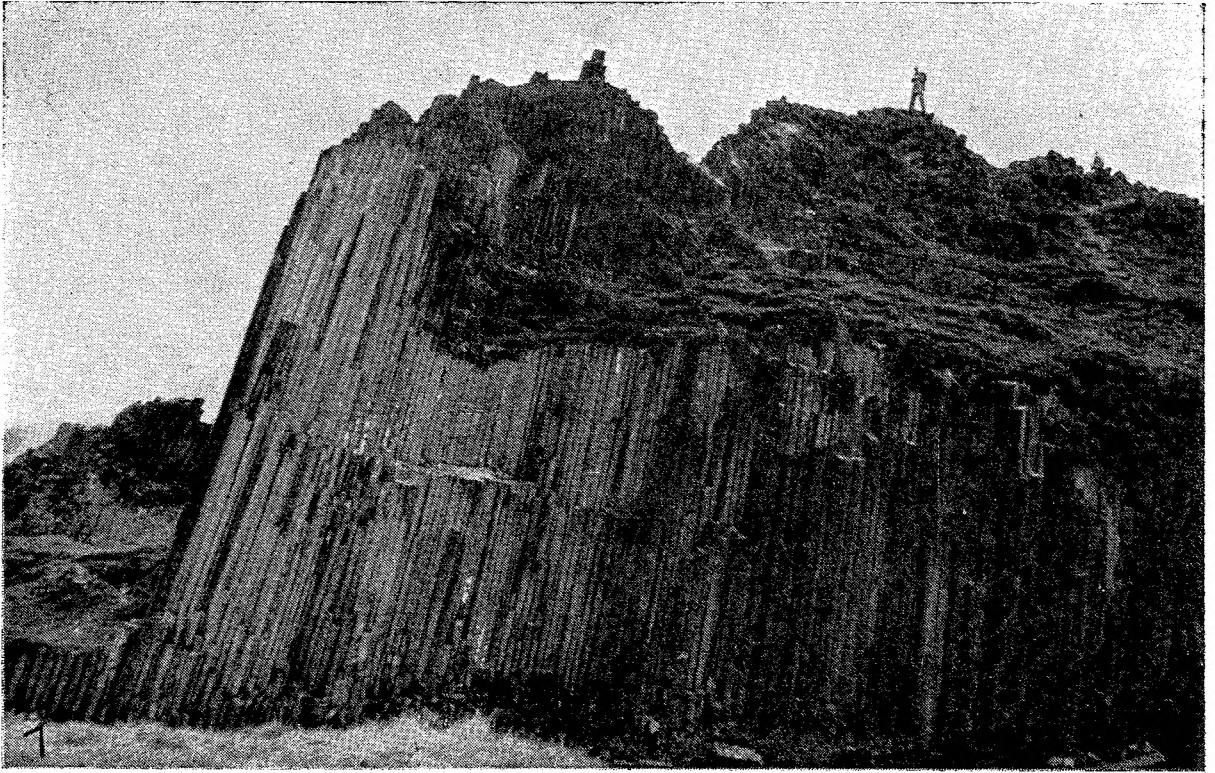


S. Kozłowski











Tablica II
Plate II

- Fig. 1. Widok średniej dajki andezytowej. Kamieniołom „Snoska”, Wżar. A i C — skały osadowe, B — dajka andezytowa, *a—a* — granica dwu systemów spękań
- Fig. 2. Cios w średniej dajce andezytowej. Kamieniołom „Snoska”, Wżar B — dajka; C — skały osadowe, *a—a* — granica dwu systemów spękań, I i II — cios poprzeczny; III — cios podłużny, porównaj fig. 5. W górnej części widać prosty układ spękań (dajka cienka). Ku dołowi (poniżej litery B) pojawiają się dwa niezależne układy spękań (dajka średnia).
- Fig. 1. Medium andesite dike. Quarry „Snoska” at Wżar. A and C — sedimentary rocks. B — andesite dike. *a—a* — boundary of two systems of joints
- Fig. 2. Joints in a medium andesite dike. Quarry „Snoska” at Wżar. B — dike; C — sedimentary rocks, *a—a* — boundary of two systems of joints; I and II — transverse joints; III — longitudinal joints. Compare fig. 5. In the upper part simple distribution of joints characteristic for thin dikes. In the lower part (below the letter B) two independent systems of joints characteristic for medium dikes.

Tablica III
Plate III

- Fig. 1. Widok dajki bazaltowej. Leśna koło Lubania tzw. „Stożek Perkuna”. W dajce tej założony został kamieniołom, który odsłonił pełny przekrój, przedstawiony na Tabl. III, fig. 2.
- Fig. 2. Cios w grubej dajce bazaltowej. Leśna koło Lubania. Widać regularne układy spękań wzdłuż niewidocznych na zdjęciu kontaktów oraz wygięcie się ciosu w części środkowej. Wygięcie się ciosu ku górze występuje w dajkach, które doszły do powierzchni ziemi, porównaj fig. 2c.
- Fig. 1. Basalt dike. „Perkun’s Hill” at Leśna near Lubania. A quarry working in this dike provided the section presented on Plate III, Fig. 2
- Fig. 2. Joints in a thick basalt dike. Leśna near Lubania. Regular systems of joints along the invisible contact surfaces, and bending of joints in the central part of the dike. Such upward bending of joints is characteristic of dikes which reached the surface. Compare Fig. 2c.

Tablica IV
Plate IV

- Fig. 1. Nieregularny układ ciosów w wylewie bazaltowym o grubości kilkunastu metrów. Zaręba Górna koło Lubania, Nowy Kamieniołom.
- Fig. 2. Cios w grubej dajce andezytowej. Malinów koło Szczawnicy. Widać regularny układ spękań wzdłuż kontaktu i wyginanie się ciosu ku dołowi w środkowej części dajki. P — piaskowce jarneckie
- Fig. 1. Irregular joints in an effusive basalt cover, several metres thick. Zaręba Górna near Lubania. New Quarry
- Fig. 2. Joints in a thick andesite dike at Malinów near Szczawnica. Regular joints

along the contact, and downward bending of joints in the central part of the dike seen. P — Jarmuta sandstones

Tablica V
Plate V

- Fig. 1. Cios termiczny w wypalonym magnezycie. Sobótka na Dolnym Śląsku
Fig. 2. Cios termiczny występujący w lawach andezyto-dacytowych. Południowe zbocza Elbrusu. Kaukaz. Widać wybitnie podobieństwo do ciosu występującego w dajkach
Fig. 1. Thermal joints in heated magnesite. Sobótka (Lower Silesia)
Fig. 2. Thermal joints in andesite lavas. Southern slopes of Elbrus (Caucasus). The joints distribution is closely similar to those in dikes

Tablica VI
Plate VI

- Fig. 1. Cios słupowy w kominie bazaltowym. Ia — strefa górna, porównaj fig. 8. Kamenný Šenov (ČSR)
Fig. 2. Układ ciosu poprzecznego w dajce andezytowej. Wżar, kamieniołom zachodni. Kąt $\alpha = 100^\circ$
Fig. 1. Columnar joints in a basalt volcanic neck. Ia — upper zone, compare Fig. 8. Kamenný Šenov, Czechoslovakia
Fig. 2. Transverse joints in an andesite dike. Wżar, western quarry. The angle $\alpha = 100^\circ$

Tablica VII
Plate VII

- Fig. 1. Sfałdowany cios w dolnej części wylewu porfirowego. Miękinia koło Krakowa
Fig. 2. Cios termiczny, słupowy, w porwaku piaskowca. Widoczny jest kontakt piaskowca z bazaltem (B). Hajnáčka na Słowacji
Fig. 1. Folded joints in the lower part of a porphyry effusive cover. Miękinia near Kraków
Fig. 2. Thermal columnar joints in a sandstone xenolith. The contact of sandstone and basalt (B) is visible. Hajnáčka, Czechoslovakia