

STANISŁAW DZUŁYŃSKI

Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej

TREŚĆ: Słowo wstępne — Położenie geologiczne — Rys historyczny poglądów — Styl tektoniczny jury krakowskiej: rodzaj uskoków, wielkości zrzutów, uskoki nożycowe, zwierciadła tektoniczne, brekcje tektoniczne, megabrekcje tektoniczne, kliny tektoniczne, uskoki schodowe, kierunki uskoków, załomy uskokowe, fleksury i wypaczenia, zręby i rowy tektoniczne, uskoki obwodowe — Zależność zaburzeń tektonicznych od rodzaju skały — Sposoby rozpoznawania uskoków w jurze krakowskiej — Ogólny rys pokredowej tektoniki Wyżyny Krakowskiej — Opis elementów zrębowych i zapadlisk: rów krzeszowicki; pasmo tęczyńskie; zapadlisko Rybnej; zrębowe pasmo nadwiślańskie wzgórz Mirowa i Ratowej oraz grzbiet Kajasówki; zachodnia część pasma, obszar Kamienia, wschodnia część pasma; zapadlisko Cholezryn-Półwieś; zrębowe wzgórze w okolicy Czernichowa; zapadliska i zręby w okolicach Krakowa: Podgórze i Bonarka, obszar miasta Krakowa, Krzemionki, rów pychowicki, wzgórze pychowickie, wzgórze bodzowskie, rów tektoniczny między Bodzowem a Lasem Wolskim, Las Wolski, rów Liszki-Skotniki, Winnica, zapadlisko przedgórskie — Spękania ciosowe: pojęcie ciosu, rodzaje spękań, ciosy prostopadłe (kierunki spękań), błędy w pomiarach kierunku i właściwa interpretacja wykresów, powierzchnie spękań ciosowych oraz pochyłość i upady ich powierzchni, sposoby odróżniania ciosów pochyłych od uwarstwienia, zlepienie szczelinowe, wiek spękań ciosowych, mineralizacja wzdłuż spękań ciosowych, stosunek ciosu do uskoku — Wiek zapadlisk i zrębów Wyżyny Krakowskiej: dolna granica wieku, górna granica wieku — Naciski boczne — Ruchy poziome — Pochodzenie spękań ciosowych — Zanikanie uskoków w warstwach leżących głębiej — Pochodzenie zapadlisk — Tektonika podłoża jury i zagadnienie wpływu starych założeń na tektonikę trzeciorzędową — Diastroficzny charakter osadów trzeciorzędowych — Grawitacyjne spelzanie mas fliszowych — Morfologia Wyżyny Krakowskiej: główne rysy krajobrazu, powierzchnie zrównania, powstanie dolin w jurze krakowskiej, morfologia skałek, zjawiska krasowe, powstanie „bram“ w dolinach jury krakowskiej — Literatura cytowana

SŁOWO WSTĘPNE

Praca niniejsza obejmuje wyniki badań nad tektoniką Wyżyny Krakowskiej, które prowadziłem z ramienia Muzeum Ziemi w latach 1950-1952. Złożyły się na nią również spostrzeżenia zebrane w czasie pracy nad mapą geologiczną zachodniej części Wyżyny Krakowskiej, którą wykonywałem jako współpracownik P. I. G.

Jest moim miłym obowiązkiem złożyć szczerze podziękowanie Prof. M. Książkiewiczowi za udzielenie mi miejsca w Zakładzie Geologii U. J., umożliwienie korzystania z wszystkich pomocy naukowych i stale okazaną życzliwość.

POŁOŻENIE GEOLOGICZNE

Wyżyna Krakowska¹ — to najdalej ku południowemu wschodowi wysunięta część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Leży ona na przedmurzu Beskidów Wadowickich.

W szerokim ujęciu przedmurza Karpat, którego obszar nie był nigdy dokładnie określony, wyróżnił J. Nowak (65) jego południową część jako tzw. wał metakarpacki. Jest to wypaczenie siodłowe o szerokim promieniu, do którego od północy przylega również szerokopromienny element łukowy zwany bruzdą środkowo-europejską (Samsonowicz, 79) lub synkliną peryferyczną (Haug, 1907).

Wyżyny Krakowska i Śląska (antyklinorium śląsko-krakowskie Nowaka), łącznie z niecką miechowską oraz masywem Gór Świętokrzyskich, to zachodni odcinek wału metakarpackiego (fig. 1). Na jego wschodnim odcinku znajduje się Podole, Wołyń i granitowy trzon Ukrainy. Ku po-

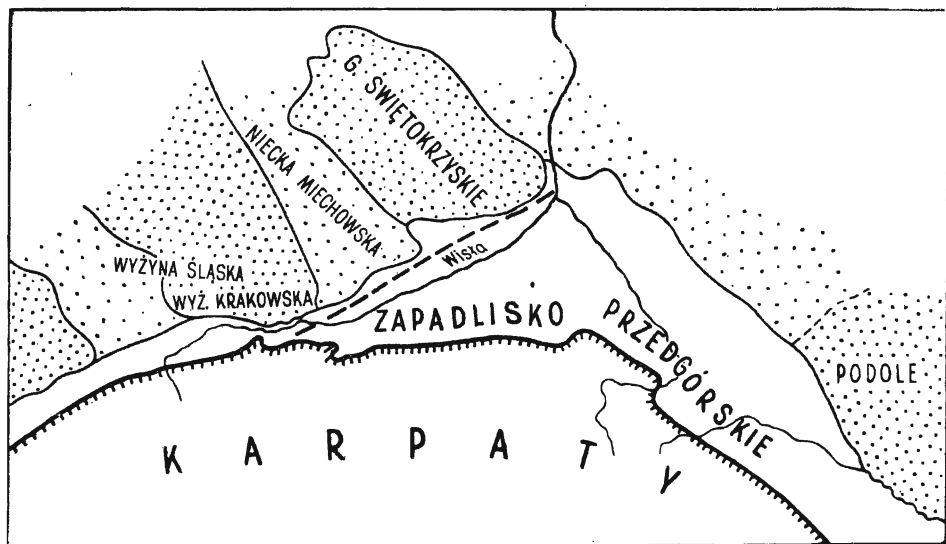


Fig. 1

Położenie Wyżyny Krakowskiej na przedmurzu Karpat

¹ Nazwę Wyżyny Krakowskiej wprowadził do literatury T. Wiśniowski (107) określając równocześnie jej granice.

łudniowi Wyżyna Krakowska, podobnie jak inne odcinki przedmurza, obrywa się uskokowo i zapada pod Karpaty. Wzdłuż samego brzegu Karpat rozpościera się zapadlisko przedgórskie, zwane też „rowem przedgórskim“. Po południowej stronie tego zapadliska przypuszczalnie nie ma skrzydła wiszącego (Książkiewicz, 46), gdyż jest ono prawdopodobnie brzezną częścią „wglębnej niecki synklinorialnej“ (Świdorski, 91), w którą nasunęły się masy fliszowe.

Właściwe zapadlisko przedgórskie — między wynurzonymi skałami paleozoicznymi i mezozoicznymi Wyżyny Krakowskiej a brzegiem nasunięcia karpackiego — jest bardzo wąskie. Wychodnie jury w Kamieniu znajdują się w odległości 3 km, w Kurdwanowie zaś 2 km od brzegu fliszowego („Brama Krakowska“ Ludomira Sawickiego, 81). Na wschód od Kurdwanowa, Podgórze oraz doliny Wisły na odcinku od Krakowa po Sandomierz skały starsze od trzeciorzędu znikają z powierzchni. Wyżyna Krakowska i Góry Świętokrzyskie urywają się na linii „Zawichost-Kurdwanów“ (Teisseyre, 94).

Istnieją dwa poglądy o przyczynie owego znikania starszych od trzeciorzędu utworów wzdłuż owej linii. Według jednego poglądu skały paleozoiczne i mezozoiczne Wyżyny Małopolskiej zanurzają się stopniowo pod utwory trzeciorzędowe Niżu Sandomierskiego (J. Wdowiarz)². W takim ujęciu pd.-wschodnia granica wychodni tych skał byłaby linią intersekcyjną pochylonego podłoża z niezgodnie na nim ułożonym trzeciorzędem. Według innego zapatrywania na linii „Zawichost-Kurdwanów“ istnieje rozległa dyslokacja obrzeżająca od pn.-wschodu „zapadlisko chrobackie“ (94).

Niezależnie od takiej czy innej interpretacji należy podkreślić, iż między Wyżyną Krakowską a Podolem istnieje obszerne i głębokie obniżenie w obrębie przedmurza, wypełnione osadami morza trzeciorzędowego. Wyżyna Krakowska oraz Podole leżą natomiast na wypiętrzaniach (elewacjach) przedmurza, które kontynuują się pod Karpatami (94, 100) i które znajdują swój wyraz w tektonice fliszu (45, 46).

Na pd.-zachód od Wyżyny Śląsko-Krakowskiej rozpościera się przedmurze sudeckie Karpat Zachodnich, które również leży na wypiętrzaniu i, podobnie jak Wyżyna Krakowska, zbliża się swoimi wychodniami skał paleozoicznych bezpośrednio do brzegu fliszowego. Zapadlisko przedgórskie („Brama Morawska“ Sawickiego) jest w tych okolicach również bardzo wąskie i wychodnie skał starszych od trzeciorzędu w Paskowie znajdują się w odległości niespełna 6 km od brzegu nasunięć fliszowych. Nazywając zatem ogólnie niesfałdowane masy po zewnętrznej

² Odczyt na posiedzeniu P. T. G. w 1952 r.

stronie łuku górskiego przedmurzem, wyróżniamy w jego obrębie obszary wypiętrzone, w których skały starsze od trzeciorzędu wynurzają się na powierzchnię, oraz zapadlisko przedgórskie. Zapadlisko przedgórskie jest integralną częścią przedmurza, które na pewnej przestrzeni zostało zanurzone do wielkich głębokości. Nie ma dlatego wyraźnych granic między wyniesionym obszarem Wyżyny Krakowskiej a zapadliskiem przedkarpackim. To zapadlisko łączy się bezpośrednio z rowami tektonicznymi Wyżyny Krakowskiej.

Wyżyna Krakowska znajduje się w miejscu, w którym brzeg Karpat zmienia swój kierunek. Na wschód od Krakowa brzeg fliszowy posiada w ogólnych zarysach kierunek równoleżnikowy (tzw. tatrzański wg K. Tołwińskiego, 100), który utrzymuje się aż po Wisłok.

Na zachód od Krakowa brzeg nasunięcia fliszu posiada kierunek 50° (tzw. śląski, 100).

W dziejach geologicznych Ziemia Krakowska zajmowała swoiste położenie w stosunku do prowincji karpackiej. To co dziś nazywamy przedmurzem Karpat, było przez całą niemal erę mezozoiczną szelfem ładu pn.-europejskiego. Choć historia geologiczna Wyżyny Krakowskiej potoczyła się odmiennie, niż dzieje prowincji karpackiej, istniał naturalny związek między zjawiskami geologicznymi zachodzącymi na obu tych obszarach.

RYS HISTORYCZNY POGLĄDÓW

Badania geologiczne w okolicach Krakowa były prowadzone do tychczas głównie w celu poznania stratygrafii utworów geologicznych. Toteż zagadnienie tektoniki tego obszaru znalazło się na uboczu i nie poświęcono mu szczególnej uwagi. Z czasem jednak wypłynęło ono w związku z potrzebą powiązania zjawisk tektonicznych przedmurza z fałdowaniami w Karpatach. Okazało się wówczas, iż wiadomości o tektonice Wyżyny Krakowskiej są niewystarczające i niewspółmiernie skąpe w porównaniu z lepiej poznaną tektoniką Karpat. Ten brak spowodował utworzenie błędnego obrazu fałdowej budowy wzgórz jurajskich (J. Nowak, 65).

Wiedza o trzeciorzędowej tektonice Wyżyny Krakowskiej była oparta na mapie St. Zarecznego (108) obejmującej prawie cały obszar krakowski. Nie ujmując w niczym zasług ani wielkości tego znakomitego badacza Ziemi Krakowskiej musimy bezstronnie stwierdzić, iż jego skądinąd doskonała mapa geologiczna była błędna w rozwiązywaniu zagadnień tektoniki. Błąd jej polegał na tym, iż Zareczny, podobnie jak jego poprzednicy Hohenegger (38) oraz Tietze (98), nie dostrzegał złożonej sieci

uskoków, która jest istotnym i zasadniczym rysem tektoniki jury krakowskiej. Trzeciorzędowa tektonika Wyżyny Krakowskiej w ujęciu St. Zaręcznego wyrażała się w łagodnym sfałdowaniu, któremu tu i ówdzie towarzyszyć miały uskoki, według tego badacza odgrywające zresztą drugorzędną rolę w tektonicznym gmachu jury krakowskiej.

Zapadlisko krzeszowickie jest według Zaręcznego synkliną, obniżoną jedynie w okolicy grzbietu dębnickiego przez uskoki. Na zachód i na wschód od tego grzbietu brzezi owego „zagłębienia tektonicznego od Chrzanowa po Witkowice“ miały być łagodnymi siodłami. Pasma tęczyńskie uważał Zaręczny za antyklinę o złożonej budowie, sąsiadujące zaś od południa zapadlisko Rybnej — za synklinę. Synklina krzeszowicka i rybnińska przechodzić miały, zgodnie z poglądami Zaręcznego, ku wschodowi w formy erozyjne dolno-trzeciorzędowego pochodzenia.

Opierając się na mapie Zaręcznego Nowak (65) przyjął istnienie wyznaczonych łąków i siodła w obrębie Wyżyny Krakowskiej, powstałych w wyniku nacisku fałdujących się Karpat. Zrębowe wzgórze rozpościerające się na wschód od Czernichowa połączył w jedno wydłużone siodło nazywając je „antykliną Czernichów-Kurdwanów“, kilka zaś odrębnych zapadlisk jak np. rów tektoniczny „Cholerzyn-Półwieś“ (p. niżej s. 366) oraz rów „Liszki-Skotniki“ powiązał w jedną synklinę „Chrząstowice-Łagiewniki“. Zrębowy grzbiet Kajasówki, który w rzeczywistości wyklino-wuje się w okolicy Czułówka, miał być, według Nowaka, częścią antykliny „Kajasówka-Krakus“.

Poglądy wyżej wymienionego autora znalazły echo w pracy K. Koniara (41), który przyjął istnienie wspomnianych poprzednio siodła i łąków.

Podstawą tej tektoniki fałdowej były zasadniczo kryteria morfologiczne, gdyż za synkliny uznano głębokie obniżenia w terenie wypełnione osadami trzeciorzędu, a za antykliny — pasma wzgórz jurajskich.

Jak chwiejne były założenia i przesłanki, na których budowano te koncepcje tektoniczne, świadczy wymownie fakt, iż równocześnie rozwijał się w interpretacji owych rysów krajobrazowych Wyżyny Krakowskiej kierunek odrębny. Już dawni geolodzy, jak Alth, Tietze i inni, przypuszczali, iż część głębokich obniżenia morfologicznych należałoby przypisać potężnej erozji, działającej w dolnym trzeciorzędzie. Zaręczny uznawał częściowo słuszność tych poglądów, zwłaszcza w odniesieniu do wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. P. Koroniewicz (42) posunął się nawet do zaprzeczenia tektonicznego pochodzenia tych zagłębień, niesłusznie sądząc, iż nie ma żadnych dowodów, które by do przyjęcia takiej hipotezy uprawniały. Zgodnie z poglądami Koroniewicza rów krzeszo-

wicki to „konsekwentna“ dolina rzeczna, a głęboka bruzda w okolicy Rybnej i Cholerzyna to druga dolina „subsekwentna“, która w okolicy dzisiejszych Mydlnik uchodziła do doliny krzeszowickiej.

Dopiero po I wojnie światowej zaczęto patrzeć na tektonikę Wyżyny Krakowskiej pod kątem widzenia ruchów pionowych. Przełomową w tym względzie rolę należy przypisać pracy W. Kuźniara i W. Żelechowskiego (48). Była to pierwsza próba ujęcia tektoniki Wyżyny Krakowskiej w oparciu o nowe spostrzeżenia. Niestety, obaj autorzy nie odróżniali ciosu od uskoków nazywając obydwie formy tektoniczne wspólnym mianem „uskok“, co prowadzić może do złego rozumienia intencji i myśli autorów.

Wiele cennych uwag o tektonice Wyżyny Krakowskiej znajdziemy w tych pracach, które wiążą się tematem z tektoniką warysycjską lub też obejmują sąsiednie obszary Śląska, ale ubocznie nawiązują także do młodszej tektoniki Wyżyny Krakowskiej. Do prac tych będę wielokrotnie nawiązywał w dalszej części niniejszego opracowania.

STYL TEKTONICZNY JURY KRAKOWSKIEJ

Obszar krakowski w okresie trzeciorzędowym zachowywał się wobec ruchów tektonicznych podobnie jak sztywna bryła: pękał, rozpadał się na zręby i rowy, lecz nie fałdował się plastycznie. Fałdów we właściwym słowa tego znaczeniu w jurze krakowskiej nie znamy pominąwszy prawdopodobne wypaczenia szerokopromienne (p. niżej s. 341). Tektonika jest głównie nieciągła, uskokowa, ale w obrębie zaburzonych warstw pojawiają się często ugięcia fleksuralne.

Rodzaj uskoków

Znane z obszaru jury krakowskiej uskoki należą do typu uskoców normalnych albo grawitacyjnych³. Powierzchnia przesunięcia, w małych uskocach często prostopadła, w większych jest z zasady nachylona w stronę skrzydła zrzuconego. Kąt nachylenia jest zmienny, zazwyczaj około 70°, ale spotkać można powierzchnie znacznie mniej stromo nachylone. Na przykład powierzchnia przemieszczenia na uskoku w Czatkowicach jest nachylona pod kątem 50° (por. niżej fig. 3).

³ S. K. Clarc (12) odróżnia uskoki normalne grawitacyjne o nachylonych ku skrzydłu obniżonemu powierzchniach od uskoców tensjonalnych prostopadłych. Tego rozróżnienia nie da się jednak przeprowadzić na naszych terenach.

Pomiary nachylenia powierzchni uskokowej są zazwyczaj utrudnione, jeśli uskok nie jest odsłonięty w jakimś kamieniołomie. Ogólną orientację w nachyleniu tej powierzchni uzyskać można przez obserwację biegu linii intersekcyjnej uskoków. Mniej stromo pochylone uskoki posiadają linię intersekcyjną uzależnioną od przebiegu poziomic (por. niżej fig. 6).

Wielkości zrzutów

Wielkości zrzutów są oczywiście zmienne i mieszczą się w granicach od kilku milimetrów do kilkudziesięciu, a może nawet do kilkuset metrów. Większe dyslokacje występują jednak zwykle w szeregu schodowych zapadnięć (p. niżej s. 338), dlatego kilkusetmetrowe zrzuty są związane nie z jedną, lecz z kilku, lub nawet z kilkunastu powierzchniami przemieszczeń (p. niżej fig. 10).

Wielkość zrzutu w takich przypadkach, jako suma schodowych uskoków, może dochodzić do znacznych wartości. I tak np. w okolicy Mnikowa różnica wysokości między wierzchowiną pasma tęczyńskiego a zrzuconymi warstwami wapieni jurajskich na dnie zapadnięcia Rybnej (p. niżej s. 357) wynosi ok. 300 m, co pokrywa się z minimalną wartością sumy zrzutów na południowym brzegu pasma tęczyńskiego.

Uskoki nożycowe

Wielkość zrzutu jest zwykle zmienna w różnych punktach znaczonych wzdłuż jednej linii intersekcyjnej uskoku, ponieważ większa część uskoków na Wyżynie Krakowskiej — to uskoki nożycowe (por. pl. I, fig. 1). Zazwyczaj uskok nożycowy rozwiera się w jednym kierunku, skrzydło zrzucone stopniowo się obniża i często się urywa na jakimś poprzecznym uskoku. Przykładem takich przesunięć mogą być uskoki na południowym brzegu Wyżyny Krakowskiej, otwierające się ku pd.-zachodowi i kończące się przypuszczalnie na linii dyslokacji zapadliska Wiśły (p. niżej fig. 16).

Uskoki zawiasowe, tzn. takie, u których skrzydło zrzucone po jednej stronie dyslokacji przechodzi w wiszące, nie zostały dotychczas bezspornie stwierdzone na tym terenie.

Zwierciadła tektoniczne

Zwierciadła tektoniczne, czyli wygładzone i zarysowane powierzchnie przesunięć, są częste wśród uskoków Wyżyny Krakowskiej. Nie występują jednak wszędzie i rzadko kiedy bywają dobrze odsłonięte. Wyraźnie zaznacza się ich zależność od rodzaju przemieszczanych skał. Nie ma

np. takich zwierciadeł w osadach jury brunatnej, które są piaszczyste i mało spoiście. Uprzywilejowane stanowisko pod tym względem zajmują wapienie skaliste, w których powierzchnie uskokowe mają często pięknie wykształcone zwierciadła tektoniczne. Nie ma jednak zwierciadeł tektonicznych tam, gdzie nastąpiło bardzo silne pokruszenie wzdłuż powierzchni przesunięcia. Jeśli jednak zaburzone zostały wapienie, to wygładzenia i porysowania pojawiają się często na gładzach i okruchach tkwiących w brekcji tektonicznej.

Najczęściej widzimy zwierciadła tektoniczne na skrzydle wiszącym. Przy większych przesunięciach, jeżeli zwierciadła w ogóle występują, to tylko na ścianach skrzydła wiszącego. Przyczyna tego zjawiska leży w tym, iż skały skrzydła zrzuconego są zazwyczaj znacznie silniej pokruszone i spękane, niż skały skrzydła wiszącego. W związku z tym wzdłuż uskoku na skrzydle zrzuconym powstaje rozległy pas brekcji tektonicznych, wygasających stopniowo w miarę oddalania się od uskoku.

Znamienną właściwością zwierciadeł tektonicznych są rysy i poźłobienia. Niektóre z nich żywo przypominają struktury zbliżone do „stylolitów“ w wapieniach skalistych. Bardzo często owe poźłobienia na powierzchni skrzydła wiszącego kończą się znamiennym zadziorem w dole (fig. 2). Struktury tego rodzaju bywają uważane w niektórych podręcznikach za wskaźnik kierunku ruchu mas skalnych. Ten pogląd przedstawiony jest na fig. 2, I, zaczerpniętej z podręcznika geologii polowej Laheego (49). Schodkowe zadziory mają wskazywać, iż blok A wykonał ruch względny w kierunku strzałki od *a* do *b*, czy też że niewrysowany blok przyległy obniżył się w kierunku od *c* do *d*.

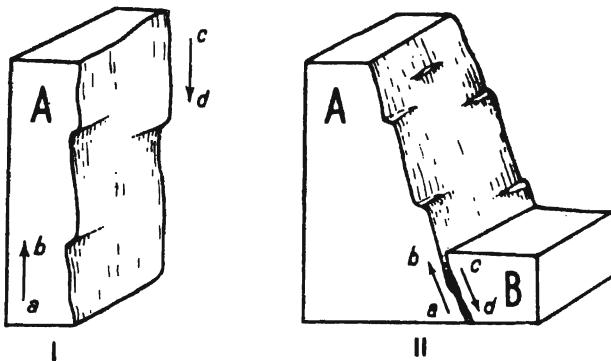


Fig. 2

Powstawanie „zadziorów“ na zwierciadłach tektonicznych

I ułożenie normalne wg Laheego; II ułożenie odwrócone, często spotykane na lustrach tektonicznych w wapieniach jurajskich

Spostrzeżenia poczynione na powierzchniach uskoków świadczą, iż owe zadziory same przez się nie mogą być rozstrzygającym wskaźnikiem kierunku przemieszczenia. Fig. 2, II przedstawia poślubienia widoczne na powierzchni skrzydła wiszącego uskoku, odsłoniętego w łomie klasztornym na Bielanych pod Krakowem (szczegół powierzchni jednego z wielu schodowych uskoków, obniżających krawędź elementu zrębowego „Lasu Wolskiego“ w kierunku zapadliska między Bielanami a Bodzowem). Jest to uproszczony rysunek powierzchni skrzydła wiszącego wzdłuż linii uskoku. Blok A przesunął się tam względem bloku B w kierunku od *a* do *b* (kierunek można było ustalić dzięki obecności kredy leżącej na wapieniach jurajskich). Wszelako zadziory skierowane są przeciwnie, niżby to wynikało ze schematu na fig. 2, I. W tym przypadku przyczyną tego zjawiska jest, że owe zadziory i porysowania na skrzydle wiszącym są wywołane przez przesuwanie się w szczelinie uskoku głązy i okruchy skalne. Dzieje się to w sposób następujący. Zaklinowany w szczelinie uskoku głąz lub okruch wciska się stopniowo, w miarę obsuwania się skrzydła zrzucanego, w ścianę skrzydła wiszącego coraz głębiej, dopóki nie utworzy się zadziór, uniemożliwiający na pewien okres czasu dalszy ruch po ścianie. Zaklinowany głąz bądź pozostanie w tym położeniu, bądź przy wstrząsach, które towarzyszą przesuwaniami się mas skalnych, zostanie oderwany od swego miejsca przyciśnięcia i zepchnięty niżej dając początek nowej rysie zakończonej ponownie zadziorem.

Powstawanie tego rodzaju zadziórów możemy odtworzyć przy pomocy młotka przesuwanego w dół i przyciśniętego do ściany wapienia. Młotek będzie się obniżał, lecz równocześnie stopniowo zagłębiał w wapien, aż wreszcie przy użyciu dotychczasowej siły dalsze przesuwanie młotka będzie wstrzymane przez utworzenie się zadzioru.

Widzimy zatem, iż rysy zwierciadeł tektonicznych z zadziorami mogą jedynie wskazywać ogólny kierunek przesunięć w tym znaczeniu, iż przesunięcie nastąpiło równoległe do zarysowań.

Na wielu powierzchniach uskoku rysy biegną na ogół w kierunku pionowym, bywają jednak rozmieszczone skośnie, a nawet chaotycznie. W takich przypadkach w określaniu kierunku przemieszczenia należy zachować dużą ostrożność. Na podstawie pojawienia się na powierzchni uskoku pewnej liczby skośnych lub nawet poziomych rys — zwłaszcza gdy będą one rozmieszczone chaotycznie — nie możemy wnioskować o poziomym przesunięciu wzdłuż linii uskoku. Jak wspomniałem, rysy tego rodzaju są zazwyczaj dziełem wleczonych a zaklinowanych w szczelinie głązów, które mogą wykonywać samodzielne chociaż ograniczone ruchy w różnych kierunkach.

Brekcje tektoniczne

W związku z zaburzeniami, które nawiedziły obszar Wyżyny Krakowskiej w trzeciorzędzie, utworzyły się tutaj liczne brekcje tektoniczne i szczelinowo-tektoniczne.

Brekcja szczelinowo-tektoniczna powstaje w szczelinie uskokowej. Materiał bywa tu różnorodny zawierając okruchy z różnych warstw, które na linii uskoku zostały przesunięte. Głazy w brekcji szczelinowo-tektonicznej noszą często ślady nacisków i zarysowania (p. niżej).

W dużych uskokach skały na znacznej przestrzeni są popękane, pokruszone, a poszczególne okruchy mogą być poprzemieszczane. W tego rodzaju brekcjach tektonicznych występuje materiał miejscowy, pochodzący z danego odcinka lub z warstwy skrzydła zrzuconego czy wiszącego. Ten rodzaj brekcji będziemy nazywali *brekcją* lub *okruchowcem tektonicznym* we właściwym słowa tego znaczeniu.

Skały skrzydła zrzuconego są zazwyczaj znacznie silniej popękane i pokruszone, niż w skrzydle wiszącym. To prawie stale występujące zjawisko było zauważone wielokrotnie w innych obszarach (34). W pewnych przypadkach może być ono cenną wskazówką, które ze skrzydeł zostało obniżone, co nie zawsze jest łatwe do stwierdzenia w obrębie samych wapieni górno-jurajskich.

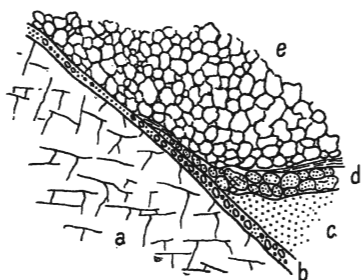


Fig. 3

Fragment uskoku w Czatkowicach

a. wapień węglowy, b brekcja szczelinowo-tektoniczna, c baton, d kelowej, e jura biała (brekcja tektoniczna)

Piękny przykład opisanych zjawisk tektonicznych można oglądać w kamieniołomach czatkowickich (fig. 3, d i e i pl. III, fig. 1). W najbardziej ku południowi położonym łomiku (jest to nieczynny kamieniołom z obmurowanym wejściem do sztolni, położony w pobliżu krawędzi zapadliska krzeszowickiego i doskonale widoczny z drogi do Czernej) widzimy jeden z uskoku rowu krzeszowickiego o biegu 30° , którego powierzchnia przesunięcia zapada ku SE pod kątem 50° .

Po południowej stronie widzimy obniżone warstwy piasków batonu (fig. 3c), żółte wapień piaszczyste, czy też piaskowce wapniste kelowej (d) oraz wapień skaliste (e), które przylegają wzdłuż powierzchni przesunięcia do wapieni węglowych (a). Te wapień węglowe są spękane

licznymi, zwykle krzyżującymi się szczelinami (pl. IV, fig. 1), wzdłuż których krążące roztwory wytrącały dolomit i siarczki żelaza. Są one w tym miejscu bardzo silnie spękane, ale brekcji tektonicznej właściwej jeszcze nie tworzą.

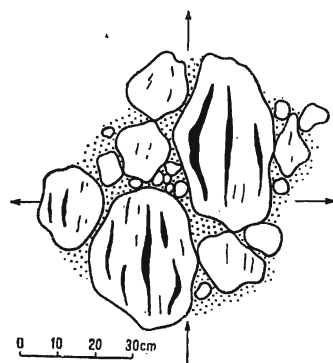
Wzdłuż powierzchni przesunięcia występuje półmetrowej miąższości mocno spojona brekcja szczelinowo-tektoniczna z okruchami wapieni węglowych i jury (fig. 3b i pl. II, fig. 2).

Skrzydło zrzucone jest znacznie silniej zaburzone niż wiszące. Wapienie jury białej są pokruszone, okruchy wyruszone z pierwotnego między sobą ułożenia i poprzemieszczane. Jest to brekcja tektoniczna w ścisłym słowa tego znaczeniu, która ciągnie się szerokim pasem wzdłuż uskoku. Piaskowce kelowejskie (fig. 3d) są również silnie pokruszone, a margle z poziomów z *Cardioceras cordatum* i *Quenstedticeras lamberti* miejscami wyciśnięte.

Tworzenie się okruchowców tektonicznych jest w znacznym stopniu uzależnione od rodzaju skały. Miękkie margle nie ulegają pokruszeniu, lecz odkształcają się plastycznie. Nieuwarstwione sypkie piaski mogą robić wrażenie niezaburzonych nawet w najbliższym sąsiedztwie uskoku. Najpodatniejsze na pokruszenie są wapień skaliste, w których brekcje tektoniczne są powszechnym zjawiskiem.

Fig. 4

Rozszczerzone głązy w brekcji szczelinowo-tektonicznej złomu klasztornego na Bielanych



W gładach znajdujących się w okruchowcach szczelinowo-tektonicznych pojawiają się często spęknięcia związane z rozszczerzaniem się owych gładów pod wpływem nacisku idącego w kierunku przesunięcia. Przykładem takich spęknięć mogą być szczeliny w gładach wapiennych, tkwiących w brekcji tektonicznej odsłoniętej w ścianie łomu klasztornego na Bielanych pod Krakowem (fig. 4). Szczeliny biegnące tam w kierunku pionowym rozszerzają się zwykle w środkowej części. Przyczyna owych spęknięć wydaje się być związana z naciskiem innych gładów i okruchów skalnych podczas przesuwania się mas wapiennych. Nacisk ten nie mógł

być zrównoważony od boków, ponieważ brekcja nie była spojona przez litą pozbawioną przeporów (tzn. przerw w litej skale) skałę. W takich warunkach gład, na który wywierany był nacisk w dwu miejscach zaczepienia: od góry i od dołu, i mający po bokach przestrzeń wolną lub słaby opór ze strony stykających się z nim krawędziami innych gładów, ulegał rozszczepieniu. Powstawały w nim spękania związane z rozciąganiem w kierunku prostopadłym do działania siły naciskającej. Zupełnie podobne spękania uzyskano na drodze doświadczalnej przy wywieraniu nacisków dwustronnych na skały umieszczone w imadłach (29).

Szczeliny w gładach wapiennych są dziś częściowo lub całkowicie wypełnione kalcytem; na niektórych można również zauważyć wciski opisane szczegółowo w pracy W. Kuźniara i W. Żelechowskiego (48).

Należy podkreślić, że w niektórych brekcjach szczelinowo-tektonicznych spotyka się dobrze obtoczone gładz wapienne.

Megabrekcje tektoniczne

W przypadkach silnych zaburzeń tektonicznych rozległe płaty zrzuconych wapieni skalistych są przemienione w potężne brekcje tektoniczne. Odnosi się to do niektórych schodowo zrzuconych odcinków z krawędzi Wyżyny Krakowskiej przy zapadisku przedgórskim. Do takich zaburzonych płatów można by zastosować nazwę „megabrekcji tektonicznych“, wprowadzoną przez K. K. Landesa (fide 50). Spękanie i pokruszone skały megabrekcji są zaburzone nader licznymi drobnymi uskokaми, przebiegającymi w różnych kierunkach. Przykładem megabrekcji tektonicznej może być zrzucony płat wapieni skalistych w Podgórkach koło Kamienia n/Wisłą (p. niżej s. 363).

Kliny tektoniczne

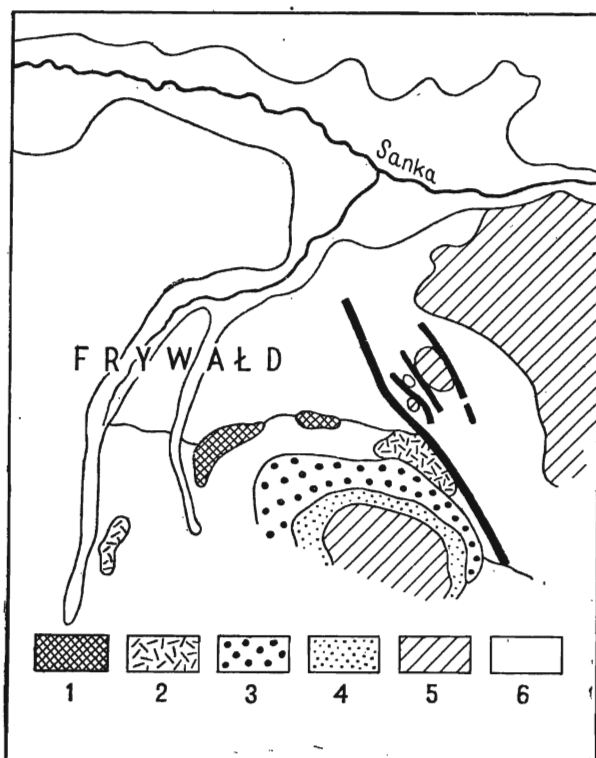
Posuwając się wzdłuż linii intersekcyjnej uskoku stwierdzamy niekiedy, że przesunięcia następują wzdłuż kilku powierzchni. Na przykład we Frywałdzie (fig. 5) odsłania się w polach linia intersekcyjna uskoku „Bór-Frywałd-Czerwieniec“ o kierunku ok. 150-160°. Uskok ten obniża obszar położony na wschód od linii intersekcyjnej i doprowadza do styku wapienie skaliste z łupkami karbońskimi i porfirami. Przechodząc w kierunku prostopadłym do linii intersekcyjnej ze skrzydła wiszącego na zrzucone nie zawsze natrafiamy od razu na wapienie skaliste skrzydła zrzuconego, na linii intersekcyjnej znajdują się bowiem miejscami odosobnione masy wapienia skalistego lub jury brunatnej, które od właściwego skrzydła zrzuconego są oddzielone co najmniej jeszcze jedną powierzchnią przesunięcia.

Podobne zjawisko można także oglądać wzdłuż uskoku na południe od Dzierwińskiej Góry (p. niżej s. 364) w Kamieniu n/Wisłą. Między wapieniami skalistymi skrzydła zrzuconego a arkożą kwaczalską na skrzydle wiszącym (fig. 6 i niżej 17) tkwią odosobnione masy piaskowców brunatno-jurajskich (baton). W tej samej okolicy na zachód od Dzierwińskiej Góry na linii uskokowej odgraniczającej od pd.-wschodu wzgórze Rato-wa, między piaskowcami batonu a glinkami dolno-jurajskimi tkwi ogromny, odosobniony blok wapienia skalistego. Znajduje się w nim nawet niewielki, nieczynny dziś łomik. Masa wapienia skalistego zajmuje na powierzchni obszar kilku metrów szerokości, kilkunastu długości.

Fig. 5

Uproszczona mapa geologiczna klinów tektonicznych na linii uskoku Bór-Frywałd

1 karbon, 2 porfir, 3 baton, 4 kelowej, 5 małm, 6 dy-luwium



Interpretacja opisanych poprzednio zjawisk tektonicznych może być rozmaita, ponieważ znamy zazwyczaj tylko przekrój poziomy, tzn. obraz, jaki widzimy patrząc na nie z lotu ptaka. Być może, że są one po części zespołem krzyżujących się w głębi uskoków (tzw. Horst- u. Grabenstruktur). Większość jednak takich odosobnionych mas wzdłuż linii intersekcyjnych uskoków skłonny byłbym uważać za zaklinowane w szczelinach uskokowych bloki czyli kliny tektoniczne. W przypadku wspomnianej

poprzecznie odkrywki wapieni skalistych między glinkami a batonem, na wschód od Dzierwińskiej Góry w Kamieniu (fig. 6), wykonany był szybik, który do głębokości 5 m odsłonił pionową ścianę wapienia skalistego. Między utworami batonu a wapieniem skalistym istniała rozmyta erozyjnie szczelina wypełniona wtórnie otoczkami piaskowców, noszących wyraźne ślady rzeczno-transportu.

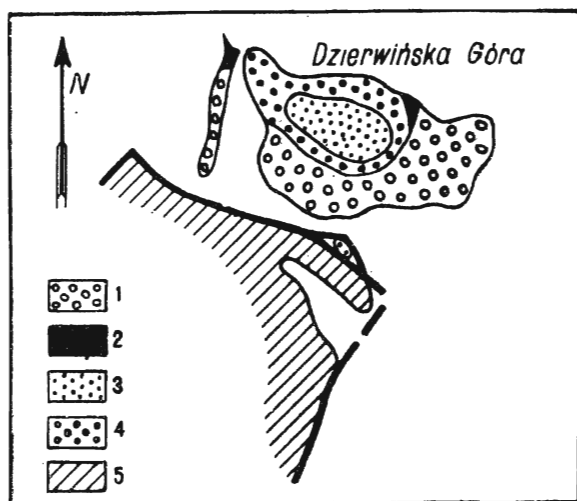


Fig. 6

Uskok z klinem tektonicznym w rejonie Dzierwińskiej Góry w Kamieniu

1 arkoza permo-karbońska (kwaczańska), 2 glinki dolno-jurajskie, 3 baton, 4 kelowej, 5 wapień skalisty

Linia intersekcyjna uskoku wygina się w zależności od morfologii ku południowi

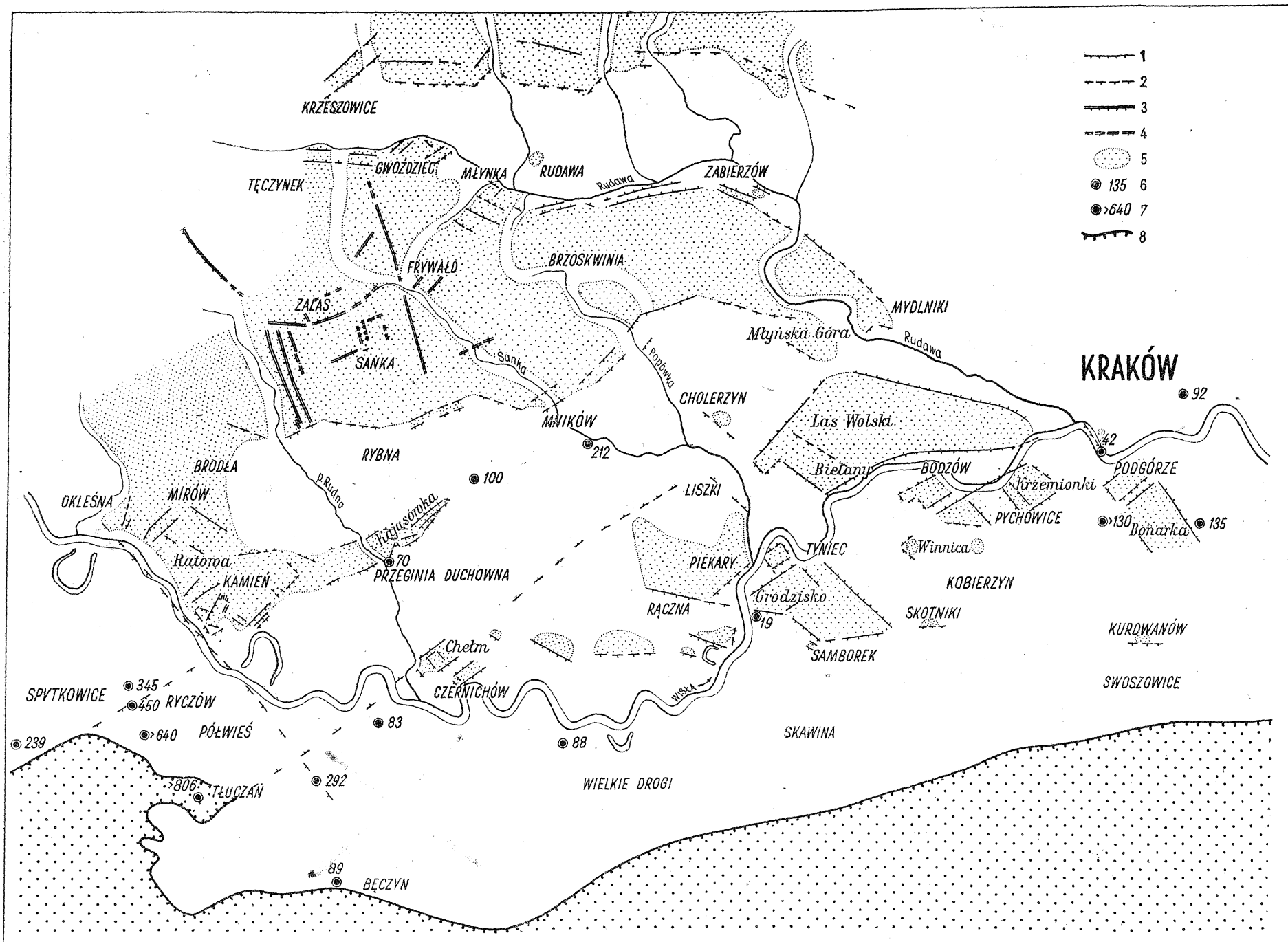
Uskoki schodowe

Wspominaliśmy poprzednio, że uskoki w jurze krakowskiej występują najczęściej w postaci szeregu równoległych uskoków schodowych (p. niżej fig. 10). Przykłady małych przesunięć tego rodzaju widzimy na pl. I, fig. 2, która przedstawia drobne uskoki odsłonięte na powierzchni abrazyjnej kredy. Innym przykładem uskoków schodowych są dyslokacje na zachodnich skłonach Wyżyny Saneckiej między Zalasem a Głuchówkami (p. niżej s. 355). Uskoki te, licząc od wierzchołki Sanki, zrzucają warstwy skalne schodowo, tzn. skrzydło wschodnie każdego z uskoków jest skrzydłem wiszącym dla uskoku położonego dalej ku zachodowi.

Przypuszczalnie każda większa krawędź tektoniczna na Wyżynie Krakowskiej ma układ schodowy. Ten rodzaj budowy widzimy również na brzegach zapadliska krzeszowickiego.

Kierunki uskoków

Na fig. 7 podaję zestawienie głównych kierunków uskoków pokre-dowych w jurze krakowskiej. Uskoki uszeregowane są w krzyżujące się systemy o kierunkach najczęściej 20°, 40°, 70°, 90°, 110°, 130°, 140° i 170°.



Mapa tektoniczna południowej części Wyżyny Krakowskiej (tektonika pojurajska)

1 uskoki zaznaczające się w morfologii, stwierdzone, 2 uskoki zaznaczające się w morfologii, prawdopodobne, 3 uskoki nie zaznaczające się w morfologii, stwierdzone, 4 uskoki nie zaznaczające się w morfologii, prawdopodobne, 5 zręby tektoniczne, 6 miąższość miocenu 135 m, 7 miąższość miocenu ponad 640 m, 8 brzeg Karpat

Wśród uskoków Wyżyny Krakowskiej kierunek równoleżnikowy jest słabo zaznaczony, podobnie kierunek południkowy, pominawszy uskoki 160-170°, pojawia się wyjątkowo. Zestawienie na fig. 7 zawiera szereg nieuniknionych błędów, które będą przedyskutowane przy opisywaniu spękań ciosowych (p. niżej s. 378). Zestawienie ponadto nie obejmuje drobnych uskoków towarzyszących stale większym dyslokacjom.

Istnienie tych krzyżujących się kierunków powoduje, że uskoki Wyżyny Krakowskiej tworzą zmienną sieć, której „oka” obejmują zręby i rowy tektoniczne. Poszczególne elementy tektoniczne, wyznaczone przez te uskoki, mają w planie różne kształty (por. mapę na tabl. I). Niektóre mogą mieć zarysy prostokątów i kwadratów, gdy wyznaczone są przez uskoki o kierunkach prostopadłych do siebie. Częściej jednak uskoki wyznaczają wydłużone pasma zrębowe o łamanych krawędziach.

Jeżeli w terenie w bliskiej od siebie odległości znajdują się dwa uskoki o różnych kierunkach, to ich połączenie może być interpretowane w rozmaity sposób. Na wielu mapach tektonicznych kierunki uskoków łączone są jedną krzywą linią. W pewnych przypadkach jest to istotnie zgodne z rzeczywistością, w innych natomiast interpretacja taka może być dowolna, ponieważ miejsca połączenia się uskoków są zwykle w terenie niewidoczne. W myśl tego

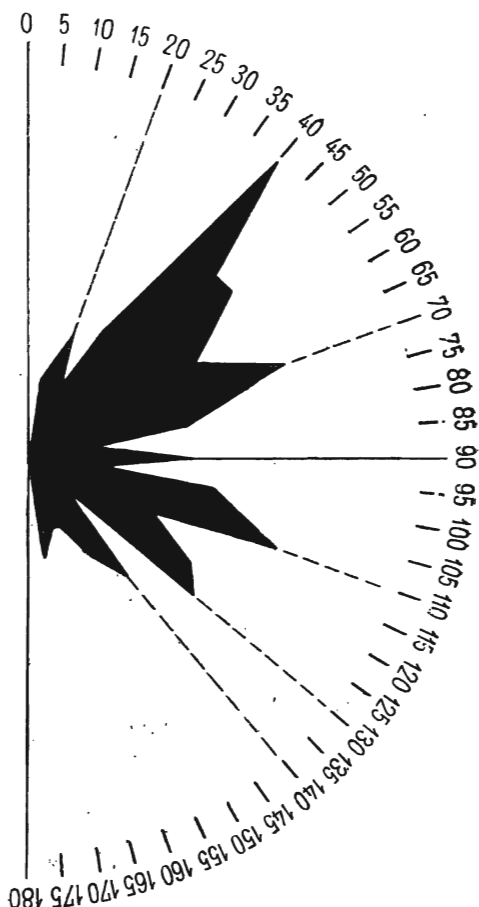


Fig. 7
Kierunki uskoków po-jurajskich Wyżyny Krakowskiej

na załączonej mapie tektonicznej (tabl. I) na ogół nie doprowadzałem uskoków aż do miejsca przecięcia, dzięki czemu mapa ta odbiega w pewnym stopniu od najczęściej spotykanych map tektonicznych.

Miejsca przecięcia się zbiegających się pod pewnym kątem kierunków uskoków są na Wyżynie Krakowskiej niemal zawsze odkryte w stop-

niu nieznacznym. Pozostawiając te miejsca wolne na mapie chciałem podkreślić, iż jest to zagadnienie otwarte, wymagające szczegółowego zbadania w każdym poszczególnym przypadku. Sądzę zresztą, że w przypadku dyslokacji Wyżyny Krakowskiej łączenie tych kierunków jedną krzywą jest mniej uzasadnione, niż odtwarzanie ich przebiegiem łamanym. Są pewne spostrzeżenia, które by przemawiały za tym, że uskoki zbiegają ku sobie pod różnymi kątami, a ramiona tych kątów są liniami czy też ściślej mówiąc — powierzchniami prostymi. Uskoki te mogą, ale nie muszą się przecinać. W małych uskokach towarzyszących większym dyslokacjom (uskoki obwodowe czyli peryferyczne) widzimy często przesunięcia wzdłuż łamanych linii na krzyżujących się powierzchniach ciosowych (pl. II, fig. 1). Na przykładzie pl. II, fig. 3 widzimy, że krawędź uskoku o kierunku 30° dochodzi do miejsca zetknięcia się z krawędzią 105° , urywa się w miejscu przecięcia i ani nie przechodzi dalej, ani się nie wygina. W następnym załamaniu widzimy, iż krawędź 105° daje się jeszcze prześledzić poza miejsce przesunięcia z krawędzią 30° jako przesunięcie słabe i szybko wygasające.

Uskoki obwodowe (p. niżej s. 344) w swoim ukształtowaniu powtarzają wszystkie formy spotykane przy większych dyslokacjach. Na tej podstawie można przypuszczać, iż załamujące się uskoki, jakie widzimy na pl. II, fig. 1, występują również na większą skalę na krawędziach zrębów tektonicznych.

Z obszaru jury krakowskiej nie są mi natomiast znane uskoki przebiegające wzdłuż powierzchni zakrzywionych. Oczywiście odchylenia od przebiegu prostoliniowego są pospolite, jako że w przyrodzie na ogół regularnych figur geometrycznych nie ma, — lecz owe odchylenia i zakrzywienia powierzchni uskoków są stosunkowo drobne. Krzywy przebieg linii intersekcyjnej w zróżnicowanym morfologicznie krajobrazie, jak to widzimy na fig. 6, nie jest dowodem krzywoliniowego przebiegu uskoku, lecz niekiedy jest wynikiem nachylenia powierzchni przesunięcia.

Miejsca, w których zbiegają się kierunki uskoków, są, jak wspominałem, zwykle przykryte zwietrzeliną lub też rozwijają się tam formy erozyjne, jak np. ujścia dolin. Wydaje się, iż nie jest to prosty zbieg okoliczności, ale że istotnie owe miejsca są do pewnego stopnia predestynowane bądź do powstawania tam łagodniejszych form krajobrazowych, bądź jako teren spotęgowanej erozji. Nasuwa się bowiem przypuszczenie, że muszą one być szczególnie silnie zaburzone i zbudowane na ogół z mocno popękanych i pokruszonych skał. Tego by należało oczekiwać w przypadku przyjęcia załamywania się uskoków prostoliniowych w ich przecięciu się z poziomem. Jak wiadomo, miejsca, w których krzyżują się

uskoki, są siedliskiem szczególnie silnych zaburzeń sejsmicznych (tzw. prawo de Montessus).

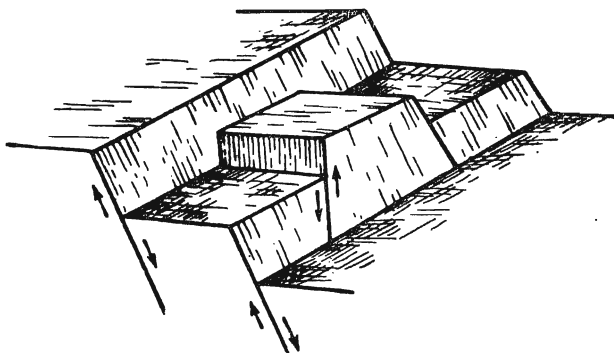
Uskoki o przebiegu zygzakowatym były wielokrotnie opisywane z obszarów lepiej odsłoniętych (35).

Załomy uskokowe

U podnóża krawędzi tektonicznych zrębowych pasm jurajskich występują ciekawe formy morfologiczne, które nazywam załomami uskokowymi. Są to jakby „ostrogi skalne“ lub półwyspy zbudowane z wapieni jurajskich i wybiegające od podstawy wzgórz jurajskich w stronę zapadliska. Właściwie są to części niżej leżących schodów uskokowych, które odcięte są poprzecznymi uskokami od pozostałej części danego stopnia. W ten sposób tworzą się owe miniaturowe zręby na obniżonych stopniach tektonicznych uskoków schodowych (fig. 8).

Fig. 8

Schemat przedstawiający w uproszczonym zarysie powstawanie załomu uskokowego



Formy tektoniczne tego rodzaju były opisane przez E. T. Hodge'a (36) pod nazwą „block fault“. Przykłady załomów uskokowych widzimy niemal wszędzie u podnóża większych krawędzi tektonicznych na Wyżynie Krakowskiej. Np. droga z Krakowa do Trzebini przechodzi przez takie załomy uskokowe wielokrotnie — w Młyńcu, Gwoźdźcu i w wielu innych miejscach. Swoistym załomem tektonicznym jest również płat zrzuconej jury w Podgórkach w Kamieniu nad Wisłą (p. niżej s. 363).

Fleksury i wypaczenia

Oprócz uskoków występują w jurze krakowskiej zaburzenia do pewnego stopnia ciągłe, a mianowicie wypaczenia oraz wygięcia fleksuralne. Fleksury są związane z uskokami zwłaszcza na skrzydłach zrzucanych, w wapieniach płytowych lub marglach. Na skrzydłach wiszących rów-

nież można obserwować ugięcia i nachylenia warstw w kierunku uskoku. Przy ugięciach na skrzydle zrzuconym upady mogą dochodzić do znacznych wartości. Np. na wschód od Rybnej widzimy odgięte i załamane warstwy wapieni jurajskich zapadające ku południowi w stronę zapadliska Rybnej pod kątem 50° . W skałach miękkich upady na niewielkiej przestrzeni mogą być nawet jeszcze bardziej pochylone. Jest również prawdopodobne, iż niektóre uskoki wygasając przechodzą z wolna we fleksury.

Ponadto występują w wapieniach jurajskich wypaczenia przypominające kształtem płaskie fałdy. Na powierzchniach abrazyjnych kredy widzimy często owe wypaczenia podobne do płaskich siodeł. Grzbiet siodła jest zwykle silnie spękany w najrozmaitszych kierunkach. Przykłady takich falistych wypaczeń można oglądać na powierzchniach abrazyjnych odsłoniętych w Zabierzowie i Tyńcu. Nie należy jednak mieszać tych wypaczeń ze zgarbieniami wywołanymi przez ścięcie jednej powierzchni abrazyjnej drugą, jak to często widzimy w okolicach Krakowa, np. na Bonarce (fig. 9).

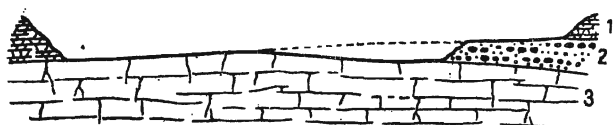


Fig. 9

Wzajemne ścinanie się dwu powierzchni abrazyjnych kredy — Bonarka pod Krakowem
1 jura, 2 turon, 3 senon

Zręby i rowy tektoniczne

Właściwością tektoniki Wyżyny Krakowskiej jest rozbicie płyty jurajskiej na zręby i rowy tektoniczne. Fig. 10 A i B przedstawia różne postacie zapadlisk i zrębów w przekrojach. Najpospolitszą postacią zapadlisk są rowy obrzeżone po obydwu stronach uskokami schodowymi (fig. 10c). Zdarza się, iż w przekroju zapadliska stwierdzamy asymetrię (fig. 10b): warstwy po jednej stronie zapadają fleksuralnie, przy czym bywają zwykle poprzysuwane drobniejszymi uskokami. Przeciwny brzeg zapadliska jest natomiast silnie zaburzony stromymi uskokami schodowymi. Przykładem takiego zapadliska jest przedłużenie rowu krzeszowickiego, tzw. rów chrzanowski (na podstawie badań St. Siedleckiego w 1952). Południowy brzeg owego zapadliska jest słabo zaburzony i zapada łagodnie ku jego środkowej części. Krańcową formą tego rodzaju rowów są zapadliska, w których jeden brzeg zapada monoklinalnie w kierunku pasa uskoków schodowych przeciwległej krawędzi. Zapadnięcia o tej postaci

widzimy np. w wypełnionej trzeciorzędem depresji tektonicznej na N od wzgórza Chełm koło Czernichowa, a także na S od Piekar. W małym zakresie ten typ tektoniczny pojawia się w drobnych uskokach na powierzchni abrazyjnej na Bonarce pod Krakowem (fig. 9).

Fig. 10 *d, e, f* przedstawia przekroje zrębów, wykreślonych na podstawie konkretnego przykładu z grzbietu Kajasówki (p. niżej s. 365) koło Przegini Duchownej.

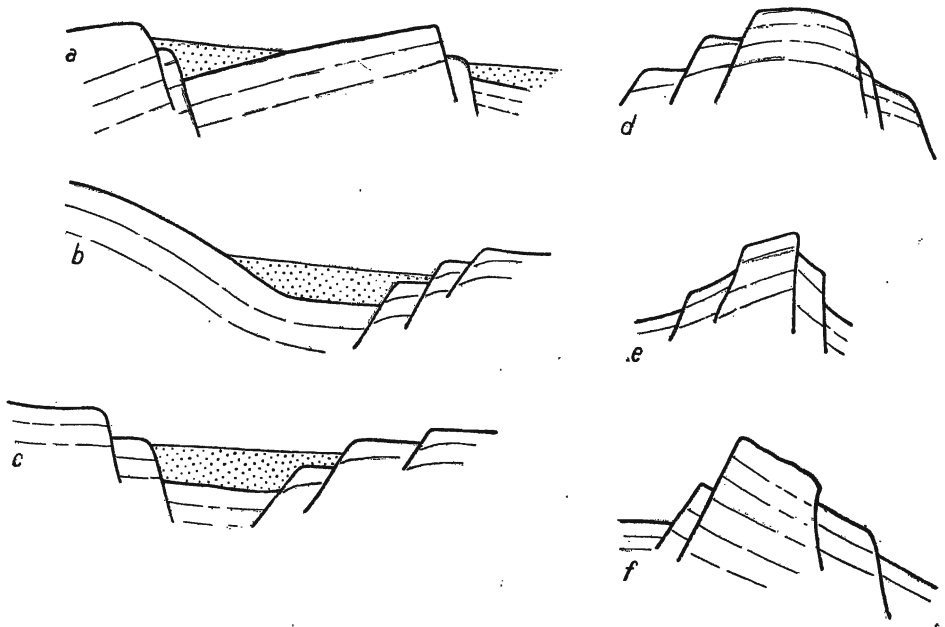


Fig. 10

Przykłady zapadlisk z Wyżyny Krakowskiej...

- a* asymetryczny rów na N od Czernichowa; *b* asymetryczny rów chrzanowski;
- c* rów krzeszowicki; *d, e, f* przekroje Kajasówki

Należy podkreślić, iż ugięcia, które widzimy w warstwach przy krawędziach tektonicznych zrębów, są związane z ruchami pionowymi, nie są to natomiast synkliny czy antykliny pocięte uskokami.

Niektóre rowy tektoniczne biegną do siebie równolegle, inne zbiegają się ku sobie i łączą. Jest to zjawisko bardzo częste w jurze krakowskiej (mapa na tabl. I). Między takimi zbiegającymi się rowami tektonicznymi powstają wyklinowujące się grzbiety zrębowe, jak np. grzbiet Kajasówki (pl. VIII, fig. 1).

Brzegi zapadlisk i zrębów są, jak wspominaliśmy, łamane, stąd rowy nie mają zazwyczaj przebiegu prostolinijnego, na co zwrócił już uwagę F. Rutkowski (78) opisując uskoki rowu krzeszowickiego.

Uskoki obwodowe

Każdej większej dyslokacji w jurze krakowskiej towarzyszą liczne drobne uskoki, zwykle prostopadłe lub skośne do kierunku głównej dyslokacji. Występują również uskoki równoległe, ale nie wchodzące bezpośrednio w szereg schodowych zapadnięć krawędzi tektonicznej. Takie drugorzędne zaburzenia ciągną się pasem wzdłuż głównych linii tektonicznych jury krakowskiej. Są one zwykle widoczne na brzegach skrzydeł wiszących, choć nie ulega wątpliwości, że powinny pojawiać się na skrzydłach zrzuconych, czego dowodem są wspomniane poprzednio założone uskoki. Brzegi skrzydeł zrzuconych są jednak zwykle przykryte łami miocenu, przeto szczegóły tektoniczne uchodzą bezpośrednio obserwacji.

Szerokość pasa owych zaburzeń jest zmienna i zależy między innymi od wielkości przesunięcia wzdłuż głównego uskoku lub szeregu dyslokacji schodowych. Takie drugorzędne uskoki można by nazywać uskoki obwodowymi lub peryferycznymi (peryferycznymi nazywa F. Rutkowski (77) uskoki mniejsze i prostopadłe do dyslokacji głównej). Podobne zaburzenia towarzyszą prawdopodobnie stale krawędziom zapadlisk; były one opisywane z wielu innych obszarów (por. 105) i nazywane niekiedy uskoki „drugorzędnymi“ (secondary faults wg Hodge'a, 36).

Uskoki obwodowe są najbardziej dostępne obserwacji w kamieniołomach położonych nad brzegiem wielkich rowów tektonicznych, w których została odsłonięta zarówno jura, jak kreda i jej powierzchnie abrazyjne. Styl tektoniki obwodowej jest taki sam, jak w dużych przesunięciach, a różnica polega jedynie na rozmiarach zrzutu (pl. I, fig. 1 i pl. II, fig. 1).

ZALEŻNOŚĆ ZABURZEŃ TEKTONICZNYCH OD RODZAJU SKAŁY

Rodzaj zaburzeń zależy w pewnym stopniu od rodzaju objętych nimi skał. Tektonika uskokowa w marglach zaznacza się, jak wiadomo, słabiej niż w wapieniach. Na Bonarce pod Krakowem powierzchnia abrazyjna jest przemieszczona szeregiem równoległych i krzyżujących się usko-

ków pokredowych, które w marglach senońskich zaznaczają się jako wygasające szybko ku górze fleksury (84). W okolicach, w których występuje

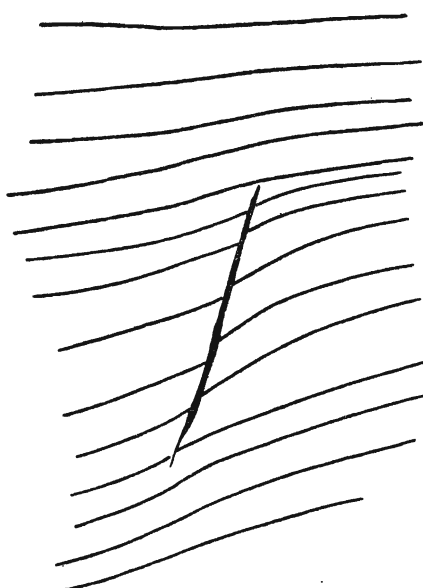


Fig. 11

Wygasający obustronnie uskok

jedynie opoka senońska, tektonice uskokowej brak zazwyczaj drobnych dyslokacji obwodowych.

Dość podobnie zachowują się niektóre jurajskie wapienie płytowe, które aczkolwiek sztywniejsze od margli senońskich, są słabiej niż wapienie skaliste zaburzone. Przyczyna słabszych zaburzeń w skałach tego rodzaju jak margle senońskie czy niektóre wapienie płytowe leży w ich plastyczności. Właściwość ta nie pozwala na przenoszenie odkształceń nieciągłych na większych odcinkach, chyba że rozmiary przesunięcia są znaczne. Wiele uskoków wygasając przechodzi w ugięcia fleksuralne, zarówno w górze, jak i w dole (fig. 11).

SPOSOBY ROZPOZNAWANIA USKOKÓW W JURZE KRAKOWSKIEJ

Zagadnienie metodyki badań tektonicznych w jurze krakowskiej nabiera szczególnego znaczenia, gdy weźmiemy pod uwagę, że dla rozpoznania uskoków trzeba używać całego szeregu sposobów w myśl zasad geologii dynamicznej, z uwzględnieniem warunków miejscowych.

Najpewniejszym i ogólnie znanym sposobem rozpoznawania uskoków jest stwierdzenie *anormalnego kontaktu lub położenia różnych poziomów stratygraficznych*. Zazwyczaj powierzchnie przesunięć nie są odsłonięte. Z chwilą jednak stwierdzenia anormalnego położenia warstw różnowiekowych na tej samej wysokości i w najbliższym sąsiedztwie możemy bez wahania przyjąć istnienie uskoku, ponieważ pokredowa tektonika Wyżyny Krakowskiej nie ma charakteru fałdowego.

W zachodniej części obszaru krakowskiego, w której mamy do czynienia z różnymi formacjami geologicznymi, stwierdzenie uskoków przy szczegółowym kartowaniu nie przedstawia poważnych trudności. Uskoki mają tu jasną i niedwuznaczną dokumentację geologiczną. Inaczej przedstawia się sprawa we wschodniej części obszaru Wyżyny Krakowskiej,

zwłaszcza między wychodniami jury brunatnej a odkrywkami kredy w najbliższych okolicach Krakowa. Obszar ten zbudowany jest głównie lub wyłącznie z wapieni górno-jurajskich, których rozpoziomowanie stratygraficzne nie jest dotychczas przeprowadzone.

Można spotkać się z zarzutem, że dopóki nie będzie ustalona stratygrafia jury, wszelkie usiłowania w kierunku rozwiązań tektonicznych są przedwczesne. Wydaje mi się, iż pogląd ten nie jest słuszny. Rozpoziomowanie tego monotonnego i dość jednolitego kompleksu warstw wymagać będzie długoletnich badań. W chwili obecnej nie wiemy nawet, jakie skamieniałości przewodnie będą wyróżniały od siebie poziomy *Peltoceras transversarium* i *Peltoceras bimammatum* i czy granica między tymi poziomami będzie niedwuznacznie uchwycona. Jeżeli nawet zasięg stratygraficzny jury będzie w najbliższym czasie ustalony (np. zostanie rozwiązane sporne zagadnienie kimerydu), to wydaje się mało prawdopodobnym, aby dokładne ustalenie wieku każdego poszczególnego kompleksu wapieni na Wyżynie Krakowskiej mogło być dokonane w ciągu najbliższej przyszłości. Potrzeba na to długiego czasu, by z tego dość ubożego w skamieniałości wapienia wydobyć odpowiednią ilość form przewodnich. Trzeba się zatem uciec do innych środków, które by ułatwiły rozpoznanie głównych rysów tektonicznych, przynajmniej w ogólnym zarysie. Poniżej wymienię niektóre wskaźniki, umożliwiające rozpoznanie uskoku w jurze białej.

Cennym wskaźnikiem zaburzeń tektonicznych są brekcje (p. wyżej s. 339). Jeżeli uda się stwierdzić, że występują one wzdłuż jakiejś uprzywilejowanej linii, to można przypuszczać, że jest to linia tektoniczna. Należy również szukać płaszczyzn poślizgów i przesunąć w obrębie wapieni jurajskich, które wskazują na obecność dyslokacji. Również pomiary upadów ujawniają obecność zaburzeń tektonicznych i obszar, w których stwierdza się nachylone warstwy wapieni, powinien być zawsze brany pod uwagę z punktu widzenia możliwości uskoku.

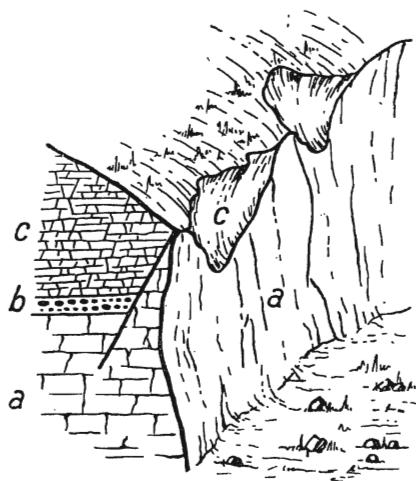
Badania nad spękaniem ciosowymi mogą dostarczyć szeregu wskazówek co do możliwych kierunków przesunięć. Należy jednak pamiętać, że dominujący w danej okolicy kierunek ciosu niekoniecznie bywa kierunkiem dyslokacji uskoku.

Przy młodych uskokuach ważnymi wskazówkami są rysy morfologiczne. Nie znaczy to oczywiście, iż każda krawędź w jurze krakowskiej musi mieć założenie uskoku, ponieważ jednak w tych okolicach tak najczęściej bywa, przeto na krawędzie należy bacznie zwracać uwagę i szukać wyraźniejszych dowodów przesunięć. Prawdopodobieństwo uskoku wzrasta, gdy mamy do czynienia z krawędzią o budowie schodowej.

W obszarze wschodniej części Wyżyny Krakowskiej osobliwego znaczenia dla tektoniki nabierają osady kredowe i ich powierzchnie abrazyjne. Należy zdać sobie jasno sprawę, że nie ma powodów do przyjmowania większych nierówności przedkredowych na małym obszarze w okolicach Krakowa (p. niżej s. 392). We wszystkich bez wyjątku znanych odkrywkach zarówno turon jak senon leży na płasko ściętych powierzchniach abrazyjnych. Pobieżne spostrzeżenia poczynione np. w kamieniołomie zabierzowskim mogą doprowadzić do błędnego mniemania, że epoka senońska wypełnia osadami lejkowate nierówności w powierzchni wapienia skalistego. Jak w rzeczywistości przedstawia się stosunek kredy do jury, wyjaśnia fig. 12. Widzimy, iż owe pozornie lejkowe zagłębienia, zza któ-

Fig. 12

Fragment kamieniołomu w Zabierzowie
Przez zbliżenie się ściany kamieniołomu do uskoku i oberwanie wapieni jurajskich (a) w jej wyższych częściach opoka senońska (c) przy powierzchni obserwacji wydaje się wypełniać „jamy“ na nierównej powierzchni wapieni. W rzeczywistości opoka spoczywa na wygładzonej powierzchni abrazyjnej, a miejscami na turonie (b)



rych wygląda opoka senońska, to wyrwy z wąskiej w tym miejscu, gdyż zachowanej jako resztki, krawędzi skrzydła wiszącego uskoku, z którym sąsiaduje eksploatowana ściana kamieniołomu.

Jeżeli przeto u stóp wzgórza występuje kreda lub jej powierzchnie abrazyjne, to jej obecność będzie wskazówką przesunięcia, choćby na wierzchowinie już śladów kredy nie było. Kreda z wierzchowin zwykle bywa usuwana przez erozję, ale często uważne przepatrywanie rozszerzonych szczelin ciosowych doprowadza do znalezienia materiału kredowego na wtórnym złożu.

OGÓLNY RYS POKREDOWEJ TEKTONIKI WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

Pd.-wschodnia część Wyżyny Krakowskiej jest płytą zbudowaną głównie z wapieni jurajskich, zaburzonych licznymi uskokami. W następstwie tych zaburzeń rozpadła się ona na poszczególne pasma zrębo-

we („góry skibowe“ w określeniu Ludomira Sawickiego, 81) i rowy tektoniczne. Młoda tektonika pokredowa wyznaczyła w ten sposób główne rysy krajobrazu jury krakowskiej, które są zarazem jej elementami tektonicznymi.

Poniżej wymienię główne jednostki tektoniczne i krajobrazowe Wyżyny Krakowskiej w kolejności, w jakiej będziemy je opisywali w następnym rozdziale. Są to mianowicie: 1) rów krzeszowicki, 2) pasmo tęczyńskie, 3) zapadlisko lub rów tektoniczny Rybnej, 4) zrębowe pasmo wzgórz od Mirowa po grzbiet Kajasówki, 5) zapadlisko Cholerzyn-Półwieś, 6) zrębowe wzgórze w okolicy Czernichowa, 7) zrębowe wzgórze Lasu Wolskiego, 8) zapadlisko Liszki-Skotniki, 9) zrębowe wzgórze w okolicy Tyńca, 10) rów Wisły między Bodzowem a Bielanami, 11) zrębowe wzgórze Bodzowa, Pychowic i Winnicy, 12) rów pychowicki, 13) zrębowe wzgórze Krzemionek, 14) zapadlisko Dębnik, 15) zrębowe wyniosłości Bonarki, Podgórze oraz obszar Krakowa.

Oprócz tych elementów tektonicznych Wyżyna Krakowska ma jeszcze inne, ogólne cechy tektoniczne. *Zapada ona mianowicie stopniowo ku wschodowi czy też pd.-wschodowi.* Ten upad wyraża się w pojawianiu się w tych kierunkach coraz to młodszych ognisk stratygraficznych jury i kredy niezależnie od różnic wysokościowych pasm zrębowych czy zapadlisk. I tak np. pasmo tęczyńskie w okolicy Tęczynka ma prawie tę samą wysokość jak w okolicy Kleszczowa we wschodniej części grzbietu, ale spotykamy tam starsze ogniwa stratygraficzne, których napróżno szukalibyśmy w okolicach Kleszczowa czy Zabierzowa.

Drugą ogólną cechą płyty jurajskiej jest — niezależnie od jej rozczłonkowania na zręby i zapadliska — *stopniowe zanurzanie się pod Karpaty.* Obszar położony na N od rowu krzeszowickiego jest najwyższy w całym omawianym rejonie Wyżyny Krakowskiej. Wysokość wzniesień jurajskich dochodzi do 480 m, a przeciętnie wierzchowina znajduje się na wysokości od 450 m. Pasma tęczyńskie położone dalej ku S jest już niższe. Największe wzniesienia dochodzą tam do 388 m i 400 m, a przeciętnie wysokość wierzchowiny wynosi ok. 360 m. Nadwiślańskie wzgórze Ratowy, Kopania i Kajasówki, leżące jeszcze dalej na południe, dochodzą do wysokości 324 m, przeciętnie ok. 300 m. Wreszcie najdalej w tych okolicach wysunięte ku południowi zrębowe wzgórze Chełm koło Czernichowa znajduje się na wysokości 270 m.

Niezależnie więc od tego, że posuwając się od północy ku południowi mamy to wzniesienia zrębowe, to zapadliska, powierzchnia wierzchowinowa zrębów zanurza się w tym kierunku stopniowo pod Karpaty. Jeśli idzie o ogólne położenie dna zapadlisk, uzyskalibyśmy przypuszczalnie podobny upad. Niestety jednak, dane o głębokości rowów tekto-

nicznych znane są jedynie z nielicznych otworów opracowanych przez R. Michaela (61).

Obydwie cechy tektoniczne płyty jurajskiej, a więc jej upad ku E i S są przypuszczalnie starsze niż tektonika uskokowa, która doprowadziła do utworzenia się w tym obszarze rowów i pasm zrębowych. Upad ku wschodowi jest przy tym prawdopodobnie związany z tektoniką młodo-kimeryjską i jest wcześniejszy niż pochylenie się płyty krakowskiej w kierunku południowym pod Karpaty.

OPIS ELEMENTÓW ZRĘBOWYCH I ZAPADLISK

Rów krzeszowicki

Rów krzeszowicki jest od dawna znanym elementem tektonicznym Wyżyny Krakowskiej. Wspomina już o nim jako o rowie tektonicznym E. Suess w dziele „Das Antlitz der Erde“. E. Tietze (1887, 98) dostrzega uskoki na jego brzegach w okolicy Krzeszowic, zwraca jednak uwagę, że jego uskokowy charakter zaznacza się na stosunkowo niewielkiej przestrzeni, a sam rów jest przeważnie synkliną. Podobne zapatrywania wyraża Zaręczny mówiąc o równoleżnikowym zagłębieniu tektonicznym od Chrzanowa po Witkowice (1894, 108, s. 235). Zaręczny dostrzega również uskoki w okolicy Krzeszowic, lecz zgadza się z poglądem Tietzego na synklinalny charakter obniżenia, które w swej wschodniej części jest według tego autora także i formą erozyjną. Uskokowe założenie zapadnięcia przyjmuje T. Wiśniowski (107) twierdząc, iż „dół krzeszowicki jest rowkowym zapadnięciem wzdłuż potężnej linii uskokowej między Dulową a Radwanowicami“ (l. c., s. 205).

Zdawałoby się więc, że sprawa tektonicznego pochodzenia zapadliska krzeszowickiego została już w owych czasach rozstrzygnięta. Tymczasem jednak w 1913 r. P. Koroniewicz występuje z hipotezą o erozyjnym powstaniu „bruzdy krzeszowicko-krakowskiej“ (42). Nie przecząc wprawdzie możliwości istnienia „dyslokacji dyzjunktywnych“ wyżej wymieniony autor uważa, iż nie można im przypisywać powstania rowu i dodaje, że nie mamy żadnych faktycznych dowodów istnienia uskoków. Poglądy Koroniewicza są, zdaniem moim, bezpodstawne. Wprowadzenie przez tego autora tak rozległej erozji przedtrzeciorzędowej w rejonie jury krakowskiej spowodowało i nadal jest jeszcze przyczyną wielu nieporozumień na temat głównych rysów morfologicznych jury krakowskiej. W. Łoziński (1912, 58) jest również zdania, iż dominujący wpływ na ukształtowanie się rowu krzeszowickiego miała erozja rzeczna, choć założenia jego uważa za tektoniczne. F. Rutkowski (1928, 78) w pełni pozna je właściwą, uskokową budowę zapadliska krzeszowickiego. Później jed-

nak pod wpływem szkoły karpackiej J. Nowaka (1927, 65) odżywa ponownie pogląd o synklijalnej budowie rowu krzeszowickiego (K. Koniór 1934, 41).

Dziś uskokowy charakter rowu krzeszowickiego nie budzi żadnych wątpliwości, a nazwa „synklina“ w stosunku do tego utworu w nowszych pracach już się nie powtarza.

Podając opis uskoków obrzeżających zapadlisko krzeszowickie zaczynam od północnej strony, traktując tę krawędź pobieżnie, gdyż ani całości krawędzi, ani jej zaplecza nie badałem ograniczając się do najbardziej brzeżnych przesunięć. W związku z tym na mapie (tabl. I) większość uskoków jest wykreślona liniami przerywanymi dla zaznaczenia, iż nie są one szczegółowo zbadane.

W zboczach doliny Czernki odsłonięte są uskoki rowu krzeszowickiego począwszy od nie zaznaczających się w krajobrazie dyslokacji w pobliżu wierzchowiny aż do uskoków schodowych doskonale widocznych krawędzi rowu.

W kamieniołomie w Czatkowicach odsłonięty jest pochyły (50°) uskok (p. wyżej s. 334), doprowadzający do zetknięcia się wapieni węglowych z utworami jurajskimi. Dalsze uskoki schodowe są mniej wyraźne, ponieważ zrzucają warstwy wyłącznie jurajskie. Ich występowanie ujawniają liczne pasy brekcji tektonicznych, poślizgi w wapieniach i upady. Uskoki mają w tym miejscu kierunek około 30° , dalej ku wschodowi kierunek ich zmienia się na równoleżnikowy, a dopiero w okolicy Dubia kierunek 30° pojawia się ponownie dając w wyniku nowe załamanie brzegu zapadliska krzeszowickiego. Wszędzie w tych okolicach uskoki są schodowe. Ich prześledzenie nie napotyka na większe trudności, ponieważ załuzzone zostały warstwy z różnych formacji geologicznych.

Na wschód od Dubia kierunek uskoków zmienia się ponownie na 100° do 110° , ale już dalej w Dolinie Bętkowskiej następuje ponowne załamanie. Na wschód od tej doliny wyznaczenie uskoków wymaga jeszcze szczegółowych badań. Przypuszczalnie ogólny kierunek po Witkowice wynosi około 110° . W Witkowicach są uskoki schodowe, które biegną równoleżnikowo (St. Bukowy⁴), po czym na wschód od tej miejscowości następuje zmiana kierunku na około 70° .

Południowym brzegiem zapadliska zajmujemy się szczegółowiej.

Fig. 13 przedstawia budowę brzegu rowu krzeszowickiego między Tęczynkiem a Gwoźdźcem. Istnieje tu szereg równoległych do siebie uskoków schodowych o kierunku około 100° . Są one znane od dawna i zostały ongiś przebite przez nieistniejącą dziś sztolnię „Krystyna“ (5). Na

⁴ Praca magisterska, wykonana w Zakładzie Geologii U. J.

zachodnich zboczach wzgórza Porąbki uskoki doprowadzają do styku osady karbońskie, wapień skaliste i brunatne piaskowce jurajskie. Ta dyslokacja zaznaczona na fig. 13 ma uskok rzędu kilkudziesięciu metrów. Na linii uskoku znajdują się miejscami kliny tektoniczne.

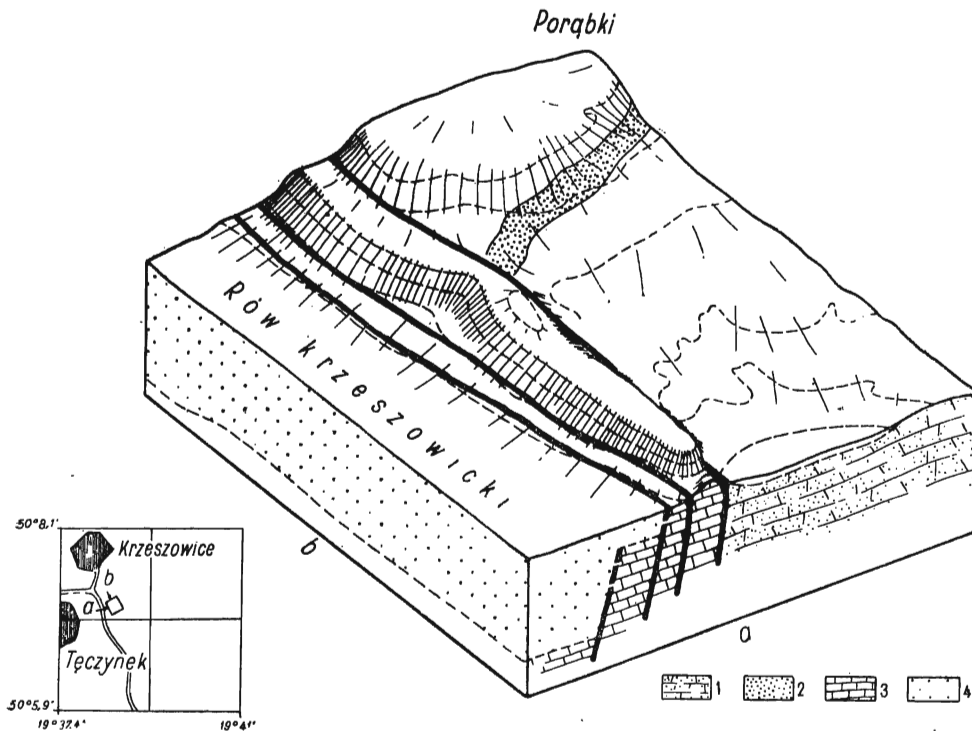


Fig. 13

Krawędź rowu krzeszowickiego w okolicy Tęczynka
1 karbon, 2 jura brunatna, 3 jura biała, 4 miocen

W pobliżu uskoku w przekopie kolejowym (linii prowadzącej do Niedźwiedziej Góry) występują dobrze rozwinięte okrucowce tektoniczne. Uskoki położone dalej ku pn. przemieszczają na powierzchni wyłącznie wapień górno-jurajskie i są dlatego mniej widoczne. Wszelako dowody ich istnienia znajdziemy w postaci okrucowców tektonicznych (we wspomnianym poprzednio przekopie) i poślizgów wśród wapieni skalistych.

W okolicy Gwoźdźca występuje wyraźne załamanie się kierunku uskoku, w związku z czym obszar ten odznacza się bardzo złożoną, w szczególności niezupełnie poznaną budową tektoniczną.



Kierunek uskoków zmienia się na 50° , a w głąb zapadliska krzeszowickiego wysuwa się załom uskokowy (p. wyżej s. 341), w którego obrębie znajduje się niewielki i obecnie nieczynny kamieniołom (po północnej stronie drogi z Krakowa do Trzebini). Warstwy zapadają tu ku NE pod kątem 18° i 12° . Obszar wzgórza Winnica nad Gwoźdźcem jest zaburzony kilkoma uskokami zaznaczającymi się w krajobrazie. W kamieniołomach w Gwoźdźcu występują uwarstwione wapienie ławicowe z licznymi krzemieniami. Fauna ramienionogów tych wapieni wskazuje na wyższe ogniwa jury białej (prawdopodobnie poziom z *Peltoceras bimammatum*). Wprost na N od Nawojowej Góry znajduje się ponownie załom uskokowy, którego tektonika jest bardzo złożona, lecz słabe odsłonięcie terenu, zwłaszcza w miejscach wychodni kredy, nie pozwala na wyznaczenie kierunków uskoków. Niskie położenie osadów kredy (opoka senońska i ślady turonu) świadczy jednak o istnieniu dyslokacji, z których jedne mają zapewne kierunek zbliżony do 30 i 40° , oddzielają wspomniany załom od obszaru położonego na pd.-wschód od niego.

Pięknie odsłonięte schodowe uskoki rowu krzeszowickiego można oglądać w Młynce i w dolinie Borowca. Mają one tu kierunek 115° (fig. 14). Jeden z nich zaznacza się nieznacznie inwersją w krajobrazie na wschod-

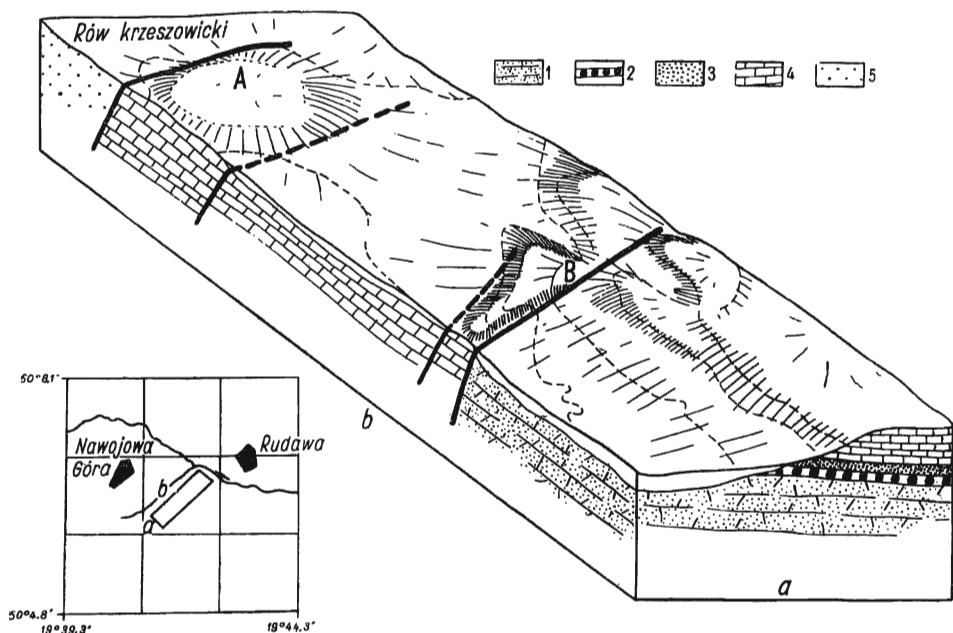


Fig. 14

Krawędź rowu krzeszowickiego w okolicy Młynki

1 miocen, 2 jura biała, 3 jura brunatna, 4 jura dolna, 5 karbon



nim zbocz doliny Borowca. Jest ona wywołana tym, iż w wyniku przesunięcia mało odporne na erozję osady jury dolnej i brunatnej (16) skrzydła wiszącego stykają się na linii uskoku z twardymi wapieniami skalistymi skrzydła zrzuconego. Wzdłuż linii uskoku można oglądać kliny tektoniczne. Jeden z nich znajduje się przy drodze i pod kapliczką na charakterystycznej grzędzie wapiennej.

Wyżej na wschodnich stokach doliny Borowca to samo przesunięcie zaznacza się w krajobrazie normalnie i skrzydło wiszące leży morfologicznie wyżej od skrzydła zrzuconego. W tym miejscu bowiem wapień skaliste skrzydła wiszącego stykają się z litologicznie takimi samymi wapieniami skrzydła zrzuconego.

Na północ od tego uskoku mamy jeszcze co najmniej dwa duże uskoki, z których najniższy tworzy w Młynce płaski pagór, przez który przechodzi droga z Krakowa do Trzebini. Pagór ten jest właśnie załomem uskokowym wysuniętym ku środkowi zapadliska krzeszowickiego. Pod trzeciorzędem, który wypełnia zapadlisko krzeszowickie, istnieje zapewne jeszcze kilka takich schodowych przesunięć.

Na północ od Nielepic następuje zmiana kierunku uskoków ze 110° - 120° na około 70° , po tym w okolicy Sowiarki i Kochanowa uskoki biegną na pewnym odcinku niemal równoleżnikowo. Odtąd schodowy charakter krawędzi rowu krzeszowickiego staje się coraz lepiej widoczny dzięki obecności kredy. Utwory kredowe dają tu niewątpliwą dokumentację uskokom. Na wschód od Kochanowa, a na północ od drogi znajdują się odkrywki jury i kredy (opoka senońska i turon), które wyznaczają niski ale zaznaczający się w krajobrazie stopień tektoniczny.

W okolicy Zabierzowa kierunek uskoków zmienia się na około 110° . Są one doskonale widoczne w krajobrazie w postaci znamienych schodów, w których dokumentacja tektoniczna dzięki obecności przesunięć tych utworów kredowych nie wymaga komentarzy. Ten schodowy charakter brzegu zapadliska w tym miejscu rzuca się w oczy już z daleka, zwłaszcza gdy krawędź rowu w okolicy Zabierzowa oglądamy z Pasternika.

Dalej ku wschodowi zapadlisko krzeszowickie kontynuuje się po okolicę Krakowa, lecz jego brzegi są mało poznane. Wprawdzie w okolicy Mydlnik dyslokacje są jeszcze widoczne, ale dalej ku północy obszar przykryty jest utworami czwartorzędowymi, z których głównie zbudowane jest w swoich górnych częściach wzgórze Pasternik. Owe utwory czwartorzędowe przysłaniają całkowicie predyluwialne podłoże tych wyniosłości, nie wiadomo przeto, w jakim stopniu podściela je kreda, jak to znaczy na mapie odkrytej Zaręczny.

Inną zagadką rowu krzeszowickiego są wychodnie kredy w Rudawie. Odkrywki senonu wynurzają się tu spod ilów trzeciorzędowych prawie w środku zapadliska. Nie wiemy, czy jest to odosobniony wysad w obrębie zapadliska, jak np. jura w Cholerzynie, czy też wzgórze Winnica na południe od Krakowa lub drobne formy tego rodzaju, opisane przez Kuźniara i Żelechowskiego z Bonarki. Być może, iż pagór rudawski jest zewsząd obcięty uskokami, choć nie jest wyłączone, iż kreda sięga stąd aż po północny brzeg zapadliska, jak to wykreślił na swojej mapie Zaręczny (mapa odkryta).

Patrząc na łamane brzegi zapadliska krzeszowickiego widzimy, iż nie jest ono właściwie rowem równoleżnikowym, bo nawet oś tego zapadliska nie ma przebiegu równoleżnikowego.

Zapadlisko krzeszowickie kontynuuje się w formie rowu tektonicznego dalej w kierunku wschodnim i łączy się z obszernym obniżeniem „chrobackim“ (W. Teisseyre) Nizu Sandomierskiego. Na fakt przedłużenia rowu krzeszowickiego w tym kierunku zwraca uwagę Zaręczny mówiąc o „zagłębieniu tektonicznym od Chrzanowa po Witkowice“, a także W. Teisseyre (95), który rów krzeszowicki uważa za miniaturowe przedłużenie zapadliska „krakowieckiego“. Ostatnio St. Siedlecki zaproponował dla rowu krzeszowickiego nazwę zapadliska „krzeszowicko-krakowskiego“ (1952⁵).

Północna krawędź rowu krzeszowickiego zachowuje swoją indywidualność i ciągłość na północ od Krakowa. W Witkowicach, jak wspominałem, mamy punkt załamania się kierunków tektonicznych. Na wschód od tej miejscowości ogólny kierunek krawędzi wynosi około 70°.

Południowa krawędź rowu w okolicach Krakowa do pewnego stopnia zmienia swój charakter. Przede wszystkim pasmo tęczyńskie, które dotąd wyznaczało południowy brzeg rowu, kończy się w okolicy Mydlnik. Krawędzie jurajskie cofają się ku południowi i brzegiem zapadliska stają się strome zbocza Sowińca i Góry św. Bronisławy, dalej ku wschodowi południowy brzeg rowu wyznaczają odosobnione wzniesienia zrębowe, jakimi są przypuszczalnie wzgórze wawelskie i Skałka, a już z pewnością Podgórze i Bonarka (p. niżej s. 370).

Ku zachodowi rów krzeszowicki przechodzi w rów chrzanowski, który jest dalszym ciągiem tej samej linii tektonicznej Wyżyny Krakowskiej. Głębokość zapadliska krzeszowickiego nie jest dokładnie znana. Według Łozińskiego (58) w Woli Filipowskiej nie przebito trzeciorzędu do głębokości 130 m. Na wschód od Krakowa głębokość jest zmienna; miejscami przekracza 300 m.

⁵ Rękopis złożony do druku w P. I. G. w 1952 r.

Przypuszczalnie w dnie zapadliska istnieją depresje i kulminacje pochodzenia głównie tektonicznego.

Pasma tęczynskie

Pasma tęczynskie było uważane przez Zaręcznego za siodło o złożonej budowie. W ujęciu Nowaka (65) i K. Koniora (41) jest to wydłużona forma antyklinalna. Nie ulega jednak wątpliwości, iż jest to pasmo zrębowe, ograniczone od północy i od południa uskokami, którym często towarzyszą ugięcia fleksuralne, mylnie uważane za skrzydła antykliny.

Pasma tęczynskie ma nader złożoną budowę tektoniczną. Nie mogę na tym miejscu wdawać się w szczegółowe rozpatrywanie wszystkich zagadnień związanych z jego tektoniką, ponieważ wchodziłoby to już w zakres geologii regionalnej, i poprzestanę na rysach najważniejszych.

W zachodniej części pasma pojawia się szereg wielkich uskoków porajurskich. Nie zaznaczają się one jednak w krajobrazie jako uskoki. Wierzchowina jest zrównana i przebieg dyslokacji można prześledzić jedynie na podstawie styku różnowiekowych formacji geologicznych wzdłuż intersekcyjnych linii przesunięć.

Najlepiej pod względem tektonicznym poznanym obszarem jest płaskowyż Sanki. Różnorodność budowy geologicznej ułatwia tu odczytanie licznej sieci uskoków. Powierzchnie tych przesunięć są zwykle stromo nachylone 60-70°, ich charakter — schodowy i nożycowy. W parowach między Głuchówkami a Zalasem odsłaniają się uskoki o kierunku 160°. Zrzucają one (licząc od wierzchowiny Sanki) warstwy w kierunku zachodnim, to znaczy skrzydło zachodnie każdego z uskoków jest skrzydłem zrzuconym w porównaniu ze skrzydłem wschodnim. Obok kierunku 160° widzimy w tych okolicach bardzo często kierunek 70°.

Północna część płaskowyżu Sanki jest zrębem tektonicznym powstałym w następstwie krzyżowania się dwu wspomnianych kierunków. W obrębie tego zrębu odsłoniły się intruzje pokładowe porfirów⁶.

Po zachodniej stronie płaskowyżu pojawia się szereg uskoków o kierunku 150-160°. Linie intersekcyjne tych uskoków są widoczne w dolinach uchodzących do potoku Rudno między Zalasem a Głuchówkami

⁶ Według dotychczasowych poglądów porfiry zalaskie były uważane za wylewy powierzchniowe. Łupki karbońskie, odsłonięte w pobliżu tych skał miały, według tych zapatrywań, zapadać pod pokrywą porfirową. Ponieważ łupki te, zgodnie z nowymi spostrzeżeniami, leżą również na porfirach i są silnie zmienione przez metamorfizm kontaktowy, należy przypuszczać, że porfiry zalaskie są lakkolitami[?] lub grubymi intruzjami pokładowymi. Łupki karbońskie z wkładkami piaskowców które otulały niegdyś porfiry, zostały z powierzchniowych części intruzji usunięte przez erozję przedjurajską i podczas transgresji jurajskiej.

i Wielką Górą. Kierunek 150-160° powtarza się poza tym wielokrotnie w mniejszych i większych uskokach w obrębie samych porfirów zalaskich łącznie z ich jurajskim nadkładem. Do tej grupy uskoków należą również dyslokacje na linii Bór-Frywałd-Czerwień, które równocześnie wyznaczają kres wychodniom porfirów na wschodzie. Wielkość zrzutu w Borze naprzeciw Baczyna w miejscu, w którym porfiry stykają się z wapieniami skalistymi, przekracza 50 m.

Kierunek 160° pojawia się poza tym w obszarze położonym na wschód od Sanki. Jest on widoczny tylko w obrębie samych wapieni górnio-jurajskich, jest przeto trudniejszy do prześledzenia.

Drugą grupą uskoków owego systemu są przesunięcia o kierunku 70°. Należy tu przede wszystkim uskok zalaski, który wyznacza północną granicę porfirowego zrębu, a także mniej widoczny uskok, który kreśli w Sance południową granicę wychodni tych skał. Uskok zalaski obniża obszar położony na północ od płaskowyża Sanki. Jest on, jak wszystkie podobne przesunięcia, nożycowy. Przypuszczalnie w okolicy kościoła w Zalasie kierunek uskoku ulega załamaniu.

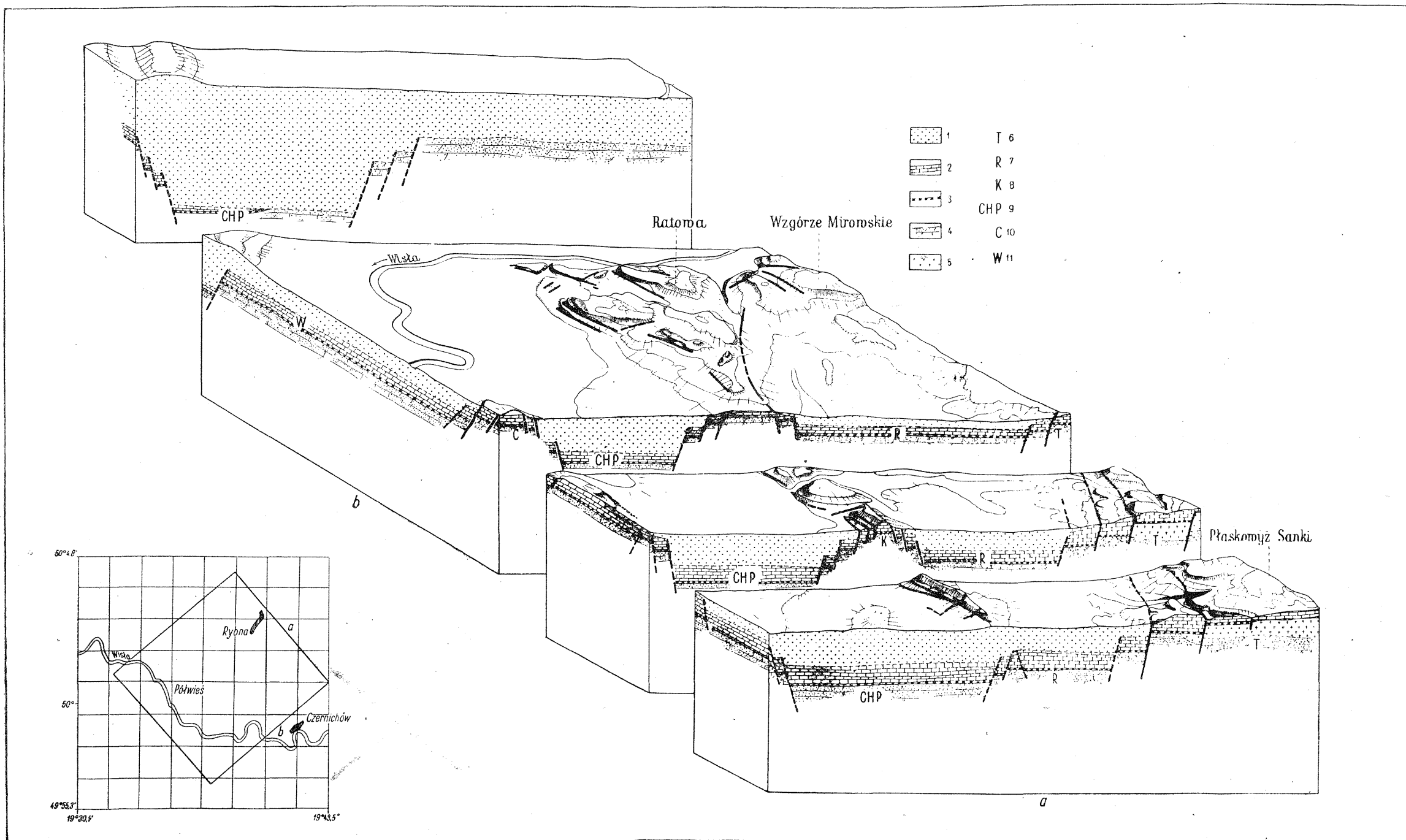
Obok uskoków o wspomnianych poprzednio kierunkach występują również dyslokacje o kierunku ok. 40°, nie zaznaczające się w krajobrazie jako uskoki. Przykładem takiej dyslokacji jest uskok przebiegający na wschód od Niedźwiedziej Góry i wyznaczający zarazem kres wychodniom diabazów ku wschodowi. Wzdłuż tego uskoku, na powierzchni przesunięcia łupki karbońskie z diabazami skrzydła wiszącego dochodzą do styczności z wapieniami skalistymi skrzydła zrzuconego. Podobne uskoki można widzieć w okolicy Frywałdu.

We wschodniej części pasma tęczyńskiego stwierdzenie tych uskoków jest nadzwyczaj trudne wobec zupełnego podobieństwa litologicznego przemieszczonych tam osadów górnio-jurajskich, a przede wszystkim z powodu lessów przykrywających wierzchowinę.

Zmienną właściwością wszystkich ostatnio opisanych uskoków jest to, iż nie zaznaczają się one zupełnie w krajobrazie w przeciwieństwie do uskoków wyznaczających krawędzie pasm zrębowych. Zagadnienie to, które być może wiąże się ze starszym wiekiem tych pojurajskich dyslokacji, będzie szczegółowiej poruszone niżej na s. 398.

Przejdziemy z kolei do rozpatrzenia krawędzi tektonicznych pasma tęczyńskiego. Zajmiemy się jego południowym brzegiem, ponieważ północny był już opisany w związku z rowem krzeszowickim.

Południowa krawędź pasma tęczyńskiego ma również przebieg łamany. W zachodniej części warstwy jurajskie zapadają schodowo w stronę zapadliska Rybnej, we wschodniej — ku zapadlisku choleryńskiemu.



Południowy brzeg Wyżyny Krakowskiej

1 miocen, 2 jura górna, 3 jura brunatna, 4 karbon, 5 porfiry, 6 pasmo tęczyńskie, 7 zapadlisko Rybnej, 8 zrab Kajasówki, 9 rów Cholerzyn-Półwieś, 10 zrab czernichowski, 11 zapadlisko przedgórskie

W okolicy Rybnej można bez większych trudności prześledzić przebieg niektórych uskoków, ponieważ w głębokim parowie rybniańskim odsłaniają się „zrostkowe wapienie“ skaliste (16) z amonitami, które są nietrudne do rozpoznania, a są do pewnego stopnia poziomem przewodnim (dolna część z *Pelt. transversarium*).

Piękne dowody tektonicznego charakteru południowej krawędzi pasma tęczyńskiego znajdziemy na wschód od Rybnej w miejscu, w którym wąwóz piaszczysto-lessowy wiodący od Czulówka zbliża się ku brzegom pasma. W jednym z wąskich parowów, który wcina się w tym miejscu między skałki krawędzi pasma tęczyńskiego, pojawiają się stromo nachylone warstwy wapieni jurajskich. Owe dobrze uwarstwione wapienie zapadają pod kątem 50° ku południowi i przylegają do poziomo leżących wapieni skrzydła wiszącego, odsłoniętych nieco powyżej owego parowu.

Schodowy charakter krawędzi jest ponadto wszędzie widoczny między Czulowem a Mnikowem. W Mnikowie następuje ogólna zmiana kierunku uskoków południowej krawędzi na kierunek 40°. Odtąd pasmo tęczyńskie graniczy już z zapadliskiem Cholerzyn-Półwieś. Tektoniczny charakter tej krawędzi ujawnia się dobrze u wylotu parowu Popówki.

Zapadlisko Rybnej

Na południe od pasma tęczyńskiego rozpościera się obszerne obniżenie Rybnej wypełnione łożami trzeciorzędowymi. Od południa zapadlisko to przylega do zrębowych wzgórz Kajasówki, Cizarki, Kopania i Ratowej (tabl. II).

Zaręczny uważał zapadlisko Rybnej za synklinę; podobny pogląd wypowiedział również Wiśniowski (107). Według Koroniewicza (42) nie jest to jednak forma tektoniczna, lecz erozyjna. Autor ten uważał rów Rybnej za dolinę rzeczną subsekwentną do bruzdy erozyjnej krzeszowicko-krakowskiej. Zdaniem Koroniewicza, Zaręczny nie przytoczył przekonujących dowodów tektonicznego pochodzenia tego obniżenia. Od tego prawdopodobnie czasu utarł się błędny pogląd, jakoby południowa krawędź pasma tęczyńskiego była krawędzią erozyjną.

Jak wspominałem poprzednio, mniemanie to jest błędne. Rów Rybnej jest w istocie rowem tektonicznym. Jego uskokową północną krawędź poznaliśmy opisując brzeg pasma tęczyńskiego, krawędź zaś południową poznamy przy rozpatrywaniu zrębowego pasa Kajasówki i Ratowej. W obrębie samego zapadliska mamy wymowne dowody, iż jest ono formą tektoniczną. Według danych R. Michaela (61) miąższość jury pod mioce-nem w dnie zapadnięcia w okolicy Czulówka wynosi ok. 112 m, tzn. jest ona wielkością tego samego rzędu, co miąższość jury mierzona od spągo-

wych części poziomemu z *Pelt. transversarium* w parowach Rybnej po szczyt wierzchowiny Sanki. Nie ma zatem mowy o jakimkolwiek obniżeniu erozyjnym, gdyż w tym przypadku musielibyśmy przyjąć dla skał jury z obszaru zapadliska wielokrotnie większe miąższości, niż to jest w sąsiednim pasmie tęczyńskim, co, jak wiadomo, jest zupełnie niemożliwe. W podłożu jury białej na tym obszarze znajduje się jednakowej miąższości warstwa margli kordatowych (ok. 1 m), która niedwuznacznie wskazuje na brak jakichkolwiek deniwelacji w spagu wapieni płytowych i skalistych (16a). Tektoniczny charakter tego obniżenia nie może przeto budzić żadnych wątpliwości.

Zapadlisko Rybnej jest głębokie. Miąższość skał miocenu w Czulówku na podstawie danych R. Michaela (60) wynosi 100 m, ale ponieważ dane te zostały zebrane na przedłużeniu wyklinowującego się pasma Kajasówki, nie wyznaczają one prawdopodobnie przeciętnej miąższości trzeciorzędu. We wschodniej części zapadliska Rybnej w okolicy Mnikowa miąższość miocenu wynosi 200 m (66).

Zapadlisko Rybnej, podobnie jak rów krzeszowicki, ma przebieg łamany. Spłyca się ono ku zachodowi i w okolicy Brodeł spod przykrycia iłów trzeciorzędowych i glin morenowych Czarnego Lasu wynurzają się wapienie jurajskie, tworzące dno zapadliska. W ten sposób w okolicy Brodeł utworzył się pewnego rodzaju pomost morfologiczny, który łączy ze sobą pasmo tęczyńskie ze zrębowymi wzgórzami Ratowy i Mirowa. Ten morfologiczny pomost jest niższy niż wierzchowina pasma tęczyńskiego oraz nadwiślańskich wzgórz zrębowych, ponieważ leży na osi zapadliska Rybnej.

W okolicy Brodeł można obserwować upady w wapieniach jurajskich, skierowane ku wschodowi w stronę zapadliska Rybnej. Nie wiadomo jednak, czy to zapadanie dna rowu ku wschodowi odbywa się w sposób ciągły, czy, co wydaje się prawdopodobniejsze, niezależnie od upadu w tym kierunku istnieją uskoki poprzeczne do osi zapadliska.

Na wschodzie zapadlisko Rybnej łączy się z zapadliskiem Cholezryn-Półwieś.

Zrębowe pasmo nadwiślańskie wzgórz Mirowa i Ratowej oraz grzbiet Kajasówki

Na południe od rowu tektonicznego Rybnej ciągnie się pasmo wzgórz jurajskich od Mirowa na zachodzie po okolice Przegini Duchownej na wschodzie. Pasma to oddziela od siebie zapadlisko Rybnej od rowu tektonicznego Cholezryn-Półwieś i zapadliska przedgórskiego.

Niezależnie od swoistej i bardzo złożonej tektoniki uskokowej cechą ogólną owego pasma, podobnie jak pasma tęczyńskiego, jest skłonność do

zapadania w kierunku wschodnim (p. wyżej, s. 348). Ta skłonność zaznacza się nie w ukształtowaniu morfologicznym, ale w ukazywaniu się w tym kierunku coraz młodszych ogniw stratygraficznych. W zachodniej części pasma występują utwory paleozoiczne, jak np. melafiry w Mirowie lub arkozy kwaczalskie w Kamieniu. Na wschód od Kamienia występują już wyłącznie wapienie górno-jurajskie obejmujące warstwy od spągu poziomu z *Peltoceras transversarium* na zachodzie po coraz wyższe ogniwa jury w miarę posuwania się w kierunku wschodnim.

Zgodnie z ogólną skłonnością płyty przedmurza do obniżania się również w kierunku południowym pasmo, o którym mówimy, jest niższe przeciętnie o 60 m od pasma tęczyńskiego. Najwyższe wzniesienie w tych okolicach dochodzi do 317 m w Mirowie i 324 m na wierzcholinie Kopani i Sokolej Góry. Biorąc pod uwagę kierunki tektoniczne można by pasmo to podzielić na dwie części. Zachodnia część pasma od Mirowa po Kamień ma kierunek 140° , który wyznacza na tym odcinku strefę uskokową właściwego obniżenia przedgórskiego. W tym również kierunku biegną dyslokacje północnej krawędzi pasma zgodnie z brzegiem spływającego się zapadliska Rybnej. Począwszy od okolic Kamienia na wschód kierunek linii tektonicznych zmienia się na 50° równoległe od osi zapadliska Cholezryn-Półwieś, które na odcinku między Rusocicami a Czernichowem łączy się z zapadliskiem przedgórskim. Obszar Kamienia leży na skrzyżowaniu się obu zasadniczych kierunków i w związku z tym ma szczególnie złożoną tektonikę.

Dla ułatwienia orientacji i podkreślenia różnic kierunkowych będziemy rozpatrywać oddzielnie szczegółową tektonikę zachodniej części pasma rejonu Kamienia i wschodniej części grzbietu.

Zachodnia część pasma

Obejmuje ona trzy wzgórza: Mirowskie, Ratową oraz wzniesienie 303 m znajdujące się między dwoma wymienionymi wzgórzami (fig. 15). Na zachód od Wzgórza Mirowskiego rozpościera się nizinny obszar Okleśnej, związany krajobrazowo i tektonicznie z zapadliskiem przedkarpackim. Południowa krawędź Wyżyny Śląsko-Krakowskiej cofa się w tym miejscu ku północy.

Wzgórze Mirowskie jest zrębem tektonicznym, wyznaczonym przez uskoki, które od zachodu, południa i wschodu obniżają najbliższe jego otoczenie. Ku wspomnianym poprzednio nizinom w okolicy Okleśnej Wzgórze Mirowskie opada stromą krawędzią tektoniczną. Krawędź ta ma budowę schodową i składa się z kilku progów. Tektoniczny charakter tej krawędzi nie budzi żadnych wątpliwości, ponieważ uskoki mają dokumentację stratygraficzną. W obniżonej strefie uskoków ograniczających

Wzgórze Mirowskie od zachodu znajduje się niewielkie wzniesienie zwane Latarką (por. fig. 15), obcięte ze wszystkich stron uskokami. W samym wzniesieniu istnieją drobne dyslokacje, z których dwie są odsłonięte w małym kamieniołomie i wyznaczają tu miniaturowy rów tektoniczny.

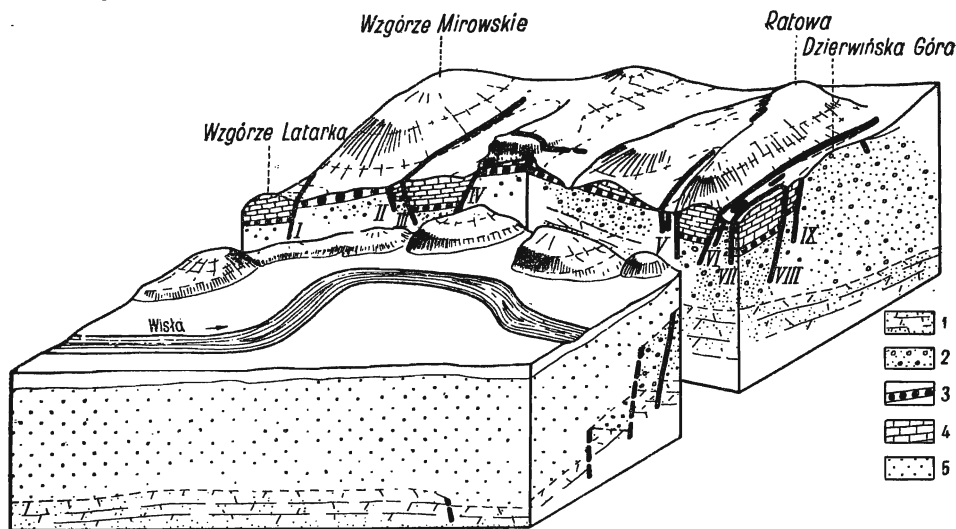


Fig. 15

Budowa geologiczna pd. brzegu Wyżyny między Okleśną a Kamieniem
1 karbon, 2 arkoza kwaczalska, 3 jura brunatna i dolna, 4 jura biała, 5 miocen

Po wschodniej stronie Wzgórza Mirowskiego biegnie uskoki o kierunku około $40-50^{\circ}$. Stanowi on brzeg widocznego w krajobrazie zapadliska między Wzgórzem Mirowskim a wzniesieniem 303 m (fig. 15, uskoki II i III).

W ten sposób między obszarem zapadniętym na zachodzie a wymienionym ostatnio rowem tektonicznym na wschodzie pozostał wyniesiony obszar Wzgórza Mirowskiego, którego posad zbudowany jest z jury środkowej i dolnej. Uskokami wyznaczające ten element zrębowy są nożycowe i wielkość przesunięcia zwiększa się ku pd.-zachodowi.

Od południa zarówno zrębowe Wzgórze Mirowskie jak i sąsiednie obniżone obszary przylegają do wielkiej dyslokacji przedgórskiej, która w tym miejscu ma kierunek przypuszczalnie około $130-140^{\circ}$.

Dzisiejsza południowa krawędź Wyżyny Krakowskiej jest w tym miejscu oczywiście nieco zmieniona przez erozję, która na południowych zboczach Wzgórza Mirowskiego doprowadziła do nieznacznego odwrócenia krajobrazu (fig. 15). Owa inwersja znika jednak w głębi pasma jurajskiego.

Między Wzgórzem Mirowskim a następnym, położonym dalej ku wschodowi wzniesieniem 303 m istnieje, jak wspomniałem, rów tektoniczny, którego dno zbudowane jest z wapieni skalistych. Są one na brzegach tego zapadliska ugięte fleksuralnie. Rów ten, podobnie jak wyznaczające go uskoki, wygasa stopniowo ku pn.-wschodowi, tak że na wierzchowinie pasma nie zaznacza się jako dolina, lecz jako płytka depresja między dwoma wzniesieniami.

Wzgórze 303 m jest w południowej części przecięte niewielkim uskokiem o kierunku 140° . Jest to uskok równoległy do dyslokacji zapadliska przedkarpackiego. Północna krawędź wzgórza jest również tektoniczna. Uskoki wyznaczające tę krawędź należą do dyslokacji wygasającego w tych okolicach rowu tektonicznego Rybnej. W stronę tego zapadliska pochyla się również cały zrębowy element wzgórza.

Wzniesienie ostatnio opisane jest oddzielone od położonego nieco ku południowi wzgórza Ratowej szeroką doliną wypełnioną piaskami czwartorzędowymi. W zachodniej części tej doliny nie ma widocznych uskoków, ale na wschodzie widzimy dyslokacje w okolicy Kamienia. Dolina ta ma przypuszczalnie założenie tektoniczne i jest rowem zanikającym ku zachodowi a pogłębiającym się w kierunku wschodnim, by połączyć się z zapadliskiem Rybnej.

Ostatnią jednostką tektoniczną zachodniej części pasma jest wzgórze Ratowa. Jest ono w połowie rozcięte strefą uskokową o kierunku około $40-50^{\circ}$ (fig. 15, uskok V). Wzdłuż owej strefy utworzył się parów erozyjny, wypełniony dzisiaj piaskami czwartorzędowymi, który wcina się głęboko w południowe zbocza Ratowej.

Cała wschodnia połać wzgórza jest zapadnięta w stosunku do zachodniej części Ratowej i obszaru Kamienia (por. fig. 15). Jest to rów tektoniczny, wyznaczony od zachodu wspomnianą poprzednio strefą uskokową, od wschodu zaś — równoległą doń strefą uskoków wzdłuż wschodniego zbocza Ratowej. Ten rów tektoniczny nie zaznacza się w krajobrazie jako obniżenie, lecz jako wyraźna grzęda na południowych zboczach Ratowej. Inwersja krajobrazu została w tym przypadku wywołana tym, że po obu stronach owego rowu odsłonięte zostały mało odporne osady jury brunatnej i dolnej.

Uskoki wyznaczające ten rów tektoniczny wygasają szybko w kierunku pn.- wschodnim tak, że po przeciwnej stronie wzgórza a nawet częściowo na wierzchowinie rów zatracą się całkowicie.

Obszar Kamienia

Obszar położony na wschód i pd.-wschód od Ratowej należy do najbardziej zaburzonych tektonicznie rejonów Wyżyny Krakowskiej (fig. 16).

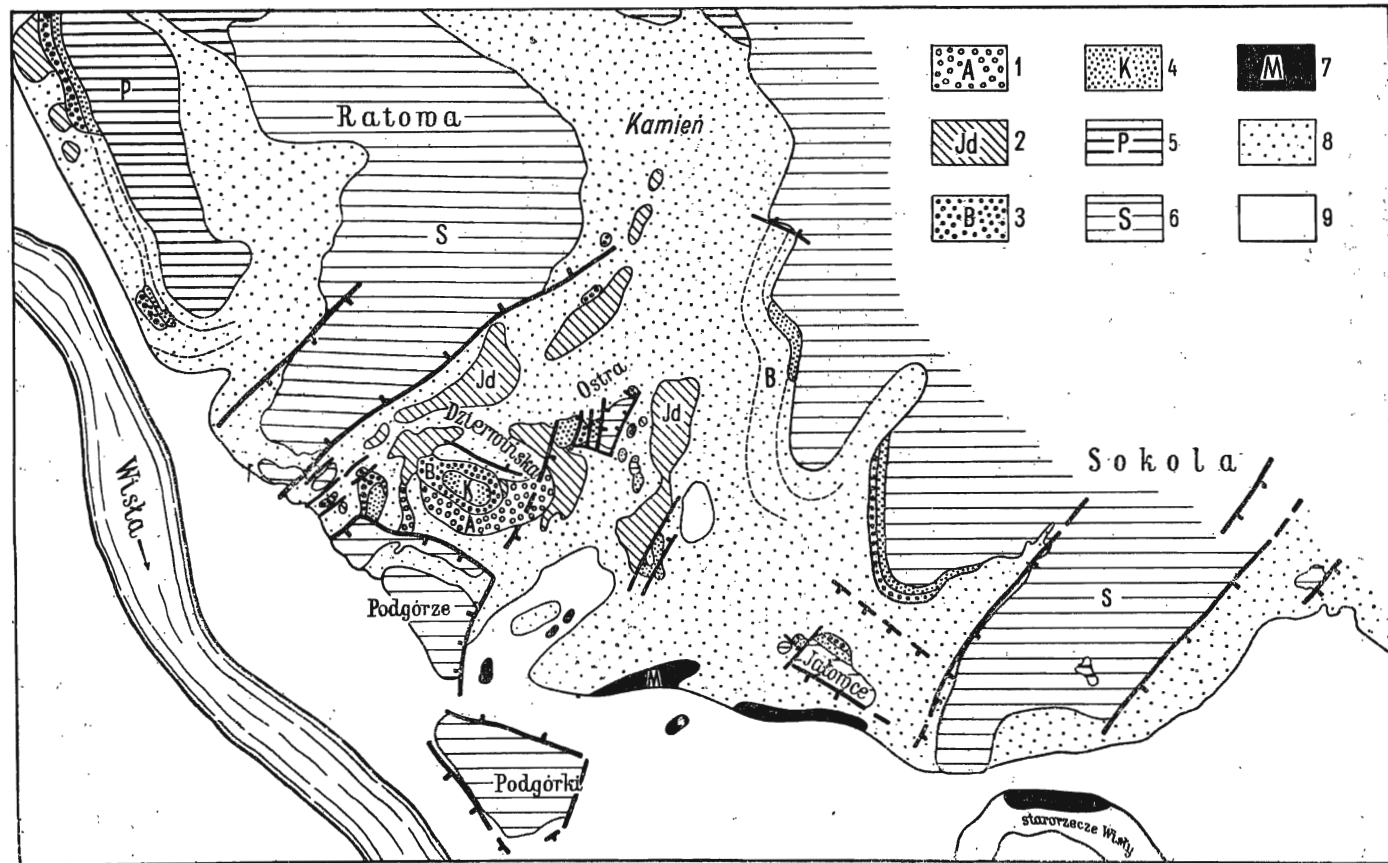


Fig. 16

Mapa tektoniczna rejonu Kamienia n/Wisłą

1 arkoza permokarbońska, 2 jura dolna, 3 baton, 4 kelowej, 5 wapnienie płytowe (malm), 6 wapnienie skaliste (malm),
7 miocen, 8 dyluwium, 9 napiwy

Wzdłuż opisanego ostatnio uskoku (dysl. VI na fig. 15) glinki dolno-jurajskie stykają się bezpośrednio z wapieniami skalistymi na odcinku prawie 1 km. W owych glinkach tkwią bloki wapieni górno-jurajskich, strzępy jury brunatnej często z zachowaną kolejnością warstw itp. Obecność tych utworów świadczy, że wzdłuż tego uskoku mamy strefę uskokową z zaklinowanymi strzępami różnych osadów. W samym Kamieniu strefa ta ginie pod piaskami czwartorzędowymi. Przymuszczalnie zanika ona tam częściowo lub całkowicie, gdyż na północ od Kamienia żadnych jej śladów dopatrzeć się już nie można. Wskazywałoby to na nożycowy charakter tego uskoku i powiększanie się zrzutu w kierunku pd.-zachodnim.

Obszar położony na pd.-wschód od tej dyslokacji zasługuje na miano potężnej „megabrekcji tektonicznej“ (p. wyżej s. 336). Dzięki różnorodności zaburzonych utworów geologicznych — od arkozy kwaczalskiej począwszy po skały górnej jury — tektonika tego rejonu nie byłaby trudna do poznania, gdyby nie skąpa ilość odkrywek i przysypanie utworami czwartorzędowymi. Opis tej jedynej w swoim rodzaju w jurze krakowskiej strefy uskokowej zaczniemy od jej strony południowej.

Nad samą Wisłą leży trójkątna w zarysie płyta wapieni jurajskich, której płaska wierzchowina znajduje się kilkanaście m nad poziomem rzeki. Ten tektonicznie zrzucony płat jury, który w podstawie swego trójkątnego zarysu sięga około 0,5 km, nosi nazwę Podgórek. W kamieniołomie na południowym i pd.-zachodnim brzegu owego płata odsłonięte są nadzwyczaj spękane i poprzemieszczane wapienie skaliste z licznymi brekcjami szczelinowo-tektonicznymi i tektonicznymi. Warstwy zapadają w różnych kierunkach a liczne drobne uskoki, z którymi są związane te upady, zaznaczają się słabo na dość wyrównanej powierzchni wierzchowiny.

Płat jury z Podgórek jest zewsząd otoczony zapadnięciami wypełnionymi iłem miocenijskim. Tektoniczne pochodzenie tych zagłębień nie budzi wątpliwości. Na północ i pn.-zachód płata Podgórek wapienie skaliste znajdują się jeszcze na dość znacznym obszarze, który z trzech stron obcięty jest wyraźnymi uskokami, a od południa przylega do doliny Wisły (fig. 16). W tym ostatnim przypadku krawędź ma również założenie tektoniczne.

Zachodnią część tego płata wychodni jury białej jest nazywana przez miejscową ludność „Podgórzem“, wszelako dla łatwiejszej orientacji w dalszym opisie będę nazwą tą określał cały ten obszar wapienny. Jest on od wschodu ograniczony uskokiem o kierunku 30° , który pogłębia się ku południowi, spłyca zaś ku północy. Wielkość zrzutu na pewnym odcinku w jego północnej części wynosi około 27 m, na południu zaś przekra-

cza z pewnością 50 m. Obszar położony na wschód od tego uskoku jest zapadnięty i wypełniony osadami miocenu.

Od północy obszar Podgórze jest obcięty uskokiem o kierunku około 110° . Wzdłuż tego uskoku arkozy kwaczalskie dochodzą do styku z wapieniami skalistymi górnej jury. Uskok zaznacza się słabą inwersją krajobrazu (fig. 16). Wzdłuż powierzchni przesunięcia są zaklinowane utwory jury brunatnej (por. wyżej s. 338). Warstwy jurajskie na skrzydle zrzuconym zapadają ku południowi pod kątem dochodzącym miejscami do 30° . Jest to odgięcie fleksuralne, które w większej odległości od uskoku zanika.

Obszar wschodni wapieni górno-jurajskich Podgórze kończy się na zachodzie na linii uskoku o kierunku $40-45^{\circ}$ (fig. 15, uskok 7). Między nim a dyslokacją 6 (tamże) ciągnie się wąski, gdyż tylko 100 m szerokości mający pas zrębowy, bardzo silnie zaburzony licznymi drobnymi dyslokacjami.

Na północ od omawianego obszaru wschodni wapieni jurajskich wznosi się огоłocone z drzew wzgórze zwane Dzierwińską Górą (fig. 17);

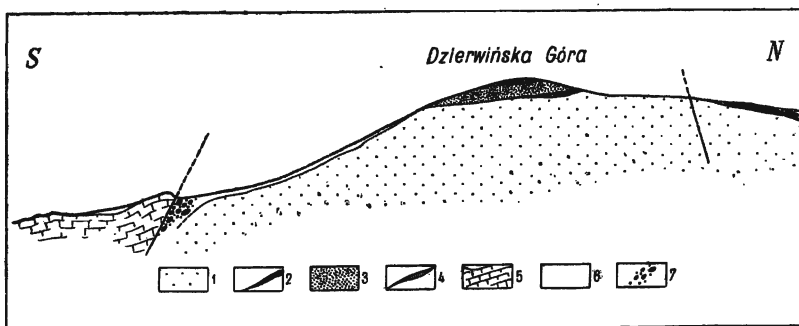


Fig. 17

Przekrój przez Dzierwińską Górę w Kamieniu n/Wisłą

1 arkoza permo-karbońska, 2 glinki dolno-jurajskie, 3 łaton, 4 kelowej, 5 wapień skalisty (malm), 6 dyluwium, 7 strefa uskoku

jest to element zrębowy, obcięty od południa, wschodu i zachodu opisanymi poprzednio uskokiemi. Wzgórze jest zbudowane głównie z arkoz i jury brunatnej, która pojawia się na wierzchołku. Prawdopodobnie po północnej stronie wzgórza biegnie nowa dyslokacja, która obniża obszar przysiółka Bagienne, położonego na północ od Dzierwińskiej Góry.

Na pn.-wschód od Dzierwińskiej Góry znajduje się płaski pagórek zwany „Ostrą“. Jest on silnie zaburzony mniejszymi i większymi uskokiemi. Na grzbiecie owego wzgórza, na dwustumetrowym odcinku poja-

wia się pięć uskoków o kierunku od 5° do 20° . Największe przesunięcia występują we wschodniej części wzgórza, gdzie wzdłuż granic wąskiego rowu tektonicznego (50-metrowej szerokości) dochodzą do styku z wapieniami skalistymi obniżonego bloku z jednej strony arkozy permo-karbońskie, z drugiej — utwory jury brunatnej.

Oprócz wymienionych uskoków istnieją tu dyslokacje o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Jedna z nich biegnie wzdłuż grzbietu Ostrej po południowej stronie wzgórza. Na linii tego uskoku stykają się ze sobą z jednej strony glinki dolno-jurajskie, z drugiej cała mozaika warstw jury brunatnej, białej i arkozy permo-karbońskiej, poprzesuwnych opisanymi poprzednio uskookami. Inny, przypuszczalnie równoleżnikowy uskok przebiega u podnóża północnych skłonów Ostrej.

Na wschód i na południe od Ostrej starsze od czwartorzędu utwory geologiczne wynurzają się tylko miejscami spod przykrycia piasków. Gdzie tylko odsłaniają się one na powierzchni, widać w nich nadzwyczaj silne zaburzenia uskookowe.

Na wschodnich zboczach Ostrej i w drodze z Kamienia do Łęgu w glinkach dolno-jurajskich tkwią ogromne bloki i głązy wapieni skalistych. Są to bądź kliny tektoniczne (por. wyżej s. 336), bądź głązy, które stoczyły się z horstów. We wspomnianej drodze odsłaniają się również piaskowce kelowejskie, występujące w miniaturowym rowie tektonicznym o kierunku około 30° .

Między Kamieniem a Rusolicami starsze od czwartorzędu utwory odsłaniają się jeszcze na wzgórzu Jałowce, które, podobnie jak wszystkie okoliczne odkrywki, odznacza się również bardzo złożoną budową tektoniczną.

Wschodnia część pasma

Na wschód od Kamienia kierunek pasma zmienia się na 50° NE. Wzgórza wapienne między Kamieniem a Przeginią Duchowną są słabo odsłonięte i tylko nad Rusolicami spiętrza się stroma krawędź o uskookowym założeniu. Uskoki wykreślone w tych okolicach na mapie tektonicznej (na tabl. I znaczone liniami przerywanymi), mają zatem charakter hipotetyczny. Dopiero w okolicy Przegini wzgórza wapienne są dobrze odsłonięte i dostępne dla obserwacji. Pasma zrębowe zwięza się tutaj i przechodzi w wyklinowujący się grzbiet Kajasówki (por. tabl. I). Wierzchowina tej części pasma przybiera z związku z tym nie spotykaną gdzie indziej na Wyżynie Krakowskiej postać jak gdyby zaokrąglonej „grani“, zakończonej „ostrogą skalną“ w miejscu, w którym dwa oddzielone do-
tąd pasmem zapadliska łączą się ze sobą (K na tabl. II). Tektonika owego grzbietu, który przez Nowaka uważany był za formę antyklinalną („anty-

klina Kajasówka-Kraków“, p. 65, s. 125), jest prosta w ogólnym zarysie, a nader złożona w szczegółach, w które tu bliżej wchodzić nie będziemy.

Południowa krawędź owego grzbietu ma wyraźnie schodowy charakter (zwłaszcza w okolicy Przegini Duchownej). Zaznaczają się tam w krajobrazie co najmniej trzy stopnie tektoniczne, z których najniższy zlewa się prawie morfologicznie z dzisiejszą powierzchnią zapadliska Cholerzyn-Półwieś. W kilku kamieniołomach można obserwować uskoki, strome ugięcie fleksuralne skierowane ku pd.-wschodowi i dochodzące do 40° , pasy brekcji szczelinowo-tektonicznych, poślizgi itp.

Ponieważ uskoki zbiegają się ze sobą w kierunku pn.-wschodnim, owe stopnie tektoniczne stają się coraz węższe, krawędź zaś przybiera postać jednolitej zerwy. U stóp tej krawędzi znajdują się nieznaczne odsłonięcia zrzuconych płatów jury, nieco tylko wyniesionej ponad poziom dzisiejszego dna depresji tektonicznej między Kajasówką a Czernichowem. Owe odkrywki jury, oddalone od brzegu właściwego zrębu Kajasówki, to wystające spod miocenu i czwartorzędu szczyty niższych i niewidocznych w krajobrazie schodów tektonicznych.

Północna krawędź grzbietu Kajasówki jest bardziej jednolita i jej schodowy charakter jest na powierzchni mniej widoczny. Pn.-wschodnie zakończenie Kajasówki, owa „ostroga skalna“, którą kończy się pasmo zrębowe, ma nadzwyczaj złożoną budowę. Nie ma tu bodaj większego odcinka wapieni jurajskich, który by leżał w swoim pierwotnym położeniu w stosunku do innych miejsc. Cypel ten przecina ogromna liczba mniejszych i większych uskoków, zarówno równoległych do głównych krawędzi tektonicznych wyklinowującego się grzbietu, jak i poprzecznych do jego osi. Fig. 10 d, e i f przedstawia w ogólnym zarysie przekrój schematyczny przez grzbiet Kajasówki w różnych miejscach. Ostatni z zamieszczonych tam przekrojów podaje w najbardziej uproszczonym zarysie budowę pn.-wschodniego zakończenia Kajasówki. Grzbiet Kajasówki jest poza tym przecięty kilkoma uskokami poprzecznymi do jego osi. Niektóre z nich zaznaczają się w morfologii grzbietu.

Zapadlisko Cholerzyn-Półwieś

Między zrębowym grzbietem Kajasówki a wapiennymi wzgórzami w okolicy Czernichowa i na pn.-wschód od tej miejscowości rozpościera się rozległe obniżenie wypełnione łąkami trzeciorzędowymi. Oś tego obniżenia przebiega z pn.-wschodu ku pd.-zachodowi.

Zaręczny uważał to obniżenie za formę erozyjną. Właściwą jego naturę rozpoznaje dopiero Ludomir Sawicki (80), według którego jest to rów tektoniczny „Czernichów-Mydlniki“ jako jedno z trzech ramion „Bramy Krakowskiej“. Zgodnie z zapatrywaniami Nowaka (65) zapadlisko,

o którym mówimy, jest pd.-zachodnim odcinkiem zakrzywionej synkliny „Łagiewniki-Chrzastkowie“.

Dzisiaj należy powrócić do właściwej interpretacji Sawickiego. Pogląd Nowaka nie da się utrzymać z dwóch powodów: 1^o obniżenie to jest grawitacyjnym rowem tektonicznym, czego dowody znajdziemy badając brzegi owego zapadnięcia na krawędzi Kajasówki oraz wzgórze Chełm w okolicy Czernichowa; 2^o obniżenie morfologiczne między Bielanami a Piekarami i Tyńcem w kierunku na Łagiewniki, a raczej na Skotniki, jest innym rowem tektonicznym (p. niżej s. 373) o kierunku ok. 130^o. Uzasadnienie poglądu, że obniżenie to jest rzeczywiście rowem tektonicznym, zamieściłem częściowo przy omawianiu grzbietu Kajasówki; dalszą część wyводу podam przy opisie tektoniki okolic Czernichowa (p. niżej s. 369). Rów między Kajasówką a Czernichowem łączy się bezpośrednio z tzw. „zagłębieniem choleryzyskim“, które jest jego dalszym ciągiem. Na pn.-wschód od Choleryzyna zapadlisko się spłyca. Już niedaleko tej miejscowości odsłaniają się wapienie skaliste na linii przedłużenia dyslokacji Bielani (por. mapę na tabl. I). Kres tego zapadnięcia znajduje się jednak dopiero w okolicy Mydlnik, w której ową depresję od pn.-wschodu zamykają porożrywane wzgórza tektoniczne i erozyjne (Młyńska Góra). Wzniesienia te leżą na osi rowu tektonicznego, są przeto znacznie niższe, niż wyniosłości znajdujące się na przedłużeniu brzegów rowu i jego krawędzi. Młyńska Góra jest niemal o 100 m niższa od Sowińca i wierzchowiny pasma tęczyńskiego nad Balicami.

Głębokość zapadliska Choleryzyn-Półwieś (uzasadnienie wprowadzenia tej nazwy podane zostanie nieco niżej) nie jest dokładnie znana. Na pd.-wschód od Mnikowa blisko osi zapadnięcia stwierdzono obecność utworów trzeciorzędowych o miąższości 212 m. Gdy weźmiemy pod uwagę wysokość wierzchowiny pasma tęczyńskiego nad Mnikowem, da to wielkość zrzutu uskoku co najmniej 300 m. Trzeba również podkreślić, że ta część zapadliska jest niewątpliwie rowem tektonicznym, nigdy zaś formą erozyjną, bowiem miąższość utworów jurajskich, przebitych w dniu zapadliska, jest tego samego rzędu, co miąższość jury na krawędziach zrębu tęczyńskiego, którą można było w przybliżeniu obliczyć korzystając z odsłoneń najniższego poziomu jury białej z bogatą fauną amonitów.

W Przegini na samym brzegu zapadliska miąższość miocenu wynosiła 70 m. Były już czynione próby poszukiwania wody w obrębie zapadliska i podobno wiercono nawet do głębokości 100 m, ale trzeciorzędu nigdzie nie przebito. Wszelkie dane o tych otworach, wykonanych jeszcze przed I wojną światową, zaginęły. Ogólnie można przyjąć, że obniżenie dna zapadliska w stosunku do krawędzi wynosi na przestrzeni między Przeginią a Choleryzynom ok. 300 m.

Dalszy przebieg rowu w kierunku pd.-zachodnim da się prześledzić w obrębie zapadliska przedgórskiego. Ten rów tektoniczny zaznacza się jako obniżenie w dnie tego zapadliska (por. mapę na tabl. I).

Według danych Michaela (60), miąższość miocenu w przedłużeniu pasma zrębowego „Kajasówka-Ratowa“ wynosi na południe od Ratowej 289 m, w okolicy Spytkowic — 196 m i 239 m. W przedłużeniu linii uskokowej, która oddziela to pasmo zrębowe od rowu między Kajasówką a Czernichowem, miąższość miocenu wzrasta do 343 m, a nieco dalej ku wschodowi wynosi już 450 m. W pobliżu osi rowu tektonicznego nie przebito utworów trzeciorzędowych do głębokości 640 m (Półwieś), w Tłuczani zaś nie natrafiono na podłoże trzeciorzędu jeszcze na głębokości 803 m (mapa, tabl. I).

W przedłużeniu wzgórz zrębowych w okolicy Czernichowa po wschodniej stronie zapadliska podłoże trzeciorzędu znajduje się znów płytko pod powierzchnią dzisiejszego dna doliny Wisły. W Brzeźnicy miąższość miocenu wynosi 100 m, w Bęczynie — 89 m, w Nowych Dworach — 292 m.

Widzimy przeto, iż w dnie zapadliska przedgórskiego na osi rowu tektonicznego Cholerzyn-Półwieś pojawia się głębokie obniżenie, do którego od wschodu i od zachodu przylegają obszary wyniesione (skrzydła wiszące). Miąższość miocenu na zachodnim skrzydle wiszącym obniżenia Półwsi jest większa (prawie o 100 m), niż miąższość trzeciorzędu na wschód od tego zapadniętego rejonu. Miąższość miocenu na zachodnim skrzydle wiszącym zapadliska w rejonie Półwsi jest większa prawie o 100 m, niż grubość pokrywy trzeciorzędowej na wschodnim skrzydle. Ta różnica pokrywa się z różnicą w położeniu obydwu skrzydeł względem siebie, ponieważ liczby określające miąższości miocenu zostały zebrane z otworów prawie na tej samej wysokości bezwzględnej (60). Gdybyśmy przeto usunęli nadkład trzeciorzędowy, obszar w okolicy między Ratową a Spytkowicami leżałby morfologicznie niżej, niż obszar położony na południe od Czernichowa. Ta różnica w wysokości jest w znacznym stopniu wywołana brakiem utworów jurajskich na zachodnim skrzydle zapadliska, które zostały stamtąd usunięte przez dolno-trzeciorzędową erozję.

Obniżenie w podłożu trzeciorzędu w rejonie Półwsi zostało przez M. Książkiewicza (45) rozpoznane jako zapadlisko tektoniczne. Na mapie powierzchni karbonu St. Czarnockiego (14) to zapadlisko jest połączone z „bruzdą Nieporaz-Brodła“ (48). Interpretacja ta jest błędna, ponieważ „bruzda Nieporaz-Brodła“ jest starym elementem tektonicznym, który w tej tektonice, jaka doprowadziła do powstania zapadliska Półwsi, nie zachowuje już swojej indywidualności.

Zapadlisko Półwsi jest integralną częścią rowu tektonicznego między Czernichowem a Kajasówką, który ciągnie się aż poza Cholerzyn i graniczy ze zrębowym pasmem tęczyńskim. Bruzda Nieporaz-Brodła jako forma geologiczna (nie zaznaczająca się w morfologii) leży częściowo w obrębie zrębów tektonicznych, wyznaczających rów Półwsi i Cholerzyna (Kamień i pasmo tęczyńskie), częściowo w zapadliskach, które się z tym rowem łączą (Brodła).

Zrębowe wzgórze w okolicy Czernichowa

Obszar zrębowy Czernichowa leży na pd.-wschodnim brzegu zapadliska Cholerzyn-Półwieś. Odsłaniają się w tym rejonie wapienie górnourajskie, z których zbudowane jest wzgórze Chełm oraz wzniesienie, na którym znajduje się Czernichów z Czernichówkiem. Obydwa wzgórza są oddzielone od siebie obniżeniem morfologicznym wypełnionym piaskami czwartorzędowymi i mioceniem. Obniżenie to jest wąskim i krótkim rowem tektonicznym.

Wzgórze Chełm opada ku Wiśle trzema progami, wyznaczonymi przez schodkowe uskoki o kierunku ok. 140° . Najwyższy próg jest równocześnie właściwym posadem wzgórza i pochyla się łagodnie ku pn.-wschodowi. Krawędź niższego progu biegnie na pewnym odcinku wzdłuż drogi z Czernichowa do Przegini. Na południe i pd.-zachód od tej drogi znajdują się wychodnie jury najniższego z progów tego krajobrazu. Próg ten kończy się w okolicy Kępy kilkumetrową zerwą wapienną nad dnem doliny Wisły. Ponieważ położone nieco dalej ku południowi Brzeźnicy utwory jurajskie zostały natrafione na głębokości 100 m, suma zrzutów licząc od wierzchowiny Chełmu wynosi ok. 150 m. Pn.-wschodnia krawędź wzgórza jest również tektoniczna, ale odsłonięte progi (schody) uskokowe są tu widoczne jedynie w południowej części przy skręcie drogi do Ratanic.

Wzniesienie, na którym znajduje się Czernichów i Czernichówek, opada ku południowemu zachodowi również trzema zaznaczającymi się w krajobrazie schodami. Od pd.-wschodu jest ono obcięte łamaną strefą uskokową o ogólnym kierunku zbliżonym do 60° .

Obszar położony na pn.-wschód od Czernichowa jest odkryty w stopniu nieznacznym. Wyznaczenie kierunków tektonicznych jest z tego powodu bardzo trudne i wymaga dalszych badań. Bezpośrednio na północ od Czernichowa przebiega asymetryczne zapadlisko, którego oś ma kierunek ok. 130° . Elementy zrębowe Czernichowa są łagodnie przechylone w stronę tego rowu i wyznaczają jego południową krawędź. Zapadlisko to w kierunku pn.-zachodnim łączy się z rowem Cholerzyn-Półwieś, w kierunku zaś przeciwnym — z zapadliskiem przedgórskim.

Wapienne wzgórza, które wyznaczają północną krawędź rowu, biegną łamaną linią ku wschodowi jako brzeg Wyżyny Krakowskiej. Między Czernichowem a Piekarami brzeg ten jest bardzo zaburzony, lecz z powodu przysłonięcia przez utwory czwartorzędowe mało zbadany. Znamienną właściwością tektoniki tych okolic jest obecność przechylonych łagodnie ku północy bloków zrębowych.

Na północ od wspomnianych wzgórz wapiennych, z ważniejszych i rozpoznawalnych rysów tektonicznych należy wymienić zapadlisko Rącznej, które jest przypuszczalnie asymetrycznym rowem tektonicznym.

Obszar zrębowy położony na północ od rowu Rącznej przykryty jest niemal zupełnie utworami czwartorzędowymi, spod których tylko gdzieś niedzie wynurzają się wapienie jurajskie i iły miocenijskie. Ani tektonika tego obszaru zrębowego, ani jego zasięg nie są dotychczas zbadane.

Zapadliska i zręby w okolicach Krakowa

Podgórze i Bonarka

Obydwa te wzgórza wapienne, uważane dawniej za ostańce po zmytej w dolnym trzeciorzędzie płycie jurajskiej (Tietze, 98), zostały rozpoznane jako elementy zrębowe przez Kuźniara i Zelechowskiego (48). Wzniesienia owe zajmują obszar o kształcie prostokąta, którego dłuższe boki biegną po liniach uskoków o kierunku 140° , a krótsze wzdłuż uskoków o kierunku ok. 40° . Bonarka i Podgórze są rozdzielone podłużnym obniżeniem morfologicznym, o płaskim dnie i prostolinijnych w przebiegu krawędziach. To obniżenie jest najprawdopodobniej wąskim rowem tektonicznym, ponieważ wzdłuż jego wschodniej krawędzi pojawiają się pasy brekcji tektonicznych i drobne przesunięcia. Zjawiska te można oglądać w przekopie okrężnej drogi przez Bonarkę do Płaszowa.

Podgórze, które znajduje się po zachodniej stronie wspomnianego powyżej obniżenia, jest dzisiaj gęsto zabudowane, przeto badania nad jego tektoniką są utrudnione, a często niemożliwe do przeprowadzenia. Wydaje się jednak, że opadająca ku Wiśle krawędź Podgórze jest krawędzią tektoniczną, ponieważ posiada schodową budowę taką, jaka występuje w innych, niewątpliwie tektonicznych krawędziach Wyżyny Krakowskiej.

Uskoki pn.-wschodniej krawędzi Bonarki były opisane przez Kuźniara i Zelechowskiego. Do opisu tych autorów można by tylko dodać, że odsłonięte są one nie tylko w kamieniołomie miejskim (dziś już bardzo słabo widoczne), lecz i na wschód od niego, w małym łomiku przy dawnej drodze obozowej. Wielkość zrzutu wzdłuż tej krawędzi wynosi w Płaszowie ok. 200 m.

Pd.-wschodnia granica wapiennego zrębu Bonarki gubi się pod trzeciorzędowymi łałami Baranówki. Pod tymi łałami przechodzi niewidoczna na powierzchni krawędź tektoniczna. Pd.-zachodnia krawędź Bonarki jest równoległa do pn.-wschodniej, a wielkość zrzutu jest tego samego rzędu.

Na zakończenie opisu tektoniki Bonarki należy wspomnieć o znanych od wielu lat powierzchniach abrazyjnych kredy, zaburzonych licznymi uskokami (48 i 84).

Obszar miasta Krakowa

Na terenie miasta wapienie jurajskie i kreda występują w kilku miejscach na powierzchni lub płytko pod czwartorzędem i warstwami kulturowymi (8). Odślonięcia jury znajdują się na Wawelu i Skałce oraz na Gródku, opoka zaś senońska — pod kościołkiem św. Wojciecha na Rynku. Są to przypuszczalnie formy tektoniczne i erozyjne, wszakże z powodu zabudowy trudno powiedzieć coś pewnego na ten temat.

Krzemionki

Wzgórze to zostało rozpoznane jako element zrębowy przez Kuźnia-
ra i Żelechowskiego (48). Północna krawędź Krzemionek jest zmieniona erozyjnie i jej tektoniczny charakter jest mniej widoczny. O wiele wyraźniej przebijają się tektoniczne założenia wzdłuż krawędzi zwróconej ku Wiśle. W kamieniołomie na północ od Skał Twardowskiego występują bardzo silnie pokruszone wapienie jurajskie, które są tu miejscami zdolomityzowane. Oprócz brekcji tektonicznych występują wzdłuż rozszerzonych spękań ciosowych, o kierunku najczęściej 170°, brekcje szczelinowe.

Stan, w jakim znajdują się wapienie jurajskie, wskazuje niedwuznacznie na sąsiedztwo potężnych uskoków, których kierunek wyznacza opadająca ku Wiśle krawędź Krzemionek i Skał Twardowskiego. Nie biegnie ona jednak ściśle po linii uskoku, ponieważ erozja Wisły, a może nawet jeszcze wcześniejsza erozja wód lądowych i morskich w trzeciorzędzie doprowadziła do pewnych zmian i miejscowego cofnięcia się krawędzi uskokowych. Zmiany te ułatwiła potężna strefa pokruszonych wapieni, które jako szczególnie podatne na erozję zostały po większej części zniszczone i usunięte. Wybitnie silny stopień potrząskania w skałach odśloniętych we wspomnianym poprzednio kamieniołomie należy też położyć na karb zbiegania się w tym miejscu dwu tektonicznych krawędzi Krzemionek.

Od pd.-zachodu wzgórze Krzemionek przylega do rowu tektonicznego Pychowic. Uskokowy charakter tej krawędzi wzgórza jest lepiej wi-

doczny, ponieważ występuje tu obniżona tektonicznie kreda. Powierzchnie abrazyjne kredy i strzępy zachowanych utworów kredowych znajdują się na wierzcholinie Krzemionek. Na wspomnianej poprzednio krawędzi widać co najmniej dwa lub trzy uskoki, które tę kredę i jej powierzchnie abrazyjne obniżają w stronę rowu psychowickiego.

Rów psychowicki

Rów psychowicki jest małym zapadliskiem, w którego dnie pod przykryciem łańcuchów trzeciorzędowych występują wapienie jurajskie i kreda, odsłonięte w kamieniołomach.

Wzgórze psychowickie

Wzniesienie to wyznacza południowy brzeg wspomnianego poprzednio rowu tektonicznego. Uskokowy charakter północnych krawędzi wzgórze, zwróconych w stronę zapadliska psychowickiego, nie budzi żadnych wątpliwości dzięki obecności obniżonej uskoki kredy (R. Gradziński)⁷. Również pd.-wschodnia krawędź wzgórze psychowickiego ma tektoniczne założenia, o czym bez trudu można się przekonać obserwując obniżone powierzchnie abrazyjne kredy. Kierunek uskokiów wyznaczający południową krawędź wzgórze jest nieco trudniejszy do określenia, chociaż ich istnienie jest zupełnie pewne (obniżona kreda).

Między wzgórzem psychowickim a wzniesieniem bodzowskim znajduje się podłużne obniżenie morfologiczne o płaskim dnie. To obniżenie wypełnione jest osadami mioceniowymi, które znajdują się płytko pod niewielkiej miąższości warstwą piasków czwartorzędowych. Krawędzie wzgórze psychowickiego zwrócone ku temu obniżeniu są zmienione erozyjnie i uskoki nie widać. Jednak po przeciwnej stronie tego obniżenia na stokach wzgórze bodzowskiego pojawiają się brekcje tektoniczne i drobne przesunięcia. Przypuszczalnie obniżenie, o którym mowa, jest wąskim rowem tektonicznym podobnym do tego, który oddziela od siebie Podgórze i Bonarkę.

Wzgórze bodzowskie

Wzniesienie to położone na zachód od wzgórze psychowickiego zostało rozpoznane jako element zrębowy przez Kuźniara i Żelechowskiego (48). Na zboczach zwróconych ku Wiśle widać uskoki schodowe i łańcuch uskokiowy.

⁷ Teren opracowany przez R. Gradzińskiego w nieogłoszonej drukiem pracy, złożonej w Archiwum Zakładu Geol. U. J.

Rów tektoniczny między Bodzowem a Lasem Wolskim

Między Bodzowem a Bielanami rozpościera się szerokie obniżenie o wydłużonym kształcie. Po płaskim dnie tego wypełnionego ilami tortońskimi obniżenia płynie Wisła. Kuźniar i Zelechowski (48) oraz Berez (8) uważali to obniżenie za rów tektoniczny. Rów ten w kierunku pn.-wschodnim łączy się z zapadliskiem Dębnik pod Krakowem, a w kierunku południowym — z rowem „Liszki-Skotniki“.

Las Wolski

Na zachód od wspomnianego wyżej rowu tektonicznego znajduje się zrębowe pasmo z Górą św. Bronisławy i Sowińcem, które nazwiemy elementem zrębowym Lasu Wolskiego. Zwrócona ku Wiśle stroma krawędź wapienna tego pasma jest niewątpliwie pochodzenia tektonicznego, chociaż wskutek braku dobrych odsłoneń uskoki są dopiero widoczne na Bielanych. W dawnym łomie klasztornym i w jego okolicy są odsłonięte zwierciadła tektoniczne uskoków równoległych do krawędzi pasma, okrucowce tektoniczne, liczne uskoki obwodowe itp.

Od pd.-zachodu zrębowy obszar Lasu Wolskiego przylega do zapadliska Liszki-Skotniki. Uskokowy charakter tej krawędzi rzuca się w oczy dzięki obecności osadów kredowych. Występują one na obniżonym uskoku płacie skał jurajskich u stóp Bielán. To niskie położenie kredy w stosunku do Wzgórza Bielańskiego doprowadziło w swoim czasie E. Tietzego do błędnego wniosku, że w tym miejscu istniały nierówności przedkredowe. W rzeczywistości jednak te osady (opoka senońska) nie wykazują żadnych śladów bliskości brzegów i przylegają do wapieni jurajskich prawie wzdłuż linii prostej. Brak ich na wierzcholinie Lasu Wolskiego jest wynikiem erozji, która z wyżej położonego obszaru usunęła ten osad, niewielkiej w tych okolicach miąższości.

Północna krawędź Lasu Wolskiego może budzić zastrzeżenia i wydawać się krawędzią erozyjną, ponieważ brak tu lepszych odsłoneń, które by dostarczyły bezspornych dowodów uskokowego pochodzenia. Niemniej jednak niskie położenie kredy w Mydlnikach w stosunku do wierzcholiny Lasu Wolskiego przemawia za istnieniem uskoku między Mydlnikami a Sowińcem. Śladów poślizgów i brekcji tektonicznych można się ponadto dopatrzeć w okolicy Olszanicy.

Od zachodu zrębowy element Lasu Wolskiego graniczy ze spływającym się w tych okolicach rowem tektonicznym Cholerzyn-Półwieś.

Rów Liszki-Skotniki

Jest to rozległe obniżenie morfologiczne między Bielanami a Piekarami wypełnione osadami tortońskimi. Zapadlisko to łączy się na za-

chodzie z rowem tektonicznym Cholerzyn-Półwieś, a na wschodzie z zapadliskiem między Bodzowem a Bielaniem.

Tektoniczne założenie północnej krawędzi tego rowu nie budzi zastrzeżeń. Uskoki są widoczne zarówno na zboczach Bielania, jak i wzgórza bodzowskiego. Tylko południowy brzeg zapadliska jest w okolicy Piekar przykryty utworami czwartorzędowymi, które uniemożliwiają badania tektoniczne.

Winnica

Wzgórze Winnica jest zbudowane z wapieni jurajskich, miejscami silnie zdolomityzowanych (R. Gradziński). Jest ono zewsząd otoczone nizinami spoczywającymi na miocenie. Wyznaczenie uskoków jest w tych okolicach bardzo trudne. Przypuszczalnie wzgórze to jest zrębem tektonicznym w obrębie rowu Liszki-Skotniki o zarysie prawie kwadratowym. Odkrywki kredy na pn.-wschód od Winnicy znajdują się również na elemencie zrębowym w stosunku do zapadliska Liszki-Skotniki, ale wyznaczenie uskoków jest, wobec przysłonięcia kredy przez ily mioceńskie, niemożliwe do przeprowadzenia.

Wzgórze Winnica wyrasta przypuszczalnie z zapadliska, podobnie jak opisywane przez Kuźniara i Zelechowskiego miniaturowe zręby, które na kształt słupów wznosiły się nad obniżoną powierzchnią abrazyjną kredy na Bonarce. Te ciekawe formy zostały, niestety, zniszczone, mimo że obaj wymienieni autorzy zabiegali o ich zachowanie u ówczesnych właścicieli kamieniołomu.

Pasma tynieckie

Ostatnim na południe od Krakowa leżącym elementem zrębowym są wzgórza tynieckie. Na południe od Grodziska, u stóp stromej krawędzi wzgórz tynieckich, znajduje się mały przechylony ku północy blok zrębowy Samborka, zbudowany z wapieni jurajskich, miejscami zdolomityzowanych (24), ze strzypami kredy (46). Południowa krawędź wzgórz tynieckich ma nieco łamany przebieg (mapa, tabl. I). Jest ona, zwłaszcza w zachodniej części, jednolita bez wyraźniejszych progów. Jej tektoniczne założenie jest jednak niewątpliwe. Wskazuje na to niskie położenie kredy w Samborku w stosunku do wierzchołków pasma tynieckiego, na której zachowały się spore płyty kredowe. Niegdyś musiały mieć one znacznie większy zasięg na tej wierzchołku. S. Aleksandrowicz⁸ odnalazł resztki tych utworów kredowych na wtórnym złożu na wierzchołku Grodziska.

⁸ Praca złożona w Archiwum Zakładu Geol. U. J.

Na wierzcholinie pasma tynieckiego niektóre uskoki są dobrze widoczne dzięki kredzie, która zachowała się w pewnego rodzaju rowie tektonicznym, mniej więcej równoległym do Bramy Tynieckiej. Obszary Grodziska i Ostrej Góry są elementami zrębowymi w porównaniu z miejscem występowania utworów kredowych w Tyńcu.

Brama Tyniecka, jeden z najbardziej osobliwych rysów morfologicznych tej części Wyżyny Krakowskiej, jest pochodzenia tektonicznego i erozyjnego. Według Zaręcznego dno tej „Bramy“ jest wypełnione miocechem, odkrywek iłów mioceńskich nie udało się jednak odnaleźć, choć ich obecność wydaje się bardzo prawdopodobna. Krawędzie Bramy Tynieckiej nie wykazują wyraźnych dowodów tektonicznych założeń. Przypuszczalnie erozja Wisły doprowadziła do zniszczenia mniej odpornych brekcji tektonicznych. Jedynie ogólny kierunek „Bramy“, jej znaczna szerokość i prostolinijność krawędzi nasuwałaby przypuszczenie, że mamy w tym przypadku do czynienia z formą powstałą na założeniach tektonicznych lub z zapadliskiem.

Wzgórze, na którym stoi opactwo tynieckie, jest oddzielone od głównego zrębu tynieckiego wąskim obniżeniem, które przypuszczalnie jest formą erozyjną, utworzoną na linii uskoku. Za istnieniem dyslokacji przemawiałoby niższe położenie wierzcholiny wzgórza klasztornego w porównaniu z wierzcholiną głównego zrębu tynieckiego oraz wychylone z pierwotnego położenia warstwy jurajskie na wschodnich krawędziach obniżenia.

Na wschód od Tyńca jura odsłania się u podnóża wzniesienia kobierzyńskiego jedynie w małym kamieniołomie, co przy zupełnym braku innych odsłoneń uniemożliwia badania tektoniczne.

Wreszcie ostatnie na wschodzie odsłonięcie jury krakowskiej w postaci wapieni skalistych znajduje się w Kurdwanowie. Jura tutejsza jest odsłonięta niewątpliwie na elemencie zrębowym i otoczona zewsząd głębokimi zapadliskami. Na temat tych uskoków nic pewnego powiedzieć na razie nie można wobec nieznaczących odsłoneń w terenie.

Zapadlisko przedgórskie

Zapadlisko przedgórskie w okolicach Krakowa jest, jak wiadomo, bardzo wąskie. Ogranicza się ono do zapadniętego obszaru, ciągnącego się pasem wzdłuż samego brzegu fliszowego.

Jak wspomniałem, rów przedgórski nie posiada własnej indywidualności, zlewa się z innymi rowami Wyżyny Krakowskiej i sprawia wrażenie, jak gdyby był dalszym ciągiem zanurzającej się pod Karpaty płyty krakowskiej (p. wyżej s. 348).

W dnie owego zapadliska stwierdzamy istnienie znacznych nierówności w podłożu trzeciorzędu (por. mapa na tabl. I), które świadczy o istnieniu tam zapadlisk i zrębów. Oczywiście, wyznaczenie kierunku domniemanych dyslokacji jest możliwe jedynie w najbardziej ogólnym zarysie, na podstawie kierunków stwierdzonych na wynurzonej części przedmurza (por. s. 368). Na tej podstawie wykreślono przedłużenie zapadliska między Kajasówką a Czernichowem. Inna przypuszczalna dyslokacja prostopadła do osi wspomnianego zapadliska jest również wykreślona na mapie. Wspominaliśmy, że Wyżyna Krakowska, niezależnie od uskoków, jest pochylona w kierunku wschodnim lub pd.-wschodnim. Ten sam rys obserwujemy w dnie zapadliska przedgórskiego. Według Michała (60), w zachodniej części zapadliska bezpośrednio pod trzeciorzędem spoczywa karbon, we wschodniej natomiast jura, której miąższość w kierunku wschodnim wyraźnie wzrasta.

Zapadlisko przedgórskie jako forma tektoniczna było oczywiście bardzo wczesnie rozpoznane, gdyż wynikało ono już z koncepcji Suessa. Raz jeszcze należy jednak podkreślić, że indywidualność tego zapadliska jest w tych okolicach wątpliwa.

SPEKANIA CIOSOWE

Pojęcie ciosu

Ciosem nazywamy równoległe względem siebie powierzchnie oddzielności, które nie są powierzchniami warstwowania i wzdłuż których nie nastąpiło widoczne przesunięcie. Nazwę polską „cios“ utożsamiam ze słowem „joint“ w piśmiennictwie angielskim i francuskim, które w wyżej podanym znaczeniu jest najczęściej przyjmowane.

Ze strony niektórych geologów są wysuwane zastrzeżenia co do słuszności używania nazwy ciosu dla równoległych spękań w skałach osadowych. Przez słowo „cios“ rozumieją oni oddzielność związaną ze zjawiskami, które towarzyszą krzepnięciu magmy. Dla równoległych spękań w skałach osadowych proponują oni nazwę „diaklaza“, ponieważ spękania te powstały na innej drodze, niż cios skał magmowych. Przy dzisiejszym stanie wiedzy o ciosie takie rozdzielenie byłoby jednak w wielu przypadkach kłopotliwe. Dla przykładu podam, że w krakowskich skałach magmowych jest bardzo trudno rozstrzygnąć, czy dane płaszczyzny oddzielności są ciosem pierwotnym czy diaklazą, przeto i wybór nazwy odpowiedniej bez przeprowadzenia szczegółowych badań jest zazwyczaj niemożliwy. Stan ten obrazuje róża spękań „diabazów“ Niedźwiedziej Góry koło Tęczynka. Porównując ją z wykresami spękań skał jurajskich

widzimy, że w zasadniczych rysach obrazy te pokrywają się ze sobą (fig. 18). Dlatego też pozostawiam nazwę „cios“ dla charakterystycznych równoległych i krzyżujących się spękań, występujących zarówno w skałach osadowych, jak i magmowych. W tych ostatnich, zgodnie z szeroko przyjętym mniemaniem, wyróżniamy cios *pierwotny* jako nabyty podczas krzepnięcia magmy i cios *wtórny* powstały w innych okolicznościach.

Wzdłuż płaszczyzn ciosowych nie ma zasadniczo widocznego przesunięcia, chyba że płaszczyzna została wyzyskana przez uskoku (pl. III, fig. 1), ale wtedy staje się ona już powierzchnią uskoku, nie ciosu. Niemniej jednak na powierzchniach spękań ciosowych widzimy często zagadkowe ślady jak gdyby poślizgów, chociaż w warstwach widocznego przesunięcia nie ma.

Rodzaje spękań

W skałach osadowych Wyżyny Krakowskiej występują dwa zasadnicze rodzaje spękań ciosowych. Jeden rodzaj to spękania ułożone w dwa szeregi równoległych i krzyżujących się płaszczyzn nieciągłości prostopadłych do uwarstwienia. Nazwiemy ten cios *prostopadłym* lub *pionowym* (pl. VI, fig. 1). Drugi rodzaj spękań ciosowych — to ciosy *pochyłe* (pl. III, fig. 2, pl. V, fig. 1, 2), krzyżujące się ze sobą wzdłuż linii równoległej do poziomu lub do warstwowania.

Ciosy prostopadłe — kierunki spękań

W zestawionych na fig. 19 spękania ciosowych, zebranych z wapieni jurajskich południowego obszaru Wyżyny Krakowskiej, widzimy,

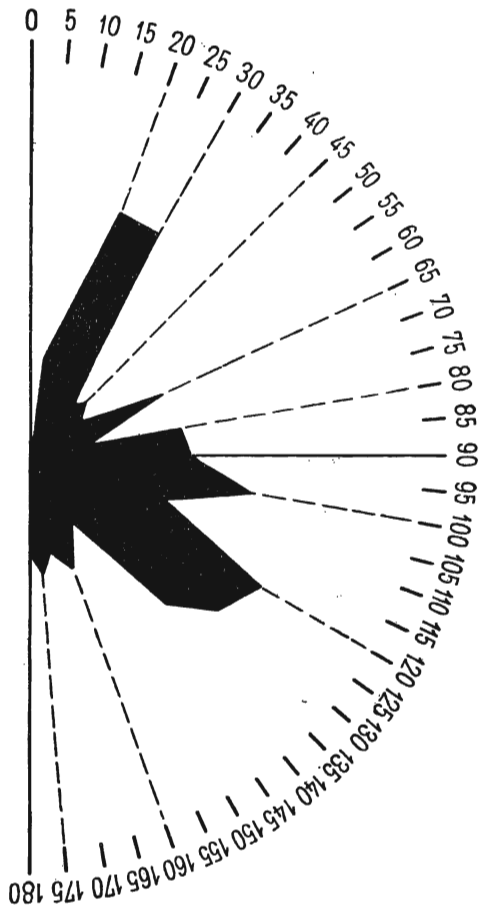


Fig. 18
Spękania ciosowe w diabazach Niedźwiedziej Góry

że najliczniej reprezentowanym kierunkiem jest cios 30-40° oraz spękania doń prostopadłe lub prawie prostopadłe o kierunku 120-130°. Drugim szeregiem spękań są ciosy o kierunku ok. 60-70° oraz prostopadłe do nich spękania o kierunku 160-170°. Ciosy te występują rzadziej, niemniej jednak w niektórych okolicach, jak np. w obszarze Brodeł, widać je bardzo wyraźnie. Trzecim z kolei szeregiem są spękania o kierunku ok. 90° oraz prostopadłe do nich ciosy o kierunku ok. 180° (czy też 0°).

Błędy w pomiarach kierunku i właściwa interpretacja wykresów

Wszelkie ilościowe zestawienia kierunku spękań mogą posiadać jedynie ogólne znaczenie orientacyjne. W zestawieniach tych tkwią bowiem

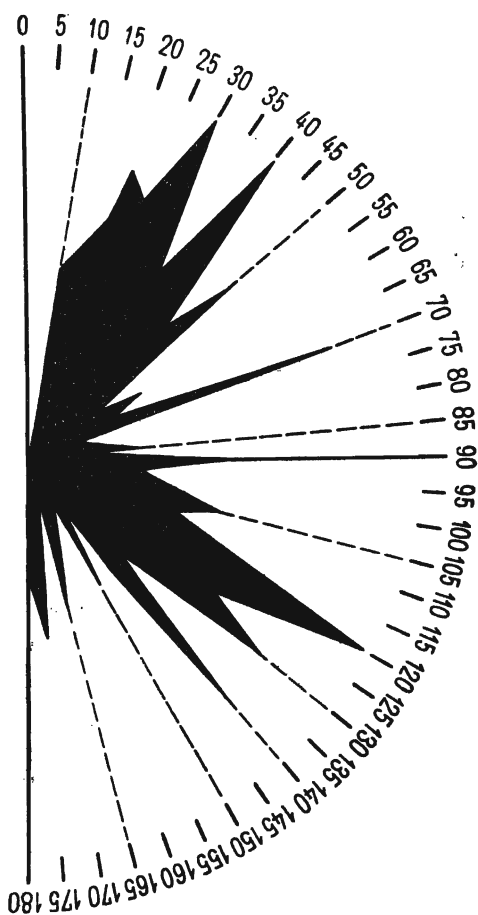


Fig. 19
Spękania ciosowe w wapieniach jurajskich
pd. części Wyżyny Krakowskiej

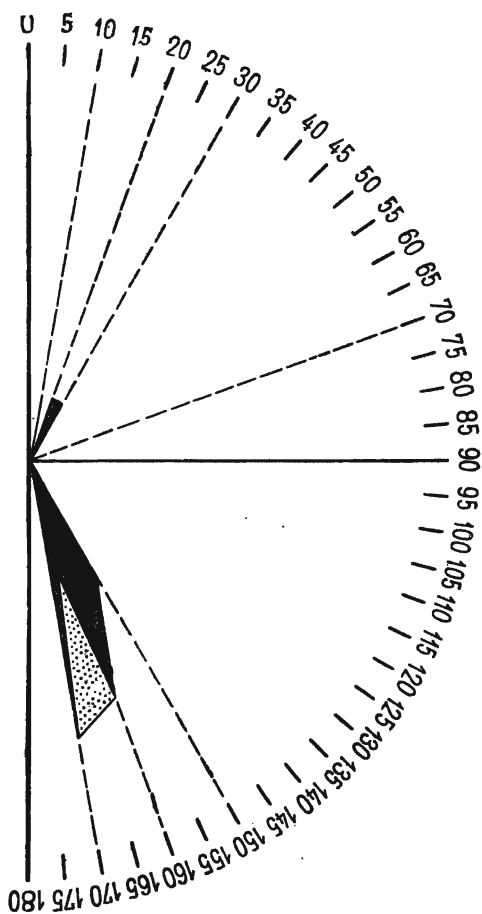


Fig. 20
Kierunki ciosów w kamieniołomie na pół-
noc od Skał Twardowskiego

błędy, mogące prowadzić nawet do błędnych wniosków. Błędy owe wynikają z następujących powodów:

a) W danej odkrywce widzimy często tylko niektóre spękania o pewnych kierunkach, gdy inne albo uchodzą uwadze, albo są niewidoczne i dla pomiarów niedostępne. Taki stan rzeczy obrazują przykłady zamieszczone na fig. 20, 21, 22. W kamieniołomach wynika to nierzadko z kierunków odbudowy kamienia.

Na wykresie spękań zebranych z dawnego kamieniołomu w Grodzisku pod Tyńcem (fig. 22) zaznacza się przewaga spękań o kierunku 20° i 30°. Zaledwie kilka pomiarów wykonano na płaszczyznach ok. 130°,

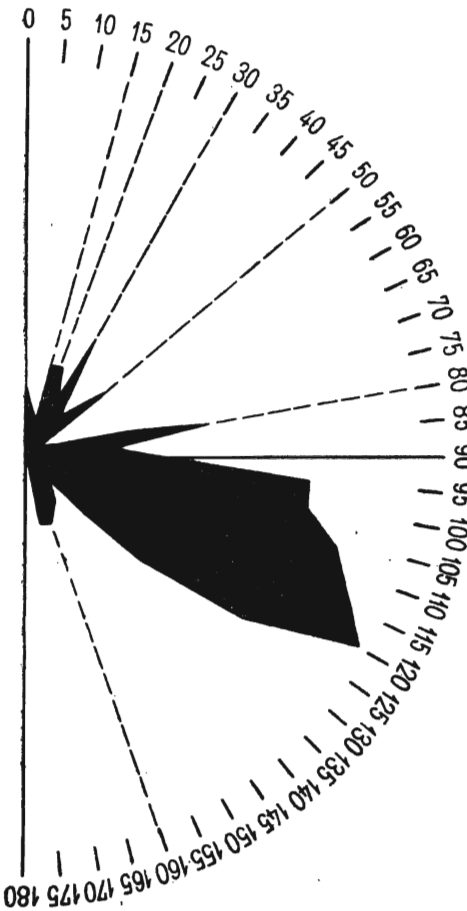


Fig. 21

Kierunki ciosów w jurze kamieniołomu w Zabierzowie

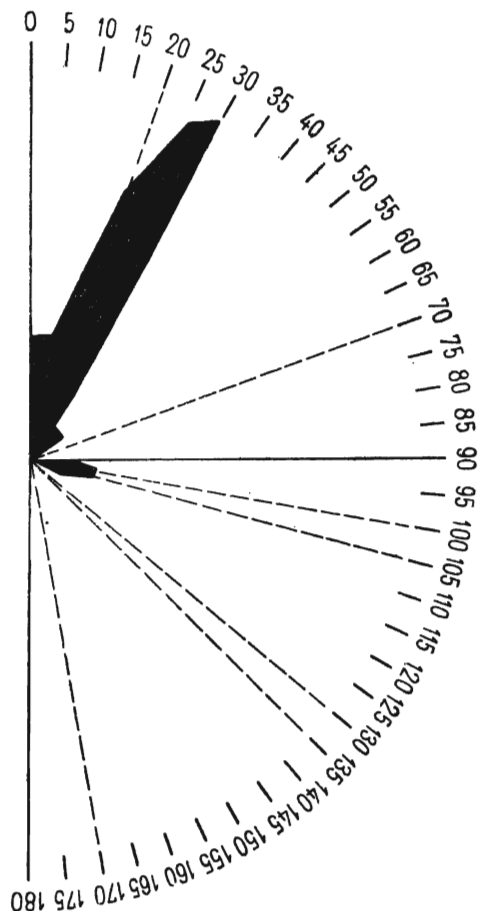


Fig. 22

Kierunki spękań ciosowych w wapieniu jurajskim kamieniołomu na Grodzisku

a niewielka liczba pomiarów dotyczyła spękań 100-105°. Nie znaczy to bynajmniej, że te ostatnie ciosy są mniej wyraźne lub ilościowo ustępują spękanom 20-30°. Wynika to jedynie z tego, że w kamieniołomie tym płaszczyzny o kierunku 20-30° są najlepiej odsłonięte. Jeżeli w najbliższym sąsiedztwie znajduje się inny kamieniołom, w którym odkryte są dobrze ciosy o innych kierunkach, to wtedy można uzupełnić poprzednie pomiary. Jeżeli jednak tak nie jest, lub skoro w takim sąsiednim kamieniołomie stosunki są podobne, to oczywiście róża spękań nie może dać rzetelnego obrazu stosunków ilościowych. Nie lepiej przedstawia się sprawa z odsłonięciami naturalnymi, tym bardziej, że ciosy równoległe do krawędzi morfologicznych często zaznaczają się wyraźniej od tych, które są do niej prostopadłe. Wynika to zwykle z dwu powodów: albo szczeliny spękań są rozszerzone dlatego, że ciosy równoległe i przylegające do krawędzi morfologicznej nie są od strony doliny podparte, wtedy kierunek równoległy do krawędzi zaznacza się jako przeważający. Bywa często i odwrotnie, gdy spękania równoległe do kierunku doliny zaznaczają się bardzo wyraźnie, ale liczba odsłoniętych powierzchni będzie znikoma w porównaniu z powierzchniami prostopadłymi do kierunku doliny (pl. VI, fig. 1).

Drugim powodem uświadoczenia się pewnego kierunku, jako uprzywilejowanego, może być lokalna tektonika uskokowa; ponieważ ciosy równoległe do uskoku mogą się w tym miejscu zaznaczać o wiele wyraźniej niż inne.

b) Błędy w zestawieniach ilościowych wynikają ponadto z nieregularności samego ciosu. Pominąwszy nawet drobne nierówności powierzchni, które można w pewnym stopniu przy pomiarach wyeliminować, nie wszystkie ciosy i nie wszędzie mają stały kierunek. Odchylenia mogą dochodzić do 10°, co w zbliżonych do siebie systemach może prowadzić do poważnych błędów. I tak np. w kamieniołomie w Zabierzowie na powierzchni abrazyjnej kredy możemy stwierdzić istnienie dwu niezależnych systemów spękań o kierunkach ok. 90-100° oraz ok. 120°. Odchylenia jednego i drugiego kierunku mogą dochodzić do 110°. W wyjątkowych przypadkach, jak np. przy pomiarach na odsłoniętych powierzchniach abrazyjnych, można rozstrzygnąć, z jakim ciosem mamy do czynienia, ale w większości przypadków, gdy mamy do czynienia z pionowymi odsłonięciami w kamieniołomach lub w odsłonięciach naturalnych, rozstrzygnięcie jest bardzo trudne.

c) Fałszywy obraz może powstać przy zestawianiu rzeczywistych lub zaokrąglonych wartości na wykresach spękań. W takich przypadkach rozmieszczenie wartości największej i najmniejszej, zwłaszcza w kierunkach mniej licznie się pojawiających, może prowadzić do błędnych wnio-

sków. Przypuśćmy, że przy pomiarach otrzymaliśmy np. 20 wartości dla kierunku 30° , mniej więcej tyle samo dla wartości 40° , a tylko kilka dla 35° . Zestawiając wartości rzeczywiste lub zaokrąglone uzyskujemy dwa maksima przy 30° i 40° , minimum zaś przy 35° . W rzeczywistości tego rodzaju minima oczywiście nie istnieją (por. fig. 19). Bywają również przypadki odwrotne, w których realnie istniejące minimum, wyznaczające dwa różne kierunki, na wykresie nie zostanie uwidocznione. Zdarza się to zwłaszcza tam, gdzie obok siebie pojawiają się spękania o kierunku ok. 90° z odchyleniami i $120-130^{\circ}$ z odchyleniami.

Powierzchnie spękań ciosowych

Powierzchnie spękań ciosowych bywają czasami gładkie i pozbawione wszelkich nierówności. Kamieniołomy podkrakowskie dostarczają wielu przykładów takich powierzchni. Często powierzchnia bywa nierówna choć wygładzona, czasem chropawa i poźłobiona zagadkowymi nacięciami. Wyraźne płaszczyzny ciosowe w danym szeregu spękań występują zwykle w pewnych kilku- lub nawet kilkunastumetrowych odstępach. Skała pomiędzy nimi może być wprawdzie pocięta równoległymi powierzchniami analogicznych spękań, które jednak zaznaczają się mniej wyraźnie. Czasami wydaje się nawet, jak gdyby w pobliżu takiej wyraźnej płaszczyzny ciosowej występowały zagęszczenia płaszczyzn ciosowych dodatkowych (s. 405), pojawiających się w nieznaczących kilkucentymetrowych odstępach.

W nieuwarstwionych wapieniach skalistych odstępki płaszczyzn ciosowych są zwykle znacznie większe, niż w dobrze uwarstwionych płytowych lub ławicowych.

Ciosy pochyłe i upady ich powierzchni

Prawdopodobnie pierwszymi, którzy zwrócili uwagę na obecność pochyłych spękań ciosowych w jurze krakowskiej, byli Kuźniar i Żelechowski (48). Opisuując stosunki geologiczne w kamieniołomie na Kapelance pod Krakowem zwracają oni uwagę na widoczne tam płaszczyzny nachylone pod kątem $50-60^{\circ}$, tnące spękania prostopadłe i przypuszczalnie dlatego uznane przez nich za młodsze. Wyrażają oni przy tym pogląd, że nie można „w dziedzinie tych uskoków (jak wiadomo, Kuźniar i Żelechowski spękania ciosowe nazywali uskokami) dopatrzeć się żadnej regularności“ i nie można dojść do „zdecydowanego sądu, czy one nie przedstawiają jakiegoś dla siebie właściwego systemu“ (l. c., s. 465). Zdaniem obu autorów, spękania te są „czymś bardzo różniącym się od ogólnego systemu stylu tektonicznego obszaru“ (tamże). Tak jednak nie jest, ponieważ te pochyłe spękania są jedną z charakterystycznych właściwości

tektoniki Wyżyny Krakowskiej i niemal wszędzie możemy je oglądać. Nie można również zgodzić się z mniemaniem, jakoby nie dało się w nich dopatrzeć pewnej regularności. Regularność taka bywa, lecz jest trudna do stwierdzenia, ponieważ płaszczyzny są bądź trudno dostępne dla pomiarów, bądź słabo widoczne. Poza tym, przy zmianach krasowych powierzchni nachylonych pod kątem 50° i mniejszym, utrafienie właściwego kierunku powierzchni spękań sprawia niemało kłopotu.

Ciosy pochyłe występują podobnie jak prostopadłe w szeregach spękań równoległych. Miejscami można bez trudności stwierdzić, że tworzą one dla każdego biegu dwa systemy nachylone w przeciwnych kierunkach (pl. III, fig. 2, pl. IV, fig. 2). A więc mamy np. spękania o biegu 115° , nachylone w jednym szeregu ku północy, w drugim zaś ku południowi pod kątem 60° czy 70° . Biegi takich systemów, podobnie jak w przypadku ciosów prostopadłych, pojawiają się nader często w zakresie $20-40^{\circ}$ oraz $120-140^{\circ}$, lub 90° i $170-180^{\circ}$.

Ciosy pochyłe często pozostają ukryte, a niemal zawsze widoczny jest w skale tylko jeden szereg równoległych do siebie spękań. W malowniczych dolinkach jury krakowskiej widzimy często takie pochyłe powierzchnie spękań ciosowych w litych wapieniach skalistych zapadających ku dolinie (fig. 23). Po jednej stronie doliny upady będą skierowa-

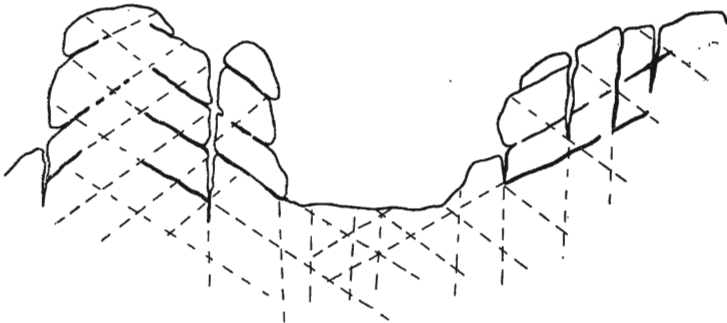


Fig. 23

Pochyłe powierzchnie spękań ciosowych

ne przeciwnie niż na zboczu przeciwnym, chociaż kąt upadu bywa często taki sam. Zjawisko to jest bardzo pospolite w skałkach piętrzących się nad bocznymi, zwykle krótkimi i urwistymi parowami (por. pl. III, fig. 2).

Nie tylko dwie skałki po przeciwnych stronach takiego parowu mogą mieć upady skierowane przeciwnie, tzn. ku sobie, ale takie przeciwne skierowane upady mogą występować także w jednej skałce oddzielającej dwa boczne parowy od siebie. Po jednej stronie tej skałki może-

my zauważyć np. powierzchnie upadu skierowane ku wschodowi, a po drugiej — ku zachodowi. Powierzchnie takie gubią się często pośrodku i całość sprawia wrażenie jakby fałdów łamanych, których siodła tworzą skałki, a w łękach umiejscowiły się doliny. Wrażenie to potęguje się jeszcze, gdy czynniki erozyjne doprowadzą do zaokrąglenia w miejscach przecięcia się dwu systemów równoległych spękań ciosowych. Wpływ zjawisk krasowych, a także złudzenia optyczne wywołane wieloplano-wością krajobrazu i różnie skierowanymi powierzchniami pochyłego ciosu, mogą wywoływać złudny obraz nadzwyczaj zawilej tektoniki fałdowej w skałach jurajskich.

Uchwycenie systemu ciosu pochyłego stanie się łatwiejszym, gdy zbadamy warunki, w jakich płaszczyzny ciosowe będą się uwidaczniały. Już pobieżne spostrzeżenia przekonują nas, że są one zazwyczaj rozszerzone krasowo i dlatego właśnie dostępne obserwacji w skałkach. Wiadomo, że spękania ciosowe są uprzywilejowanymi drogami spływu wód szczelinowych. Wody te, wędrując szczelinami i rozpuszczając węglan wapniowy, rozszerzają je. Przy ukształtowanych już formach krajobrazu kierunek spływu będzie zawsze skierowany w stronę dna doliny czy parowu i te powierzchnie, które w tym kierunku zapadają, będą rozszerzane. Ciosy skierowane przeciwnie mogą pozostać niewidoczne lub słabo

Fig. 24

Pochyłe spękania ciosowe
i rozwinięte wzdłuż nich
zjawiska krasowe



zarysowane. W niektórych jednak przypadkach da się prześledzić krzyżowanie się dwu systemów spękań, podkreślonych przez zjawiska krasowe i nadających znamienne piętno niektórym skałkom jurajskim.

Fig. 24 przedstawia taką właśnie oryginalną skałkę w wąwozie Popówka w okolicy Brzoskwini. Wzdłuż ciosu prostopadłego i innych kierunków utworzyła się w środku skałki jaskinia zbierająca większą część wód krasowych, które spływają od tej strony zbocza. Dzięki temu powierzchnie ciosu skierowane ku szczelinie uwydatniły się dając w wyniku ciekawą formę morfologiczną.

Możemy wyróżnić dwa rodzaje ciosów pochyłych biorąc pod uwagę kąty nachylenia ich powierzchni: jedne są nachylone słabo pod kątami 25-30°, inne zapadają stromo 60-70°. Istnieją jednak różne przejścia między tymi skrajnymi wartościami. Należy więc w każdym przypadku odróżniać ciosy pochyłe od pochyłonych wtórnie ciosów prostopadłych, co było w przypadku ilustrowanym przez pl. VI, fig. 2.

Sposoby odróżniania ciosów pochyłych od uwarstwienia

Pochyłe powierzchnie ciosowe często robią wrażenie uwarstwienia. W wapieniach skalistych takie powierzchnie bywają do złudzenia podobne do ławic, zwłaszcza gdy widoczny jest tylko jeden szereg równoległych do siebie płaszczyzn ciosowych.

Na pl. V, fig. 1 widzimy takie właśnie powierzchnie o biegu ok. 130° zapadające ku pd.-zachodowi pod kątem 35°. Dopiero szczegółowe i niekiedy utrudnione badania pozwalają na odróżnienie takich powierzchni od warstw. W wymienionym przypadku udało się odnaleźć ławice gąbkowe leżące w tym miejscu zupełnie poziomo. Cienkie ławice płaskich, talerzowatych gąbek z rodzaju *Cnemidiastrum* szczególnie nadają się do rozpoznania właściwego ułożenia wapieni, gdyż większość z nich spoczywa równoległe do dawnego dna. Natomiast ułożenie amonitów bywa rozmaite i, wbrew utartym poglądom, nie są one bezpiecznymi wskaźnikami ułożenia osadu. Odnosi się to szczególnie do wapieni skalistych, w których skamieniałości te, aczkolwiek dość pospolite, w wyjątkowych tylko przypadkach występują masowo. Nawet duże osobniki z rodzaju *Perisphinctes* mogą znajdować się w położeniu skośnym do uwarstwienia, chociaż większość leży zapewne równoległe.

Cennym wskaźnikiem położenia osadu są smugi drobnych zlepieńców śródformacyjnych, które w wapieniach jurajskich, pominiawszy nieznaczne odchylenia, na szerszej przestrzeni osadzały się prawie poziomo. Smugi takie i podobne struktury sedymentacyjne są jednak trudno dostrzegalne na powierzchni wapieni skalistych i należy ich wypatrywać na nadwiertzących powierzchniach krasowych, zwłaszcza w szczelinach spękań lub u podnóża skałek pod darnią i humusem.

Nawarstwienia w wapieniach jurajskich podobne do stromatolitów, które w innych skałach bywają uważane za wskaźniki stropu, w przypadku wapieni skalistych nie mogą być brane pod uwagę ze względu na nieregularność przebiegu i zagadkowe, często być może diagenetyczne, ich pochodzenie.

Dobrym wskaźnikiem położenia są syngenetyczne konkretje krzemionkowe. Występują one jednak najczęściej w dobrze uwarstwionych

wapieniach ławicowych, w których skądinąd (wkładki margliste na fugach itp.) nie mamy wątpliwości co do ich położenia.

Najpewniejszym sposobem odróżnienia ciosu od uławicenia w litych wapieniach skalistych są często badania regionalne, obejmujące nie tylko dane sedimentacyjne (ułożenie gąbek, smug sedimentacyjnych itp.), ale i zasadnicze rysy tektoniczne danego obszaru.

Jura biała obszaru krakowskiego jest, jak wiadomo, zmienna fałdalnie i lite, nieuwarstwione wapienie skaliste przechodzą często w wapienie ławicowe lub płytowe. Jeżeli w pewnej okolicy uchwycimy przejście wapieni np. ławicowych, leżących poziomo, w wapienie skaliste, przecięte pochyłymi powierzchniami, i jeśli na tym przejściu nie dostrzeżemy przesunięć uskokowych, to najprawdopodobniej owe powierzchnie będą spękaniami ciosowymi, zwłaszcza jeśli są pochylone stromo. Wprawdzie w wapieniach jurajskich zdarzają się przegięcia fleksuralne w pobliżu uskoków, lecz w wapieniach skalistych albo zaznaczają się one nadzwyczaj słabo, albo nie ma ich zupełnie. Większość ugięć pojawia się w wapieniach uwarstwionych, gdyż lite wapienie odkształcały się jako bryły sztywne — pękały i kruszyły się tworząc brekcje tektoniczne. Niemniej jednak w wątpliwych przypadkach należy szukać odpowiedników pochyłych powierzchni tam, gdzie co do ułożenia osadu nie mamy zastrzeżeń.

Innym sposobem odróżnienia ciosu od uwarstwienia jest poszukiwanie ukrytych często spękań o tym samym nachyleniu, lecz skierowanych przeciwnie.

Zlepieńce szczelinowe

Spękania ciosowe są często rozszerzone tektonicznie. Poszczególne bryły wycięte z mas skalnych przez płaszczyzny ciosów odsuwają się od siebie, w razie powszechnej w obrębie przedmurza skłonności do rozciągania, dając początek szczelinom ciosowym. Szczeliny, wzdłuż których nie nastąpiło widoczne przesunięcie pionowe, są często wypełnione okrucowcem lub zlepieńcem złożonym z kawałków wapieni lub krzemieni jurajskich, we wschodniej zaś części Wyżyny Krakowskiej bywają wypełnione także materiałem kredowym.

Takie zlepieńce szczelinowe, zawierające prócz materiału jurajskiego otoczaki kwarcowe z turonu, zostały przez W. Kuźniara i Żelechowskiego (48) błędnie uznane za utwory cenomańskie. Obaj autorzy przypuszczali, że są one typowym osadem morskim, który dostał się w szczeliny istniejące już przed wtargnięciem morza kredowego. Na tej podsta-

wie określili je jako zlepieńce „sudolskie“, opisane przez Zaręcznego z okolic położonych na północ od Krakowa (108). Określenie to jest w stosunku do utworów opisanych przez Kuźniara i Żelechowskiego dlatego nieślusne, że zlepieńce te są formacją szczelinową powstałą po kredzie. Materiał kredowy, który się w nich znajduje, jest na wtórnym złożu, a spoiwo otoczków kwarcowych nie ma nic wspólnego z pierwotnym spoiwem piaskowców kredowych.

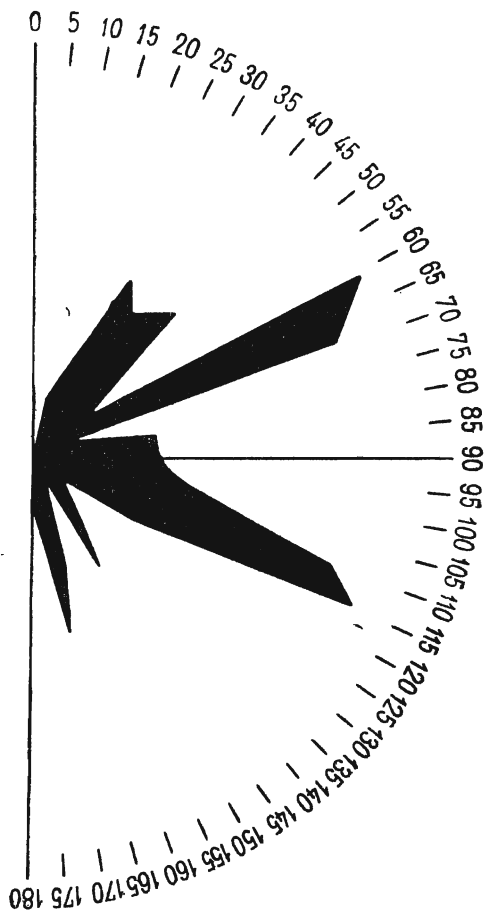


Fig. 25

Kierunki spękań ciosowych w turonie

ciąganie nie spowoduje utworzenia się niewielkich szczelin. Swoim zachowaniem się piaskowiec turoński bardziej zbliża się do sypkiego piasku, w którym tego rodzaju rozchylone drobne szczeliny nie mogą powstawać.

Fig. 26 przedstawia sposób występowania, a zarazem sposób tworzenia się tych zlepieńców szczelinowych. Materiał kredowy wsypywał się w rozwartą od góry szczelinę z gotowych już osadów kredy. Piaskowce turońskie są mało spoiście, przeto przy wstrząsach tektonicznych i rozchyleniu ścian spękań ciosowych wypadały z nich otoczki kwarcowe i pokruszone fragmenty spoiwa. W pewnych przypadkach można zauważyć, że osady kredowe nad kilkucentymetrową szczeliną ciosową w wapieniu jurajskim, która jest wypełniona zlepieńcem, sprawiają wrażenie nierozzerwalnych. Innymi słowy, szczelina w tej postaci, w jakiej widzimy ją w jurze, nie kontynuuje się w turonie. Nie jest to jednak szczelina przedturońska, bo skoro zbadaemy znajdujący się nad nią piaskowiec turoński, to okaże się, iż będzie on nadzwyczaj spękany, pokruszony i zaburzony. Ponieważ jednak — jak wspominaliśmy — piaskowce te są mniej spoiście od wapieni jurajskich, roz-

Spoivo zlepieńców „sudolskich“ bywa często kalcytowe, często między poszczególnymi częściami zlepieńca znajdziemy pięknie rozwinięte druzy itp.



Fig. 26

Sposób występowania zlepieńców szczelinowych tzw sudolskich (48)

W jurze krakowskiej występują także rozszerzone szczeliny wypełnione okrucowcem, który wykazuje ślady nacisków, chociaż wzdłuż ścian tych szczelin nie ma widocznych przesunięć pionowych. Owe naciski ujawniają się w postaci strzaskania okruców, nasuwa się więc przypuszczenie, że szczeliny znalazły się w zasięgu lokalnej kompresji. Być może, że są to zjawiska podobne do obserwowanych podczas trzęsień ziemi, gdy w czasie jednego zaburzenia sejsmicznego kilkakrotnie rozwierają się i zamykają głębokie szczeliny wśród objawów wielkiego nacisku.

Wiek spękań ciosowych

Sprawa wieku wiąże się z szeregiem trudnych zagadnień, których rozwiązania należy dopiero oczekiwać w przyszłości.

Porównując zestawienia spękań ciosowych z jury i turonu (fig. 19 i 25) widzimy, że w turonie są te same kierunki spękań, co w jurze. Nie zawsze jednak płaszczyzna ciosowa, która wyraźnie zaznacza się w wapieniach jurajskich, uwidocznia się w piaskowcach turońskich. W jurze ściany spękań ciosowych są często oddalone od siebie i dlatego wyraźnie się zaznaczają, gdy tymczasem w mniej spoiwanych piaskowcach turońskich pierwotne rozchylenie, czy też skłonność do rozchylenia ścian ciosu, mogą być zamaskowane przez rozsypliwość skały.

Wypełnienia szczelin ciosowych nie dają ścisłych wskazówek umożliwiających wydzielenie spękań starszych niż turońskie. W poprzednim rozdziale wspominaliśmy, że domniemane „zlepieńce sudolskie“ (rzekomo cenomańskie) są pokredowymi zlepieńcami szczelinowymi. Podobnie przedstawia się sprawa z mineralizacją, która również nie daje mocnych podstaw do wyodrębniania wiekowego spękań.

Szczeliny w wapieniach jurajskich przechodzące do kredy są często w niej zmineralizowane, wszelako mineralizacja ta jest słabsza, co wynika z odmiennej litologii kredy. W zbitych piaskow-

cach turońskich mamy osady skrzemionkowane i często pojawia się tam wtórny siarczek żelaza. Zwykle jednak zmiany te nie utrzymują się na linii ciosu piaskowców, ponieważ skała jest wszędzie przepuszczalna i roztwory, które doprowadziły do mineralizacji, rozlewając się najczęściej po powierzchni abrazyjnej, przesiąkały w głąb masy skalnej. Dlatego też owe wtórne zmiany w kredzie pojawiają się zwykle w spągu piaskowców, a krzemionka wytrąca się na powierzchniach abrazyjnych. Mniej przepuszczalna opoka, a zwłaszcza margle leżące w jej spągu, w znacznej mierze utrudniają mineralizację. Na podstawie więc zmian mineralnych zachodzących wzdłuż spękań ciosowych w jurze, których nie da się prześledzić w nadległej kredzie, nie można wnioskować o starszym przedkredowym wieku tych spękań. Również datowanie spękań w wapieniach jurajskich na podstawie wypełnień mineralnych jest niemożliwe. Nawet pobieżny przegląd odsłoniętych powierzchni abrazyjnych doprowadza nas do wniosku, że krzemionka może występować we wszystkich możliwych szczelinach ciosowych. Chociaż np. spękanie 120° jest wypełnione w jednym miejscu krzemionką, to inne równoległe doń pęknięcie może być jej pozbawione, gdzie indziej zaś szczelina o kierunku 70° czy 90° będzie nią wypełniona. Po prostu na to, czy dana szczelina będzie wypełniona czy nie, wpływają warunki miejscowe.

Na podstawie tych rozważań dochodzimy do wniosku, że wobec występowania w turonie kierunków spękań takich samych jak w jurze, cios wapieni jurajskich przypuszczalnie jest poturoński.

Co się tyczy senonu, sprawa spękań ciosowych staje się o tyle trudniejsza, że ich pomiary, zwłaszcza w spągowych częściach senonu, są bardzo kłopotliwe. W marglach ciosy zaznaczają się niewyraźnie, w opoce zaś niewiele lepiej. Na razie rozporządzam zbyt małą liczbą pomiarów, aby silić się na zestawienia. Niemniej przeto wydaje się, że te spękania, które są w jurze i turonie, powinny się były kontynuować w senonie. Przypuszczalnie utworzenie się spękań ciosowych w skałach jury i kredy związane jest głównie z okresem trzeciorzędowych ruchów tektonicznych.

Udało się za to z całą pewnością ustalić stosunek niektórych przynajmniej spękań do trzeciorzędu. Spękania o kierunku $30-40^{\circ}$ oraz $110-120^{\circ}$ (ew. 130°) są przedturońskie a pokredowe. Górną granicę wieku można było bez trudu ustalić w dawnym kamieniołomie „Miejskim“ w Płaszowie przy ulicy Wielickiej. Na skraju kamieniołomu (na lewo od wejścia) znajdują się rozszerzone krasowo szczeliny spękań ciosowych o kierunkach $30-40^{\circ}$ i $110-120^{\circ}$, wypełnione tzw. wapieniem słodkowodnym, częściowo przerobionym przez morze trzeciorzędowe. Na niektórych powierzchniach widzimy ślady po licznych skałotoczach. Jest zatem

oczywiste, że szczeliny te musiały istnieć przed wkroczeniem morza trzeciorzędowego.

Sprawa spękań ciosowych w tortonie jest niewyjaśniona. W naturalnych odkrywkach spękania są niewidoczne. W otworach pojawiają się spękania pochyłe i prostopadłe, ale o ich kierunku nic pewnego powiedzieć nie można.

Rozpatrywałem tu głównie spękania pionowe; jeśli idzie o ciosowe spękania pochyłe w tortonie czy w kredzie, posiadam mało danych. Istnieją one w każdym bądź razie w turonie. Na przykład w kamieniołomie w Zabierzowie dość dobrze zaznacza się w tych skałach cios pochyły 15 NW 60°.

Na podstawie zebranego materiału skłonny byłbym przypuszczać, że ciosy 30-40° i 110-130° są pokredowe a przedmiocieńskie.

W krytycznym zestawieniu wyników badań nad spękaniami ciosowymi nie można jednak pominąć możliwości, że pewne kierunki mogą odzywać w innych epokach i w innych warstwach. To znaczy, ciosy utworzone w jurze mogą się pojawiać w turonie po raz drugi. Nie mielibyśmy zatem kontynuacji powierzchni ciosowej w wyższym ogniwie stratygraficznym w znaczeniu kontynuacji tej samej płaszczyzny, ale w znaczeniu kontynuacji samego kierunku, który pojawił się niezależnie i ponownie w nowym osadzie.

Mineralizacja wzdłuż spękań ciosowych

Zagadnieniem mineralizacji wapieni jurajskich nie będę się na tym miejscu zajmował. Jedynie w ogólnym zarysie podaję tu pewne spostrzeżenia, aby podkreślić rolę, jaką odegrały spękania ciosowe i inne, a także powierzchnie przesunięć, w przemianach wapienia jurajskiego i osadów kredy.

Fakty zmineralizowania jury są znane od dawna. Tu i ówdzie były znajdowane drobne bryłki galenitu, o których wspomina Wiśniowski (106), nie mające, rzecz jasna, żadnej wartości gospodarczej. Pojawiają się wreszcie ciemne odmiany wapieni skalistych, zabarwione pirytem rozsiałym w nadzwyczaj drobnych ilościach w skale, których występowanie jest nierozzerwalnie związane z tektoniką i istnieniem spękań. Bliżej tym zagadnieniem nie będę się tu zajmował, gdyż dokładniejsze dane zamieszczam wspólnie z W. Żabińskim w przygotowywanej pracy o ciemnych wapieniach w jurze krakowskiej. Występują wreszcie i dolomity, o których wspomina Siemiradzki, a opisuje Gaweł (24).

Rozszerzone szczeliny ciosowe są nader często wypełnione krzemionką. Jak o tym już wyżej była mowa, nie widać żadnego uprzywilejowania wśród kierunków spękań w tym względzie. Wszystkie szczeliny

ciosowe, mogą być wypełnione krzemionką, o czym z łatwością przekonać się można badając uważnie odsłonięte na powierzchni abrazyjnej wapienie jurajskie, pocięte licznymi spękaniem. Skrzemionkowanie jest niewątpliwie pokredowe, o czym świadczą wymownie „dyki“ krzemionkowe, jak je nazwali Kuźniar i Żelechowski, wrastające w margle senońskie w przedłużeniu szczeliny. Penetracja roztworów w głąb margli musiała być oczywiście utrudniona, przeto i owe szczeliny kończą się zwykle w spągu kredy. W spągowych częściach margli senońskich występuje również haczetyn, związany ze szczelinami biegnącymi w kierunku NE-SW. Według Morozewicza (63), minerał ten został przyniesiony przez wody hydrotermalne.

Krzemionka wypełniająca szczeliny ciosowe w jurze rozlewa się często po powierzchni abrazyjnej oblepiając otoczaki kwarcowe turonu itd.

Zjawisko skrzemionkowania powierzchni abrazyjnej opisali Kuźniar i Żelechowski (48) zwracając równocześnie uwagę na jego związek ze szczelinami i spękaniem tektonicznymi. Niesłuszna natomiast jest, zdaniem moim, ich krytyka pracy Gawła (23), w której autor ten, opisując były krzemienne, przypisał im wiek przedcenomański. Są bowiem były krzemionkowe istotnie ścięte przez transgresję cenomańską, jak to opisywał Gaweł, i te są przypuszczalnie prawie współczesne osadzeniu się wapieni; niezależnie od nich istnieją rozlewające się po powierzchni abrazyjnej skupienia krzemionki związane z tektoniką pokredową.

Często krzemionka impregnuje piaskowce turońskie, w których, w pobliżu szczelin z krzemionką w jurze, tworzą się wówczas piękne rozwinięte kryształy kwarcu, dochodzące do kilkucentymetrowej wielkości. W owej krzemionce znajduje się również piryty, o czym wspomina Gaweł (24). Liczne są również wypełnienia kalcytowe, o których bliżej mówić tu nie będziemy.

Pod wpływem roztworów krążących po szczelinach ulegały przemianom ściany spękań. I tak np. w niektórych porowatych wapieniach ławicowych spękania ciosowe mają białe obwódki (pl. VII, fig. 1), dzięki czemu wyraźnie je widać na tle szarej barwy skały wystawionej na działanie powietrza i wody. Przykłady można oglądać w najbliższych Krakowowi kamieniołomach, np. w dawnym Libanie. Szara barwa wystawionych na działanie powietrza i wody wapieni jest wynikiem ich porowatości, dzięki której skały te z łatwością zatrzymują różne zanieczyszczenia organiczne i nieorganiczne. Ściany szczelin ciosowych są w wielu przypadkach wtórnie przekryształizowane, a przeto i mniej porowate. Dlatego ich powierzchnia posiada jasną, nieomal mleczną barwę. Przekryształizowanie dociera w skale na kilka, a nawet na kilkanaście centymetrów

w głąb od ściany ciosu. Dzięki temu silnemu przekryształowaniu spękania ciosowe są doskonale widoczne na ścianach skalnych.

Roztwory wodne powodujące tworzenie się obwódok korzystały z różnych spękań. Często się zdarza, że jasna obwódka towarzysząca danemu kierunkowi urywa się nagle i zmienia kierunek w miejscu skrzyżowania tej powierzchni ciosowej z inną. Obwódki pojawiają się również na spękaniach nieregularnych, powstają wtedy rozwidlenia jasnych smug w różnych kierunkach, podkreślające przebieg tych spękań, które w innych warunkach mogłyby ująć uwadze.

Wszystkie omawiane pokrótce formy mineralizacji są związane z tektoniką pokredową. Korzystają one ze spękań pokredowych i nie ma powodu do przypuszczenia, aby były one związane z samym okresem kredowym. Wydaje się, że dokładniejsze zbadanie tych zagadnień mogłoby rzucić ciekawe światło na wiek okruszcowania w innych obszarach, tym bardziej, że wysunięto już hipotezę, iż wiek okruszcowania triasu przypada na dolny trzeciorzęd (10).

Stosunek ciosu do uskoków

Wykresy kierunków uskoków oraz kierunków spękań ciosowych (por. fig. 7 i 19) zasadniczo pokrywają się ze sobą. Jest to wyraz pewnego związku, jaki zachodzi między spękaniem ciosowymi a uskokami. Być może, że zbieżność ta jest wynikiem korzystania przez uskoki z istniejących powierzchni nieciągłości, a więc spękań ciosowych. Jak wiadomo, w wapieniach jurajskich wzdłuż niektórych spękań ciosowych następuje przesunięcie. Przykładem uskoku idącego po spękaniach ciosowych jest zamieszczone na pl. II, fig. 1 drobne przesunięcie widoczne na powierzchni abrazyjnej, o którym wspominałem na s. 340. Na taki związek między spękaniem ciosowymi, a uskokami zwrócono już dawno uwagę (35).

WIEK ZAPADLIŚK I ZRĘBÓW WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

Dolna granica wieku

Według Zaręcznego główne rysy tektoniczne jury krakowskiej powstały po kredzie. Jego poprzednik E. Tietze wypowiedział pogląd (98), jakoby osady kredy w Zabierzowie i Rudawie leżały już w gotowej synklinie. Pogląd ten znalazł swój wyraz w późniejszych pracach Łozińskiego (58) i Nowaka (65). Według wyżej wymienionych autorów ruchy przedkredowe wytworzyły w obrębie Wyżyny Krakowskiej elementy synklinalne, w które wkroczyło morze kredowe i które następnie stały się założeniami późniejszych zapadliśk. Pogląd ten jednak wydaje się w chwili obecnej nieuzasadniony i, dopóki nie znajdą się rzetelne dowody na jego poparcie, należałoby powrócić do zapatrywań Zaręcznego.

Gdyby rów krzeszowicki miał założenie przedkredowe, tzn. gdyby już w owym czasie przybrał formę synkliny, należałoby oczekiwać, że na jego brzegach znajdziemy kimeryjskie upady skierowane ku środkowi „synkliny“. Jak dotąd, nie ma żadnych podstaw do przyjęcia tego poglądu. Upady przedkredowe na brzegu rowu krzeszowickiego (czyli upady warstw jurajskich względem powierzchni abrazyjnej) nie są skierowane w stronę rowu i tak np. w Zabierzowie kierunek zapadliska wynosi około 110° , a biegi przedkredowych zaburzeń wynoszą około 40° , upady zaś dochodzące do 10 i 15° są skierowane ku NW.

Odsłonięć z przedkredowymi upadami w jurze mamy oczywiście niewiele, ale w żadnym przypadku nie widzimy w nich potwierdzenia dla hipotezy synkliny przedkredowej w tym obszarze. Obecność utworów kredowych na dnie rowu krzeszowickiego, przy braku lub pozornym braku tych osadów na wierzchowinie, nie jest wywołana transgresją morza kredowego w gotową synklinę. Kreda w rowie krzeszowickim miała lepsze warunki zachowania się, gdy tymczasem osady kredowe wyniesione na zrębach uległy erozji, zwłaszcza w okresie dolno-trzeciorzędowym. Ślady kredy znajdziemy wysoko na brzegach rowu krzeszowickiego a nawet na wierzchowinie, aczkolwiek zachowała się ona tam jedynie w strzępach⁹.

Podobnie przedstawia się sprawa kredy u stóp Bielán, gdzie urywa się ona na linii uskoku. Utwory kredowe z Kryspinowa i Bielán to dalszy ciąg osadów tego samego wieku zachowanych w okolicy Mydlnik. Utwory te były niegdyś również na obszarze dzisiejszego zrębu Lasu Wolskiego, skąd jednak zostały usunięte przez erozję.

W ogólności można powiedzieć, że nie ma żadnych dowodów na to, aby kreda transgredowała na obszarze, którego nierówności pokrywałyby się z obecnymi elementami tektonicznymi Wyżyny Krakowskiej.

Zbyt mało mamy danych, aby w chwili obecnej cokolwiek pewnego powiedzieć o założeniach kimeryjskich lub austrijskich i o tektonice z tego okresu. Niezgodności kątowe między jurą a kredą są na ogół niewielkie i upady dochodzące do 15° można nawet uważać za wyjątkowe w tych okolicach (na niezgodności kątowe między jurą a kredą zwracali uwagę już dawniejsi autorzy jak E. Tietze i St. Zaręczny).

Swoistym rysem tektoniki kredowej są jakieś słabe sfałdowania czy ugięcia, które doprowadziły do utworzenia szeregu ścinających się wzajemnie powierzchni abrazyjnych w kredzie (por. fig. 9). Powierzchnie te występują nie tylko na jurze, ale również wśród osadów kredowych. Różne ogniwa stratygraficzne kredy mają bądź własne powierzchnie abrazyjne, bądź leżą na powierzchniach wcześniej utworzonych.

⁹ Np. w Zabierzowie.

Niejasna jest sprawa oscylacji morza kredowego. Wydaje się, jak gdyby wynurzenie dna morza kredowego ponad powierzchnię wody zachodziło jedynie gdzieś na brzegach zbiornika. W obrębie zachowanych utworów kredowych w okolicach Krakowa nie mamy żadnych śladów erozji lądowej. Powierzchnie abrazyjne śródkredowe noszą znamiona podmorskich powierzchni erozyjnych w podstawie falowania (powierzchnie abrazyjne śródturońskie).

Niejasna jest sprawa okresu lądowego między turonem a senonem, który został stwierdzony na podstawie luki stratygraficznej na Bonarce pod Krakowem (67). Senon spoczywa tu na powierzchni abrazyjnej wykształconej na jurze i na turonie. Ta powierzchnia abrazyjna na wapieniach jurajskich jest uważana za powierzchnię utworzoną wcześniej przez morze turońskie. Jest rzeczą zastanawiającą, dlaczego na turońskiej powierzchni abrazyjnej w spągu senonu ten okres lądowy nie pozostawił żadnych śladów erozji. Trzeba również mieć na uwadze fakt, iż senon krakowski posiada własne powierzchnie abrazyjne na turonie, które miejscami mają raczej charakter abrazji w podstawie falowania.

Pomijając lokalne przekraczające ułożenia różnych ogniów stratygraficznych kredy, na kredzie lub na jurajskim podłożu, w kierunku od północy ku południowi natrafimy na coraz młodsze poziomy leżące bezpośrednio na podłożu. Na północ od Krakowa występuje cenoman i osady starsze od cenomanu, na południe osadów tych przypuszczalnie nie ma (zlepience „sudolskie“ Kuźniara i Żelechowskiego są w istocie, jak wspominaliśmy, pokredowym utworem szczelinowym).

Przedstawiając w tym ogólnym zarysie niektóre zagadnienia z tektoniki przedtrzciorzędowej w jurze, chciałbym podkreślić, że młode trzciorzędowe rysy tektoniczne Wyżyny Krakowskiej nie układają się przypuszczalnie według planu kimeryjskiego lub austrijskiego, jak to sądzili E. Tietze, W. Łoziński i J. Nowak.

Górna granica wieku

Zagadnienie górnej granicy wieku tektoniki uskokowej jest trudne, a brak znajomości stratygrafii osadów trzciorzędowych jeszcze bardziej zaciemnia ten złożony i niejasny problemat.

Według Zaręcznego, ruchy tektoniczne, w których wyniku powstały główne rysy krajobrazowe Wyżyny Krakowskiej, zaszły po kredzie a przed osadzeniem się miocenu. Podobne poglądy wyrażali później Wiśniowski (107), a także Berez, według którego „ruchy potortońskie nie mogły zasadniczo zmienić uformowanej przed transgresją rzeźby podłoża“ (8, s. 98). Tego samego zdania jest również Sokołowski, według którego „silne urzeźbienie powierzchni jury i kredy jest wynikiem procesów

tektonicznych, a przede wszystkim erozji, jakiej uległy te utwory po ustąpieniu morza kredowego, a przed zalewem morza miocenijskiego“ (86, s. 10).

Kuźniar i Żelechowski (48) wysunęli hipotezę ruchów pomioceńskich, otwierając tym samym dyskusję nad górną granicą wieku tektoniki uskokowej, która po dzień dzisiejszy nie została rozstrzygnięta. Ostatnio zagadnieniem tektoniki pomioceńskiej zajmował się Petrascheck (73), który w zakończeniu pracy mającej na celu udowodnienie istnienia uskoczków pomioceńskich napisał znamienne zdanie, iż w związku z nieznacznymi upadami w obrębie miocenu przedmurza śląsko-krakowskiego nie można mieć pewności, czy mamy tu do czynienia z tektoniką uskokową, czy z dopasowywaniem się (Anschmiegen) tych osadów do gotowej rzeźby podłoża. Sprawa więc tektoniki pomioceńskiej jest nadal problemem otwartym.

Zajmiemy się teraz zagadnieniem tektoniki uskokowej przedtortońskiej, śródtortońskiej i ewentualnych uskoczków pomioceńskich. Nie będziemy jednak poruszać złożonego zagadnienia ruchów epeirogenicznycych w czwartorzędzie.

Wydaje się nie ulegać wątpliwości, iż morze tortońskie zastaje bardzo zróżnicowany krajobraz Wyżyny Krakowskiej i Śląskiej. Jest to pogląd od dawna wypowiedziany przez wielu badaczy: Tietzego (1887), Zaręcznego (1894), Łozińskiego (1900, 1912, 1924), Friedberga (1907) i wielu innych. Zdaniem ich główne rysy krajobrazu Wyżyny Krakowskiej były już gotowe w chwili wlewania się morza tortońskiego. Chociaż sprawa może nie wymaga dzisiaj dokumentacji geologicznej, przytoczę parę spostrzeżeń, które świadczą o tym zróżnicowaniu morfologicznym w podłożu miocenu.

Osad miocenijski przylega w kontakcie sedymentacyjnym do stromych ścian wapieni jurajskich, czy w ogólności do nierównych powierzchni podłoża trzeciorzędu. Takie ułożenie znane jest z wielu miejscowości na Śląsku i w okolicy Krakowa, jak np. z Bonarki (St. Zaręczny) oraz z brzegów niecki miechowskiej (Korytnica). Charakteryzując brzegi morza miocenijskiego pisze W. Friedberg (19, s. 10): „wprawdzie w odległości niespełna 1 km był już brzeg utworzony z wapieni jurajskich, jednakowoż zaraz przy nich zaczynała się głębia, nie było więc strefy przybrzeżnej“. Przepaścistość brzegów, ich przeważnie wapienna budowa (w okolicy Krakowa) oraz zatoczystość linii brzegowej stały się powodem, dla którego utwory litoralne osadzały się w bardzo wąskim pasie. Niekiedy ten osad przybrzeżny ograniczał się tylko do ławic ostrygowych uczipionych do skalistych wybrzeży lub wąskiego pasa rumowiska głazów. Zaręczny uważał ławice ostrygowe za facjalne odpowiedniki iłłów złożo-

nych dalej od brzegu. Współczesne ławicom ostrygowym łą osadzały się głębiej i leżą z tego powodu niżej. W wielu miejscach nie ma brzeżnych utworów, ale pozostał wymowny ślad linii brzegowej w postaci skał podziurawionych przez skałotocze. Znajdujemy je na krawędziach zrębowych wyniosłości Podgórze i Bonarki w pobliżu odsłoneń miocenu (kamieniołomy „Liban i „Miejski“).

Rozważmy konkretny przykład utworów brzegowych występujących na zboczach wzniesienia bodzowskiego. Od strony Wisły kilka metrów nad dnem dzisiejszej doliny ciągnie się pas utworów przybrzeżnych złożony z wapieni ostrygowych z glonami oraz zlepieńców wapiennych podziurawionych przez skałotocze (R. Gradziński). Podobne osady zostały znalezione prawie na tej samej wysokości u podnóża innego elementu zrębowego, a mianowicie w Tyńcu (St. Liszka & Panow, 52). Ponad tym pasem jeszcze na zboczach Bodzowa można odnaleźć ślady utworów przybrzeżnych, choć po większej części zostały one usunięte przez erozję. Utwory litoralne zachowały się głównie u stóp wzgórz jurajskich, ponieważ stosunkowo niedawno zostały odsłonięte spod przykrycia łąw mioceńskich i erozja nie zdążyła ich jeszcze w zupełności usunąć.

Występowanie trzeciorzędowych utworów litoralnych na zboczach wzgórz jurajskich w okolicy Krakowa dowodzi, że te rysy morfologiczne podłoża mioceńskiego były już gotowe przynajmniej w założeniach przed transgresją tortońską. Należy zatem podkreślić fakt występowania *sedymentacyjnego* kontaktu miocenu na krawędziach *tektonicznych* jury krakowskiej.

Sięgając głębiej w trzeciorzędową przeszłość Wyżyny Krakowskiej znajdujemy i tam dowody zróżnicowania morfologicznego krajobrazu. Widzimy je w sposobie wykształcenia trzeciorzędowego „utworu słodkowodnego“. Mianem tym określa się osady znajdujące się na jurze a pod morskimi łąwami mioceńskimi. W wielu miejscach została w nich znaleziona i opisana fauna ślimaków słodkowodnych, o czym pisali Bieniasz (fide 108), Zaręczny, Niedźwiedzki (64), Łomnicki (56), Panow (68).

Utwór słodkowodny nie jest osadem rozległego jeziorzyska utworzonego na płaskim łądzie. Jego charakter jest zmienny w zależności od okolicy i nie stanowi on ciągłej pokrywy osadów, jak to przypuszczali Niedźwiedzki i Łomnicki. W okolicy Krakowa na Zakrzówku (w kamieniołomie „Batki“) widzimy utwór słodkowodny w postaci zlepieńca spojonego wstęgowanym szarym wapieniem¹⁰ (fig. 27). W utworze tym znajdują się łązy wapienia skalistego od kilkumetrowych bloków do drobnych okruchów, a także liczne łąy krzemienne (por. pl. VII, fig. 2).

¹⁰ Odkrywka opisana przez R. Gradzińskiego w nieogłoszonej drukiem pracy, złożonej w Archiwum Zakładu Geol. U. J.

Osad słodkowodny wypełnia rozszerzone krasowe fugi w wapieniu jurajskim i wchodzi kilkadziesiąt metrów w głąb takiej fugi, jak to widzimy na fig. 27. W południowej części odkrywki przy podnoszącej się

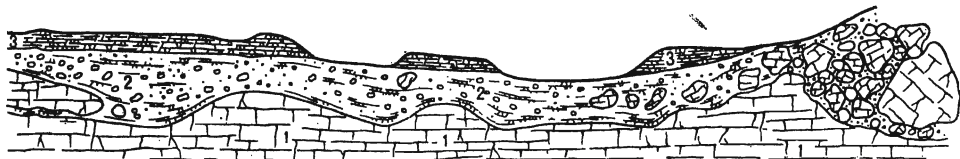


Fig. 27

Osad słodkowodny miocenu (2), spoczywający na wapieniu jurajskim (1). Na osadzie ił tortoński (3) — Kapelanka pod Krakowem.

powierzchni wapienia skalistego znajduje się nagromadzenie ogromnych nieobtoczonych głazów kilkumetrowej średnicy. Ich jedyna możliwa geneza w warunkach lądowych to osuwisko z jakiejś stromej zerwy. Nie trzeba jej zresztą daleko szukać, bo zaraz ku południowi powierzchnia wapienia skalistego podnosi się o kilkadziesiąt metrów. W tym przypadku utwór ten, jeśliby się osadził na lądzie, byłby kopalnym osuwiskiem zboczowym i wypełnieniem jam krasowych. Prawdopodobieństwo osadzenia się go na lądzie jest duże mimo to że, o ile mi wiadomo, nie znaleziono w tym odsłonięciu jeszcze słodkowodnych ślimaków, które by niezaprzeczalnie wykazały jego lądowy charakter. Niemniej jednak utwór ten litologicznie niczym się nie różni od podobnych utworów w kamieniołomie „Miejskim“ na Bonarce i na Bielanych, gdzie ślimaki słodkowodne znaleziono (68). Brak w tym utworze jakichkolwiek śladów fauny morskiej; resztki fauny morskiej znajdują się dopiero w spągu iłów otwornicowych i występują w rozmytym przez fale utworze słodkowodnym (skałotocze i skorupy ostryg).

Podobnie rzecz się ma z utworami słodkowodnymi na północ od Krakowa. Są to szare wapienie często z dużą ilością ślimaków, w których zazwyczaj znajdują się liczne i niekiedy bardzo duże okruchy ostrokrawędziste lub obtoczone jury lub kredy. Okruchowy i zlepieńcowy charakter tych osadów przemawia za tym, że nie są one utworem jeziorzyskowym, bo nigdzie w nich nie znajdujemy odpowiedników gytii jeziornej. Obecność ostrokrawędzistych okruchów kredy świadczy poza tym, że materiał nie uległ dalszemu transportowi. Wszystko to każe przypuszczać, że w okresie poprzedzającym wtargnięcie morza miocenijskiego teren ten był morfologicznie bardzo zróżnicowany. Według Łomnickiego „utwory słodkowodne“ są wieku górno-helweckiego.

Stosunek utworów siodkowodnych do tektoniki uskokowej nie jest zupełnie wyjaśniony. Wprawdzie uskoki przemieszczające osady siodkowodne nie są dotychczas stwierdzone bezspornie, jednak można by wnioskować o ich istnieniu z położenia niektórych odsłonień. Nie jest przeto wyłączone, że utwór siodkowodny osadził się w czasie trwających ruchów tektonicznych.

Przechodzimy teraz z kolei do zagadnienia tektoniki śródtortońskiej. Jest rzeczą mało prawdopodobną, aby ruchy tektoniczne ustały zupełnie z chwilą wkroczenia morza miocenińskiego, tym bardziej, że tektonika Wyżyny Krakowskiej wiąże się (choć nie w stosunku przyczynowym) z ruchami górotwórczymi w Karpatach. Z drugiej strony należy podkreślić brak bezspornych dowodów istnienia wielkich dyslokacji, które by zaburzały leżące na przedmurzu warstwy miocenu.

Znaczny materiał dowodowy w sprawie przemieszczeń w obrębie miocenu, zebrany przez Kuźniara i Żelechowskiego (48), wymaga krytycznego rozpatrzenia, zwłaszcza gdy mowa o przesunięciach utworów szczelinowych w rozszerzonych spękaniach ciosowych. Część opisanych przez nich odkrywek dzisiaj już nie istnieje, ale w części ocalałej, zwłaszcza w kamieniołomie „Miejskim“ w Płaszowie przy ulicy Wielickiej, nasuwają się liczne wątpliwości co do uskoków zaburzających owe mioceniskie ły. Ślady poślizgów opisywane przez tych autorów w łąkach szczelinowych (nie zawsze zresztą mioceniskich, a nader często niepewnego pochodzenia) są zwykle związane z nietektonicznym obsuwaniem się osadów tego rodzaju. Widujemy je często w łąkach wypełniających szczeliny lub jaskinie w nieporuszonych zupełnie wapieniach. Autorzy podają ponadto, iż podczas przekopywania ulicy Wielickiej natrafiono na ły mioceniskie przylegające do powierzchni wapienia pod kątem 70°. ły owe były powygniatane i nosiły ślady luster tektonicznych. Spostrzeżenia te, jeśli są słuszne, przemawiałyby już wymowniej za ruchami zaburzającymi miocen, ale niestety nie można ich obecnie sprawdzić.

Mimo braku przekonujących dowodów na uskoki w obrębie miocenu, należy raz jeszcze podkreślić, że ich istnienie jest prawdopodobne, zwłaszcza w osadach obejmujących niższe poziomy tego utworu i w sąsiedztwie brzegu Karpat. Ostatnio w dyskusjach jako dowód przemieszczeń śródmioceniskich a zwłaszcza pomioceniskich przytacza się fakty różnego ułożenia serii gipsowych w łąkach wypełniających zapadlisko krakowskie, zwłaszcza w okolicy na północ od Krakowa.

Oczywiście, gdyby — jak pisze Petrascheck (73) — udało się na plan podłoża nałożyć plan hipsometryczny miocenu, zwłaszcza owych przewodnich, według wielu autorów, poziomów gipsowych, zagadnienie to zo-

stałoby rozwiązane, ale niestety dotychczas planu takiego nie opracowano. Sprawa jest o tyle zawikłana, że nie wiemy, czy rzeczywiście w łałach mioceńskich istnieje tylko jeden poziom gipsowy. W dodatku mamy w miocenie często do czynienia z gipsami wtórnymi wypełniającymi szczeliny bądź w łałach, bądź w piaskowcach, a zdecydowana większość łałów mioceńskich niemal wszędzie zawiera większe czy mniejsze ilości rozsianych kryształków tego minerału.

Nader znamienne jest ułożenie formacji solnej Zagłębia Rybnickiego i Żor (60). Dla tych okolic przyjmuje się podział miocenu ustalony przez Eberta (17) na trzy ogniwa: formację podsolną, solną i nadsolną. Środkową część niecki Żor, co do której bodaj że nie ulega wątpliwości, że jest zapadliskiem tektonicznym, wypełniają w głębszych częściach osady podsolne, wyżej formacja solna i wreszcie nad nią utwory nadsolne. Ku północy na skrzydle wiszącym owego zapadnięcia formacja solna bezpośrednio spoczywa na podłożu karbońskim, brak natomiast ogniwa podsolnego. Nie ulega zatem wątpliwości, że miocen leży przekraczająco na bardzo zróżnicowanym morfologicznie podłożu i do utworzenia się zapadliska Żor doszło jeszcze przed wkroczeniem miocenu. Formacja solna zapada w kierunku do środkowej części zapadliska, ale jej zapad jest dwukrotnie mniejszy, niż zapad podłoża karbońskiego. Część owego zapadnięcia należy przypisać kompaktacji osadów, nieznaczną część — pierwotnej nierówności basenu, wreszcie część można by złożyć na karb przesunięć zaburzających trzeciorzęd.

Widzimy przeto, że jeżeli nawet pewne dane przemawiają za istnieniem pomioceńskiej tektoniki uskokowej, to rozmiary owych uskoków są jednak mniejsze od tych, które zaburzyły warstwy podłoża miocenu. W związku z formacją solną Petrascheck (73) podkreśla, że nie ma znaczących różnic wysokościowych w „transgredującym“ poziomie gipsowym w różnych obszarach Śląska.

Zestawiając powyższe dane dochodzimy do wniosku, iż ruchy tektoniczne, w których wyniku utworzyły się główne pasma zrębowe i zapadliska Wyżyny Krakowskiej, zachodziły w trzeciorzędzie i jeszcze przed wkroczeniem morza tortońskiego. Ruchy uskokowe kontynuowały się przypuszczalnie w tortonie, chociaż bezspornych dowodów na to jeszcze nie mamy. Nie ma również przekonujących dowodów na istnienie w obrębie Wyżyny Krakowskiej poważniejszej tektoniki uskokowej po miocenie.

Pozostaje jeszcze do rozpatrzenia sprawa uskoków w zachodniej części Wyżyny Krakowskiej, które jako uskoki w morfologii się nie zaznaczają (p. wyżej s. 356). Ustalenie wieku tych uskoków napotyka na du-

że trudności, ponieważ w miejscach, skąd je znamy, nie ma ani kredy ani trzeciorzędu. Są one z pewnością wieku pojurajskiego.

Uskoki te posiadają, jak wspominałem, kierunki ok. 160° , 70° , a rzadziej 40° . Kierunek 160° nie powtarza się jednak w tych uskokach, które wyznaczają pasma zrębowe i zapadliska Wyżyny Krakowskiej, jak np. rów krzeszowicki lub pasmo tęczynskie.

Nie wiemy z pewnością, czy system uskoków, o których mowa, należy do odrębnej „fazy“ ruchów uskokowych na Wyżynie Krakowskiej, czy też są to starsze dyslokacje jednego okresu zaburzeń uskokowych. Opierając się wyłącznie na tym, że nie zaznaczają się one w krajobrazie, nie można by ich przydzielić do odrębnego, starszego systemu uskoków. Niektóre uskoki, np. wyznaczające zapadlisko krzeszowickie, położone bliżej wierzchowiny zrębów, zaznaczają się w krajobrazie słabo lub nie zaznaczają się zupełnie. Jednak obecność kierunku 160° , który przecina w poprzek pasma zrębowe, nasuwa przypuszczenie, że mogłyby one należeć do jakiegoś starszego systemu dyslokacji. Na poparcie tej hipotezy można by przytoczyć jeszcze fakt, iż stare w swoich założeniach dolno-trzeciorzędowe koryta rzeczne (p. niżej s. 423) nie są przez te uskoki zaburzone. Nasuwałoby to przypuszczenie, iż przed utworzeniem ich założeń trwał okres zrównywania dzisiejszej Wyżyny Krakowskiej, co doprowadziło do usunięcia różnic wysokościowych wywołanych przez opisywane uskoki. Dopiero po zrównaniu przyszła kolej na nowy okres zaburzeń tektonicznych, w którego wyniku utworzyły się obecne zapadliska i pasma wzgórz zrębowych.

Jak widać, sprawę wieku tych uskoków trzeba na razie pozostawić nierozstrzygniętą.

NACISKI BOCZNE

Wszystkie uskoki pokredowe w obrębie Wyżyny Krakowskiej mają charakter uskoków *grawitacyjnych* (p. wyżej s. 330). Są one związane z powiększaniem się powierzchni obszaru Wyżyny Krakowskiej i z ogólną w obrębie przedmurza skłonnością do rozciągania w okresie trzeciorzędowym. Jak dotąd, nie znamy w jurze krakowskiej bezspornych sfałdowań trzeciorzędowych w ścisłym słowa tego znaczeniu, tzn. form tektonicznych ciągłych, związanych z regionalnym naciskiem bocznym. Szerokie depresje tektoniczne, które przez wielu geologów były uważane za łęki (Zaręczny, Nowak i inni), są w rzeczywistości grawitacyjnymi rowami tektonicznymi, których brzegi (niezależnie od uskoków) są często zaburzone ugięciami fleksuralnymi sprawiając niekiedy złudne wrażenie tek-

toniki fałdowej. Takie elementy tektoniczne, jak np. rów krzeszowicki czy zapadlisko Rybnej, nie zasługują na miano synklin. Nie możemy również nazwy tej stosować dla określenia rowu chrzanowskiego, który jest niczym innym, jak zapadliskiem grawitacyjnym o budowie asymetrycznej (por. fig. 10b). Podobne zastrzeżenia musimy wyrazić w stosunku do rzekomych antyklin, jak np. „antyklina Kajasówka-Krakus“ itp. *Formy te są zrębami tektonicznymi, pochodzeniem swoim związanymi z ogólnym brakiem kompresji i z nierównomiernym zapadaniem się obszaru krakowskiego.*

Błędnym jest również, zdaniem moim, mniemanie, jakoby w obrębie warstw mezozoicznych istniały w tym obszarze nasunięcia kompresyjne. Spostrzeżenia o rzekomym odkłuciu pokrywy mezozoicznej i „jej samodzielnym ruchu na smarze łańców permskich“, podane przez Nowaka (65, s. 148), nie zostało nigdzie i przez nikogo potwierdzone. Nie ma podstaw do przyjęcia tej hipotezy dla utworów leżących w spagu naszego triasu.

Śląsko-krakowskie utwory triasowe były ostatnio badane szczegółowo (St. Siedlecki 1950-1952), ale nigdzie nie znaleziono śladów odkłucia pokrywy triasowej lub odkłuc w obrębie samego triasu. Odsłonięcie, w którym Nowak (w towarzystwie dra Kowalskiego) miał oglądać zjawisko odkłucia pokrywy mezozoicznej, nie zostało przez tego autora bliżej umiejscowione. W sprawie tej, która dla zrozumienia tektoniki obszaru śląsko-krakowskiego miałaby ogromne znaczenie, Nowak wyraził się jedynie, iż „ciekawym faktem odkłucia pokrywy mezozoicznej“ miał sposobność zaobserwować „w okolicy niecki długoszyńskiej i w okolicy Szczakowej“ (65, s. 148), nie podając przy tym żadnego nawet ogólnego opisu.

Hipotezę o odkłuciu pokrywy mezozoicznej podtrzymuje J. Gołąb (28) opierając się głównie na cytowanej wzmiance Nowaka, a dla poparcia tej hipotezy przytacza (l. c. s. 136) fakt istnienia „charakterystycznych sfałdowań i rozdarć w pokładach węgla kamiennego“ (również bez bliższych szczegółów). Jako dalszy argument przemawiający na korzyść wspomnianej hipotezy Gołąb podaje, że „materiały wyrzucone podczas zawałów wodnych ze stropu karbonu wskazują, że na drobnych jego elewacjach na drugorzędnym złożu istnieje druzgot typu tektonicznego złożony ze skał zarówno pochodzenia permskiego jak i triasowego, przy czym w druzgocie tym znalazły się nawet dolomity“ (l. c., s. 136).

Wobec braku dokładniejszego opisu trudno prowadzić dyskusję nad tym ciekawym zagadnieniem. Niemniej jednak należy podkreślić, iż „rozdarć“ pokładów węglowych niekoniecznie mają być natury tektonicznej, a fakt występowania druzgotów tektonicznych wiąże się chyba

raczej z brekcjami uskokowymi, które w naszych pokładach węglowych są tak częste¹¹.

Pogląd o odkłuciu pokrywy mezozoicznej na terenie Wyżyny Krakowskiej opiera się na przypuszczeniu, iż Karpaty wywarły na przedmurze potężny nacisk boczny. Niektórzy autorowie upatrują w tym nacisku fałdujących się i przesuwających mas fliszowych przyczyn powstania tektoniki uskokowej (St. Bobrowski, 10).

Jak starałem się w toku tej pracy dowieść, rysy tektoniki Wyżyny Krakowskiej nie wykazują śladów takiego nacisku. Również na tle rozważań teoretycznych można dojść do wniosku, iż Karpaty nie mogły wywrzeć na przedmurze regionalne nacisku bocznego, który by mógł być przeniesiony na dalszą odległość. Nie jest to bynajmniej pogląd nowy, nawet w odniesieniu do Karpat i ich przedmurza. Już W. Łoziński (1907) dowodził, że Karpaty nie wywierały nacisku na przedmurze. Opierając się na badaniach O. Ampferera (3) dochodzimy do wniosku, że skały, z jakich zbudowane jest przedmurze, nie mogą przenieść nacisku bocznego na poważniejszą odległość. Będą one ulegać silnym odkształceniom w miejscu przyłożenia siły, ale wpływ takiej siły bocznej nie będzie się zaznaczać w miejscach oddalonych.

Badania geologiczne nad brzegiem Beskidów Wadowickich dostarczają dowodów na to, iż brzeg Karpat nasunął się na przedmurze wkraczając na utwory mioceneskie. Jest wprawdzie kilka punktów, w których interpretacja dawnych otworów może prowadzić do wniosku, że brzeg ten bezpośrednio przypiera do skał przedmurza. Nie zmieniliby to jednak faktu, iż na ogół masy fliszowe nasuwały się na miocen. Miąższość mioceanu podścielającego flisz miejscami jest zapewne nieznaczną i w tych właśnie miejscach Karpaty dostosowały się do budowy tektonicznej przedmurza, a nie odwrotnie (M. Książkiewicz, 45). I tak np. masy fliszowe skorzystały między Zatorem a Wielkimi Drogami z obniżenia wysuwając się nimi najdalej ku północy.

Widzimy zatem, iż ogniwem, które łączy ze sobą „usztynwione“ masy przedmurza z pofałdowanym brzegiem fliszowym, są na znacznym obszarze plastyczne osady mioceneskiej molasy. Osady te nie są w stanie

¹¹ W sprawie zagadkowego wiercenia w Iwanowicach na północ od Krakowa. w którym miano natrafić na pionowo ułożone warstwy jury brunatnej, po czym ponownie wejść w wapień skalisty, trudno mi zająć stanowisko, ponieważ rdzeni tych nie widziałem. Wyniki tego nieopracowanego wiercenia wykonanego w czasie wojny są tak niezgodne z tym, co można obserwować na powierzchni i w innych wykonanych w obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej otworach, że cała ta sprawa budzi poważne wątpliwości i chyba opiera się na jakimś nieporozumieniu.

przenieść kierunkowego nacisku bocznego na przedmurze. Są one przy samym brzegu karpackim mocno sfałdowane, lecz fałdy te dość szybko wygasają w miarę oddalania się od Karpat. Już samo fałdowanie dowodzi jasno, iż osady miocenijskie nie mogły przenosić nacisków bocznych, bo uległy plastycznemu odkształceniom.

V. Uhlig (1903) zwracał uwagę, że nie ma nic „bardziej zdumiewającego nad to, iż utwory miocenijskie nie wykazują zaburzeń w miejscach, w których według panujących poglądów najbardziej by tego oczekiwać wypadało, a mianowicie tam, gdzie Karpaty zbliżają się najbardziej do wychodni skał pozakarpaccich“.

Z tego widać, że płaszczowiny fliszowe w obszarach, w których nasuwały się one na miękkie osady trzeciorzędu, nie mogły przenieść nacisku na przedmurze. Przypuszczalnie miejscami brzeg Karpat styka się bezpośrednio z podłożem, a w głębi zjawisko to może mieć nawet regionalne rozprzestrzenienie. Ale w tym przypadku jest mało prawdopodobne, aby nacisk mas fliszowych mógł zostać przeniesiony w powierzchniowe warstwy przedmurza.

Płyta mezozoiczna Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w swojej zachodniej części nie przylega bezpośrednio do mas fliszowych, które, jeśli kontaktują z podłożem, to przylegają do skał paleozoicznych.

Jeżeli nawet masy fliszowe przypierają gdzieś do utworów mezozoicznych, których obecność pod Karpatami na południe od Śląska jest mało prawdopodobna, ale ostatecznie nie wyłączona, to te utwory mezozoiczne nie łączą się bezpośrednio z płytą mezozoiczną śląsko-krakowską. Przeniesienie nacisku na tę płytę za pośrednictwem skał paleozoicznych, a więc z dołu, jest zupełnie niemożliwe. Nacisk ten musiałby z konieczności być przenoszony od dołu przez iły permokarbońskie, przez margle, sypkie piaskowce (w spągu jury krakowskiej zupełnie niezaburzone), przez uwarstwienie, a więc naturalne powierzchnie nieciągłości równoległe do kierunku domniemanego nacisku itp. Zarówno więc regionalny nacisk boczny na przedmurze, jak tym bardziej odkłucie pokrywy mezozoicznej i pchnięcie jej ku północy jest bardzo mało prawdopodobne.

Należy przy tym podkreślić jeszcze jeden szczegół. Obszar Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie, gdy powstały główne linie tektoniczne, nie był zanurzony głęboko ani przykryty osadami o wielkiej miąższości, nie znajdował się przeto w warunkach zbliżonych do ciśnienia hydrostatycznego.

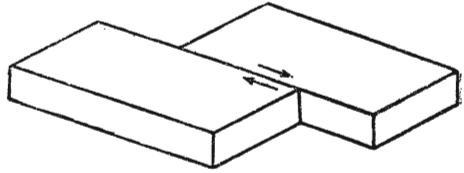
Na zakończenie można by dodać, że o obszarze przedmurza Alp sądzono niegdyś, że nacisk płaszczowin przenosił się przez molasę i powodował fałdowanie jury. Dzisiaj ten pogląd jest przez większość geologów odrzucony (96).

Ruchy poziome

Zastrzeżenia wypowiedziane w poprzednim rozdziale dotyczyły tylko przemieszczeń poziomych o charakterze usunięć kompresyjnych. Nie wyłączają one natomiast możliwości ruchów poziomych poszczególnych bloków tektonicznych względem siebie (na małą skalę) oraz niewielkich przesunięć horyzontalnych poszczególnych ławic.

Fig. 28

Schematyczny obraz ruchu poziomego
wzdłuż powierzchni prostopadłej



Możemy wyróżnić dwa rodzaje ruchów poziomych możliwych w obrębie pokrywy mezozoicznej: 1) przesunięcia poziomu wzdłuż pionowej lub pochylonej powierzchni uskoku (fig. 28); 2) wzajemne przesunięcia warstw związane z przechyleniem się bloków uskokowych i z fleksuralnymi ugięciami (fig. 29).

W chwili obecnej nie mamy bezspornych dowodów na istnienie przesunięć pierwszego rodzaju. Są one jednak możliwe, ponieważ przy uskokach nawet typu grawitacyjnego takie przesunięcia się zdarzają. Na niektórych powierzchniach spękań ciosowych można zauważyć jak gdyby zarysowania powstałe przy przesuwanie się bloków w kierunku poziomym. Niemniej jednak zagadnienie to wymaga dalszych badań i na razie nic pewnego na ten temat powiedzieć się nie da.

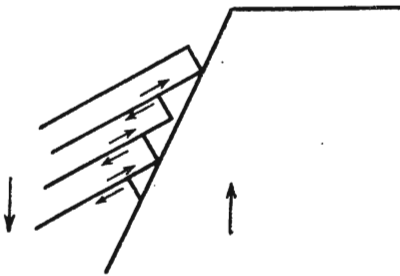


Fig. 29

Wzajemne poziome przesunięcia warstw
przy ugięciu fleksuralnym

Przesunięcia drugiego rodzaju są nieuniknionym następstwem ugięć fleksuralnych i wychyleń bloków tektonicznych.

Już Kuźniar i Żelechowski w cennej pracy materiałowej (48) podają, że w każdym kamieniołomie w okolicy Krakowa można znaleźć dowody poziomych przesunięć ławic wapieni jurajskich względem siebie. Jednak

przykłady podane przez wyżej wymienionych autorów nie zawsze są szczęśliwie wybrane. Na fotografii zamieszczonej w pracy wymienionych autorów (fig. 30) widać np. ścianę kamieniołomu odsłoniętą wzdłuż powierzchni ciosu, w której wyższe ławice są jak gdyby wysunięte i tworzą



Fig. 30

Rzekome przesunięcia horyzontalne warstw jurajskich (wg 48)

znamienne okapy i przewieszki. Ściana ta istnieje do dnia dzisiejszego i można ją oglądać w nieczynnym od wielu lat kamieniołomie „Batki“ na Kapelance pod Krakowem. Owe wysunięte okapy nie powstały jednakże w następstwie poziomego przesunięcia wyższych ławic względem ławic le-

zących niżej, jak to przypuszczali autorzy. Ściana w kamieniołomie odsłania bowiem nie jedną, lecz kilka powierzchni ciosowych. Wapienie w kamieniołomie są w odstępach kilkumetrowych poprzecinane wyraźnymi i prawie gładkimi powierzchniami ciosowymi. Zazwyczaj przy takiej wyraźnie zaznaczającej się powierzchni ciosowej bywa szereg równoległych do niej powierzchni innych spękań ciosowych. Są one oddalone od siebie zwykle w odstępach kilku do kilkunastu centymetrów. Przy wybieraniu kamienia skała odpęka wzdłuż powierzchni ciosu. W tym przypadku wapień na dole został albo głębiej podebrany, albo z odsłoniętej niegdyś jednej powierzchni ciosowej oderwał się płat odkrywając tym samym w dole inną, głębiej położoną powierzchnię. Ponieważ oderwanie nastąpiło wzdłuż przecięcia się fugi z powierzchnią ciosu, utworzyły się charakterystyczne okapy (fig. 31).



Fig. 31
Właściwa interpretacja nasunięć fig. 30

Następny dowód horyzontalnych przemieszczeń zamieszczony przez Kuźniara i Żelechowskiego, a mianowicie obecność szczelin zabliźnionych kalcytem, dotyczy już innego przypadku „przemieszczeń horyzontalnych“. Dla wyjaśnienia tej sprawy przytaczam w całości urywek ze wspomnianej pracy.

„Mając do czynienia z ławicami wapieni odsłoniętymi w naszych łomach nie-raz na długość kilkuset metrów można z łatwością stwierdzić istnienie tych subtelnych szczelin na całej długości odsłonięcia, a wtedy najprostsze rozumowania doprowadzą do wniosku koniecznego. Skoro bowiem przyjąć choćby tylko mikroskopowe wymiary poprzecznych szczelin, a ilość ich stwierdzić i oszacować na miliony czy setki milionów, to otrzymuje się poważne horyzontalne przesunięcia sumujące się do kilku m długości na samym odsłonięciu“ (48, s. 444).

Przykład zamieszczony przez autorów nie jest wprawdzie dowodem horyzontalnego przesunięcia poszczególnych ławic, ale jest ważnym wskaźnikiem ogólnej skłonności do rozciągania, którą stwierdziliśmy już mówiąc o uskokach.

Wracając do przesunięć poziomych poszczególnych warstw względem siebie musimy podkreślić raz jeszcze, iż ten rodzaj przesunięć jest nieunikniony przy ruchach tektonicznych, które zaburzyły obszar Wyżyny Krakowskiej (fig. 29). Jeżeli ugięcia fleksuralne, czy też przechylenia bloków tektonicznych odnoszą się do zespołów uwarstwionych wapieni płytowych lub ławicowych, wówczas przesunięcie odbywa się prawdopo-

dobnie wzdłuż fugi, zazwyczaj na wkładce marglistej między warstwami wapieni. Przesunięcie jest nieznaczne i nie pozostawia widocznych śladów.

Podczas uginania się czy przechylenia elementów złożonych z litych, nieuwarstwionych wapieni skalistych ruchy te powodują pewne zmiany strukturalne w niektórych częściach skały. Wydaje się, że pewne rysy strukturalne przypominające „stylolity“, lub raczej struktury poślizgowe (slickolith), tak częste zwłaszcza w pobliżu uskoków, są wywołane wzajemnym przesuwaniem się poszczególnych elementów — oczywiście na niedużej przestrzeni.

POCHODZENIE SPĘKAŃ CIOSOWYCH

Pochodzenie spękań ciosowych w skałach osadowych nie zostało dotychczas wyjaśnione. Istnieje wprawdzie wiele hipotez o powstaniu ciosu, ale żadna z nich nie wyjaśnia całokształtu zagadnień związanych z tymi spękaniem.

Według bardzo rozpowszechnionego poglądu spękania ciosowe powstają w następstwie nacisku bocznego (Van Hise, T. C. Chamberlin & R. D. Salisbury (11), G. F. Baecker (fide 105), P. Fourmarier (18) i wielu innych). Hipoteza ta oparta jest na znanych doświadczeniach A. Daubréego (1897). Ma ona szereg słabych punktów i dlatego niektórzy geolodzy ją odrzucili. Jak wspominaliśmy, jest mało prawdopodobne, aby skały, z jakich zbudowane są wierzchnie warstwy skorupy ziemskiej, mogły przenosić naciski na dalszą odległość. Tymczasem spękania ciosowe są zjawiskiem regionalnym i — co ciekawsze — najbardziej typowe ciosy pojawiają się właśnie tam, gdzie skały nie są sfałdowane (11).

W jurze krakowskiej występują pocięte regularnymi ciosami wapienie, często przechodząc facjalnie w miękkie utwory margliste, w których nacisk boczny musiałby ujawnić się w postaci słabych chociażby sfałdowań. Tymczasem utwory te leżą zupełnie poziomo i nie noszą na sobie żadnych śladów zaburzeń kompresyjnych. Spotyka się nawet odosobnione całkowicie lub częściowo skupienia wapieni skalistych, spękane ciosami. Są one otoczone marglami, które nie mogłyby znieść nacisku powstającego ciosu. Ponadto wyniki laboratoryjnych doświadczeń Daubréego nie mogą być bez zastrzeżeń przenoszone w warunki geologiczne, ponieważ nie uwzględniają one czynnika masy, który zmienia pewne właściwości skał, w tym przypadku wapieni. Inaczej bowiem zachowuje się mały kawałek skały umieszczony w imadłach maszyny kompresyjnej, a inaczej masy skalne, których rozmiary mierzy się w kilometrach sześciennej. Horyzontalne naciski boczne powinny w myśl tej hipotezy powodować tworzenie się spękań o jednakowym biegu, lecz przeciwnie skierowanym upadzie. Zatem w najlepszym przypadku można by przypuszczać powstawa-

nie ciosów pochyłych (p. niżej, s. 381), nie zaś spękań o biegach różniących się o 90° , o upadach pionowych.

Według innej hipotezy spękania ciosowe powstają pod wpływem rozciągania w obrębie mas skalnych (tensji) przy wypiętrzaniu się szerokopromiennych antyklin (53 e. a.). Słabym punktem tej hipotezy jest to, iż nie wyjaśnia ona, dlaczego ciosy występują szeregowo i często w niewielkich od siebie odległościach. Skały są przecież mało odporne na rozciąganie i z chwilą utworzenia się dwu szczelin nie ma powodu, dla którego między tymi szczelinami miałby się utworzyć cały szereg równoległych spękań o gładkich powierzchniach, często w kilkucentymetrowych odstępach. Skały są zazwyczaj niejednorodne i powierzchnie oderwania powinny być nierówne, gdy tymczasem nawet w takich skałach, jak zlepiénce, ciosy biegną po gładkich płaszczyznach, tnących otoczaki na równi ze spoiwem. Ponadto spękania ciosowe bardzo często pojawiają się w obszarach, w których nie ma dowodów istnienia nawet szerokopromiennych wypaczeń.

Są jeszcze różne hipotezy, w szczegółach bardzo złożone, które uwzględniają naciski boczne i ważny niewątpliwie wpływ ciężaru mas skalnych (97). Nie tłumaczą one jednak zadziwiającej regularności w przebiegu spękań ciosowych niezależnie od rodzaju skał i zmian litologicznych.

W. O. Crosby (1882) i E. F. Walling (1882) byli twórcami ciekawej hipotezy, iż spękania ciosowe są wywołane drganiami sejsmicznymi. Hipoteza ta nie cieszyła się powodzeniem i G. K. Gilbert (26) był jednym z nielicznych jej zwolenników. Ma ona również swoje słabe strony i przedstawia może zagadnienie ciosu w sposób zbyt uproszczony. Nie przesądzając zagadnienia ciosu w jurze krakowskiej na korzyść wspomnianej hipotezy chciałbym zwrócić uwagę na fakty, które staną się bardziej zrozumiałe, gdy jako czynnik geologiczny wprowadzimy drgania sejsmiczne.

Podczas trzęsień ziemi powstają — jak wiadomo — bardzo często szczeliny, wzdłuż których nie ma przesunięcia (fractures). Szczeliny te występują w szeregach równoległych do siebie (27, 35, 62). Często pojawia się także sieć krzyżujących się szeregów równoległych spękań (33). Oczywiście szczeliny te są mniej regularne niż ciosy, ale trzeba pamiętać, że powstają one w sypkich utworach czwartorzędowych, napływach rzecznych itp. W spękanych już dawniej skałach litych drgania sejsmiczne rozładują się prawdopodobnie na istniejących już powierzchniach nieciągłości i nie wywołują nowych kierunków pęknięć. W bardziej spoiwistych osadach współczesnych obserwowano regularnie wykształcone spękania krzyżujące się pod kątem prostym (26).

Spękania, które powstają przy trzęsieniach ziemi, są co prawda widoczne tylko w określonym obszarze, ograniczonym zwykle do wąskiego

pasa lub nawet jednego miejsca. Trzeba jednak wziąć pod uwagę fakt, że tylko te szczeliny w gruncie są dostępne dla obserwacji, których ściany zostały odchylone, co może się zdarzyć jedynie lokalnie. Ogromna większość pęknięć utworzonych przez przechodzące przez osad drgania pozostaje niewidoczną.



Fig. 32

Spękania w budynkach podczas trzęsienia ziemi w San Francisco (wg 27)

Jest rzeczą uderzającą, że spękania wywołane przez trzęsienia ziemi w budynkach (fig. 32, 33) są nadzwyczaj podobne do spękań w skałach jury krakowskiej (por. pl. IV, fig. 1 i 2). Dla porównania wystarczy kilka przykładów, choć przytoczyć ich można bez liku, bo podobne skutki obserwowano wszędzie.

Podczas trzęsienia w San Francisco w 1906 r. ściany budynków, które nie uległy całkowitemu zburzeniu, zostały pocięte krzyżującymi się spękaniem (fig. 33). Kąty wierzchołkowe, których dwusieczną jest kierunek pionu (kierunek siły ciężkości), mają tu najczęściej $60-70^{\circ}$ (dane zaczerpnięte z fotografii z pracy G. K. Gilberta i in. (27)). Analogiczne spęka-

nia podaje F. E. Suess (90) na rysunkach uszkodzonych budynków podczas trzęsienia ziemi w Lublanie 1895 r. Ten typ spękań występuje zarówno w budynkach ceglanych jak i kamiennych, więc w tym przypadku rodzaj materiału budowlanego nie wpływał na przebieg spękań. Opisane spękania w budynkach zostały wywołane przez drgania poprzeczne. Są one podobne do spękań uzyskanych doświadczalnie przy zaciskaniu materiałów (Daubrée i inni). Rolę siły zewnętrznej stosowanej w wymienionych doświadczeniach odegrał w przypadku spękań podczas trzęsienia ziemi ciężar samej budowli.

Fig. 33

Spękania w budynkach podczas trzęsienia ziemi (wg 33)



Krzyżujące się wzdłuż linii poziomej płaszczyzny spękań występujące w wapieniach jury białej (por. pl. IV, fig. 2) mają ten sam charakter, co wymienione spękania w budynkach. Nasuwa się zatem przypuszczenie, czy nie zawdzięczają one swego pochodzenia tym samym czynnikom.

W dotkniętych trzęsieniem budynkach zauważono również spękania pionowe (90 e. a.) wywołane przez wahnięcia budowli spowodowane falami podłużnymi.

Drgania sejsmiczne powodują tworzenie się wędrujących frontów silnej kompresji i tensji nie wywołując przy tym innych odkształceń poza spękaniem. Może wyjaśniłoby to zagadkową dwuznaczność spękań ciosowych, które przy ogólnym braku śladów jakiegokolwiek kompresji w warstwach zdradzają wymowne znaki nacisków w postaci swoich gładkich po-

wierzchni i kierunkowego ułożenia. Jeśli porównamy spękania w wapieniach jurajskich z pęknięciami w budynkach na obszarach nawiedzonych trzęsieniami ziemi, uderza nadzwyczajne ich podobieństwo i nasuwa się przypuszczenie, czy przypadkiem niektóre z tych spękań nie utworzyły się pod wpływem drgań sejsmicznych.

Okres tworzenia się spękań ciosowych na Wyżynie Krakowskiej zbiega się z okresem ruchów górotwórczych w geosynklinie karpackiej, z okresem tworzenia się rozległych odkłuców wgłębnych, którym musiały towarzyszyć potężne wstrząsy sejsmiczne. Drgania rozchodzące się szerokim frontem z ognisk uszeregowanych wzdłuż łuku karpackiego mogły powodować spękania skał w obrębie całego przedmurza.

Jest jeszcze jeden szczegół, który hipoteza drgań sejsmicznych mogłaby wyjaśnić. Niektóre mniejsze skupienia wapieni skalistych, tkwiące w marglach, w spągowych częściach poziomu z *Pelt. transversarium* są pozbawione spękań ciosowych. W większych natomiast masach cios zawsze się pojawia. Otóż małe skupienie umieszczone w miękkich plastycznych marglach zachowuje się, jak wstrząśnięty kawałek gipsu, który podda się drganiu a nie popęka. Natomiast drgania wzbudzone w większych masach spowodują natychmiastowe ich popękanie. Fakt ten obserwowano również podczas trzęsień ziemi, gdy wielkie budynki ulegały zniszczeniu, a małe często wychodziły bez uszkodzeń.

Jak wspominałem, hipoteza o wpływie drgań sejsmicznych na powstanie ciosu nie cieszy się powodzeniem. H. Hoefler (37) wymienił powody, dla których hipoteza ta musi być jego zdaniem zdecydowanie odrzucona (ganz entschieden abgelehnt). Zastrzeżenia tego autora są następujące:

1. Przy trzęsieniach ziemi powstają wprawdzie szczeliny, jednak wzdłuż nich następują schodowe przesunięcia. — Zastrzeżenie to nie wydaje się nam jednak słuszne, ponieważ nie ulega wątpliwości, że podczas trzęsień powstają nie tylko szczeliny uskokowe, ale spękania i szczeliny, wzdłuż których nie stwierdzono żadnego przesunięcia ścian poza ich rozchylenie (35, e. a.).

2. W hipotezie Crosbyego każdy szereg równoległych spękań odpowiada odrębnemu kierunkowi drgań sejsmicznych co, zdaniem Hoefera, jest mało prawdopodobne. — Hipotezę Crosbyego niekoniecznie jednak mamy przyjmować ze wszystkimi jej szczegółami. Przy trzęsieniach ziemi dla jednego kierunku drgań sejsmicznych obserwowano tworzenie się dwu szeregów pionowych spękań, krzyżujących się ze sobą, i spękania pochylone względem siebie (por. wyżej fig. 33).

3. Szczeliny powstałe przy trzęsieniach ziemi są otwarte co, zdaniem Hoefera, nie da się pogodzić z właściwościami ciosu. — Zarzut ten wydaje się niestuszny, ponieważ tylko niektóre szczeliny pozostają otwarte, inne nie rozwierają się zupełnie, jeszcze inne po rozwarciu zamykają się z objawami wielkiego nacisku.

4. Zdaniem Hoefera ciosy nie są związane z uskokami i rozpowszechnione są po całej ziemi. Są one ponadto ograniczone do pewnych typów skał. — I ten argument nie upoważnia do całkowitego odrzucenia wzmiankowanej hipotezy, ponieważ z jednej strony szczególnie silne spękania ciosowe są związane z obszarami uskokowymi, z drugiej — drgania sejsmiczne mogą powodować spękania daleko poza ogniskami trzęsień.

Nie wytrzymuje również krytyki argument Hoefera, iż hipoteza Crosbyego dlatego nie może być przyjęta, że są skały, w których spękań ciosowych nie ma. Jako przykład takich skał Hoefer przytacza pozbawione ciosu wkładki margliste przegradzające spękaną piaskowce. Jak wiadomo, spękania ciosowe w skałach takich, jak margle czy sypkie piaskowce, nie muszą się uwidaczniać, a zjawisko to jest związane z samym charakterem tych osadów (p. wyżej s. 44).

Powracając do tej starej, mało popularnej hipotezy o pochodzeniu spękań ciosowych pod wpływem drgań sejsmicznych, chciałem tylko podkreślić, że wobec tak wielkiej rozbieżności zdań na temat genezy ciosu hipoteza ta wcale nie straciła na aktualności i wydaje się być co najmniej równie prawdopodobną jak inne, a nawet więcej prawdopodobną, niż atektoniczne hipotezy Hoefera (37) i innych, którzy upatrują przyczyn spękań ciosowych w utracie masy na drodze wysychania skał osadowych (Stoffverlust).

ZANIKANIE USKOKÓW W WARSTWACH LEŻĄCYCH GŁĘBIEJ

W związku z tektoniką uskokową Wyżyny Krakowskiej nasuwa się zagadnienie rozciągłości pionowej przesunięć. Jak głęboko sięgają przemieszczenia uskokowe i co się z nimi dzieje w głębi skorupy ziemskiej?

Zagadnienie to wymyka się spod bezpośredniej obserwacji, ponieważ nie możemy śledzić przebiegu jednego uskoku w głąb skorupy. Jest jednak oczywiste, że przemieszczenia tego rodzaju nie mogą sięgać zbyt głęboko. Na przykładzie drobnych uskoku widzimy, że wygasają one ku dołowi przechodząc stopniowo w formy fleksuralne, które w głębi stają się coraz mniej widoczne.

Pl. VIII, fig. 2 przedstawia miniaturowy rów tektoniczny, ograniczony z jednej strony powierzchnią przesunięcia o biegu 50° zapadającą ku NW pod kątem 70° , z drugiej zaś strony powierzchnią o biegu 35° z upadem skierowanym ku SE pod kątem 65° . Wielkość przemieszczenia wzdłuż pierwszej z owych powierzchni wynosi 20 cm, a wzdłuż drugiej — 4 cm. Kilka metrów poniżej poziomu, na którym dokonano pomiaru, wielkość zrzutu pierwszego z tych uskoków maleje do zera.

Warstwy odsłonięte w kamieniołomie poniżej wspomnianego przesunięcia leżą poziomo bez widocznego zaburzenia. Oczywiście, że większe uskoki muszą sięgać głębiej. Takie formy tektoniczne, jak np. rów krzeszowicki, powinny się zaznaczać jeszcze na głębokościach co najmniej kilku tysięcy metrów.

W przekroju pionowym może ulegać zmianom forma tektoniczna zapadliska. W warstwach przypowierzchniowych może to być np. rów uskokowy, głębiej zaś fleksuralny. Wszelako i te zmiany zależą zapewne od wielu czynników i chyba trudno je ująć w regułę. Formy fleksuralne pojawiają się bowiem także na powierzchni, a ich występowanie zdaje się być uwarunkowane nie tylko wielkością przemieszczenia i rodzajem skał, ale sposobem, w jaki następowało zaburzenie. Ponadto zmiany w charakterze zaburzenia i jego wygasanie mogą się powtarzać wzdłuż jednej linii dyslokacyjnej. Przykładem takiego zjawiska są znane uskoki na powierzchni abrazyjnej na Bonarce koło Krakowa. Uskoki owe wygasają ku górze przechodząc w miękkich marglach senońskich we fleksury, im wyżej tym słabiej zarysowane. Biorąc pod uwagę, że owe niewielkie zresztą, gdyż nieco ponad 1 m wynoszące uskoki z pewnością wygasają ku dołowi, widzimy, że uskok może obejmować tylko jeden odcinek, powyżej i poniżej którego wielkość odkształcenia będzie nieznaczną (por. wyżej fig. 11).

Ogólne spostrzeżenia prowadzą do wniosku, że minimalne odkształcenie w głębi może spowodować znaczne przesunięcie bądź w warstwach powierzchniowych, bądź na pewnym odcinku skorupy ziemskiej.

W ten sposób całą tektonikę uskokową jury krakowskiej można sprowadzić do małych przemieszczeń mas w głębi skorupy. Wygasanie uskoków w głąb, to fakt stwierdzony na wielu przemieszczeniach tego rodzaju. Można śmiało powiedzieć, że wszystkie uskoki wygasają głębiej lub płycej przy zmniejszającej się stopniowo choć niekoniecznie w sposób ciągły wielkości zrzutu. Odkształcenie uskokowe jest głębiej zrównoważone deformacjami innego rodzaju, a mianowicie zmianami objętościowymi, związanymi często ze wzrostem gęstości (sprasowaniem osadu).

POCHODZENIE ZAPADLISK

Są dwa rozbieżne poglądy na to, w jakich okolicznościach powstają zapadliska tektoniczne. Według E. Suessa i wielu innych ich pochodzenie jest związane z ogólnym obniżaniem się danego obszaru. Odrębne w tym względzie zapatrywanie wypowiedział W. H. Hobbs (35), którego zdaniem uskoki są wytworzone przez nierównomierne izostatyczne podnoszenie się danego obszaru. Stille ujął ten pogląd w formę „prawa“, według którego wszelkie ruchy górotwórcze, uskoki, tworzenie się gór załomowych, zapadlisk itp. są zawsze związane z ruchem podnoszącym w stosunku do powierzchni oceanu (88, 89). Podobne mniemanie wypowiedział Cloos (13) z tą jednak różnicą, że owego ruchu podnoszącego nie rozumiał on w znaczeniu nacisków poziomych, jak to sądził Stille, ale jako pionowe podnoszenie się danego obszaru w postaci szerokopromiennego wypaczenia. Na grzbietach siodła a także szerokopromiennych wypiętrzeń musi, jak wiadomo, istnieć rozciąganie (tensja), z czym wiąże się według rozpowszechnionego zapatrywania powstawanie zapadlisk.

Niektórzy autorzy dopatrują się nawet w kształcie rozwidlających się zapadlisk (na wzór znanych rowów afrykańskich) dowodu dla tej koncepcji, ponieważ podobne rozwidlające się spęknięcia obserwuje się na wypaczonych płytach lodowych (74).

Na tle danych o tektonice Wyżyny Krakowskiej na razie nie można rozstrzygnąć, jakie okoliczności towarzyszyły rozpadnięciu się płyty przedmurza, czy odbyło się to w trakcie jej podnoszenia, czy też zanurzenia. Zagadnienie zapadlisk krakowskich wydaje się jednak być problemem bardziej złożonym i przypuszczalnie przyjęcie hipotezy powstania ich wyłącznie na drodze rozciągania przy szerokopromiennym wypiętrzeniu byłoby zbyt znacznym uproszczeniem. Nasuwa się ponadto pewne zastrzeżenie przeciw tej hipotezie. Istnieją dane, które pozwalają przypuszczać, że szczytowa część wypiętrzonego w trzeciorzędzie obszaru krakowskiego mieściła się na pn.-wschód od Krakowa. Są bowiem na wierzchowinie krakowskiej ślady jakichś starych dolin rzecznych, przypuszczalnie o założeniach dolno-trzeciorzędowych (p. niżej s. 426), których ogólny kierunek spływu skierowany był ku pd.-wschodowi i które kończą się na wierzchowinach na pn.-wschód od Krakowa. Przyjmując wyłącznie hipotezę Cloosa należałoby tam oczekiwać największych zapadlisk. Tymczasem wydaje się, że największe nasilenie zaburzeń tektonicznych jest związane z południową częścią Wyżyny Krakowskiej, a mianowicie z brzegiem geosynkliny karpackiej.

Prawdopodobnie zapadliska mogą powstawać również w warunkach ogólnej skłonności do zapadania, jak to przyjmowali dawniejsi autorzy, i niekoniecznie mają być zawsze związane z wypiętrzającymi się obsza-

rami (72). Tektonikę obszaru krakowskiego można bowiem interpretować odmiennie i uważać ją za wynik zaburzeń związanych genetycznie z rozszerzaniem się geosynkliny karpackiej.

Rozciąganie w obrębie przedmurza, którego wyrazem jest powiększenie się powierzchni m. i. także na drodze zaburzeń uskokowych, może być wywołane przez ubytek mas wgłębnych, odprowadzonych przez prądy konwenkcyjne ku geosynklinie.

Teoria prądów konwekcyjnych (Jeffreys 1931, Holmes 1934, C. L. Perkins 1935, D. T. Griggs 1939, Vening Meinesz 1948), której teoretyczne uzasadnienie leży w tym, że ziemia pod cienką warstwą skorupy jest nie zastyłym jeszcze ciałem kosmicznym, wyjaśniałaby pewne założenia hipotezy „pessularnej“ W. Teisseyre'a (94). W myśl tej hipotezy, masy przedmurza podsuwają się pod flisz karpacki, który fałduje się „jak prześcieradło, gdy podsuwamy pod nie materac“

Głównym przejawem prądu podsuwającego w obrębie przedmurza będzie ogólna tensja, natomiast pod fałdującymi się Karpatami — potężne naciski boczne w miejscu zetknięcia unoszonych biernie mas przedmurza z masami zagórza. Będzie to strefa właściwej orogenezy wgłębnej, w której tworzyć się będą skały przeobrażone i granity oraz odkłucia. Wyrazem powierzchniowym owych przemian wgłębnych w geosynklinie karpackiej będą ruchy pionowe, fałdowania i zesuwanie się mas fliszowych w stronę zapadającego się przedmurza.

Między formami tektonicznymi Karpat i Wyżyny Krakowskiej niekoniecznie zatem ma istnieć stosunek przyczynowy. Zarówno tektonika fałdowa Karpat, jak tektonika uskokowa przedmurza będą tylko powierzchniowymi następstwami procesów zachodzących w głębi skorupy ziemskiej.

TEKTONIKA PODŁOŻA JURY I ZAGADNIENIE WPŁYWU STARYCH ZAŁOŻEŃ NA TEKTONIKĘ TRZECIORZĘDOWĄ

Utwory mezozoiczne Wyżyny Krakowskiej spoczywają na podłożu o strukturze waryscyjskiej. Kierunki tektoniczne tego starego górotworu, który we wschodniej części Wyżyny Krakowskiej przykryty jest grubym płaszczem osadów jurajskich, są mało znane. Z nielicznych i przeważnie dawnych otworów wiadomo tylko, że podłoże jury w okolicach Krakowa zbudowane jest z osadów niższego karbonu. Osady te są zaburzone ruchami waryscyjskimi, ale nie znamy żadnych bliższych szczegółów ich tektoniki. W Rzeszotarach na południe od Krakowa pod fliszem i osadami jury miano podobno natrafić na krystalinik „wrosły“ (Nowak, 65) dawnego ładu windelickiego (Petrascheck, 70). Niestety, sprawy tej nie można

uważać za rozstrzygniętą, ponieważ wiercenie weszło jedynie na 5 m w głąb owego domniemanego krystaliniku. Na tym niewielkim odcinku zebrano z rdzenia aż pięć różnych skał metamorficznych, wśród których obok gnejsów i amfibolitów znalazły się wapienie krystaliczne, łupki chłorytowe i kwarcyty. Zdaniem Nowaka skały te pochodziły z dwu stref metamorfizmu: ze strefy „epi“ oraz ze strefy „mezo“. Powstały one w następstwie przeobrażenia skał osadowych i magmowych.

Fakt, że na pięciometrowym odcinku rdzenia znalazły się tak różne skały przeobrażone, nasuwa jednak wątpliwość co do możliwości, aby należały one do krystaliniku „wrosłego“. Bardziej prawdopodobny wydaje się pogląd, że mamy tu do czynienia z jakimś zlepieńcem, choć nie jest wyłączone, że podłoże krystaliczne znajduje się niedaleko lub może w tym miejscu, lecz trpchę głębiej. Ostatnio St. Siedlecki znalazł interesujący porwak granitowy w cienkiej żyłce porfirowej w Siedlcu (St. Kozłowski, 1952). Fakt ten wymownie wskazuje na stosunkowo płytkie spoczywanie nieznanego jeszcze krystaliniku w waryscyjskiej strukturze Wyżyny Krakowskiej.

Zagadnienie struktury waryscyjskiej było już poruszane w wielu pracach (31, 41, 48, 65, 77, 78, 83). Poglądów tych przeto powtarzać tu nie będę, tym bardziej, że większość tych prac ma charakter spekulatywny i dotyczy jedynie ogólnych rysów tektoniki waryscyjskiej.

Według niektórych autorów młodsze rysy tektoniczne Wyżyny Śląsko-Krakowskiej są w znacznym stopniu powtórzeniem starych planów waryscyjskich (F. Rutkowski, 77). Jest to pogląd oparty na pracach G. Austena (1856) i M. Bertranda (1892, 9). Przypuszczalnie stare założenia waryscyjskie mogły mieć wpływ na młodsze kierunki tektoniczne, ale przy tak słabo poznanej tektonice paleozoicznej nawiązywanie do tych założeń na obszarze Wyżyny Krakowskiej jest przedwczesne. Przy dzisiejszym stanie wiedzy wyodrębnianie poszczególnych elementów młodszej tektoniki na podstawie ich stosunku do starych planów tektonicznych jest również nieuzasadnione. Według dość rozpowszechnionego poglądu, którego wyrazicielem był F. Rutkowski (77), rów krzeszowicki i „niecka chrzanowska“ to formy „heterogeniczne o odmiennej historii powstania“, których połączenie nastąpiło dopiero w okresie późniejszym. F. Rutkowski przypuszcza, że „niecka“ chrzanowska, założona już w dobie fałdowań hercyńskich, była odmłodzona w triasie w okresie „fałdowań liasowych“, a następnie w kimerydzie.

Obszar obejmujący znaczną część dzisiejszego zapadliska chrzanowskiego był istotnie w ostatniej fazie ruchów hercyńskich miejscem osadzania się arkoz i zlepieńców, a więc obszarem obniżonym w stosunku do otoczenia. Kierunek tego zagłębienia (rowu tektonicznego lub synkliny)

wykreśla się na linii Chrzanów-Nieporaz-Brodła (48). Nie ma jednak dostatecznych dowodów, że ta hercyńska forma tektoniczna była w istocie odmłodzona, gdyż odmłodzenie starej formy tektonicznej to nie tylko regeneracja starego założenia, ale przynajmniej częściowo — dawnych planów i kierunków tektonicznych. W przypadku niecki czy rowu tektonicznego niezbędnym warunkiem odmłodzenia jest regeneracja według starych założeń jej brzegów i najbliższego otoczenia.

F. Rutkowski (77) twierdzi, że zarówno osady jurajskie jak i skały triasu w tej okolicy tworzą fałdy powtarzające przebieg grzbietu dębnickiego (przypuszczalny brzeg bruzdy Nieporaz-Brodła, 48). Pogląd ten jednak nie jest, zdaniem moim, niczym uzasadniony. Przez przeważającą część okresu triasowego obszar „niecki“ chrzanowskiej był miejscem sedymentacji, która objęła bardzo rozległy obszar. Obszar ten nie pokrywał się, nawet w przybliżeniu, z wymienioną synkliną waryscyjską czy rowem tektonicznym. Rejon tej dawnej formy strukturalnej bynajmniej nie był uprzywilejowany w pokryciu przez osady w porównaniu z jej brzegami. Odnosi się to oczywiście do zachodniego brzegu zagłębienia waryscyjskiego, gdyż na jego wschodnim brzegu utwory triasowe nie są znane.

O formie strukturalnej triasowego zbiornika sedymentacyjnego wiemy niewiele, ale nie ma żadnych dowodów, że rejon starej niecki waryscyjskiej był w tym okresie zregenerowany. Nie mamy również żadnych powodów do przypuszczenia, że stare założenia odżyły w dobie ruchów młodokimeryjskich. Większa miąższość jury w rowie chrzanowskim jest wywołana tym, że w obniżonym obszarze erozja trzeciorzędowa mniejsze poczyniła spustoszenia w osadach jurajskich, niż w ograniczających ten rów elementach zrębowych. Wzrost miąższości jury nie jest zatem wywołany transgresją tej formacji w istniejącą w tym miejscu synklinę o kierunku wytkniętym w paleozoiku.

Rów chrzanowski w tej formie, w jakiej go dzisiaj widzimy, jest dalszym ciągiem zapadliska krzeszowickiego, które powstało w okresie ruchów pokredowych. W okolicy Krzeszowic to zapadlisko przecina stare kierunki tektoniczne, ale że przebieg rowu jest łamany, a kierunki waryscyjskie na wschodzie nieznane, przeto i o stosunku zapadliska krzeszowickiego jako całości do starych planów tektonicznych nic pewnego powiedzieć nie można. Rów chrzanowski, którego kierunek nie jest obcy innym częściom zapadliska krzeszowickiego, na pewnym odcinku obniża obszar, który już w dobie ruchów waryscyjskich był obniżeniem. Jednak brzegi dawnego zagłębienia, które wypełniła arkoza, bynajmniej nie pokrywają się z krawędziami rowu chrzanowskiego. Arkozy kwaczalskie, wyznaczające dzisiaj swoim zasięgiem dawne obniżenie, znajdują się poza granicami zapadliska chrzanowskiego (np. Piła Kościelecka, 82). Poza

tym tylko część rowu chrzanowskiego znajduje się w obrębie obniżenia waryscyjskiego, które jako zapadlisko „Nieporaz-Brodła“ kontynuuje się ku południowi przez zrębowe pasmo tęczyńskie. Istnieją wprawdzie w starszej tektonice pokredowej nie zaznaczające się w krajobrazie uskoki równoległe do osi bruzdy „Nieporaz-Brodła“, ale po zachodniej stronie tej bruzdy wyraźnych odpowiedników tych dyslokacji w utworach mezozoicznych już nie ma.

Widzimy zatem, że nie ma powodów do przypuszczenia, aby stara bruzda waryscyjska była w jakiegokolwiek formie odmładzana w okresie mezozoicznym i trzeciorzędowym, jak również nie ma powodów, dla których rów chrzanowski i zapadlisko krzeszowickie należałoby uważać za formy heterogeniczne. Pokrycie się na jakimś odcinku nowego planu tektonicznego ze starym nie jest jeszcze dowodem odmłodzenia starej formy strukturalnej.

Z powyższych spostrzeżeń i wypływających z nich wniosków widać, że młoda tektonika Wyżyny Krakowskiej nie powtarzała starych planów waryscyjskich i nie odmładzała dawnych form strukturalnych. Nie przeczy to rzecz jasna wpływowi, jaki stare założenia mogły wywierać na przebieg młodych elementów tektonicznych, lecz wpływ starych kierunków nie jest równoznaczny z ich powtarzaniem się i regeneracją.

Na zakończenie tego rozdziału podam jeszcze kilka uwag o szerokopromiennych ruchach pionowych, które zachodziły w erze mezozoicznej i które uwarunkowały w pewnym stopniu dzisiejszą budowę geologiczną Wyżyny Krakowskiej. W triasie zachodnia część obszaru Wyżyny Krakowskiej zaczyna ujawniać skłonność do zanurzania się. Gromadzą się w niej osady triasowe, potem potężnej miąższości utwory kajpru i liasu. Wschodnia część Wyżyny i spora część obszaru, który dziś jest zanurzony w zapadlisku chrobacim (W. Teisseyre), uległa wypiętrzaniu przed transgresją jurajską. Stąd zostały przyniesione osady glinek dolno-jurajskich, które pierwotnie utworzyły się na spenepienizowanej powierzchni Waryscydów. Glinki te powstały przypuszczalnie w warunkach wilgotnej penepłeny w następstwie rozkładu arkoz i piaskowców arkozowych, a także skał wylewnych dawnego lądu (St. Zaręczny).

Na zachód od Wyżyny Krakowskiej w okresie dolno-jurajskim skały macierzyste glinek były przykryte utworami kajpru i triasu. Jedynie we wschodniej części (nie licząc odchyień ku północy lub południowi) mógł znajdować się więc obszar, skąd te pierwotnie rezydualne glinki zostały przeniesione. W okresie jurajskim ten zrazu wypiętrzony obszar zaczyna się zanurzać. Ziemia Śląska, która w triasie wykazywała skłonność do zapadania się, teraz zaczyna się podnosić. Ruch podnoszący dochodzi przypuszczalnie do punktu szczytowego w trzeciorzędzie. Wschodnia część

Wyżyny jest natomiast objęta ruchem obniżającym w obrębie zapadliska chrobackiego. W dniu tego obniżenia gromadzą się znacznej miąższości osady kredowe i trzeciorzędowe.

Wyżyna Krakowska leży zatem na pograniczu dwu obszarów, które w okresie mezozoicznym podległy przeciwnym sobie wychyleniom pionowym. Może dzięki temu ujawnia ona w porównaniu z tymi dwoma rejonami najpełniejszą kolejność osadów geologicznych, ponieważ ruchy pionowe nie osiągnęły tu wartości skrajnych.

DIASTROFICZNY CHARAKTER OSADÓW TRZECIORZĘDOWYCH

Osad trzeciorzędowy różni się zasadniczo od wszystkich innych osadów, które gromadziły się na obszarze Wyżyny Krakowskiej w ciągu całej ery mezozoicznej. Jego odmienność wyraża się w swoistym ukształtowaniu litologicznym i miąższości. Utwory trzeciorzędowe swoim naprzemiannym ułożeniem ilów z piaskami lub piaskowcami w seriach, których miąższość w głębokich zapadliskach mierzy się tysiącami metrów, żywo przypominają flisz karpacki (J. Nowak, 1938). Z tego powodu utwór mioceniński przedmurza był przez wielu autorów uważany za dalszy ciąg sedymentacji fliszowej. Dla określenia zbiornika miocenińskiego J. Nowak przyjmuje nazwę „Paratetydy“, wprowadzoną przez Łaskarewa w 1924 r. Jest to spychane z południa morze fliszowe, które wlewało się w obszar przedmurza z chwilą, gdy to przedmurze dostawało się w obręb przesuwaną się ku północy geosynkliny karpackiej (W. Teisseyre, 95).

Osady zbiornika miocenińskiego pochodziły głównie z południa, z wynurzających się Karpat. Materiał z przedmurza nie odgrywa poważniejszej roli w sedymentacji tortonu. Zazwyczaj znaleźć go można w osadach brzeżnych występujących jako żwirowiska buł krzemiennych, ułamków wapieni jurajskich, rozmaitych utworów słodkowodnych itp.

Istnieje bardzo obszerna literatura geologiczna i paleontologiczna poświęcona utworom mioceniskim Wyżyny Krakowskiej, lecz stratygrafia tych osadów nie została dotychczas ustalona bezspornie. Wynika to po części z bardzo krótkiego w skali geologicznej okresu czasu, w którym te osady zostały złożone. Przypuszczalnie ily z wkładkami piaszczystymi wypełniające zapadliska jury krakowskiej należą w całości do dolnego tortonu. W spągu tych osadów znajdują się miejscami tak zwane utwory słodkowodne, które, zdaniem niektórych autorów, należą do helwetu (np. 56). Wkładki utworów słodkowodnych czy półsłonnych znajdują się również wyżej w obrębie morskich ilów tortońskich (43). Te wkładki nie są jednak wskaźnikami regresji morskiej, ponieważ występują one w pobliżu brzegów morza miocenińskiego, zwłaszcza tam, gdzie wlewało się ono w wydłużone zatoki. Utwory słodkowodne leżące wśród morskich osadów są zatem

wiekowo młodsze od tych, które leżą w spągu tortonu wprost na skałach jury, chociaż litologicznie mogą być do nich czasem podobne. Na ogół ten słodkowodny utwór naszego miocenu jest zasadniczo niejednorodny. Znajdują się w nim osady złożone istotnie na łądzie, które miejscami mają charakter wypełnień krasowych (p. wyżej s. 396), osady złożone w małych zbiornikach wód łądowych i wreszcie utwory, które gromadziły się w okresowo wysładzanych zatokach morskich¹². Niezależnie od tych utworów, które odznaczają się miejscami dużą ilością ślimaków słodkowodnych, w obrębie typowych osadów morskich leżą wkładki z lignitami, a nawet bywają znajdowane ślimaki słodkowodne (43) przyniesione z pobliskich łądów.

W rzeczywistości nie mamy podstaw do przyjmowania regionalnych regresji i transgresji w obrębie zbiornika miocenijskiego. Sedymentacja była tu zmienna i przerywana, ale zwłaszcza w obrębie głębokich zapadlisk daje się prześledzić ciągłość morskich osadów. Wynurzenia i zalewy dotyczyć mogły jedynie brzeżnych części morza miocenijskiego (krezy wg J. Nowaka), natomiast w obrębie głębokich obniżzeń (czaszy), jak podaje J. Nowak (65a), wynurzeń nie było.

Trudno się natomiast zgodzić z poglądem J. Nowaka, że ility margliste w Łągiewnikach leżą w „wyraźnej transgresji“ na gipsach, chyba że autor ten, używając słowa transgresja, miał na myśli pogłębienie się morza. Gipsy te, sfałdowane przez procesy chemiczne, ku północy wyklinowują się, a osady podgipsowe przechodzą w sposób ciągły w nadgipsowe ility margliste. Zmienny w swoim ukształtowaniu osad trzeciorzędowy jest natomiast wskaźnikiem i „rejestratorem“ ruchów tektonicznych, które rozegrały się u schyłku orogenezy karpackiej. Szczególne znaczenie posiada tu formacja gipsowo-solna. Jej pojawienie się jest wymownym dowodem wybitnego spłylenia w obrębie zbiornika miocenijskiego. Nie wchodząc w zawiłą problematykę tektoniki formacji solnej, która posiada obszerną literaturę i wiele nieuzgodnionych jeszcze poglądów, należy podkreślić, że, zdaniem niektórych autorów, pojawianie się złóż solno-gipsowych jest wskaźnikiem epeirogenezy (54).

Po osadzeniu się osadów gipsowo-solnych nastąpiło ogólne pogłębienie się morza miocenijskiego i przykrycie tych osadów w wielu miejscach przez ility otwornicowe otwartego morza. To pogłębienie jest przypuszczalnie związane z ostatnim aktem orogenezy karpackiej, a mianowicie z nasunięciem brzegu fliszowego na przedmurze krakowskie.

¹² Na osady słodkowodnego miocenu wśród łądów natrafiono np. w okolicy Łędzin. Na ich obecność zwrócił mi uwagę mgr Z. Dębowski. W tej okolicy zajmują one dolno-trzeciorzędowe doliny, które podczas transgresji miocenijskiej były zatokami morskimi.

Najwyższym ogniwem miocenu krakowskiego są piaski bogucickie, które, zdaniem wielu autorów, odpowiadają górnemu tortonowi. Piaski te leżą niezgodnie na łożach dolno-tortońskich, ale nie w znaczeniu rzeczywistej transgresji jakiegoś nowego morza. Są one osadem tego samego morza mioceńskiego, które przedtem złożyło łą i formację gipsowo-solną. Utwór ten jest związany z wynurzaniem się Karpat i wzmożoną erozją brzegów.

GRAWITACYJNE SPEŁZANIE MAS FLISZOWYCH

Wśród wielu hipotez dotyczących pochodzenia gór fałdowych przewijała się myśl grawitacyjnego spełzania odkłutych mas płaszczowinowych. Wypowiadał się w tym duchu już Schardt (1893), Haarman (32) stworzył całą teorię ruchów grawitacyjnych przy oscylacjach większych odcinków skorupy ziemskiej (geotumory), później poszli tą drogą Ampferer (2), a ostatnio Gagnebin (21), Lugeon (55), Aubert (4), Van Bemmel (7), Gignoux (25) i inni.

Nie będę bliżej wchodził w zawiłą problematykę owych grawitacyjnych ruchów tym bardziej, że sporne to zagadnienie wymagałoby osobnej pracy, nie mieszczącej się w ramach rozpatrywanych tu zagadnień. Zajmę się jednak możliwością ruchu grawitacyjnego w ostatnim etapie orogenezy karpackiej, a mianowicie w nasunięciu brzegu fliszowego.

Ten ostatni akt orogenezy był poprzedzony pogłębieniem się morza trzeciorzędowego. Już sam fakt zachowania się osadów solnych, złożonych niewątpliwie w płytkim zbiorniku, świadczy wymownie o pogłębieniu się owego morza niezależnie od łoż otwornicowych osadzonych na formacji solnej. Gdyby nie było tego pogłębienia i przykrycia soli łożami, utwory te uległyby rozpuszczeniu.

W Dębowcu znaleziono, jak wiadomo, bezpośrednio nad podłożem karbońskim utwór płytkiego morza, pod nasunięciem zaś fliszowym — osady morza głębokiego. Podobne spostrzeżenia można poczynić w odsłonięciu brzegu fliszowego w Szczepanowicach na południe od Tarnowa.

Widzimy zatem, że przed nasunięciem się mas fliszowych w zbiorniku mioceńskim nastąpił ogólny ruch pionowy w obrębie przedmurza skierowany ku dołowi. Ten ruch obniżający stworzył predyspozycję dla nasunięcia, gdyż niezależnie od tego, czy przyjmujemy hipotezę spływu grawitacyjnego, czy nie, od chwili powstania pojęcia fałdowania pod wpływem nacisków bocznych stało się wiadome, że pochylenie podłoża ku zapadliskom wydatnie musi zmniejszyć siły potrzebne do spowodowania nasunięcia (James Hall w końcu XVIII w.).

Drugim rysem, który wiąże ze sobą tektonikę przedmurza z nasunięciem brzegu fliszowego, jest zagadnienie półwyspów fliszowych. Zagadnieniu temu szczególnie wiele uwagi poświęcił Teisseyre, według którego w głębokie depresje przedmurza wciskały się biernie masy fliszowe, i to tym dalej, im głębsze było zapadlisko. Podkreśla również ten związek przedmurza i jego zapadlisk z Karpatami Tołwiński (100), a dla terenu, który nas w tej chwili interesuje, ważne są zwłaszcza prace Książkiewicza (46). Stwierdza on, że masy fliszowe korzystały z obniżień i wysuwały się nimi ku północy. Przykładem takiego zjawiska jest wyznaczony przez tego autora półwysep fliszowy w rejonie Półwsi, wlewający się w zapadlisko Cholerzyn-Półwieś.

Istnienie półwyspów fliszowych i fakt, że najbardziej ku północy wysunięte masy fliszowe wchodzi w największe i najobszerniejsze w polskim przedmurzu Karpat zapadlisko chrobackie (Teisseyre), byłyby zrozumiałe w przypadku przyjęcia hipotezy o nasunięciu grawitacyjnym. Nasunięte masy fliszowe w postaci płaskiej płaszczowiny, jak to widać z przekroju Tołwińskiego (100), nie mogły być przesunięte przez pchnięcie od południa. Są one zbyt mało sprasowane i zagęszczone, by mogły nawet w przybliżeniu zachowywać się jak ciało sztywne.

Wysunięty tu pogląd jest, oczywiście, tylko odbiciem hipotezy i kierunku interpretacji pewnych faktów geologicznych, które ostatnio stały się przedmiotem wielostronnych studiów w geologii. Chciałbym się zastrzec, iż, przyjmując tę hipotezę dla brzegu karpackiego w rejonie krakowskim, daleki jestem od wyolbrzymiania roli ruchów grawitacyjnych w budowie tektonicznej gór fałdowych. Przychyłam się tylko do poglądów, według których podsuwanie się przedmurza w znaczeniu Teisseyre'a i innych oraz odklucia kompresyjne zachodzą w głębszych warstwach skorupy ziemskiej.

MORFOLOGIA WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

Krajobraz danego obszaru jest wyrazem jego budowy geologicznej. Zależy on od rodzaju skał, które występują w danym obszarze, i od ich tektoniki. W wielu przypadkach zarówno główne rysy krajobrazowe, jak i szczegóły morfologiczne zależą w znacznym stopniu od tektoniki.

W tej części pracy poruszone będą tylko niektóre zagadnienia morfologiczne związane z tektoniką Wyżyny Krakowskiej.

Główne rysy krajobrazu

Wspominałem, że dla dawniejszych geologów główne rysy krajobrazu Wyżyny Krakowskiej były częściowo formami tektonicznymi (fałdowymi), częściowo też erozyjnymi.

Według Tietzego (98) rozdziarcie płyty jurajskiej nastąpiło w dolnym trzeciorzędzie głównie pod wpływem erozji. Zaręczny skłonny był uważać pewne rysy krajobrazu, jak np. pasmo tęczyńskie lub rów krzeszowicki, za formy tektoniczne; inne, jak np. „zagłębienie cholerzyńskie“ — za wyniki erozji pokredowej.

Ogromną trudnością dla morfologa było niejasne postawienie sprawy, które rysy krajobrazowe są formami tektonicznymi, które zaś erozyjnymi. Zagadnienie to stało się jeszcze bardziej złożonym, gdy, zgodnie z powszechnym ongiś poglądem, pewne depresje w jednych miejscach miały być tektoniczne, a w innych erozyjne. Dla przykładu można przytoczyć rów krzeszowicki, który jako rów tektoniczny był rozpoznany w okolicy samych Krzeszowic, a na odcinku od Rudawy po Kraków uważany był za formę erozyjną, rozwiniętą być może na jakiejś słabej synklinie (Zaręczny, Łoziński, 58).

Brak rzeczowych dowodów obecności uskoków, doprowadził w rezultacie do przecenienia roli erozji dolno-trzeciorzędowej. Wyrazem tego był błędny pogląd znakomitego skądinąd znawcy naszej jury, Koroniewicza (42), który zapadlisko krzeszowickie uważał za erozyjną dolinę konsekwentną, a zapadlisko Rybnej i jego przedłużenie w okolicy Cholezyna — za dolinę subsekwentną. Brak badań tektonicznych zaważył również na pracy znakomitego morfologa Ludomira Sawickiego, który w swoich wcześniejszych pracach głębokie, wypełnione mioceniem depresje na południe od Krakowa uważał za stare doliny rzeczne (1909). Później wymieniony autor przychylił się do poglądu, że obniżenia te są pochodzenia tektonicznego (81).

Na podstawie tego, co dotychczas mówiłem o tektonice Wyżyny Krakowskiej, można uważać owe główne rysy morfologiczne za elementy tektoniczne (zrębowe), w małym stopniu zmienione przez czynniki erozyjne. W okresie czwartorzędowym przed przyjściem lodowców owe elementy tektoniczne odsłoniły się dzięki erozji. Znaczna część iłów tortońskich została usunięta, odsłonięte zaś stare grzbiety zrębowe ze śladami erozji przedtortońskiej, zwłaszcza na wierzchowinie. W okresie lodowcowym te odsłonięte formy tektoniczne były wielokrotnie przysypywane utworami lodowcowymi, fluwioglacjalnymi, wreszcie lessami. Obecnie daje się zauważyć niemal wszędzie ponowne odmłodzenie erozji i powolne wymywanie materiałów czwartorzędowych oraz iłów tortońskich.

Powierzchnie zrównania

Wierzchowiny pasm zrębowych Wyżyny Krakowskiej są na ogół zrównane. Charakter powierzchni zrównania jest zagadnieniem złożonym. Ma ona z jednej strony pewne właściwości powierzchni strukturalnej, po-

nieważ jura krakowska przed rozpadem na zręby i zapadliska nie była nigdy intensywnie sfałdowana i zachowała swój pierwotny płytowy charakter, z drugiej zaś strony wierzchowiny pasm jurajskich noszą również wyraźne znamiona erozyjnej powierzchni zrównania. Wyrazem tego jest fakt, że stopniowy upad warstw ku wschodowi (p. wyżej s. 348) nie pokrywa się z upadem wierzchowin. I w tym jednak przypadku nasuwają się pewne zastrzeżenia, czy tę różnicę można w całości położyć na karb zrównania erozyjnego pochylonej płyty jurajskiej. Nie wiadomo bowiem, czy tego wzrostu miąższości osadów jury w kierunku wschodnim i części słabych upadów w tymże kierunku nie należy traktować jako rysu związanego z sedymentacją jury na nierównym podłożu. Innymi słowy, trudno jest przy dzisiejszym stanie wiedzy zdecydować, jaka część przypada na pochYLENIE tektoniczne złożonej już masy osadów jurajskich, a jaka na różnicę w ułożeniu poziomów stratygraficznych w spływającym się ku Sudetom zbiorniku jurajskim.

Warstwy jurajskie zostały, jak wiemy, nieznacznie wychylone z pierwotnego położenia w dobie ruchów młodokimeryjskich i kredowych. Te ugięcia czy też słabe zafałdowania były ścinane przez powierzchnie abrazyjne kredy.

Jak wspominaliśmy, szereg uskoków stwierdzonych na wierzchowinie nie zaznacza się zupełnie w ukształtowaniu morfologicznym. Istnieje przeto duże prawdopodobieństwo zrównania erozyjnego, być może w okresie dolno-trzeciorzędowym, jeśli ruchy tektoniczne przebiegały w tych okolicach w dwu fazach, rozdzielonych okresem chwilowego spokoju (p. wyżej s. 399). Krawędzie wzgórz jurajskich o założeniach tektonicznych nie są już powierzchniami przesunięć. Są one mniej lub więcej zmienione przez erozję, a nawet miejscami cofnięte. W obszarze wapiennym nie spotykamy cofnięcia erozyjnego całej krawędzi, pojawia się ono przypuszczalnie w zachodniej części Wyżyny Krakowskiej, w miejscach występowania skał mniej odpornych na erozję, niż wapień jurajskie (Siedlecki, 1952)

Powstanie dolin w jurze krakowskiej

Osady morza miocenijskiego znajdują się w dnie niektórych dolin rzecznych Wyżyny Krakowskiej. Ił tortoński wypełnia dolinę Prądnika w dolnym jej biegu, znajduje się w dnie doliny Aleksandrowickiej i prawdopodobnie Mnikowskiej. Odslonięcia tortonu znajdują się również w dnie obszernej formy erozyjnej w Brzoskwini.

Na odkrytej mapie Zarecznego miocenu znaczony jest w dolinie Rudawy pod Skałą Kmity. Odkrywek tortonu w tych miejscach już nie ma i trudno sprawdzić, czy rzeczywiście wypełnia on całą dolinę. W każdym

байдъ razie іл миоцеński wchodzi w tę dolinę daleko od brzegów zapadliska krzeszowickiego.

Na Wyżynie Śląskiej stwierdzono obecność głębokich dolin przedtor-
tońskich o charakterze kenionów (20, 59, 75, 87). Na wykreślonej przez
Stahla mapie widać, że przebieg tych przedtor-
tońskich kenionów jest taki
sam, jak dolin Wyżyny Krakowskiej. Wprawdzie na mapie Stahla szereg
form tektonicznych został zaliczony w poczet rozmyć erozyjnych, nie
zmienia to jednak faktu, że doliny takie istnieją rzeczywiście.

Lewiński (51) na podstawie analogii z kenionami stwierdzonymi na
Śląsku doszedł do wniosku, że doliny Wyżyny Krakowskiej są również
przedtor-
tońskie. Autor ten tym samym przeciwstawił się poglądom Kuź-
niara i Smoleńskiego (47), którzy doliny te uważali za polodowcowe. Zda-
niem Lewińskiego, czas, jaki upłynął od ustąpienia lodowca do osadzenia
się lessów, był stanowczo za krótki, aby te głębokie doliny mogły się
utworzyć. Wprawdzie argument ten nie jest przekonywający, bo nawet
kenion Colorado — zdaniem niektórych badaczy — utworzył się w czwar-
torzędzie, niemniej jednak hipoteza Lewińskiego odnosząca się do wieku
naszych dolin, a przynajmniej ich założeń, wydaje się być słuszną.

Grzbietem pasma tęczyńskiego przechodzi obecnie dział wód, który
oddziela od siebie doliny o splywie ku południowi od dolin, których wody
płyną ku zapadlisku krzeszowickiemu do Rudawy. W krajobrazie przed-
dyluwalnym tego działu wód prawdopodobnie nie było. Do takiego wnio-
sku prowadzą badania nad niektórymi dolinami z pasma tęczyńskiego.

Dolina Borowca na południe od Młynki jest nieproporcjonalnie
krótka w stosunku do swojej szerokości. Jest ona wypełniona osadami
czwartorzędowymi, które u jej dzisiejszego ujścia do rowu krzeszowickie-
go powodują wyraźne zwężenie i asymetrię doliny. W dno przeddyluwal-
nej doliny wchodzi w tym miejscu potężne masy glin lessowych Nawo-
jowej Góry, których miąższość przekracza 40 m. Gdyby dolina Borowca
była doliną samodzielną, należałoby oczekiwać, że w jej górnym biegu zbo-
cza będą się zbliżać do siebie i dolina będzie się zwężać. Tymczasem stoki
jej bynajmniej nie zbliżają się ku sobie, a tylko piaszczyste dno dzisiej-
szej doliny podnosi się zwolna i w okolicy Kopców z tych piasków powsta-
je bariera zamykająca dolinę Borowca od południa i oddzielająca ją od
doliny Sanki. Miąższość piasków jest w tym miejscu bardzo duża, na sto-
kach zaś Czerwieńca wynosi ona 40 m. Pośrodku tej bariery, która dziś
jest pewnego rodzaju przełęczą w pasmie tęczyńskim, piasków czwarto-
rzędowych powinno być jeszcze więcej. Jest zatem bardzo prawdopodob-
ne, że dolina Borowca łączyła się w krajobrazie przeddyluwalnym z doliną
Sanki. Na potwierdzenie tej hipotezy można przytoczyć jeszcze inne spo-
strzeżenia. Zlewisko doliny Borowca ogranicza się, poza jednym bocznym

parowem, do zboczy samej doliny. Jest zatem niemożliwe, aby przy tak małym zlewisku głębokie obniżenie na Kopcach mogło powstać na drodze erozji wstecznej potoku spływającego ku północy. Szeroka i krótka dolina Borowca jest tylko częścią znacznie większej doliny, która łączyła się w krajobrazie przeddyluwialnym z obecną doliną Sanki. W przedłużeniu doliny Sanki zaznacza się jednak wyraźne obniżenie morfologiczne między Liguniową Górą a Wilczakiem i Niedźwiedzią Górą. Jest to forma erozyjna wypełniona piaskami czwartorzędowymi, których miąższość przekracza 20 m. Dlatego dolinę Borowca i wspomniane obniżenie należy uważać za dwa odgałęzienia głównej doliny. Obniżenie między Ligunową Górą a Niedźwiedzią Górą łączy się z erozyjnym zagłębieniem Tęczynka.

Odtwarzając krajobraz przeddyluwialny pasma tęczyńskiego widzimy, że jest ono przecięte wielką i szeroką doliną, która w dolnym biegu pokrywa się z dzisiejszą doliną Sanki, a w okolicy Frywałdu rozwidla się na dwa równorzędne odgałęzienia, które dzisiaj są samodzielnymi i oddzielnymi dolinami. W Nielepicach do zapadliska krzeszowickiego uchodzi głęboka i bogata w szczegóły morfologiczne dolina, którą przepływa obecnie niewielki potok wpadający do Rudawy. Dolina ta jest od doliny Brzoskwini (o spływie skierowanym ku południowi) oddzielona barierą, zbudowaną wyłącznie z czwartorzędowych żwirów i piasków przykrytych z wierzchu lessami. W krajobrazie przeddyluwialnym musiało niewątpliwie istnieć w tym miejscu połączenie doliny Brzoskwini z doliną Nielepicką. Nawet obecnie obydwie doliny tworzą jedną całość, gdy uwzględnimy ich wyższe poziomy. W dnie doliny Brzoskwini znajdują się odkrywki miocenu. Ił otwornicowy odsłania się w potoku w pobliżu miejsca, w którym potok wchodzi do wąwozu Popówki. Wąwóz ten jest dalszym ciągiem doliny Brzoskwini i uchodzi do zapadliska cholerzyńskiego. Widzimy zatem, iż od Nielepic po Popówkę biegnie stare koryto rzeczne o przedtorłońskim założeniu, przecinające w poprzek całe pasmo tęczyńskie.

Następną doliną przecinającą to pasmo jest znany przełom Rudawy pod Skałą Kmity. Również w zachodniej części pasma znajdują się głębokie doliny, których koryta dają się prześledzić w poprzek grzbietu tęczyńskiego. Są to doliny potoku Rudno (Liguniowego potoku) oraz głęboko wcięta w melafiry szeroka dolina potoku Regulickiego.

Położone na południe od grzbietu tęczyńskiego zrębowe pasmo wzgórz jurajskich, które oddziela zapadlisko Rybnej od rowu tektonicznego Cholerzyn-Półwieś, jest także przecięte w poprzek kilkoma dolinami erozyjnymi. Przez jedną z takich dolin płynie obecnie potok Rudno przedzierając się bardzo krótkim i głębokim wąwozem przez przedłużenie grzbietu Kajasówki na zachód od Przegini Duchownej (p. wyżej tabl. II).

Ten krótki wąwóz nie mógł, oczywiście, powstać przez połączenie się dwu parowów o przeciwnych kierunkach spływu na drodze erozji wstecznej. Jego pochodzenie jest przypuszczalnie takie same, jak dolin przecinających w poprzek pasmo tęczyńskie.

Jak wynika z przedstawionego materiału, pasma zrębowe na południe od zapadliska krzeszowickiego są przecięte przez całą swą szerokość starymi dolinami rzecznyymi o przedtortońskich założeniach.

Przed kilku laty zarówno ja, jak niezależnie i równocześnie kolega dr J. Małecki doszliśmy do wniosku, że doliny przecinające pasmo tęczyńskie są odcinkami znacznie większych dłuższych koryt rzecznych, których przedłużenia leżą po północnej stronie rowu krzeszowickiego. Pradoliny Sanki i Borowca miałyby zatem swoje przedłużenie w dolinie Szklarki i Raclawki, pradolina Nielepicka — w dolinie Bełkowskiej, a przełom Rudawy pod Skałą Kmity łączyłyby się z dolinami Bolechowicką i Klucz-wody. Założenia tych dolin byłyby starsze od rozpadnięcia się płyty przedmurza krakowskiego na zapadliska i zręby takie, jak rów krzeszowicki i pasmo tęczyńskie. Doliny przecinające pasma wzgórz jurajskich są — według tej hipotezy — odgrzebanymi i podniesionymi na zrębach odcinkami starych koryt rzecznych. Przypuszczalnie pod trzeciorzędem zapadliska krzeszowickiego znajdują się zapadnięte ogniwa łączące doliny z pasma tęczyńskiego z dolinami wpadającymi od północy do tego rowu tektonicznego. Również dolina potoku Rudno w Przegini Duchownej jest — w myśl tej hipotezy — takim wynurzonym odcinkiem starego koryta, którego dalszy bieg przypuszczalnie pokrywa się z doliną potoku Rudno (Liguniowego potoku) w pasmie tęczyńskim.

Jak przedstawia się obecnie ta hipoteza w świetle nowszych faktów? Założenia dolin, o których mowa, są młodsze od starszego pokolenia uskoków nie zaznaczających się w morfologii jako dyslokacje (p. wyżej s. 399). Doliny bądź korzystają z tych uskoków, bądź przechodzą przez nie bez widocznego zaburzenia. Jak wspomniano, po utworzeniu się tych uskoków był okres zrównywania erozyjnego, które przypuszczalnie zachodziło w dolnym trzeciorzędzie. Doliny rzeczne o przedtortońskich założeniach, zarówno na Wyżynie Krakowskiej, jak Śląskiej biegną z pn.-zachodu ku pd.-wschodowi. Kierunek ten jest zgodny z ogólną skłonnością do zapadania całej płyty Wyżyny Krakowskiej ku pd.-wschodowi (p. wyżej s. 348). Przypuszczalnie zatem powstanie tych dolin jest związane z tą skłonnością tektoniczną i wywołane zostało przez pochylenie się płyty przedmurza, wypiętrzonej w dolnym trzeciorzędzie. Innymi słowy, obszar dzisiejszej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej był w dolnym trzeciorzędzie wypiętrzony jako szerokopromienny wał, którego szczytowa część leżała prawdopodobnie na pn.-zachód od rowu krzeszowickiego. W tym bowiem kierunku koń-

czą się stare doliny dolno-trzeciorzędowe. Po południowych stokach tego wypiętrzenia rzeki spływały ku pd.-wschodowi uchodząc do morza znajdującego się na miejscu dzisiejszych Karpat. W miarę podnoszenia się tego obszaru rzeki te wcinały się w płytę, tworząc coraz głębsze doliny. Z tego okresu pochodzą założenia dzisiejszych dolin, tzn. wyższe ich poziomy, które na wierzcholinie zaznaczają się jako bardzo szerokie, o stosunkowo łagodnie pochylonych brzegach ślady dawnych koryt rzecznych.

Głębokie wcięcia dolin wiążą się już z nieco późniejszym okresem młodszej tektoniki uskokowej, która doprowadziła do utworzenia się głównych rysów morfologicznych.

Zaburzenia tektoniczne związane z rozpadaniem się wypiętrzonej płyty jurajskiej wywołały zmiany w stosunkach hydrograficznych. Przypuszczalnie w pierwszych stadiach tych ruchów istniał jeszcze w dalszym ciągu spływ ku południowi, a rzeki przedzierały się niejako „antecedentnie“ przez dźwigające się zręby (oczywiście to dźwiganie się zrębów jest ruchem względnym w stosunku do zapadlisk). W pewnym krytycznym momencie dalszy rozwój zapadlisk poprzecznych do biegu tych rzek kładzie ostateczny kres ich istnieniu. Stare koryta zostają rozczłonkowane i znacznie mniej zasobne w wodę. Niemniej jednak erozja i wcinanie się trwają w dalszym ciągu w związku z coraz większymi różnicami wysokościowymi. Przecięte zapadliskami koryta pogłębiają się w tych miejscach, w których tworzą się krawędzie tektonicznych pasm zrębowych. Nie jest to już erozja rzek spływających jednym ciągiem ku pd.-wschodowi, lecz erozja mniejszych potoków wpadających do tworzących się zapadlisk.

Zmiany erozyjne u wylotu rozczłonkowanych dolin do rowów tektonicznych korzystają z nowych kierunków tektonicznych. Fakt ten daje się zauważyć zwłaszcza po północnej stronie rowu krzeszowickiego, gdzie wyloty doliny są związane ze strefami zaburzeń tektonicznych krawędzi zapadliska i z jej załamaniem. W znacznie mniejszym stopniu zjawiska te obserwujemy po południowej stronie rowu krzeszowickiego od strony grzbietu tęczyńskiego. Jest to przypuszczalnie wywołane tym, że koryta znajdujące się na północ od zapadliska krzeszowickiego były znacznie zasobniejsze w wody, niż odcięte ich resztki na wąskim stosunkowo grzbiecie tęczyńskim.

Z okresem tych zaburzeń tektonicznych, które doprowadziły do utworzenia się zapadlisk i pasm zrębowych Wyżyny Krakowskiej, wiąże się bardzo ciekawy fakt istnienia starych kaptazy. Zagadnieniem tym zajmujemy się teraz nieco szczegółowiej. Otóż na wschód od Brzoskwini znajduje się bardzo szeroka dolina Aleksandrowicka, w której dnie stwierdzono obecność ilów tortońskich. Dolina ta pośrodku pasma tęczyńskiego na południe od Kleszczowa kończy się amfiteatralnym zagłębieniem. Po pół-

nocnej stronie grzbietu tęczyńskiego nie ma żadnej doliny erozyjnej, z którą by można połączyć dolinę Aleksandrowicką. Od doliny Brzoskwini dolina Aleksandrowicka jest natomiast oddzielona jak gdyby barierą wyraźnie niższą od wierzchowiny pasma tęczyńskiego, zarówno od północy jak i południa. W obrębie tej bariery tylko w kilku miejscach odsłaniają się bardzo małe odkrywki wapieni jurajskich, przypuszczalnie szczyty skałek przysypanych lessami. Jako całość wspomniana bariera jest zbudowana głównie z utworów czwartorzędowych. U jej stóp od strony Brzoskwini znajdują się wspomniane poprzednio odsłonięcia otwornicowych ilów tortońskich.

W związku z tym nasuwa się przypuszczenie, że te osady mioceńskie mogą się łączyć z osadami tegoż wieku doliny Aleksandrowickiej, a tym samym wyznaczać kierunek dawnego koryta przedtortońskiej rzeki. Dolina Aleksandrowicka jest bardzo szeroka i odpowiadałaby raczej przedłużeniu szerokiej doliny Brzoskwini, niż znacznie węższy wąwóz Popówki. Bariera oddzielająca dzisiaj dolinę Aleksandrowicką od doliny Brzoskwini miałaby zatem podobne pochodzenie, jak inne zamykające opisane poprzednio bariery, którymi są oddzielone od siebie doliny. Jej założenia byłyby jednak w szczegółach nieco odmienne. Jeżeli przyjmiemy, że stare koryto przedtortońskiej rzeki biegło od Nielepic przez Brzoskwinię do doliny Aleksandrowickiej, istnienie wąwozu Popówki można by wyjaśnić kaptażem wód głównej doliny przez erozję wsteczną jakiegoś bocznego parowu. Zjawisko to związane byłoby prawdopodobnie z wczesnym stadium najmłodszej tektoniki uskokuwej na Wyżynie Krakowskiej.

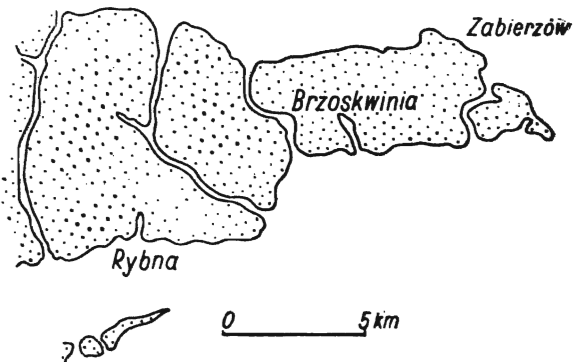
Na ślad takiego kaptażu można również natrafić w Mnikowie. Wąwóz Mnikowski odbiera — jak wiadomo — wody doliny Sanki, która w miejscu wejścia do wąwozu Mnikowskiego gwałtownie skręca ku południowi. Wąwóz Mnikowski jest bardzo wąski i podobny w swoim ukształtowaniu do Popówki. W przedłużeniu właściwej doliny Sanki, która biegnie zasadniczo w kierunku wschodnim, znajduje się wyraźne obniżenie morfologiczne, jak gdyby ślad dawnej doliny rzecznej, opływającej wzgórze Pod Kochanką. Przypuszczalnie tędy przechodziło ongiś koryto pradoliny Sanki i Borowca, dopóki erozja wsteczna bocznego parowu w pierwszych stadiach młodych ruchów tektonicznych nie doprowadziła do odebrania wód głównemu korytu i skierowania ich ku południowi.

Zmiany warunków hydrograficznych, wywołane przez ruchy tektoniczne poprzedzające wkroczenie morza tortońskiego, spowodowały także inne zmiany na powstających krawędziach tektonicznych. Potok przepływający wąwozem Popówki skręca gwałtownie ku wschodowi w miejscu, w którym ten parów otwiera się na zapadlisko cholerzyńskie. Weiska się on w bardzo wąski parów oddzielający właściwy trzon zrębowego pasma

od zrzuconego uskokiem bloku (załomu uskokowego). Ten parów utworzył się na linii uskoku lub szeregu uskoków ograniczających od południa pasmo tęczyńskie. Jest to niewątpliwie rys późniejszy, ponieważ tego wąskiego parowu nie mogły wytworzyć wody, które doprowadziły do utworzenia się szerszej znacznie doliny Popówki. Dlatego dalszego ciągu tej doliny nie należy szukać w tym miejscu, ale na wprost w przedłużeniu samej doliny Popówki. Widzimy tam wprawdzie niewielkie wzniesienia, które morfologicznie wydają się być dalszym ciągiem wspomnianego poprzednio zrzuconego bloku. Jednakże na wprost doliny Popówki w tym wzniesieniu nie ma żadnych odsłoneń skał jurajskich, natomiast widać odkrywki ilów tortońskich, na których tworzą się obecnie osuwiska. Pod tymi właśnie ilami tortońskimi znajduje się dalszy ciąg doliny Popówki.

Wracając teraz do przerwanej historii dolin krakowskich należy podkreślić, że wkroczenie morza tortońskiego położyło kres erozji dolno-trzeciorzędowej. Morze wlewało się na obszar Wyżyny Krakowskiej, zatopiwszy najniżej położone zapadliska, wciskało się potem w doliny rzeczne i wreszcie zatopiło cały obszar Wyżyny. W pewnym okresie Wyżyna Krakowska przedstawiała zapewne archipelag wysp, w którym dzisiejsze pasmo tęczyńskie miało kształt podłużnej wyspy rozciętej wąskimi zatokami w miejscu owych starych dolin rzecznych (fig. 34).

Fig. 34
Fragmēt rozmieszczenia łądów (kropkowane) w tortonie na Wyżynie Krakowskiej



Warto przytoczyć, że zupełnie podobne formy znane są z szelfu Sahul (morze Arafura), który znajduje się po zewnętrznej stronie indonezyjskiego łuku górskiego. Jest to położenie analogiczne do tego, w jakim się znajduje Wyżyna Krakowska w stosunku do łuku karpackiego. Szelf Sahul, podobnie jak Wyżyna Krakowska, był w dolnym trzeciorzędzie łądem, po którym rzeki spływały ku geosynklinie indonezyjskiej i których ślady są nawet widoczne w urzeźbieniu szelfu. Na północnym brzegu owego szelfu znajdują się bardzo osobliwe wyspy, jak np. Aru, przecięte wąskimi kanałami o kształcie koryt rzecznych (river-like channels), które są uważane przez niektórych autorów (102) za obcięte uskoki koryta

rzeczne, wyniesione na elemencie zrębowym (fig. 35). Kanały tego rodzaju noszą nazwę „sungi“ (6).

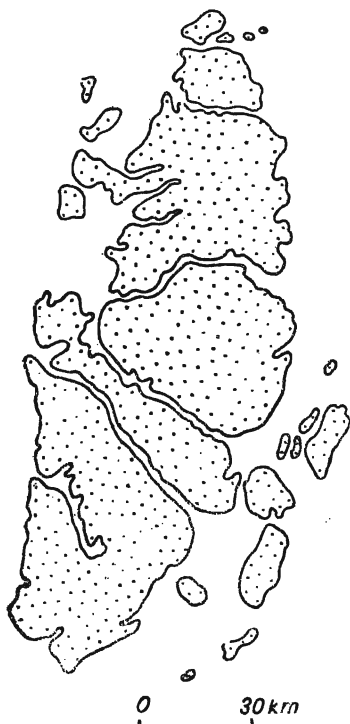


Fig. 35

Wyspa Aru z „sungi“ (wg 102)

Historia rzeźby Wyżyny Krakowskiej w owym czasie, to rozległe a dotychczas nie rozwikłane zagadnienie, wymagające szczegółowych badań nad tamtejszym czwartorzędem. Wiąże się ono z charakterem preglacjału w okręgu krakowskim, którego wykształcenie i rozwój nie są także bliżej poznane.

Morfologia skałek

Ukształtowanie się form, w jakich występują wapienie skaliste, jest uzależnione od dwu czynników: 1) rodzaju skały, 2) tektoniki. W jurze krakowskiej występują dwie główne odmiany facjalne wapieni. Są nimi wapienie płytowe i skaliste.

Wapienie płytowe są mało odporne na wietrzenie i dlatego w krajobrazie zaznaczają się formami łagodnymi. Odosobnione masy wapieni skalistych znajdujące się wśród wapieni płytowych mogą być dlatego odpreparowane i tworzyć formy skałkowe (1).

Wśród wapieni skalistych w ujęciu Roemera (76) można wyróżnić także dwie odmiany na podstawie ich właściwości orograficznych, a mianowicie dolne i górne wapienie skaliste. Pierwsze z nich są nieuwarstwio-

Drugim ważnym etapem w dziejach dolin krakowskich było ich odgrzebanie przez wody spływające ku południowi z początkiem czwartorzędu. Okres ten, zapewne brzemienisty w następstwa morfologiczne, jest bardzo słabo poznany. Niewątpliwie podlessowy osad wypełniający owe doliny nosi wyraźny charakter utworu przyniesionego przez wody w odgrzebane poprzednio koryta. Koryta rzek zostały jednak ponownie w czwartorzędzie zasypane utworami lodowcowymi (np. morena w jednym z parowów doliny w okolicy Nielepic) i fluwioglacjalnymi. To przysypianie było zapewne całkowite i powierzchnia Wyżyny Krakowskiej została zrównana, gdyż w przeciwnym przypadku nie znajdowanoby żwirów rzecznych na wierzchołkach.

Historia rzeźby Wyżyny Krakowskiej w owym czasie, to rozległe a dotychczas nie rozwikłane zagadnienie, wymagające szczegółowych badań nad tamtejszym czwartorzędem. Wiąże się ono z charakterem preglacjału w okręgu krakowskim, którego wykształcenie i rozwój nie są także bliżej poznane.

ne i występują pod postacią skałek, drugie zaś, warstwowane, tworzą stromościenne wierzchowiny. Dla górnych wapieni skalistych zaproponowałem w swoim czasie nazwę „wapieni ławicowych“, aby podkreślić różnicę, jaka zachodzi między nimi a właściwymi wapieniami skalistymi.

Warstwowanie jest czynnikiem niesprzyjającym rozwojowi form skałkowych. Przyczyną tego jest utrudniony przepływ wód wzdłuż spękań ciosowych, ponieważ w fugach międzywarstwowych znajdują się zwykle wkładki margliste. W tym typie wapieni rozwijają się natomiast zjawiska krasowe rozwinięte na fugach.

Zjawiska krasowe

Jaskinie tworzą się głównie wzdłuż powierzchni spękań ciosowych (fig. 36). Zdaniem niektórych autorów cios jest niezbędnym warunkiem

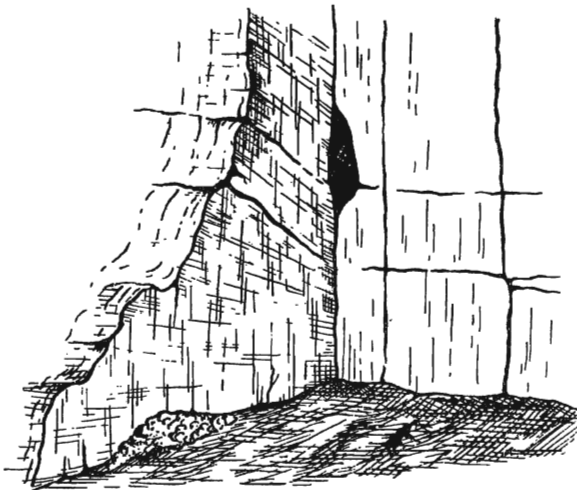


Fig. 36
Jaskinia utworzona wzdłuż ciosu prostopadłego

do powstania jaskiń, ponieważ w szczelinach ciosowych następuje konieczna dla zjawisk krasowych koncentracja wody (92). Natomiast skały porowate są zwykle pozbawione jaskiń. Jest to również jedna z przyczyn, dla których bardziej porowate od skalistych wapienie ławicowe mają mniej jaskiń.

Najbardziej powszechnie przyjętą hipotezę tworzenia się jaskiń jest pogląd, według którego jaskinie powstają zasadniczo ponad zwierciadłem wód gruntowych (G. C. Matson i J. W. Finch, fide 92, A. C. Swinnerton, 92, J. H. Gardner, 22). Hipoteza tzw. podwójnego cyklu (W. M. Davis, 15) nie znajduje potwierdzenia. Według tej hipotezy jaskinie powstają głów-

nie poniżej zwierciadła wód gruntowych (I cykl), a dopiero po obniżeniu się tego zwierciadła następuje nieznaczne powiększanie się jaskiń, ich zasypywanie i wypełnianie (nacieki). Zdaniem J. H. Gardnera (22), gdyby hipoteza podwójnego cyklu była prawdziwa, największych jaskiń należałoby oczekiwać poniżej poziomu wód gruntowych, czego jednak nigdzie nie stwierdzono pomimo licznych wierceń w skałach wapiennych.

Według Matsona i Swinnertona woda rozpuszcza wapienie najsilniej w miejscu wejścia jej w skałę, głębiej zaś traci swą zdolność do rozpuszczania przez utratę CO_2 . Niemniej jednak jaskinie tworzą się głównie poniżej powierzchni bliżej zwierciadła wód gruntowych. Wody spływające po powierzchni wskutek krótkotrwałej cyrkulacji związanej z deszczami mają mniejszą zdolność tworzenia jaskiń niż wody płynące przez długi okres czasu na granicy zwierciadła wód gruntowych.

Zagadnienie wieku jaskiń krakowskich nie zostało jeszcze opracowane. Należy podkreślić ważny dla historii krasu fakt istnienia jaskiń dolno-trzeciorzędowych wypełnionych wapieniem słodkowodnym (p. wyżej s. 396). Stare jaskinie są również wypełnione iłami, kalcytem itp.

Z początkiem czwartorzędu, gdy erozja odsłoniła zręby wapienne, nastąpił drugi okres tworzenia się jaskiń. Stare jaskinie dolno-trzeciorzędowe zostały przy tej sposobności w znacznym stopniu oczyszczone z wypełnień i rozszerzone.

W okresach zasypywania krajobrazu zjawiska krasowe ustawały i ożywały ponownie w okresach erozji. Takie warunki powtarzały się wielokrotnie, przeto dzieje naszych jaskiń są długotrwałe i złożone (por. fig. 37).

W dolinach jury krakowskiej obserwujemy często znamienne podcięcia skałek na wysokości dna. Takie podcięcia są częściowo dziełem meandrującego potoku, ale w większości przypadków ich pochodzenie jest odmienne. Podcięcia u stóp skałek pojawiają się w takich okolicznościach i niekiedy

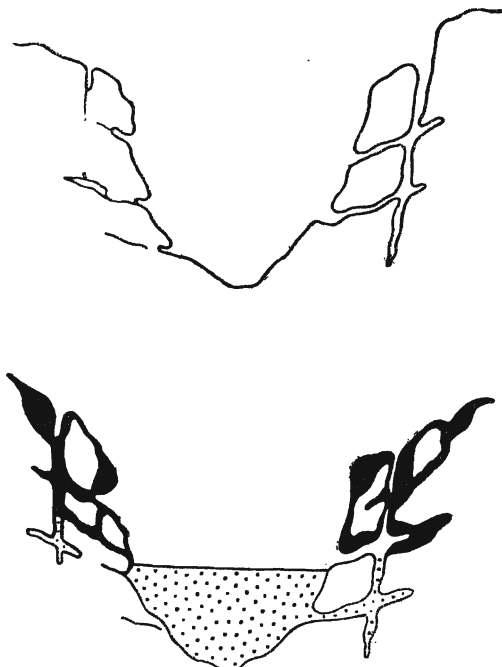


Fig. 37

Odmłodzenie cyklu krasowego w jurze krakowskiej po wypełnieniu nierówności przez osad trzeciorzędowy i czwartorzędowy

w tak różnorodnym położeniu, że meandrujące wody potoku nie mogłyby tego dokonać nawet przy wyższych położeniach dna doliny. W wielu przypadkach podcięcia tego rodzaju są wywołane podsiąkaniem wilgoci z gleby. Podsiąkająca woda zawiera pewną ilość kwasów organicznych i kwasu węglowego i rozpuszcza wapienie u podnóża skałek.

Według W. Łozińskiego (57) niektóre doliny w jurze krakowskiej powstają w następstwie walenia się jaskiń. Pogląd ten wydaje się być mniej prawdopodobny, ponieważ jaskinie rozwinięte są zazwyczaj wzdłuż pionowych spękań ciosowych i rozstęp ich ścian bywa na ogół niewielki. Wapienie skaliste są poza tym bardzo mocne i walenie się sklepień powinno należeć do przypadków wyjątkowych. Trudno się również zgodzić z poglądem wymienionego autora na pochodzenie oryginalnych lejków (wertepów) pojawiających się na wierzchowinie płaskowyża Sanki. Te ciekawe formy występują najliczniej w miejscu, w którym parów uchodzący do doliny Sanki w przysiółku Skały zatracą się na wierzchowinie sanieckiej.

Według Łozińskiego lejki te powstały w następstwie walenia się stropów w jaskiniach. Jednak formy te związane są nie z wapieniami, lecz z krajobrazem lessowym i tam, gdzie lessów nie ma, nie ma również opisanych przez Łozińskiego lejków. Wertepy te powstają zresztą współcześnie zwykle po większych deszczach. Tworzenie się ich jest stopniowe i naprzód powstaje małe, najczęściej okrągłe zagłębienie, które z biegiem czasu zapada się coraz bardziej. W wielu tych dołach są w dnie odsłonięte nienaruszone wapienie z otworem krasowym. Przypuszczalnie formy te powstają w wyniku walenia się komór lessowych nad otwartymi szczelinami krasowymi, wylotami jaskiń itp.

Powstawanie „bram“ w dolinach jury krakowskiej

Częstym zjawiskiem w krajobrazie dolin Wyżyny Krakowskiej jest obecność zwężeń u wylotu mniejszych parowów lub obszerniejszych dolin czy zapadlisk. Są to tzw. „bramy“, których pochodzenie może być różne. W pewnych przypadkach pojawienie się zwężenia jest uzasadnione tektoniką, w innych ani różnice litologiczne, ani tektonika nie usprawiedliwiają obecności „bram“ (np. tzw. Bramy Krakowskiej w Ojcowie).

Pochodzenie tego typu „bram“ jest związane z erozją boczną na zboczach dolin. Zachodzi ona głównie na drodze rozpuszczania wapieni wzdłuż spękań ciosowych i pokrywa się w znacznym stopniu ze zjawiskami krasowymi. Erozja boczna jest uzależniona od „zaplecza“ — wielkości mas skalnych chłonących wodę i rozprowadzających ją szczelinami. Odosobniona skałka wapienna pozbawiona łączności ze zboczem jest tym samym odcięta od zaplecza, które jest rezerwuarem wód szczelinowych. Dlatego też odosobniona skałka jest bardziej odporna na zmiany morfologiczne, wywołane przez zjawiska krasowe i erozję.

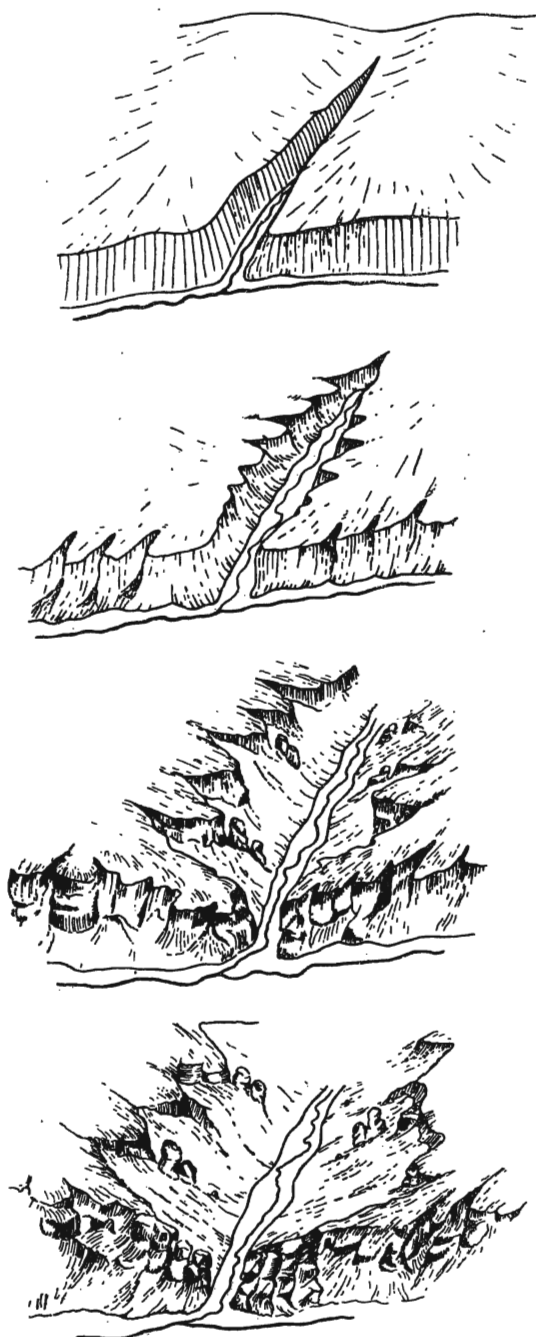


Fig. 38. Sposób tworzenia się „bram“ u wylotów dolin krakowskich

Fig. 38 przedstawia w sposób schematyczny tworzenie się bram uwarunkowanych wyłącznie zjawiskami krasowymi i erozją. Wyobraźmy sobie jakikolwiek parów wcięty w jednorodną skałę wapienną. Do tego parowu uchodzi inny, przy czym obydwie powstały w wyniku obniżenia się podstawy erozyjnej i wcięcia się rzek lub potoków. Na stronie ściany tych dolin będzie oddziaływać erozja boczna uzależniona przede wszystkim od ilości wód spływających z „zaplecza“. W miejscu, w którym zbocze jednego parowu lub doliny styka się ze zboczem drugiego, erozja będzie najsłabsza, ponieważ — jak wspomnieliśmy — ta erozja jest uzależniona od ilości dopływającej szczelinami wody. Ilość wód spływających do naroża będzie znikoma, ponieważ będą je odbierać szczeliny skierowane do jednego i drugiego parowu. Zatem i efektywna zdolność erozji tych wód musi się zmniejszyć z powodu ich małej ilości. Z chwilą utworzenia się pierwszych zaczątków „bramy“ jej odporność na erozję i procesy krasowe wzrośnie w porównaniu z pozostałymi ścianami dolin, jeszcze bardziej zmniejszy się wpływ rezerwuaru (zaplecza) i jeszcze mniej wody będzie dopływać do naroża. Brama będzie się zatem odosabniać pod postacią półwyspu,

którego łączność z wnętrzem wierzchowiny będzie coraz mniejsza. W pewnym momencie musi ustać wszelki dopływ wód z wierzchowiny, ponieważ przesmyk łączący naroże z zapleczem stanie się tak wąski, iż wody do samego naroża nie będą mogły dotrzeć. W tych warunkach „bramę“ można uważać za utrwaloną; dalsze zmiany pójdą w kierunku dowolnego rozszerzania się szczelin ciosowych, tworzenia się przelotów między kolumnami skałek itd. Nie można wszakże tego zjawiska uogólniać, bo taki sposób kształtowania się „bramy“ przyjętą będzie można tylko tam, gdzie ani tektonika, ani różnice litologiczne nie uzasadnią innego jej pochodzenia.

Znamy przypadki, w których właśnie główne czynniki i tektoniczne powodują utworzenie się zwężeń lub „rygli“ zamykających ujścia szeregu dolin. Wystarczy przytoczyć przykłady z południowego brzegu zapadliska krzeszowickiego. I tak np. w erozyjnej krawędzi wzgórza Porąbki na wschód od Tęczynka widać znamieny „rygiel“ zwężający wylot doliny w Rzeczkach (fig. 13). Dolina ta — jak wiadomo — uchodzi do zapadliska krzeszowickiego, którego brzegi zbudowane są z szeregu stopni obniżonych schodowo w stronę rowu. Obecność „rygla“ w tym miejscu jest wywołana inwersją czyli odwróceniem krajobrazu na skrzydle zrzuconym (por. wyżej s. 351); twarde i odporne na wietrzenie wapienie skaliste przylegają w tym miejscu do łupków karbońskich i do jury brunatnej, które leżą na skrzydle wiszącym uskoku. Erozja działać tu musiała szybciej i w wyniku wywołała cofnięcie stromizny zbocza jej najwyższych odcinków. Podobne zjawisko widzimy u ujścia doliny Borowca w Młynce (por. wyżej s. 352). I tu również uskoki schodowe doprowadziły utwory karbońskie, jury dolnej i brunatnej do styczności z wapieniami skalistymi na linii uskoku o kierunku 110° . Uskok ten wyznacza równocześnie znamieną grzędę zwężającą wylot doliny (p. wyżej fig. 14).

Przedstawiony wyżej obraz budowy tektonicznej południowej części Wyżyny Krakowskiej wskazuje na ścisłą łączność między młodą trzeciorzędową tektoniką a współczesnym krajobrazem tego obszaru. Tektonikę Wyżyny Krakowskiej rozważaliśmy jako zespół zjawisk, wywołanych zasadniczo ruchami pionowymi. Ruchy te i rozciąganie w obrębie przedmurza w okresie trzeciorzędowym były związane ze zjawiskami orogenezy w Karpatach. Jednak samo fałdowanie się fliszu nie wywarło wpływu na zaburzenia tektoniczne w przedmurzu. Zarówno tektonikę uskokową, zbliżoną do stylu tektoniki „saksońskiej“, jak fałdowania w obrębie geosynkliny uważaliśmy za powierzchniowe wyrazy zjawisk zachodzących w głębi skorupy ziemskiej.

Te stosunkowo nie tak odległe w czasie zjawiska tektoniczne pozostały do dziś niezatarte ślady w krajobrazie Wyżyny Krakowskiej.

Zakład Geologii i Paleontologii

Muzeum Ziemi

Pracownia Geologiczna w Krakowie

Kraków, grudzień 1952 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. ALTH A. Pogląd na geologię Galicji Zachodniej. Spraw. Kom. Fizj. A. U. Kraków 1872.
2. AMPFERER O. Über die Gleitformung der Glarner Alpen. S.-B. Ak. Wiss. Abt. I. Wien 1934.
3. AMPFERER O. Vergleich der tektonischen Wirksamkeit von Kontraktion und Unterströmung. Mitt. Alp. Geol. Ver. Bd. 35. 1942.
4. AUBERT D. Le Jura et la tectonique d'écoulement. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne. No. 83. 1945.
5. BARTONEC F. Przyczynek do wyjaśnienia granicy wschodniej krakowskiego karbonu. Czas. Gór.-Hut. 1912.
6. BEMMELEN R. W. van. Geology of Indonesia. Hague 1949.
7. BEMMELEN R. W. van. Gravitational tectogenesis in Indonesia. Geol. Mijn. No. 12. 1950.
8. BEREZ K. Przyczynki do geologii Krakowa (Quelques remarques sur la géologie de Cracovie). Wiad. Geogr. No. 3-4. 1938.
9. BERTRAND M. Sur la déformation de l'écorce terrestre. C.-R. Ac. Sci. Paris t. 44. 1892.
10. BOBROWSKI W. Próba określenia wieku wtórnej dolomityzacji i mineralizacji skał triasowych w pd. Polsce. Biul. P. I. G. 1950.
11. CHAMBERLIN T. C. & SALISBURY R. D. Geology processes and their results. London 1905.
12. CLARC S. K. Classification of faults. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. vol. 27. 1943.
13. CLOOS H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Geol. Rdsch. Bd. 30. 1939.
14. CZARNOCKI ST. Polskie Zagłębie Węglowe (Bassin Houiller Polonais). P. I. G. (Serv. Géol. Pol.). 1935.
15. DAVIS W. M. Origine of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 43. 1930.
16. DŻUŁYŃSKI ST. Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na pd. od Krzeszowic (Littoral deposits of the Middle Jurassic south of Krzeszowice). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 19. 1951.
- 16a. DŻUŁYŃSKI ST. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the upper Jurassic limestones in the Cracow area). Ibidem t. 21. 1952.
17. EBERT TH. Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im Oberschlesischen Steinkohlengebiet. Abh. K. Preuss. Geol. L.-A., H. 19. 1895.
18. FOURMARIER P. Principes de Géologie. Paris 1950.
19. FRIEDBERG W. Młodszy miocen Galicji Zachodniej i jego fauna. Spraw. Kom. Fizj. Kraków 1907.

20. GAEBLER C. Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Katowice 1909.
21. GAGNEBIN M. Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, No. 80. 1945.
22. GARDNER J. H. Origin and development of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 46. 1935.
23. GAWĘŁ A. Beiträge zur Kenntnis der Feuersteine und Hornsteine aus den südpolnischen Gebieten. Bull. Ac. Pol. 1924.
24. GAWĘŁ A. Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). Roczn. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.). 1948.
25. GIGNOUX M. Comment les géologues des Alpes Françaises conçoivent la tectonique d'écoulement. Geol. Mijn. No. 12. 1950.
26. GILBERT G. K. Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monogr., vol. 1. 1890.
27. GILBERT G. K., HUMPHREY R. L., SEWELL J. S. & SOULE F. The San Francisco earthquake and fire. U. S. Geol. Monogr. 1907.
28. GOŁĄB J. Geologia wzgórz ostrzeszowskich. Księga Pam. P. I. G. Warszawa 1951.
29. GRIGGS D. T. Deformation of the rocks under confining pressures. J. Geol. vol. 44, No. 5. 1936.
30. GRIGGS D. T. A theory of mountain building. Am. J. Sci. 1939.
31. GRZYBOWSKI J. Granica wschodnia Krakowskiego Zagłębia Węglowego. Przegl. Górn.-Hut., t. 9. 1912.
32. HAARMAN E. Die Oscillationstheorie. F. Enke. Stuttgart 1930.
33. HECK N. H. Earthquakes. Princ. Univ. Press 1936.
34. HENDERSON L. H. Geological mapping and fault studies. J. Geol., vol. 47. 1939.
35. HOBBS W. H. Earthquakes. Appleton. London 1909.
36. HODGE E. T. Columbia River fault. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 42. 1931.
37. HOEFER H. v. Schwundspalten. Mitt. Geol. Ges. Wien 1915.
38. HOHENEGGER L. & FALLAUX C. Geognostische Karte des ehem. Gebietes vom Krakau, Denkschr. K. K. Akad. Wiss. Wien, Bd. 26. 1867.
39. HOLMES A. Radioactivity and earth thermal history. Geol. Mag. vol. 52. 1915.
40. JEFFREYS H. On the mechanics of mountain building. Geol. Mag. vol. 68. 1931.
41. KONIOR K. Z problemów paleomorfologicznych okolic Krakowa (Quelques problèmes paléomorphologiques dans les environs de Cracovie). Wiad. Śl. Geogr., z. 3. 1934.
42. KORONIEWICZ P. Jurskie otłóżenia krakowskiego okruga. Izv. Varš. Pol. Inst. 1913.
43. KRACH W. Badania nad mioceniem śląsko-krakowskim (Études sur le miocène silésien et cracovien). Prace Geol. Śl. P. A. U. 1939.
44. KRACH W. Miocen okolic Miechowa (Miocene of the neighbourhood of Miechów). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), No. 43. 1947. -
45. KSIĄŻKIEWICZ M. Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza (Der Bau der randlichen Wadowicer Beskiden und ihr Verhältnis zum Vorlande). Roczn. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.), 1932.
46. KSIĄŻKIEWICZ M. Objasnienia do arkusza Wadowice. Og. mapa geol. Polski. 1951.

47. KUŹNIAR W. & SMOLEŃSKI J. Zur Geschichte der Weichsel-Oder Wasserscheide. Bull. Int. Acad. Sci. Cracovie. 1913.
48. KUŹNIAR W. & ZELECHOWSKI W. Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórz na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. Przegl. Górn.-Hut. 1927.
49. LAHEE F. A. Field geology. McGraw Hill. N. Y. 1947.
50. LANDES K. K. Our shrinking globe. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 63. 1952.
51. LEWIŃSKI J. Utwory lodowcowe okolic Ojcowa. Spraw. Pos. W. T. N. Wydz. Mat.-Przyr., z. 9. 1913.
52. LISZKA ST. & PANOW E. Nowe stanowiska wapienia ostrygowego w Tyńcu k. Krakowa (Sur un nouvel affleurement de calcaires à huitres à Tynieć près de Cracovie). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. V. 1936.
53. LOTZE F. Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. Zbl. Min. etc. 1933.
54. LOTZE F. Salzabscheidung und Tektonik. Stilles Festschr. Stuttgart 1936.
55. LUGEON M. Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, No. 73. 1941.
56. ŁOMNICKI A. M. Materiały do miocenijskiego utworu słodkowodnego (Zur Kenntnis der miocänen Süßwasserbildungen in der Umgegend von Krakau). Kosmos 1902.
57. ŁOZIŃSKI W. Przykład tworzenia się doliny wskutek podziemnych zapadnięć. Spraw. Kom. Fizj. P. A. U. t. 43. 1908.
58. ŁOZIŃSKI W. Beiträge zur Oberflächen Geologie des Krakauer Gebietes. Jb. K. K. Geol. R.-A. 1912.
59. ŁOZIŃSKI W. Die geologischen Probleme des Ostsudetischen Steinkohlengebietes. Zschr. Oberschl. Berg-, Hüttenm. Ver. 1924.
60. MICHAEL R. Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des oberschlesischen Steinkohlen Bezirkes. Jb. K. Preuss. Geol. L.-A. 1912.
61. MICHAEL R. Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jb. K. Preuss. L.-A. 1913.
62. MONTESSUS DE BALLORE. La science seismologique. A. Colin 1907.
63. MOROZEWICZ J. O haczetynie i jego bonarskiem złożu (Ueber den Hatchetin und sein Vorkommen in Bonarka bei Krakau). Kosmos t. 34. 1909.
64. NIEDŹWIEDZKI J. Przyczynek do geologii okolicy Krakowa. Kosmos 1900.
65. NOWAK J. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Geogr. Słow. 1927.
- 65a. NOWAK J. Dniestr a gipsy tortońskie (Der Dniestr-Fluss und die tortonen Gipse). Roczn. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.). 1938.
66. NOWAK J. & ZERNDT J. Zur Tektonik des östlichen Teils des Polnischen Steinkohlenbeckens. Bull. Int. Ac. Sci. Pol. Sér. A, 1936.
67. PANOW E. Stratygrafia kredy krakowskiej (Sur la stratigraphie du Crétacé des environs de Cracovie). Roczn. P. T. G. (Ann. Soc. Géol. Pol.). 1934.
68. PANOW E. W sprawie wieku miocenijskiego wapieni ostrygowych z okolic Krakowa (Sur l'âge de calcaires à Ostrea des environs de Cracovie). Ibidem 1925.
69. PETRASCHECK W. Das Verhältnis der Sudeten zu den Mährisch-Schlesischen Karpathen. Kohleninter. No. 18. 1908.
70. PETRASCHECK W. Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiet des galizischen Karbons. Verh. K. K. Geol. R.-A. 1910.

71. PETRASCHECK W. E. Deckentektonik und Tektonik des autochtonen Untergrundes in den Nord-Karpathen. Zschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 80. 1929.
72. PETRASCHECK W. E. Hebung, Spaltung, Grabenbildung im saxonischen und im ostalpinen Bereich. Geol. Rdsch. Bd. 31. 1940.
73. PETRASCHECK W. E. Jungterziäre Tektonik im Relief des oberschlesischen Steinkohlengebietes. Berg-, Hüttenm. Mh. Bd. 88, H. 7. 1951.
74. PILGER A. Tektonische Beulen im Watteneis vor Busum. Rdsch. Bd. 38, H. 2. 1950.
75. QUITZOW W. Auswaschungserscheinungen der Oberfläche innerhalb des oberschlesischen Carbons. Jb. K. Preuss. L.-A. Bd. 39. 1913.
76. ROEMER F. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.
77. RUTKOWSKI F. O tektonice karbonu we wschodniej części okręgu dąbrowskiego (Sur la tectonique du Carbonifère dans la partie orientale du district de Dąbrowa, Bassin Houiller Polonais). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 3, 1926.
78. RUTKOWSKI F. O budowie paleozoicznego grzbietu dębnickiego (On the structure of the palaeozoic dome of Dębnik near Cracow.). Ibidem 1928.
79. SAMSONOWICZ J. Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe środkowo-europejskiej (Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomaniens dans le sillon nordeuropéen). Spraw. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), t. 3. 1925.
80. SAWICKI LUDOMIR. Physiographische Studien aus den West-Galizischen Karpathen. Geogr. Jber. aus Österreich. 1909.
81. SAWICKI LUDOMIR. Trzy bramy podkarpackie. Szkic geograficzny (Drei subkarpathischen Pforten, eine vergleichend-geographische Skizze). Kosmos t. 36. 1911.
82. SIEDLECKI ST. Twory geologiczne obszaru między Chrzanowem a Kwaczałą. Biul. P. I. G. 1952.
83. SIEDLECKI ST. Twory stefañskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego (Le Stéphaniens et le Permien dans la partie orientale du Bassin Houiller Polonais). Acta Geol. Pol., vol. II, No. 3. 1952.
84. SMOLEŃSKI J. Dolny senon w Bonarce (Das Untersenon von Bonarka). Bull. Int. Ac. Sci. Cracovie. 1906.
85. SMOLUCHOWSKI M. Kilka uwag o fizycznych podstawach teorii górotwórczych. (Einige Bemerkungen über die physikalischen Grundlagen der Theorien der Gebirgsbildung). Kosmos, t. 39. 1909.
86. SOKOŁOWSKI ST. Osuwisko w Sadowiu w przekopie linii kolejowej Tunel-Kraków (Landslide in the railway cutting Tunel-Cracow). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), Nr 32. 1946.
87. STAHL A. Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Palaeogeographie. Jb. Preuss. Geol. L.-A. Bd. 53. 1932.
88. STILLE H. Die saxonische Faltung. Zschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 65, No. 11. 1913.
89. STILLE H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
90. SUESS F. E. Das Erdbeben von Laibach am 14 April 1895. Jb. K. K. Geol. R.-A. 1896.

91. SWIDERSKI B. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych. Prace P. I. G. t. 8. 1952.
 92. SWINNERTON A. C. Origin of limestone caverns. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 43. 1932.
 93. TEISSEYRE W. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza (Sur les relations entre la tectonique des Carpathes et celle de leur avant-pays). Kosmos 1907.
 94. TEISSEYRE W. O stosunku wewnętrznym brzegów zapadlin przedkarpaccich do krawędzi fliszu karpacciego (La limite interne de l'affaissement subcarpathique et ses relations avec la bordure du flysch carpathique). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.). 1920.
 95. TEISSEYRE W. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia (La tectonique comparée des Subcarpathes). Kosmos 1921.
 96. TERCIER J. La tectonique d'écoulement dans les Alpes Suisses. Geol. Mijn. No. 12. 1950.
 97. THIELE S. Die tektonische Stellung der Klüftung in Sedimenten. Schr. Geol. Pal. Inst. Univ. Kiel, H. 5. 1935.
 98. TIETZE E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 37. 1887.
 99. TOŁWIŃSKI K. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich. Prace Geogr. z. 6. 1921.
 100. TOŁWIŃSKI K. Brzeg Karpat (The Carpathian marginal region). Acta Geol. Pol. vol. 1. 1950.
 101. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen. Wien 1903.
 102. UMBGROVE J. H. Structural history of the East Indies. Cambridge 1949.
 103. VENING MEINESZ. Major tectonic phenomena and the hypothesis of convection currents in the Earth. Qu. J. Geol. Soc. No. 411. 1948.
 104. WHITE W. A. Blue Ridge Front — a fault scarp. Bull. Geol. Soc. Am. No. 411. 1948.
 105. WILLIS B. & WILLIS R. Geologic structures, Mc Graw Hill 1934.
 106. WIŚNIEWSKI T. Mikrofauna iłw ornatowych okolicy Krakowa. Pam. Wydz. Mat.-Przyr. A. U. t. 17. 1890.
 107. WIŚNIEWSKI T. Szkic geologiczny Krakowa i jego okolicy. Kosmos t. 25. 1900.
 108. ZARĘCZNY ST. Atlas Geologiczny Galicji, z. 3. 1894.
-



Fig. 1

Uskoki nożycowe na powierzchni abrazyjnej kredy na wapieniach jurajskich — Zabierzów



Fig. 2

Uskoki schodowe odsłonięte na powierzchni abrazyjnej kredy na wapieniach jurajskich — Zabierzów

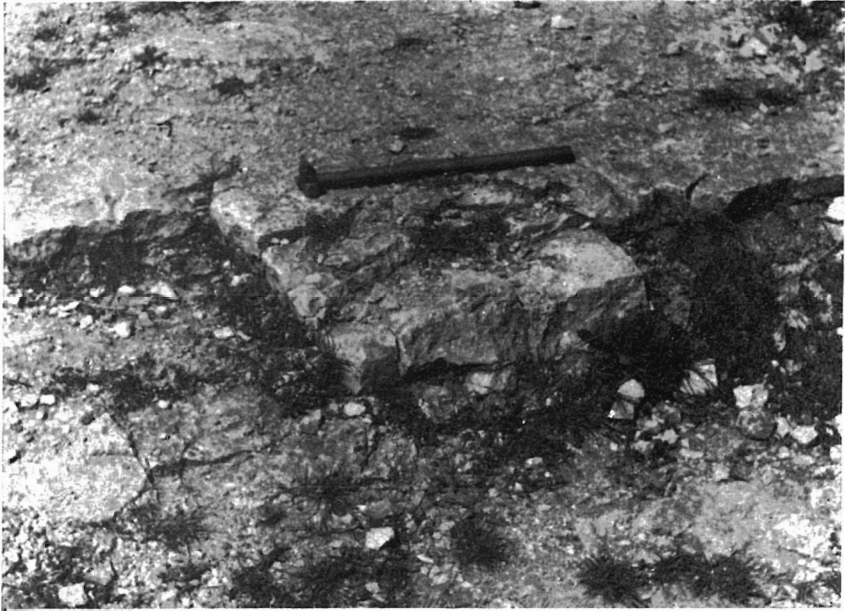


Fig. 1

Uskok o łamanym przebiegu wzdłuż prostopadłych do siebie ciosów odsłonięty na powierzchni abrazyjnej — Zabierzów



Fig. 2

Fragment uskoku w Czatkowicach

B brekcja szczelinowo-tektoniczna przylegająca do wapienia węglowego



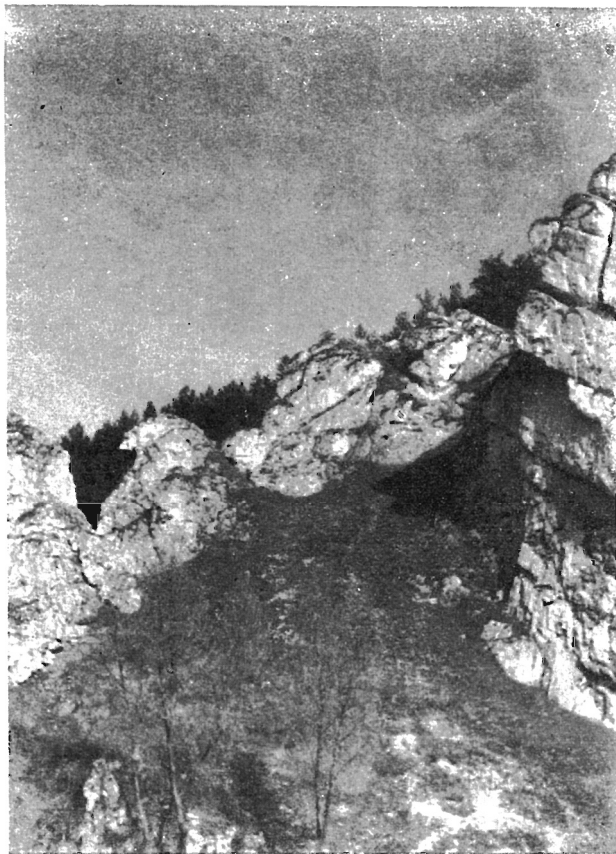


Fig. 2
 Krzyżujące się spękaniu w wapieniach —
 Dolina Prądnika



Fig. 1
 Uskok w Czatkowicach
 B brekcja szczelinowo-tektoniczna, C wapiień węglowy,
 J wapienie górno-jurajskie

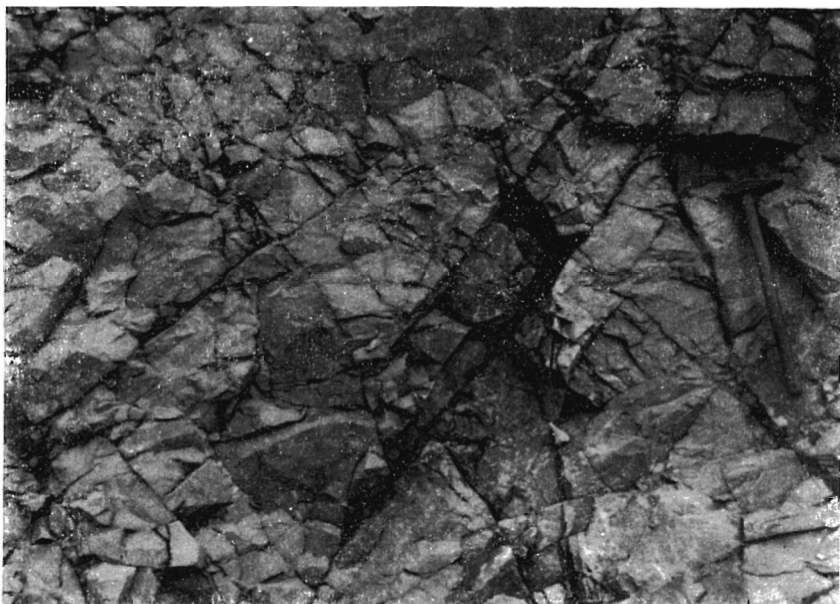


Fig. 1
Spękania w wapieniu węglowym — Czatkowice



Fig. 2
Krzyżujące się spękania w wapieniach jurajskich — Kajasówka





Fig. 1

Pochyłe spękania w wapieniach skalistych — Popówka

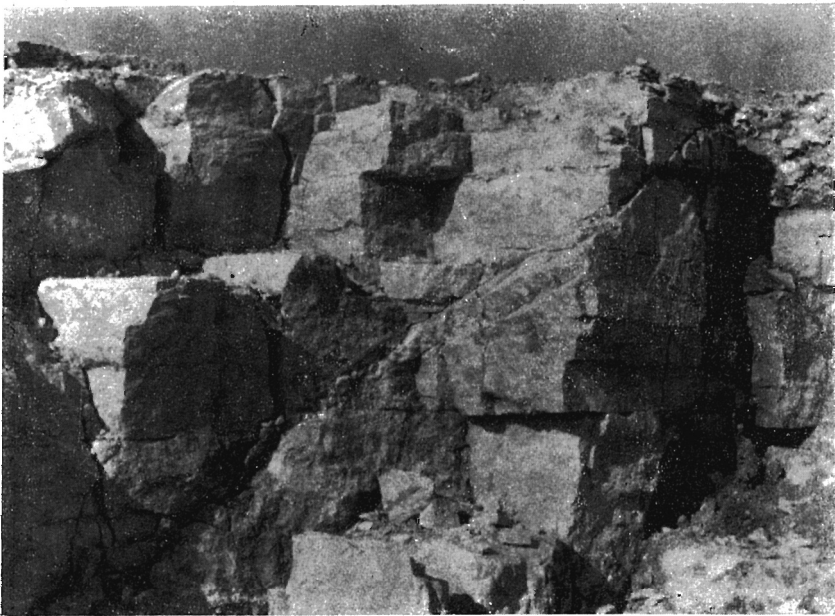


Fig. 2

Pochyłe spękania w wapieniach płytowych — Liguniowa Góra

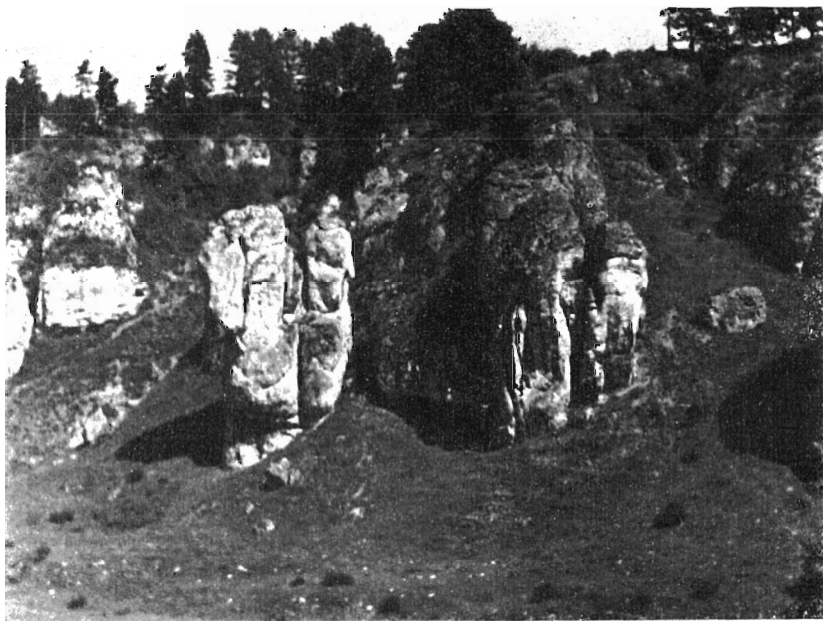


Fig. 1

Ciosy pionowe w wapieniach jurajskich — Popówka

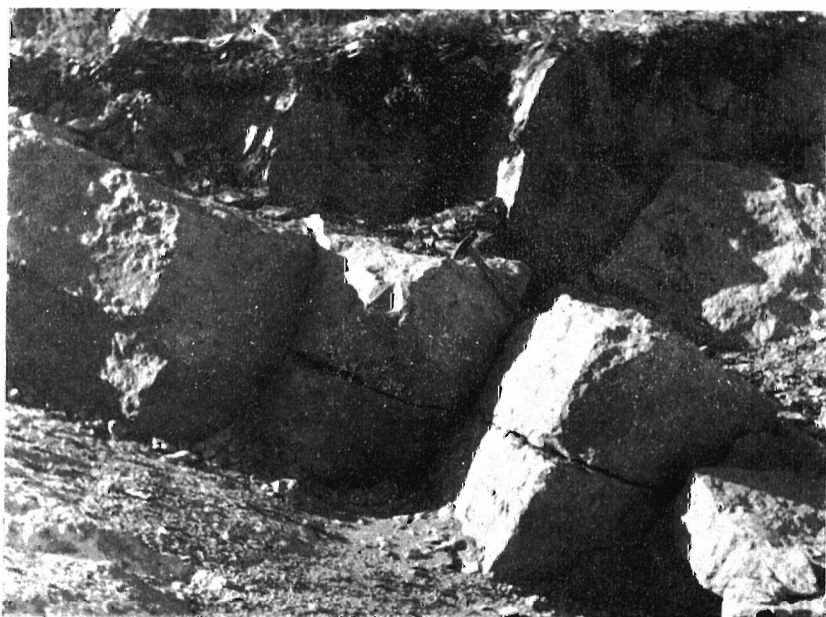


Fig. 2

Pochylone wtórnie ciosy pionowe — Popówka



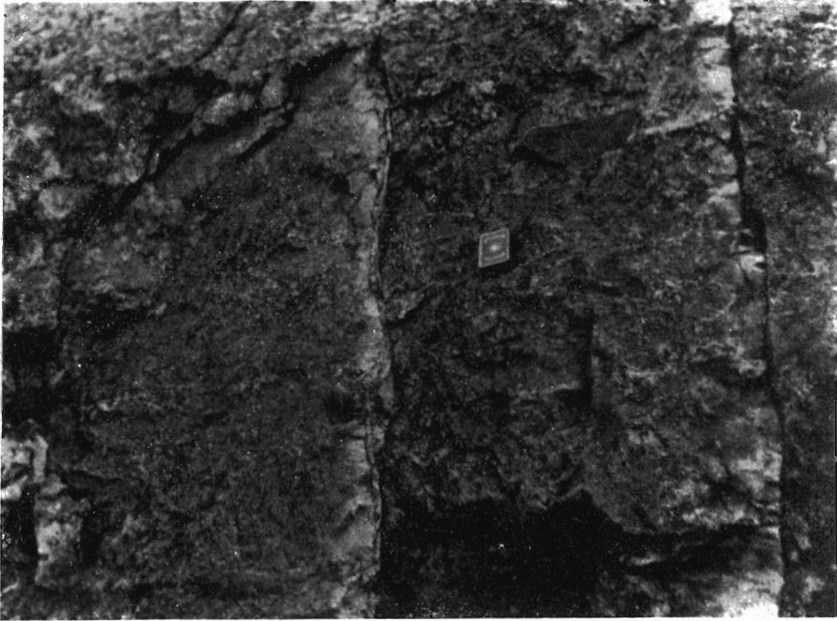


Fig. 1

Białe smugi przekrystalizowanego wapienia wzdłuż spękań ciosowych; w szczelinie ciosowej kalcyt — kamieniołom Liłbana w Krakowie



Fig. 2

Zlepieniec trzeciorzędowy słodkowodny — Krzemionki

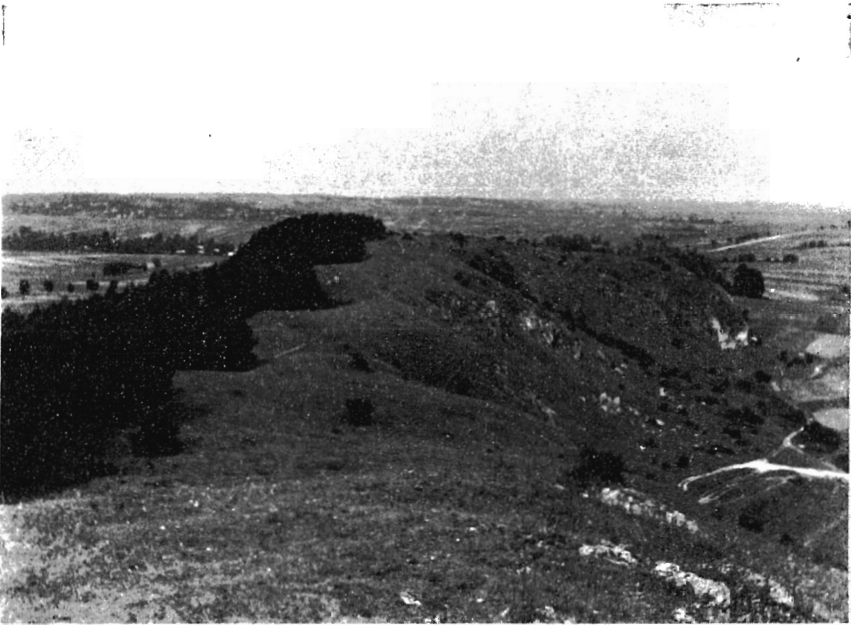


Fig. 1
Zrębowy grzbiet Kajasówki

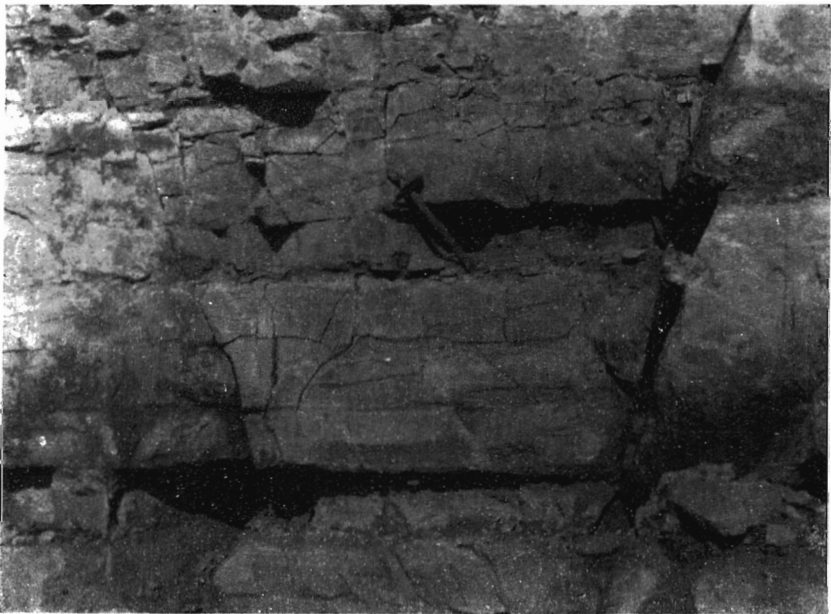


Fig. 2
Miniaturowy rów tektoniczny wygasający w niżej leżących warstwach —
Liguniowa Góra

