

SPRAWOZDANIA Z LITERATURY

J. Alexandre — Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au cours du Pléistocène. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1954—1955; str. B 335—352.

Dolina dorzecza rzeki Ourthe w starym masywie Ardennów. Strumień Trôs-Marets został odepchnięty ku wschodowi przez spływy soliflukcyjne czynne tylko na stoku zachodnim (łupki, kwarcyty) i wciął się w litą skałę podłoża u podnóża stoku wschodniego. Jest to wypadek dość powszechny, ponieważ w skałach jednorodnych rozwój soliflukcji jest wyraźny najczęściej na zachodnich stokach. Dolina du Chêne du Rendez-vous posiada grubą pokrywę soliflukcyjną analogicznego materiału. W pokrywę tę wcinają się drobne bruzdy równoległe do podnóża stoku, zasypane następnie przez less. Być może, że less osadził się na nabrzmieniach soliflukcyjnych. Zasypanie ujścia w dolinkach prowadzi do wytworzenia teras. Można tam rozpoznać koryto strumienia na soczewkach żwirów przemytych i otoczonych. Różwoj morfologiczny obejmuje następujące fazy: powszechne zasypanie przez soliflukcję, akumulacja lessu, wcięcie w powierzchnię zasypania w dalszym ciągu w warunkach klimatu zimnego oraz utworzenie nowych serii soliflukcyjnych pokrytych następnie lessowatym mulkiem.

Nie omówiono zagadnienia datowania poszczególnych faz. Można by się zastanawiać, czy zupełnie świeży nawrót soliflukcji, który wstrzymał peryglacialne wcinanie odpowiada okresowi młodszego dryasu.

J. Tricart

J. Beaujeu-Garnier — Sur la présence de formations du type dit „périglaciaire” en Algérie Orientale. *C. R. Acad. Sci.*, 240, 1955; str. 1246—1248.

Stwierdzono ślady plejstocenińskiego środowiska peryglacialnego w Aurès i w Kabylii. W Aurès znaleziono je na północnych stokach przy wyjściu z wąwozu Tirhanimine. Drobne ławice marglistych wapieni kredowych bardzo podatne na geliację dostarczyły materiału znacznym usypiskom. Warstwy margliste ułatwiły spływanie materiału. Odłamki zwietrzliny są spłaszczone i rozmieszczone bezładnie. Zwietrzelina wykazuje ślady krioturbacji w postaci festonów w kontakcie jeziorów gliniastych i okruchów wapiennych. Głaziki są ściśnięte i czasami występują w kieszeniach. Utwory te uległy przemieszczeniu przez soliflukcję. Są one wyraźnie związane z północnym stokiem Aurès.

W Kabylii, na powierzchni grzbietu między Col des Chênes i Col de Tirourda obserwuje się na gnejsach mało podatnych na geliację popękane kamienie ostrokrawędziste. Natomiast w związku z triasowymi ławicami gliniasto-marglistymi występują festony i plikacje.

Studia autorki uzupełniają dawniejsze studia Barbier i Cailleux w Dżurdżura potwierdzając istnienie objawów zimnego klimatu plejstoceńskiego w szerokości geograficznej Algeru. Szkoda tylko, że autorka nie określiła dokładnie wysokości.

J. Tricart

S. G. Bocz — O niektórych formach mikroreliefa swiazanych s tajaniem śnieżników. *Biulleten Komisji po izuczeniu czetwierticznego pierioda*, nr 21, Moskwa 1957; str. 131—135, 4 fot.

Obserwacje płatów śnieżnych, przeprowadzone w lipcu 1954 r. na wybrzeżu morza Karskiego, dostarczyły ciekawego materiału dotyczącego zagadnienia niwacji.

U podnóża stromego stopnia abrazyjnego występują płaty śnieżne o miąższościach wahających się w granicach od 1—2 do 5—6 m, które całkowicie topnieją w końcu lata. Są one porożcinane tunelami o przekrojach od 0,2—0,5 do 1—2 m, którymi płynie woda roztopowa. Po ustąpieniu płata śnieżnego odsłaniają się na plaży liczne formy, podobne do form akumulacji fluwioglacjalnej, o bardzo małych rozmiarach. Autor wyróżnił wśród nich mikroformy przypominające kamy, ozy i sandry.

Na przedpolu cofającego się płata śnieżnego zaobserwowano również nieregularne zagłębienia, otoczone niskimi grzbiecikami z piasków i żwirów. Formy te są podobne do ziem strukturalnych; powstanie ich wiąże się jednak z tajaniem poszczególnych brył śniegu występujących przed skrajem cofającego się dużego płata śnieżnego.

Badania drobnych form związanych z tajaniem płatów śnieżnych mają wielkie znaczenie nie tylko dla poznania samego procesu niwacji. Dostarczają one także cennego materiału dla określenia warunków powstawania niektórych form akumulacji fluwioglacjalnej.

Ze względu na duże podobieństwo form akumulacji fluwioglacjalnej do form związanych z tajaniem płatów śnieżnych, autor zaleca ostrożność przy ustalaniu granic stadiałów i zlodowaceń, zwłaszcza w słabo jeszcze poznanych obszarach północnej części Związku Radzieckiego.

Ostatnia wypowiedź autora budzi pewne zastrzeżenia. Wydaje się że pomyłka nie jest chyba możliwa ze względu na skalę.

A. Sadłowska

M. Boyé — Clos, lagües et lagunes de la Lande girondine. *C. R. Acad. Sci.*, 244, 1957; str. 1058—1060.

Równina Landów na zachód od Bordeaux wznosząca się 45 m n.p.m. jest zbudowana z piasków i przykryta żwirami. Na jej powierzchni występują liczne zagłębienia zamknięte owalne lub okrągłe o średnicy od 20 do 80 m. Czasem w miejscach, gdzie utrzymuje się woda wsparta na utworach *alios*, sąsiednie formy łączą się ze sobą. Gęstość zagłębień wzrasta od 2 na km² na piaskach w części zachodniej obszaru do 5—6 na km² na żwirach na wschodzie. Formy te nie posiadają żadnej stałej orientacji, która pozwalałaby wiązać ich genezę z działaniem wiatru. Autor odrzuca również hipotezę krasową. Pozostaje jedynie wyjaśnienie tych form jako pozostałości dawnych pingo. Stwierdzono analogię z formami opisanymi w zachodniej Europie. W jednej z badanych lagun stwierdzono materiał piaszczysty pochodzący z różnych poziomów i otoczaki potrzaskane i noszące

ślady intensywnej działalności wiatru. Charakter tego materiału wyjaśniają zjawiska krioturbacji i eolizacji.

Podobieństwo cech lagun i zagłębień pochodnych od pingo zachęca do przyjęcia koncepcji autora. Ten typ form jest szeroko rozprzestrzeniony na równiach gliniasto-piaszczystych Zachodniej Europy. Studia autora są najwidoczniejszym wyrazem postępu badań peryglacialnych. Należy dalej zużytkować te dane do rekonstrukcji paleoklimatycznych i odpowiedzieć na pytanie, jakie są obecnie warunki rozwoju pingo.

J. Tricart

P. Brunet — Les terrasses de la vallée de la Drôme. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1955, no 6; str. 241—261.

Dolina rzeki Drôme posiada wysoką terasę zbudowaną ze zwietrzeliny geliwacyjnej wapieni, której poszczególne cząstki osiągają znaczne rozmiary. Miąższość tej terasy przekracza niekiedy 10 m. Forma ta zbiega się z *glacis* u stóp otaczających wzniesień; *glacis* zostały pocięte następnie na wąskie grzbieciki. Materiał jest charakterystyczny: w grzbiecikach posiada średni stopień spłaszczenia i nieznaczne zaokrąglenie. Niżej znaleziono 3 inne pokrywy wapiennego materiału peryglacialnego.

Materiał *glacis* i górnej terasy nasuwa myśl o klimacie peryglacialnym, z obfitą soliflukcją. Charakter dolnej terasy wskazuje raczej na klimat suchy, ale z intensywnie działającym wietrzeniem mrozowym. Na dolnej terasie stwierdzono w kilku wypadkach *éboulis ordonnés* spoczywające na dolnej terasie, której ciągłość topograficzna została zachowana. Jej spadek podłużny jest bardzo silny, co prowadzi do przeprowadzenia analogii z terasami Rodanu oznaczonymi przez Fauchera i oznaczonymi na mapie geologicznej.

Autor wykazuje zasięg ku północy peryglacialnych *glacis de piémont*, których inne przykłady zostały opisane przeze mnie w dolinie Buech. Potwierdza ona pogląd, że tego typu *glacis* powstawały w obszarach śródziennomorskich i sub-śródziennomorskich w ciągu okresów peryglacialnych. Dodać należy również wnioski Raynala, który uznaje *glacis* za formy okresów zimnych i stosunkowo wilgotnych (pluwialnych). Być może, że w basenie śródziennomorskim znajdzie się liczne przykłady tych form, które się wytworzyły w okresach zimnych.

J. Tricart

S. G. Carr, A. B. Costin — Pleistocene glaciation in the Victorian Alps. *Proc. Linn. Soc. New South Wales*, t. 80, 1955; str. 217—227.

Głównym celem autorów było sprawdzenie występowania cyrków i dolin lodowcowych na wysokości 5400—6000 stóp (1763—1824 m) na płaskowyżu Bogong, Mt. Bogong i Mts. Loch-Hotham-Feathertop w Alpach wschodniej części Victorii. Prócz tego wspomniano o szeregu cech peryglacialnych na ostańcach bazaltowych na wysokości 5800—6000 stóp (oligocen — dolny miocen) i dokoła nich. Na powierzchni pokryw bazaltowych występują pasy kamienne i wieloboki porośnięte roślinnością i uważane za formy reliktowe związane z dawniejszym surowszym klimatem. Dokoła na stromych stokach znajdują się zwaliska kamienne (*boulder runs*), które są jeszcze w ruchu, choć ich czoła są porośnięte, co znów świadczy o dawniejszym klimacie. Na łagodniej nachylonych powierzchniach głązy bazaltowe rozpościerają się w postaci szerokich i płaskich pokryw (*block-fields* JNJ).

Nie wiadomo czy jakieś części tych pokryw są nadal w ruchu, natomiast rozległe ich części są pokryte przez roślinność. Tu i ówdzie na powierzchniach paleozoicznych głębinowych i metamorficznych skał spotyka się łagodnie nachylone terasy, które autorowie wiążą z dawną działalnością erozji stałych pól śnieżnych. Poniżej najdłużej zalegających współczesnych pól śnieżnych występują głębokie gleby, co wskazuje na aktualne działanie niwacji.

Konieczne jest zebranie dokładniejszych obserwacji i porównanie ich z analogicznymi i dobrze zbadanymi formami w Europie i Północnej Ameryce. Nasuwa się na przykład pytanie czy opisywane formy są zagłębieniami niwacyjnymi, czy też są one odpowiednikami teras goliznowych. Omawiana praca świadczy w każdym razie o tym, że w Australii zwraca się coraz większą uwagę na morfogenezę peryglacialną. Natomiast dawniej wszystkie wybitniejsze efekty oddziaływania środowiska peryglacialnego były traktowane jako ślady słabo rozwiniętego zlodowacenia.

J. N. Jennings

C. A. Cotton, M. T. Te Punga — Fossil gullies in the Wellington Landscape. *New Zeal. Geographer*, vol. 11, 1955; str. 72—75.

W obszarze silnie porozcinanych szarogłazów w okolicach Wellingtonu występują liczne soliflukcyjne dolinki nieckowate, wypełnione pokrywami gruzowymi. Ich peryglacialne pochodzenie zostało wykazane przez autorów w innej pracy. Obecnie tworzą one wzniesienia pomiędzy typowymi parowami pochodzenia rzeczno-glazowego. Tego rodzaju rozmieszczenie pokryw jest następstwem odwrócenia rzeźby. Materiał pokryw gruzowej był bardziej odporny niż skała lita, która łatwo wietrzeje i w następstwie zmiany klimatu rozcięcie doprowadziło do zniszczenia ostróg rozdzielających doliny. Zmiany klimatyczne stanowią więc ważną przyczynę przyspieszenia rozwoju stoków, tak jak to już wykazał Bryan.

Podany przykład stanowi jednak przypadek raczej wyjątkowy. Tak gwałtowny rozwój stoków jest możliwy jedynie w skałach, które w warunkach klimatu umiarkowanego podlegają szczególnie intensywnemu wietrzeniu chemicznemu (np. szarogłaz nowozelandzki). Muszą istnieć jednak takie warunki, aby skała lita była mniej odporna niż jej własna zwietrzelina, chociaż jest ona zwykle bardziej narażona na wietrzenie i podatniejsza na przenoszenie przez czynniki transportujące. Temu typowi rozwoju rzeźby sprzyjały prawdopodobnie gwałtowne deformacje tektoniczne znane w Nowej Zelandii. Przypadki takiego odwrócenia rzeźby są u nas znane jedynie wtedy, gdy seria zwietrzelinowa ma inny charakter niż lita skała (np. piasek na kredzie, żwiry na ilach). Obserwacje tego typu zasługują na to, aby je kontynuowano ze wzmożoną dokładnością.

J. Tricart

C. A. Cotton, M. T. Te Punga — Solifluxion and periglacially modified landforms at Wellington, New Zealand. *Trans. Royal. Soc. N. Z.*, 82, part. 5, 1955; str. 1001—1031.

Okolice Wellingtonu zbudowane z szarogłazów są terenem, na którym powszechnie obserwuje się rozwój soliflukcji, której towarzyszy kilka klinów zmarzlinowych. Miąższość pokrywy soliflukcyjnej waha się od 1 m w górnych partiach stoku do 3—6 m u podnóża. Pokrywa składa się z odłamków szarogłazów spękanych wskutek geliwacji. Stwierdzono dwa systemy pokryw soliflukcyjnych. Starsza jest bardziej gruboziarnista, jej le-

piszcze jest bardziej odporne, zawiera więcej brył przekształconych przez wietrzenie chemiczne. Młodsza zaś posiada spoiwo o dużej zawartości mułków.

Splawy soliflukcyjne pokryły rzeźbę erozyjną, przyczem niektóre parowy zostały pogrzebane pod pokrywą sięgającą 17 m miąższości. Pokrywy te obecnie ulegają niszczeniu i rozcinaniu. Przeważnie spotyka się dolinki nieckowate (*delle*), w których nie ma śladów żadnego odpływu pod naturalną pokrywą leśną.

Powierzchnia zwietrzałych szarogłazów jest silnie ścięta i oczyszczona w strefie kontaktu z pokrywą soliflukcyjną.

Praca zawiera rozważania na temat powstawania dolin nieckowatych, które autorzy starają się związać z davisowskimi teoriami cyklicznymi. Stanowi ona pierwszy obszerny wkład do studiów nad oddziaływaniem mrozu w plejstocenie Nowej Zelandii. Uderzające jest podobieństwo z Europą Zachodnią i Środkową mimo szerokości niższej o 7–8°. Dzięki rozważaniom na temat dolinek nieckowatych praca ta posiada znaczenie ogólne; żałować należy jedynie, że ujęcie jest niekiedy zbyt teoretyczne jak również, że w literaturze brak niektórych najważniejszych pozycji (np. w zakresie prac francuskich).

J. Tricart

J. Destombes, A. Jeannette, R. Raynal — Rôle des processus périglaciaires dans la formation des dayas de la région de Boulhaut (Meseta côtière marocaine). *C. R. Acad. Sci.*, t. 245, 1957; str. 1736–1738.

Dayas, naturalne niecki urozmaicające powierzchnię Mesety Maroka atlantyckiego, występują w strefie kontaktu łupków i ławic kwarcytów paleozoicznych lub w jeziernych utworach zwirowych z lądowego Villafranchien, które powlekają peneplene. Średnica tych zagłębień waha się od kilku do ponad 100 m; głębokość nie przekracza 5–10 m. Zwały ostrokrawędzistych głazów ułożonych w poligony zapełniają dno; gdy *dayas* są wycięte bezpośrednio w podłożu paleozoicznym, stoki ich znikają pod gruzem. Powierzchnie tych osadów pokrywają mułki i skorupy żelaziste, a na powierzchni rozwinęła się czarna gleba. Formy tego typu przypisuje się zjawiskom geliwacji i soliflukcji, które działały w starszym czwartorzędzie; doprowadziły one do zatamowania dolin rozwijającej się sieci hydrograficznej, w związku z wydźwignięciem i odmłodzeniem peneplenu.

Obecność zjawisk peryglacialnych w tej szerokości i to w strefie wybrzeża — może wywołać zdziwienie. Wysnuwano inne hipotezy: procesy krasowe, deflację eoliczną. Badania dużej ilości poszczególnych form upoważniają do odrzucenia tych hipotez. Jedynie hipoteza peryglacialna pozwala na ujęcie i najjaśniejsze przedstawienie całego zespołu obserwowanych faktów. Stwierdzono, że formy te występują wyraźnie dopiero w odległości 40 km od wybrzeża i to poczynając od 300 m wysokości. Poza tym dowody klimatu szczególnie zimnego i wilgotnego, który panował w okresie starszego czwartorzędu, można znaleźć w różnych okolicach Maroka (okres *pluvial salétien*).

R. Raynal

R. Fridman — Généralité des phénomènes périglaciaires würmiens sur le littoral et les îles de Charente-Maritime. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6^e, t. 7, 1957; str. 585–596.

Seria gruzowa o grubości 0,2–1 m pokrywa wapienie margliste bardzo podatne na wietrzenie mrozowe. Przemieszczanie tej serii w obrębie terenu bardzo płaskiego ograni-

cza się do zwykłego ruchu mas po stoku. W Ré i w Oléron obserwowano festony. Na przykładu des Minimes koło La Rochelle ruch osadów stokowych został powstrzymany przez wytworzenie się na ich powierzchni skorupy, która powstała wskutek parowania; miąższość jej sięgała 2 cm. Wytworzenie się skorupy można by związać z warunkami klimatu suchego, który zapanował po klimacie wilgotnym sprzyjającym soliflukcji. Osady stokowe są pocięte i powleczone pokrywą żwirów krzemionkowych z piaskami o wyraźnych śladach eolizacji. Pokrywa ta ścina niekiedy wspomniane festony i wypełnia dolinki, nie wykazując tutaj wyższego stopnia segregacji niż na wyżynie. Niekiedy w podłożu pod pokrywą można stwierdzić obecność zwietrzeliny o zabarwieniu czerwonym. Znaleźć tam można duże odłamki przeniesione po powierzchni o bardzo małym nachyleniu. W niektórych miejscach na powierzchni spotyka się wydmy i piaski eoliczne, na których z kolei spoczywają inne wydmy, młodsze. Materiał starszych wydym ma kolor rdzawy lub płowy i nie posiada połysku. U wydym młodszych cechy te są o wiele słabiej zaznaczone, materiał jest jaśniejszy.

Wszystkie te utwory prawdopodobnie zaliczyć trzeba do Würmu; odpowiadałyby one kolejno po sobie następującym przemianom, gdyż nie ma pomiędzy nimi żadnego kopalnego poziomu gleby.

Interesujące obserwacje stanowią pożyteczne uzupełnienie danych dla tej części Francji. Należy zanotować brak form związanych z klimatem bardzo zimnym.

J. Tricart

J. Grimbérieux — Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78, 1954—1955; str. B 267—286.

W obszarze kredowym Hesbaye gęstość dolin suchych jest podobna do gęstości dolin odwadnianych na sąsiednich obszarach piaszczystych i ilastych; skłania to do wniosku, że doliny rozwinęły się na podłożu, które stało się nieprzepuszczalne w warunkach peryglacjalnych. Jedne z tych dolin są wysłane lessem, a inne są wcięte w less i późniejsze od niego. Wyklucza to hipotezę Büdela dotyczącą powstania tych dolin (intensywna soliflukcja po stronie, po której wiatr osadzał less). Doliny te powstały wskutek splukiwania działającego na powierzchni zmarzliny. Studium statystyczne obejmujące 153 doliny wykazuje, że 65% spośród nich posiada stoki strome po stronie E, SE lub N, a tylko 16% posiada układ odwrotny; pozostałe doliny są symetryczne. Asymetria jest zaakcentowana najsilniej w dolinach o przebiegu NNW—SSE; w obszarze ilastym lub piaszczystym asymetria zaznacza się w odcinku źródłowym, wciętych nieznacznie w wysoczyznę. Tego rodzaju asymetria jest wynikiem różnicy ekspozycji. Jeszcze i obecnie na stoku łagodnym śnieg topnieje dłużej. Stok stromy jest więc stokiem silniej podcinanym przez splukiwanie.

Praca potwierdza całkowicie badania Gloriod i Tricart'a dotyczące podobnych dolin w Artois. Szkoda, że autor nie przeprowadził porównania. Wydaje nam się, że obserwowane ożywienie soliflukcji dokoła płatów śniegu pozwoli na wyjaśnienie asymetrii przynajmniej w zakresie podcinania odtajającego stoku o ekspozycji cieplej. Wody topniejących śniegów, wypełniających te dolinki, miały niekiedy istotnie odpływ bardzo wolny, mało aktywny.

J. Tricart

A. Guilcher — La plage ancienne de la France (Asturies). *C. R. Acad. Sci.*, t. 241, 1955; str. 1603—1605.

U podnóża falezy zbudowanej z silnie spękanych kwarcytów i łupków rozciąga się aż do wysokości 5—6 m powierzchnia abrazyjna z charakterystycznymi wyglądami. Powierzchnia ta jest pokryta żwirami morskimi, na których spoczywają osady stokowe złożone z ostrokrawędzistych odłamków kwarcytu tkwiących w materiale mułowatym.

Poziom plaży pozwala na związanie jej z początkiem okresu monastrien (*ouljien, normannien*), a więc z interglacjałem Riss-Würm. W ten sposób sploty gruzowe należałoby uznać za würmskie.

Interesująca praca wskazuje, że klimat Würmu na hiszpańskim wybrzeżu Zatoki Gaskońskiej był dostatecznie zimny, aby umożliwić pełny rozwój wietrzeń mrozowego i soliflukcji. W Roussillon — na tej samej wysokości, na wybrzeżu nicejskim — znacznie bardziej na północ, obserwowaliśmy jedynie zjawiska peryglacialne uwarunkowane wysokim położeniem terenu. Wydaje się więc, że południowa granica zjawisk peryglacialnych stwierdzonych w poziomie morza wygina się wzdłuż wybrzeża atlantyckiego ku południowi. Prawdopodobnie można to wyjaśnić oziębiającym wpływem lodu dryftowego, który w Zatoce Gaskońskiej miał o wiele większe znaczenie niż na Morzu Śródziemnym. Byłoby interesujące wyjaśnienie tego zagadnienia drogą syntetycznych badań bloków materiału przytransportowanych przez kry lodowe.

J. Tricart

L. E. Hamelin — Les tourbières réticulées du Québec—Labrador subarctique: interprétation morpho-climatique. *Cahiers de Géographie de Québec*, no 3, 1957; str. 87—107, 2 fig., 2 fot., 1 tabl.

Podano dokładny opis szczególnego typu torfowisk (*tourbières réticulées*), które stanowią właściwie strefę moczarów. Wśród tych moczarów występują kałuże wody i dzielące je pasy porośnięte roślinnością. Układ powierzchni wodnych i pasów roślinnych jest prostoliniowy lub koncentryczny. Formy tego typu można spotkać na półwyspie Québec—Labrador w strefie leżącej około 50° szer. półn. i powyżej; granicę ich wyznacza mniej więcej 55° szer. półn. Znaczenie morfogenetyczne zjawiska: występuje ono w obszarach słabo odwadnianych, wymaga pewnej optymalnej miąższości torfu; spotyka się je bardzo często na południe od obszaru z wieczną zmarzliną, w strefie otrzymującej dużo śniegu. Jest to zjawisko świeże, lecz nie zawsze współczesne; wiąże się ono z ochłodzeniem poprzedzającym okres współczesny. Powstawanie tych torfowisk można wyjaśnić istnieniem zespołu procesów, spośród których zależnie od sytuacji lokalnej ten lub inny może odgrywać rolę najważniejszą. Są to: podwodna soliflukcja, nagromadzenie kęp roślinności efemerycznej, rozdarcie pokrywy roślinnej przez soczewki lodu gruntowego, przemieszczanie materiału tak plastycznego jak torf, nierównomierne zamarzanie kałuż wody i zjawiska niwalne.

Jest to oryginalne studium, w którym przedstawiono procesy peryglacialne w toku i ich lokalnie uwarunkowany przebieg. Śmiała hipoteza wymaga sprawdzenia, poprawienia i uzupełnienia przez szczegółowe opracowania (jedno z nich jest w przygotowaniu). Bogata literatura. Autor wspomina o istnieniu podobnych torfowisk w Alpach, powyżej 2 400 m. Oczywiście nie można przyjąć dla nich, bez specjalnej adaptacji, interpretacji zastosowanej w Kanadzie.

L. H.

S. P. Kaczurin — Wsiegda li termokarst jawlajetsja pryznakom diegradacji mnogoletniej mierzloty. *Materiały k osnovam uczenija o mierzlych zonach zjemnoj kory*, Wyp. 2, Izdatielstwo Akad. Nauk SSSR, Moskwa 1955; str. 25—33.

Zjawisko krasu termicznego według ogólnie przyjętego poglądu jest wynikiem procesu degradacji zmarzliny na obszarze jej występowania. Autor nie kwestionuje słuszności tej zasady, ale przytacza liczne fakty, kiedy obok termokrasu występuje zjawisko świadczące o narastaniu miąższości zmarzliny, czyli o jej rozwoju.

Na początku rozważań Kaczurin omawia pojęcie „degradacji zmarzliny”. Zaznacza, że Sumgin (1932—37) zjawisko to tłumaczył zmianą fizyczno-geograficznych warunków wywołujących wzrost temperatury gruntu, tajanie zawartego w nim lodu i powstawanie form termokrasowych.

Kaczurin omawia formy termokrasowe z trzech różnych obszarów. Wybrane tereny położone są mniej więcej na jednym południku, ale w różnych strefach klimatycznych. Rejon Selemżyński znajduje się w pobliżu południowej granicy zasięgu zmarzliny na 52° szerokości geogr. północnej; Leno-Ałdański, leży w Jakucji na 62° szerokości geogr. północnej i trzeci, Jano-Indigirski, na północy, w strefie tundrowej na 71°. Formy krasu termicznego występują we wszystkich trzech wymienionych obszarach, mimo różnych warunków klimatycznych i różnych stosunków termicznych. Nad Janą i Indigirką stwierdzono obok zjawiska narastania zmarzliny występowanie form termokrasowych. Na południu termokras występuje powszechnie. Narastanie zmarzliny obserwuje się tam w wypadkach wyjątkowych przy sprzyjających warunkach terenowych i mikroklimatycznych. Obszar Leno-Ałdański zajmuje stanowisko pośrednie. W Jakucji geneza form termokrasowych wiąże się najczęściej z gospodarczą działalnością człowieka. Degradacja zmarzliny posiada tu charakter lokalny i chwilowy.

W oparciu o liczne obserwacje własne i dane z literatury autor dochodzi do następujących wniosków: 1. formy termokrasowe występują w strefie zmarzliny zarówno na południu jak i na północy; 2. głównym warunkiem rozwoju krasu termicznego jest obecność w górnych warstwach zmarzliny soczewek lodu gruntowego. Konserwacji tego lodu sprzyja szata roślinna, charakter rzeźby i inne czynniki lokalne. Drugim ważnym warunkiem rozwoju tych form są zmiany stosunków termicznych gruntu; 3. na całym obszarze zmarzliny obok starych form termokrasowych występują formy współczesne; 4. na dalekiej północy zjawisko termokrasu i rozwój zmarzliny występują równolegle, genezę tych form tłumaczy się tutaj istnieniem spękań skalnych, erozją i zjawiskiem soliflukcji. Na południu termokras jest zjawiskiem powszechnym, zaś rozwój zmarzliny należy do zjawisk wyjątkowych; 5. najczęściej przyczyną powstawania form termokrasowych jest gospodarcza działalność człowieka. W warunkach naturalnych tajanie lodu gruntowego i powstawanie form zapadliskowych niezależnie od procesu degradacji zmarzliny zachodzi na skutek zmian klimatycznych. Wzrost temperatur okresu letniego prowadzi do narastania miąższości strefy czynnej i tajania zawartych w niej soczewek lodu; 6. występowanie form termokrasowych nie może być dostatecznym dowodem na zachodzący w danym miejscu proces degradacji zmarzliny.

Kaczurin uważa, że termokras nie zawsze jest dowodem degradacji zmarzliny. Dla stwierdzenia procesu degradacji zmarzliny konieczne są dane dotyczące stosunków termicznych w gruncie i znajomość gospodarczej działalności człowieka. Jedynie fakt narastania temperatury w gruncie w warunkach naturalnych upoważnia do stwierdzenia zachodzącego procesu degradacji zmarzliny na danym obszarze.

Wobec faktów przytoczonych wyżej należy wnieść pewne poprawki do ogólnie przyjętej w literaturze światowej zasady. Rozpatrując zagadnienie termokrasu trzeba brać

pod uwagę różne czynniki wywołujące powstawanie tych form, łącznie z gospodarczą działalnością człowieka, a nie tłumaczyć ich jedynie degradacją zmarzliny.

J. Olchowik-Kolasińska

A. Melik — Kraska polja Slovenije v Pleistocenu. *Slovenska Akad. Snanosti i Umetnosti*, Cl. 4, 7, Inst. Geogr., no 3, Ljubljana 1955; 162 str.

W 1935 r. autor wyraził pogląd, że kształtowanie den polji, wraz z rozległymi pokrywami gliniastymi i kamienistymi, dokonywało się w rezultacie zmian klimatycznych, a nie zwykłego rozwoju krasowego w środowisku klimatu umiarkowanego. Obecnie Melik podaje liczne dowody i precyzuje swą hipotezę. Zwięźle przytacza główne fakty dla każdego polja.

Melik wykazuje, że w każdym okresie zimnym działał peryglacialny zespół morfogenetyczny. Znaczna akumulacja zwietrzliny objawiała się w pokrywach aluwialnych na dnie polji i w usypiskach na ich stokach. Intensywnej soliflukcji towarzyszyła akumulacja w małych strugach powierzchniowych, a równocześnie niska temperatura hamowała procesy krasowe. Dopływ zwietrzliny utrudniał odpływ wód z zagłębień krasowych. Pokrywy otoczków, piasków i glin rozprzestrzeniały się na dnach pewnych polji, gdy inne zamieniały się w jeziora. Niekiedy poziom wód wznosił się tak wysoko, że wody wlewały się w dawne zagłębienia, które zaczynały funkcjonować na nowo.

Pliocénskie formy zostały pogrzebane. Morfogeneza postglacialna ograniczyła się do rozcięcia kilku płytszych wąwozów i do wytworzenia szeregu dolin krasowych o mniejszym znaczeniu. Zasadniczo więc dna polji zostały ukształtowane w warunkach peryglacialnych.

J. Tricart

C. Mingasson — Observations sur l'influence hydrologique de la neige dans l'est du Canada. *Cahiers de Géographie de Québec*, no 3, 1957; str. 75—87.

Autor zbadał 27 rzek położonych na wschód od południka 85° i na południe od Zatok Hudsonskiej. Mingasson, 1° obliczył współczynnik wiosennego przepływu wód pochodzących ze śniegu (17—35% zależnie od przypadku), 2° oznaczył on początek powodzi, która ku północy jest coraz późniejsza, w granicach od początku do końca kwietnia. Wreszcie, 3° autor badał wartości miesięcznego współczynnika głównego miesiąca powodzi powstających w wyniku tajania śniegu. Wartości te ustalają się pomiędzy 2 i 3, podczas gdy maksimum wynosi 4,64. Wartości współczynnika mogą opaść nawet poniżej 1,5 w wyniku wyrównywania przez jeziora. Miesiące maksimum układają się od marca na południu badanej strefy aż do czerwca na północy. Na ogół wartości rozważane w tym artykule są niższe od stwierdzonych na rzekach rosyjskich.

Podane liczby są interesujące, ale należy je interpretować ostrożnie. Po pierwsze dlatego, że są to wartości średnie, których nie można automatycznie odnosić do wszystkich rzek położonych w tej samej strefie. Punkt 1 dotyczy współczynników wiosennego spływu wody z tajania śniegów. Są to wartości nieco niższe niż współczynników rocznego przepływu ze stałych śniegów. I te wartości są również przybliżone, ponieważ zostały obliczone na podstawie przepływów śnieżno-deszczowych tych samych miesięcy. W pkt.

3 należałoby obok wyrównywania przepływu przez jeziora uwzględnić bezpośrednie parowanie śniegu.

L. E. Hamelin

S. Nishimura — Some peculiar features in the periglacial regional domaine of Japan. *Geogr. Rev.*, vol. 30, no 9, 1957; str. 14—15.

Nishimura podkreśla fakt, że granica ziem strukturalnych (*Strukturbodengrenze*) przebiegała w Japonii o wiele niżej niż przeciętnie na świecie. Charakterystyczne dla tej subniwalnej strefy w Japonii były następujące czynniki: 1. niwacja, 2. erozja płatów śnieżnych, 3. soliflukcja i wymywanie przez wody roztopowe. Ziemie strukturalne w Japonii należą do typu form miniaturowych (30—50 cm) i średnich (1—2 m). Intensywna soliflukcja działająca w okresach glacialnych wytworzyła jezory błotne, potoki kamienne i grzbiety asymetryczne. Mimo braku dowodów terenowych jest to wypowiedź ważna. Na obszarach śródlądowych granica ziem strukturalnych przebiega niżej, co według autora wynika z charakteru klimatu posiadającego cechy przejściowe między polarnym i tropikalnym. Opinia ta jest sprzeczna z poglądami podpisanego.

K. Kobayashi

J. A. Pihlainen, R. J. E. Brown, R. F. Legget — Pingo in the MacKenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 67 no 8, 1956; str. 1119—1122, 4 rys., 1 fot.

Na obszarach arktycznych i subarktycznych występują drobne formy wypukłe, pokryte najczęściej roślinnością i torfem. Powstają one wskutek pęcznienia mrozowego gruntu przesyconego wodą, wypływania i zamarzania wód gruntowych oraz koncentracji lodu między cienką warstwą powierzchniową i pokrywą torfowo-roślinną a wieczną zmarzliną. Duża rozpiętość wielkości tych form oraz różnorodność ich struktury wynikają nie tylko ze zmienności warunków topograficznych, lecz świadczą również o zróżnicowaniu procesów morfogenetycznych, dotąd nie wystarczająco jeszcze poznanych. W przeciwieństwie do ziem poligonalnych, pasów kamienistych itp. pokrywa je roślinność i są zbudowane z nie-segregowanego, drobnego materiału luźnego z udziałem lodu.

Najmniejsze spośród omawianych form, nieprzekraczające 1 m wysokości, znane są jako *buttes gazonnées*, *earth mounds*, *Zwergtorfhügel*, *bugorki-koczki* lub *thufur*. Występują na znacznych obszarach Wschodniej Syberii, znane są z Islandii, a nawet z europejskich obszarów górskich (Wogezy, Karpaty). Mogą występować w postaci zniekształconej przez soliflukcję i współcześnie tworzące się terasy kongeliflukcyjne.

W południowej strefie granicznej tundry i tajgi syberyjskiej, na brzegach rzek i jezior syberyjskich, występują większe pagórki pokryte torfem o wysokościach 7 m i średnicy 25 m i więcej. Mają one pod 1—1,5 m pokrywą torfową kopulasto wypiętrzoną warstwę ilastopiaszczystą, pod którą w jądrze pagórka zalega soczewka lodu o kształcie podobnym do zewnętrznego zarysu pagórka. Pagórki takie we Wschodniej Syberii znane są pod nazwą *bulguniaki*, wziętą z języka jakuckiego.

Znacznie większe rozmiary, bo 25—40 m wysokości i 200 m średnicy osiągają podobne formy w północnej Kanadzie i na Grenlandii opisywane przez podróżników arktycznych (Franklin, 1828; Leffingwell, 1919; Koch, 1927; Porsild, 1938; Sharp,

1942) oraz na obszarach zabajkalskich i Syberii (Tolstichin, 1932; Sumgin, 1940). Formy te są znane w literaturze jako: *tetres de toundra*, *hydrolaccolithes*, *Aufeishügel*, *Schwellungshügel*, *Aufblühungshügel*, *Aufeisbeulen*, *Palsen*, *ground ice mounds*, *gravel mounds*, *frost mounds*, *bulguniaki*, *hydrolakolity*, *pingo*. Ta ostatnia nazwa została przyjęta przez Komisję Peryglacyjną Międzynarodowej Unii Geograficznej.

Obok typowych form hydrolakolitów, niektóre, zwłaszcza większe, posiadają strukturę warstwową, złożoną z części ilastopiaszczystych i warstw lodu. Forma taka powstać może na dnie jeziora i wyrasta przez stopniowe wessanie jego wód (Porsild). Okres rozwoju pingo zależy od warunków miejscowych i może trwać od kilku do kilkudziesięciu lat, choć prawdopodobnie w północnej Kanadzie istnieją równocześnie formy zachowane od czasów regresji lodowca plejstoceniowego. Na ogół degradacja pingo następuje w wyniku wytopienia się jądra lodowego wskutek spekań warstwy wierzchniej i przenikania ciepła w głąb. Do takich form pingo nawiązują również badacze opisujący pierścieniowe wały ziemne obejmujące niewielkie zagłębienia wypełnione wodą, spotykane na terenie północnej Holandii (Maarleveld, Toorn, 1955) i Belgii (Pissart, 1956) uważając je za reliktu form powstałych w warunkach peryglacyjnych ostatniego zlodowacenia.

Autorzy omawianej notatki, kierując się potrzebą gromadzenia materiałów, które pozwoliłyby na pogłębienie dotychczasowej wiedzy o pingo, przedstawiają obserwacje dotyczące jednej takiej formy, znajdującej się w sąsiedztwie delty rzeki Mackenzie, po jej wschodniej stronie. Według autorów, na terytoriach północnej Kanady znajdują się liczne pagórki typu pingo w różnych stadiach rozwoju. Są to formy okrągłe lub owalne, często z rozcięciami partii wierzchołkowej rozchylonej wargowo i zagłębieniem kraterowym w środku. W dalszym rozwoju zagłębienie pseudokraterowe ulega rozszerzeniu i odwadnianiu przez jedno z rozcięć, a forma przechodzi w pierścieniowy wał ziemny.

Opisane przez autorów pingo ma kształt pagórka stożkowego o podstawie owalnej. Jego wysokość względna wynosi 30 m, a oś dłuższa 170 m. Prawie w środku znajduje się okrągłe zagłębienie o średnicy 9 m, a w nim wydłużone jeziorko o wymiarach 9 m $\times$ 3 m i głębokości 45 cm. Część wierzchołkowa formy rozcięta jest czterema bruzdami przebiegającymi mniej więcej prostopadle, w głównych kierunkach świata. Bruzdy te wychodzą radialnie od środkowego zagłębienia, przy czym ich długość, idąc od północy w prawo wynosi kolejno: 22 m, 100 m, 15 m, 10 m. Rozcięte partie wierzchołkowe wznoszą się 5–10 m ponad zwierciadło wody i 25–30 m nad równinę otaczającą. Szerokość bruzd w dnie wynosi 1–2 m, a nachylenie ścian 35–45°.

Wykonane w zagłębieniu kraterowym wiercenie do głębokości 10 m wykazało, że po metrową warstwę piasku ilastego ze szczątkami organicznymi leży biały lód z pęcherzykami powietrza przechodzący głębiej w strukturę płytkową. W drugim wierceniu, wykonanym na zewnątrz, u stóp formy, stwierdzono szary, niżej brązowy, drobny piasek ilasty z rozłożonymi częściami organicznymi, do głębokości 9 m.

Mierzone temperatury w otworze pierwszym w dniu 30 czerwca (13 dni po dokonaniu wiercenia) wynosiły: $-2,0^{\circ}\text{C}$ na głębokości 75 cm i $-4,7^{\circ}\text{C}$ na głębokości 8 m, przy czym minimum zanotowano na głębokości 4–5 m ($-5,3^{\circ}\text{C}$). Odpowiednio, pomiar dokonany 29 sierpnia wykazał niewielki wzrost temperatur, bo od $-0,8^{\circ}\text{C}$ do $-4,2^{\circ}\text{C}$ w głąb. Obserwacje powtórzone w rok później (15. 8. 1955) nie różniły się zasadniczo od wyników pomiaru poprzedniego.

Do notatki dołączono fotografię badanego pingo i cztery rysunki przedstawiające kolejno: sytuację pingo w delcie Mackenzie, rysunek perspektywiczny formy z podkreśleniem jej elementów i rozcięć, krzywe stosunków termicznych oraz schematyczny rzut poziomy i przekroje poprzeczne formy.

Autorzy informują, że w sąsiedztwie opisywanego pingo znajdują się dwa inne: w od-

ległości 100 m pagórek o 2 m wysokości i 20 m średnicy oraz w odległości 300 m pagórek 5 m wysokości i 30 m średnicy. Oba pagórki posiadają również pęknięcia w kulminacji.

Należy stwierdzić, że zestawiony materiał daje czytelnikowi dobry opis formy a notatka spełnia zadanie wyznaczone jej przez autorów. Zgodnie z ich przypuszczeniem jest to zapewne pierwszy tak szczegółowy opis pingo z Północnej Ameryki. Szkoda tylko, że praca ogranicza się do jednego z trzech wspomnianych pagórków. Przydatne byłoby również dla porównania podanie stosunków termicznych powietrza w okresie pomiarów temperatur gruntu. Dalsze badania powinny zdążać do powiększenia ilości opisów dla celów porównawczych i dokładniejszych badań strukturalnych.

M. Dorywalski

A. Pissart — L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 79, 1956; str. B 119—131.

Na płaskowyżu Hautes Fagnes w Ardennach występują gromadnie stawki, które znajdują się w zagłębieniach przeważnie okrągłych o średnicach od 15 do 150, a nawet do 200 m. Są one otoczone wałami o wysokości od 2 do 5 m. W kierunku nachylenia powierzchni są zazwyczaj otwarte. Formy te spotyka się zawsze na powierzchniach słabo nachylonych i nie posiadających zorganizowanego odpływu. Na Hautes Fagnes nie schodzą nigdy poniżej 500 m.

Te drobne formy rzeźby, z reguły płytkie i przeważnie wypełnione torfami, wyjaśniano dawniej antropogenicznie. Wiązano ich genezę ze starymi stawami rybnymi, z płuczkami złota, z palafitami i terramarami. Wyniki badań palynologicznych zmuszają do odrzucenia wszelkich wyjaśnień antropogenicznych, bowiem okazało się, że torfy wyściełające zagłębienia są starsze od okresu preborealnego. W tych warunkach autor wiąże genezę owych zagadkowych form z formacją pagórków znanych z eskimoskiej nazwy *pingo*. Tworzeniu się tych osobliwych form peryglacialnych sprzyjała łagodna rzeźba i brak dolin. Utrudnienie odpływu wody sprzyjało alimentacji lodu narastającego w jądrze pingo. Temu rozwojowi sprzyjało również wysokie położenie, powyżej 500 m, zapewniające ostrzejsze warunki klimatyczne. Dzisiejsze zagłębienia są rezultatem degradacji pingo, w których w następstwie tajania lodu dokonało się odwrócenie rzeźby. Na miejscu lodowego jądra pagórka powstało zagłębienie. Masa ziemna otulająca jądro w rezultacie osiadania i kongeliflukcji dała początek wałom otaczającym dzisiejsze zagłębienia. Kongeliflukcja w dalszym ciągu modelowała formę wałów działając zarówno po zewnętrznej jak i po wewnętrznej ich stronie. Równocześnie odpływ wód poczynając od okresu intensywnego tajania masy lodowej wytworzył wyloty sytuowane w kierunku nachylenia terenu. W wielu wypadkach wreszcie *viviers* były modyfikowane przez człowieka przedhistorycznego, o czym świadczą zabytki archeologiczne.

Praca Pissart jest jednym z przykładów opracowań drobnych form wklęsłych zamkniętych. Na ten typ form plejstocenkiej rzeźby peryglacialnej nigdzie nie zwrócono tyle uwagi co w Belgii i Holandii, gdzie wyróżniono nawet dwie generacje tych form, związane z różnymi okresami zlodowaceń. Studium Pissart przypomina problem gdzie indziej zaniedbany. Jednakże omawiana praca nie może służyć za przykład i wzór metody. Poza konkretnymi danymi morfograficznymi i sytuacyjnymi całe rozumowanie oparte jest na analogiach. Uderza brak badań szczegółowych, przede wszystkim w zakresie budowy geologicznej. Prócz tego należałoby oczekiwać większej precyzji terminologicznej. W przypisku na str. B 126 autor wymienia długi szereg terminów, które traktuje synonimicznie.

W rzeczywistości w podanym zestawieniu wymienione są terminy, które odpowiadają w wielu wypadkach zupełnie różnym typom form i struktur peryglacialnych.

J. Dylik

Ernst Schönhals — Gesetzmässigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 3, 1953; str. 19—36, 13 rys. i 1 tabl. w tekście.

Dolina Łaby między Předměřicami i Dalanami stanowi wyraźną granicę występowania lessu. Na zachód od niej rozciąga się obszar lessowy sięgający aż do południkowego odcinka doliny Bystrzycy. Dalej less nie tworzy już zwartej pokrywy, a w odcinku równoleżnikowym Bystrzycy występuje po jej obydwu stronach. Duży płat lessu znajduje się po prawej stronie tej rzeki, zaś ostatni zwarty obszar lessowy przylega do zachodniej strony Cidliny.

Przeciętna miąższość lessów nieznacznie przekracza 1,5 m, ale często osiąga 10 m, a nawet 20 m. Pokrywa lessowa powstała w Würmie III, ale są tu i starsze osady tego typu, zawierające glebę kopalną. Szczegółowe badania przeprowadza autor tylko w lessach najmłodszych.

Skład granulometryczny badanych utworów nie jest jednakowy na całym obszarze, lecz zmienia się w zależności od położenia. Autor wyróżnia cztery obszary facjalne. Tuż przy zachodniej krawędzi doliny Łaby rozciąga się facja piasków eolicznych (*Flugsandfazies*) o szerokości około 500 m. Ku zachodowi przechodzi ona w fację warwową (*Bänderfazies*). Występuje tutaj właściwy less wapnisty z warstewkami piasku. Ilość tych warstewek i ich miąższość zmienia się wraz z oddalaniem się od Łaby. Maksymalna szerokość obszaru pokrytego wyżej opisanym materiałem wynosi 700 m. Następnie pojawia się *Übergangfazies*, którą cechuje dosyć grube uziarnienie samego lessu oraz mała ilość drobnych warstewek piasku. Wreszcie zaczyna się facja typowego lessu (*Normalfazies*). W sąsiedztwie dolin Bystrzycy i Cidliny występuje znowu materiał grubszy.

Autor wypowiada się za eolicznym pochodzeniem lessu. Materiału do sedimentacji dostarczała dolina Łaby, z której wywiewały go wschodnie wiatry. Za słusznością takiego poglądu przemawia przede wszystkim brak lessu po wschodniej stronie Łaby. Poza tym licznie przeprowadzone analizy granulometryczne dają krzywe typowe dla sedimentów eolicznych.

Schönhals nie wyklucza fluwialnego pochodzenia lessu. Jeśli jednak takie osadza nie miało miejsce, to tylko w nieznacznych ilościach, wobec czego less fluwialny mógł ulec już zdenudowaniu. Nigdzie bowiem nie stwierdzono jego obecności po prawej stronie doliny.

Można więc uważać, że najmłodsze lessy würmskie są pochodzenia eolicznego. Napiły fluwialne, głównie Łaby, ale także Bystrzycy i Cidlina dostarczyły materiału do ich sedimentacji. Lokalnie lessy odznaczają się dużą zawartością CaCO_3 .

Stanowisko autora jest w zasadzie słuszne i dostatecznie udowodnione. Niejasna jest jednak sprawa miąższości lessu. Nie przedstawiono warunków topograficznych występowania tych utworów o dużych miąższościach (10—20m), ani nie przeprowadzono badań strukturalnych. Można przypuszczać, że badania te doprowadziłyby do genetycznego zróżnicowania utworów lessowych.

A. Sadłowska

J. P. Schwobthaler, H. Vogt — Aspects de la morphogénèse plio-quaternaire dans le Bas-Rhône occidental. *Bull. Soc. Languedoc. Géogr.*, t. 26, 1955; str. 13—59, 67—126.

Żwirry fluwioglacjalne starszego plejstocenu zawierają liczne otoczaki noszące ślady wietrzenia mrozowego i działania wiatru dokonanych *in situ*. Lessy często były przemieszczane soliflukcyjnie i zmieszane z okruchami geliwacyjnymi. Warstwy lessu zalegają często na przemian z tymi okruchami, co dowodzi, że osadzały się synchronicznie. Te osady lessowe tworzą *glacis* mniej lub więcej wymyte przez spłukiwanie i rozciągające się u stóp krawędzi zbudowanych z wapieni podatnych na wietrzenie mrozowe, zwłaszcza z wapieni hoterywu. Równocześnie działanie wiatru dodawało do tych utworów piasek eoliczny. Można wyróżnić trzy zimne okresy plejstoceńskie. Osady najstarsze są czerwone wskutek potężnego wietrzenia. Stratygrafia dwu młodszych utworów zimnych jest trudna do odczytania i być może, że zawierają one wiele drugorzędnych faz. W każdym razie ostatni okres zimny jest późniejszy od czasu tworzenia się skorupy wapiennej. Bowiem skorupy te, tak charakterystyczne dla pewnych żwirowisk, wykazują ślady wietrzenia mrozowego. Dla osadów starszego plejstocenu najbardziej charakterystyczne są ślady eolizacji. Utwory Rissu odznaczają się prawie regularnym zaleganiem lessu na osadach gruzu geliwacyjnego. Okres ten miał najsurowszy klimat. Würm był zapewne łagodniejszy. Działanie wiatru było bardzo silne we wszystkich tych okresach, co należy powiązać z położeniem obszaru (wzmocniony mistral). W Würmie spłukiwanie było tu o wiele intensywniejsze niż dalej na północy.

Świetne studium regionalne stanowiące cenny wkład do rekonstrukcji śródziemnomorskich klimatów czwartorzędowych.

J. Tricart

Władysław Szafer — Flora utworów soliflukcyjnych w Wadowicach (wiadomość tymczasowa). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 100: *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. VII, 1956.

Autor przedstawia wyniki badań szczątków flory i fauny, pochodzących z peryglacjalnych osadów o typowej strukturze soliflukcyjnej w Wadowicach. Znalezione i określono kilkanaście rodzajów i gatunków roślin nasiennych i mchów. Badania pozwoliły ustalić przewagę roślin lądowych, a wśród roślin nasiennych — panujący element arktyczno-alpejski. Wśród mchów stwierdzono przewagę elementu subarktycznego i borealnego.

Utwory soliflukcyjne, z których wydobyto szczątki flory należy wiązać z wpływem ostatniego zlodowacenia (Varsovien II). Stwierdzone pyłki drzew, a wśród nich i świerku wskazują, że soliflukcja wadowicka jest związana z okresem nieco cieplejszego klimatu w obrębie ostatniego zlodowacenia. Porównanie utworów soliflukcyjnych w Wadowicach z utworami soliflukcyjnymi w Krościenku nad Dunajcem wykazuje, że szczątki flory zawarte w nich są równowiekowe. Różnice polegają na odrębności facjalnej: w Wadowicach — facja podgórska; w Krościenku nad Dunajcem — facja górską. Dalsze poszukiwania na terenie Polski, zmierzające do wykrycia podobnych osadów pozwoliłyby na uzyskanie ściślejszych danych do badań flory i klimatu peryglacjalnego na Niżu i w Karpatach.

Badania osadów peryglacjalnych i zawartych w nich szczątków flory i fauny kopalnej są prowadzone na dużą skalę i poza granicami Polski. Na podkreślenie zasługują osiągnięcia uczonych w Związku Radzieckim (K. K. Markow i jego współpracownicy).

Zakrojone na dużą skalę badania peryglacialne prowadzone w Polsce stwarzają jeszcze większą potrzebę uzyskania liczniejszych stanowisk z danymi palynologicznymi. Większa ilość tego rodzaju stanowisk umożliwi dokładniejsze poznanie nie tylko flory i klimatu peryglacialnego, ale i stratygrafii osadów peryglacialnych.

H. Gawlik

M. Ters — La terrasse fluvio-pérglaciaire de la Vie, en Vendée. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 1955, no 249—250; str. 62—74.

Rzeka Vie w obrębie Masywu Armorykańskiego posiada fragmenty teras o wklęsłym profilu poprzecznym świadczącym o dopływie bocznych osadów pochodzenia soliflukcyjnego. Pokrywa soliflukcyjna osiąga miąższość 2—5 m. Nachylenie jej (średnio 0,1%) jest o wiele większe niż nachylenie osi dolinnej (0,02%); zapada ona pod rzeczno-morskie utwory wybrzeża. U podstawy przeważa materiał lokalny, pochodzenia soliflukcyjnego, bez śladów eolizacji piasków, z bardzo małym stopniem posortowania (krzywe granulometryczne silnie rozciągnięte). Stopień zaokrąglenia odłamków łupków i granitów jest bardzo mały, praktycznie równy zeru. Powyżej leżą lepiej posortowane piaski, a następnie ily spiaszczone o ziarnie również bardziej jednolitym, co wskazuje na znaczny stopień posortowania wodnego. Wreszcie na powierzchni znowu pojawia się materiał gruboziarnisty o dużej rozpiętości frakcji. Mułek powstał nie przez rozdrobnienie łupków, lecz przez kaolinizację skałeni. W Château de Vie w tej serii utworów obserwowano 3 kliny, wypełnione piaskiem ze śladami eolizacji. Kliny te mają cechy opisane przez Popowa i wskazują, że w okresie powstawania pokrywy dno doliny stanowiło arktyczną równinę bagnistą. Nabrzmięcia w obrzeżeniu klinów świadczą, że seria, która je przykrywa została złożona w czasie gdy powierzchnia ziemi była zmarznięta; kliny są więc utworami rozdzielającymi dwie serie materiału. Tworzą one sieć prostokątną. Po utworzeniu pokrywy miały miejsce dwie fazy: wcinania i zasypywania; uprawnia to do związania tej pokrywy z przedostatnim okresem zimnym.

Wspaniałe studium litologiczne, zawierające krzywe syntetyczne i diagramy, które dowodzą szerokiego rozprzestrzenienia teras klimatycznych, aż do krańców strefy wybrzeża.

J. Tricart

Jean Tricart — Cartes des phénomènes pérglaciaires quaternaires en France. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*, Paris 1956; 40 str., 3 mapy poza tekstem.

W 1949 r. A. Cailleux ogłosił mapę czwartorzędowych śladów peryglacialnych we Francji¹, a na kongresie w Waszyngtonie w 1952 r. przedstawił rękopisy trzech map, z których jedna zawierała współczesne zjawiska peryglacialne, druga — młode plejstoceńskie i trzecia prezentowała nieliczne fakty peryglacialne pochodzące ze starszego plejstocenu, z Villafranchien, z Günz i Mindel. Od tego czasu badania peryglacialne we Francji rozwinęły się bardzo intensywnie. Bardzo poważnie wzrosła ilość materiału i rozbudowane zostały studia ogólne, zwłaszcza w zakresie metod datowania kopalnych śladów peryglacialnego środowiska.

¹ A. Cailleux — Carte des actions pérglaciaires quaternaires en France. *B.S.C.G.F.*, Paris 1949.

Tricart opracował na kongres w Rio de Janeiro w 1956 r. trzy mapy faktów peryglacialnych we Francji i zaopatrzył je dość obszernym tekstem zawierającym charakterystykę faktów, ich interpretację oraz metody datowania. Pierwsza z tych map odnosi się do starszego czwartorzędu, druga przedstawia fakty oznaczone na Riss, trzecia wreszcie jest poświęcona peryglacialnym śladom würmskim.

Najmniej znane są ślady peryglacialnego środowiska pochodzące ze starszego plejstocenu. Niemniej ten skąpy jeszcze materiał pozwala na wyciągnięcie szeregu ogólnych wniosków. Na całym obszarze Francji aż do wybrzeży śródziemnomorskich działały procesy kongeliflukcji, geliwacji, erozji eolicznej oraz akumulacji lessu. Cała Francja znajdowała się poza granicą zwartego lasu, wobec czego granicy ówczesnych zjawisk peryglacialnych należy szukać dalej na południe we Włoszech i w Hiszpanii. Z charakterystyki struktur peryglacialnych wynika, że klimat był raczej umiarkowanie mroźny i wilgotny.

Natomiast peryglacialne objawy Rissu wskazują na klimat mroźny, bardzo surowy. Dowodzą tego potężne pokrywy zwietrzliny mrozowej typu *grève* oraz szeroko rozprzestrzenione kliny zmarzlinowe, które sięgają od Wandei aż do okolic Lyonu. Dość liczny inwentarz faktów peryglacialnych uważa Tricart za minimalny wyrażając pogląd, że wiele stanowiąc Rissu podano na mapie Würmu. Wynika to z niedostatku badań i trudności oddzielenia osadów na przykład stokowych wytworzonych w Rissie i przemodelowanych podczas Würmu. Na mapie śladów peryglacialnych Rissu podał autor tylko te, które zostały dokładnie zbadane i których wiek nie budzi żadnych wątpliwości.

Najbogatsza jest naturalnie mapa würmskich objawów peryglacialnych reprezentowanych przez osady, zaburzenia mrozowe i formy rzeźby. Znanę są piaski eoliczne i często podścielające je bruki zawierające głazy rzeźbione przez wiatr. Wśród utworów stokowych wyróżniono trzy główne facje: kongeliflukcję mulkową, *éboulis ordonnés* i usypiska grawitacyjne. Bardzo pospolite i potężnie rozwinięte są osady aluwialne. Wynika to w decydującym stopniu z obfitości dopływu materiału bocznego. Raczej rzadko w tych osadach dolinnych rozwinęły się terasy. Częściej wcięte są same koryta i zazwyczaj osady peryglacialne würmskie zalegają na dnach dolinnych, gdzie są pokryte tylko holocenijskimi osadami zalewowymi. Struktury peryglacialne są rzadsze. Kliny należą raczej do rzadkości, co autor tłumaczy względną łagodnością klimatu. Struktury poligonalne znane są z Bretanii, Charentes i z okolic Nîmes. Najczęstsze są plikacje i inwolucje — w sensie amorficznych inwolucji Jahna. Zdaniem Tricarta struktury te powstawały w wyniku zmian objętościowych w związku z nagromadzeniem lodu w utworach mulkowych i gneza ich nie jest związana z wieczną zmarzliną.

Rzeźba większej części Francji uległa znacznym przeobrażeniom w wyniku działania peryglacialnej morfogenezy w Würmie i poprzednich zimnych okresach. Najślabsze oddziaływanie tej morfogenezy stwierdzono w Kotlinie Akwitańskiej, w Alpach i w Jurze. Dla Pirenejów brak jest badań systematycznych. Dla Kotliny Paryskiej charakterystyczne są niskie wały z niewyraźnymi dolinami. Główne doliny posiadają potężne pokrywy *grèves*. Częsta jest asymetria dolin typu „ciepłego”. Równinę Saony tworzą potężne *glacis* akumulowane z Wyżyny Burgundzkiej oraz charakterystyczne stożki zwietrzliny mrozowej. Dla Causses typowe jest złagodzenie dolin krasowych dokonane pod wpływem geliwacji i kongeliflukcji oraz chemicznego wietrzenia peryglacialnego.

Klimat Würmu był bardzo mroźny w poziomie morza, na co wskazuje obecność licznych klinów, festonów, plikacji, inwolucji i iniekcji. Na północ od linii Bordeaux—Lyon ziemia była głęboko zmarznięta zimą. Zjawisko kongeliflukcji było powszechne. Panowały wiatry zachodnie i południowo-zachodnie. Szczególnie silne burze były charakterystyczne dla północno-zachodniej Francji, od Wandei po Ardenny. Obszar Cha-

rantes—Bordela's stanowił strefę przejściową. Miejsce kongeliflukcji zajęły tam *éboulis ordonnés*, co wskazuje na klimat łagodniejszy. Dość zagadkowo przedstawia się sprawa Akwitanii. Szeroko rozprzestrzeniona kongeliflukcja i doliny asymetryczne w Armagnac wskazują na klimat surowy. Wyjaśnienie pozostaje alternatywne: albo ślady te są starsze od Würmu, albo też sąsiedztwo Oceanu i przewaga cyrkulacji cyklonowej z zachodu były przyczyną ostrzejszego klimatu.

Zróżnicowanie objawów peryglacjalnych w czasie, tak szczegółowo przedstawione w pracy Tricart, skłania autora do obszernych wypowiedzi na temat metod datowania. Na pierwsze miejsce wysuwa on analizę utworów wietrzeniowych i efektów pedogenezy oraz cech geomorfologicznych. I tak na przykład, gleby czerwone zawierające bezwodny hematyt, cementacja wapienna (w wyniku intensywnego strącania CaCO_3), ztwardnienie lessu i brekcji dowodzą istnienia — poza Risseem — klimatu gorącego z wyraźną porą suchą na obszarze Francji śródziemnomorskiej. W interglacjale Riss—Würm na piaskach i skałach krzemianowych obfita orsztyniczacja w postaci skorup jest między innymi dowodem, że warunki pedogenezy w tym okresie były mało różne od holocenów. Różnica polegała głównie na tym, że był to okres bardzo długi, i że było wtedy znacznie cieplej. Stąd było większe zaawansowanie wietrzenia chemicznego i związany z tym dalej posunięty rozwój procesów stokowych.

Erozja rzeczna z przed Rissu była bardzo intensywna, dlatego też do rzadkości należały resztki pokryw aluwialnych staroplejstocenów. Tworzą one wysokie terasy niezmiernie trudne do wyróżnienia. Zazwyczaj są one oddzielone od młodszych teras potężnymi wcięciami sięgającymi często aż do podłoża. Bardzo często doliny nie są wcięte w młodszy plejstocen. Wobec tego pokrywy aluwialne Rissu i Würmu są prawie zawsze złożone z jednego i drugiego. W górnych odcinkach dolin obie pokrywy niejednokrotnie się zbiegają.

Dzięki pracy Tricart Francja posiada obecnie najpełniejszy obraz zróżnicowanego w czasie i w przestrzeni środowiska peryglacjalnego. Niezależnie od ogromnej, własnej pracy autora stało się to możliwe jedynie dlatego, że we Francji bardzo wielu badaczy przeprowadziło mnóstwo szczegółowych badań. Żałować należy, że Tricart nie spróbował — choćby dla Würmu — przedstawić na mapie poszczególnych dziedzin morfoklimatycznych i że nie określił ogólnego stylu modelowania poszczególnych krain Francji. Niektóre terminy, jak inwolucje i zwłaszcza plikacje nie zostały przez autora sprecyzowane i trudno się zgodzić z opinią Tricart, że inwolucje powstawały bez obecności zmarzliny. Kryterium klinów zmarzlinowych jako wskaźnika klimatycznego jest w zasadzie słuszne. Jednakże w przedstawieniu Tricart brak dostatecznej dokumentacji. Istnieją bowiem, jak wiadomo, różne kategorie klinów. I tak na przykład, płytkie kliny jednoroczne nie są związane z wieczną zmarzliną. Nie są też one wskaźnikami bardzo surowych warunków peryglacjalnych. Wydaje się, że znajomość środowiska klimatycznego poszczególnych struktur peryglacjalnych nie jest jeszcze dostateczna. Dlatego też oparte na tych strukturach wnioskowanie o dawnych warunkach klimatycznych nie jest dotąd absolutnie pewne.

Ź. Dylik

Konrad Wiche — Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. *Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien*, Bd. 95, H. 7—12, 1953; str. 143—166, 2 rys. w tekście, 4 fot.

Autor omówił na tle najnowszych publikacji oraz wyników własnych obserwacji terenowych zagadnienie genezy i wieku pokryw stokowych o charakterze brekcji. Osady

tego typu występują bardzo pospolicie w wapiennej części Alp Wschodnich i od dawna stanowiły przedmiot wielu studiów i różnych interpretacji. Brekcje składają się zasadniczo z ostrokrawędzistego, spojonego lepiszczem, różnoziarnistego gruzu wapiennego lub dolo-mitowego. Zdaniem autora utwory te są kopalnymi stożkami usypiskowymi. O takim charakterze genetycznym świadczy nie tylko charakter strukturalny i teksturalny materiału, lecz także fakt położenia brekcji u stóp stromych, wapiennych ścian skalnych. Ślady przemieszczenia materiału w dół stoku są na ogół nieliczne i zazwyczaj ograniczają się do niektórych tylko części zespołu akumulacyjnego.

W dotychczasowej literaturze, także i najnowszej, uwidacznia się pewna rozbieżność zdań dotyczących zagadnienia wieku oraz genezy tych utworów. Większość autorów na ogół zgodnie uważa, że brekcje stokowe Alp powstały w plejstocenie, w jednym z interglacjałów. O takim wieku świadczy najlepiej roślinność znaleziona w najbardziej znanej i typowej brekcji koło Höttingen w pobliżu Salzburga. Powstanie jej zazwyczaj wiąże się z interglacjałem Mindel—Riss lub Riss—Würm. Istnieje również pogląd o przedplejstocenijskim wieku niektórych osadów tego typu. Zdaniem autora, który krytycznie omówił jedną z najnowszych prac reprezentujących ten pogląd, wniosek o przedplejstocenijskim wieku brekcji opiera się na nie wystarczających, bo tylko wysokościowych przesłankach. Decydujące znaczenie dla występowania brekcji stokowych ma charakter petrograficzny skał a nie wysokość położenia nad poziomem morza. W związku z tym stwierdzeniem należy uznać, że przedplejstocenijski wiek brekcji stokowych Alp Wschodnich nie został udowodniony.

Autor uważa, że brekcje stokowe są osadami plejstocenijskimi i że mogły się one tworzyć w różnych interglacjałach. Wiek poszczególnych pokryw tego typu jest trudny do określenia ze względu na brak jednolitej, ogólnie przyjętej chronologii plejstocenu oraz brak syntetycznych opracowań paleobotanicznych, które pozwoliłyby na dokładne paralelizowanie poszczególnych okresów interglacyjnych.

Duże różnice zdań istnieją również w odniesieniu do zagadnienia charakteru genetycznego brekcji. Autor, nie negując możliwości powstawania brekcji na drodze tektonicznej, polemizuje z tezami wysuniętymi ostatnio w pracy Paschingera o tektonicznej genezie brekcji alpejskich. Polemika między autorami toczy się na przykładzie klasycznego odsłonięcia brekcji koło Höttingen na południowym stoku łańcucha Solstein.

Brekcja stokowa w Höttingen wykazuje wyraźną trójdzielną wynikającą z różnej wysokości położenia na stoku poszczególnych członów akumulacyjnych, zróżnicowania materiału oraz wyraźnych dyskordancji sedymentacyjnych. Najwyżej leżącą, a zarazem i najmłodszą część zespołu akumulacyjnego tworzy blisko 30-metrowej miąższości seria warstwowanego zgodnie ze stokiem, ostrokrawędzistego i drobnoziarnistego gruzu wapiennego. Materiał ten pochodzi ze stromej krawędzi występującej na wysokości 1800—2000 m. Serię tę podściela kompleks gruboziarnistego i ostrokrawędzistego gruzu wapiennego miąższości ponad 100 m pochodzącego ze stromego progu skalnego, który znajduje się na wysokości 1500—1700 m. Od następnej, stromej krawędzi, występującej na wysokości 1000 m, pochodzi materiał tworzący najniższą a zarazem najstarszą część brekcji. Gruz wapienny jest przemieszany z odłami pstręgo piaskowca i wykazuje wyraźne, horyzontalne warstwowanie.

Spągową część brekcji na ogół zgodnie uznaje się za kopalne formy ruchu mas typu murów. Duże rozbieżności istnieją natomiast w interpretacji obu wyższych serii.

Paschinger jest zdania, że obie wyższe serie reprezentują brekcie tektoniczną. Genezę jej należy wiązać z interglacjalnymi ruchami tektonicznymi, które spiętrzyły serię wapienną płaszczowiny Innu i przesunęły ją w stosunku do niżej leżącej płaszczowiny Lechu o blisko 300 m. W ten sposób powstały zdaniem Paschingera strome ściany

skalne, z których w czasie trwania ruchów tektonicznych sypał się w potężnych ilościach ostrokrawędzisty gruz skalny. Tezę tę Paschinger oparł na stwierdzeniu, że brekcje stokowe występują jedynie w strefie krawędziowej odkorzenionych jednostek tektonicznych, a brak ich jest w częściach centralnych Alp oraz we wszystkich grupach górskich, które mają inny charakter tektoniczny. Negatywnie ustosunkowuje się Paschinger do koncepcji klimatycznej genezy brekcji. Tak duża ilość gruzu skalnego mogłaby, jego zdaniem, powstać w wyniku wietrzenia mechanicznego tylko w klimacie suchym o opadach niższych niż 250 mm rocznie lub też w klimacie bardzo mroźnym. Na obszarze Alp takich warunków nie było w żadnym interglacjale.

Wiche uważa, że rozumowanie Paschingera opiera się na mylnych przesłankach, ponieważ intensywne wietrzenie mechaniczne może działać nie tylko w warunkach klimatu suchego, lecz także i półsuchego. Nie przekonywujący jest również, zdaniem Wichego, argument Paschingera o słabej współczesnej działalności mrozowej w strefie występowania brekcji, ponieważ opiera się on na danych dotyczących temperatury powietrza a nie gruntu. Z wielu doświadczeń wiadomo, że częstotliwość wahań temperatury około zera jest dwa do trzech razy większa w podłożu. O klimatycznej genezie brekcji stokowych świadczy również, zdaniem Wichego, ich regionalne rozmieszczenie. Brekcje stokowe występują we wszystkich grupach górskich Alp, bez względu na ich charakter tektoniczny. O występowaniu lub braku brekcji stokowych decyduje nie tektonika lecz litologia.

Wiche uważa, że alpejskie brekcje stokowe powstały w wyniku intensywnego wietrzenia mechanicznego w klimacie półsuchym. Według danych paleobotanicznych i gleboznawczych klimat interglacjalny na obszarze Alp odznaczał się silnymi, dobowymi kontrastami termicznymi i był, w porównaniu ze stosunkami współczesnymi, bardziej suchy i ciepły. Wskutek przesunięcia się ku północy pasa passatów Alpy znalazły się w interglacjale w strefie takiego klimatu, który współcześnie panuje na obszarze Wysockiego Atlasu. Duża amplituda dobowych wahań temperatury, szczególnie silnie zaznaczająca się w porach letnich optimum klimatycznego, sprzyjała rozwinięciu się procesów wietrzenia insolacyjnego. W przejściowych porach roku przeważało wietrzenie mrozowe typu subtropikalnego. Procesy te szczególnie energicznie atakowały strome ściany skalne i powodowały stałe i szybkie ich cofanie się. U stóp cofających się progów powstawała lekko wypukła powierzchnia ścięcia, którą stopniowo pokrywały potężne ilości gruzu formujące się w stożki usypiskowe. Wypukły profil powierzchni ścięcia, brak śladów korazyjnego ich przemodelowania oraz brak wyraźnych struktur spływowych w obrębie materiału gruzowego świadczy, zdaniem autora, o tym, że gruz zwietrzelinowy nie był transportowany w dół stoku.

Z kolejnego nakładania się poszczególnych ogniw akumulacyjnych wynika następstwo zmian klimatycznych, a w związku z tym i głównych procesów morfogenetycznych. Najstarsza część brekcji reprezentująca kopalne mury powstała w rezultacie wietrzenia mrozowego i transportu materiału w warunkach klimatu zimnego i wilgotnego w schyłkowej fazie glacjału. Dalsze ogniwa akumulacyjne tworzyły się już w warunkach półsuchego i ciepłego optimum klimatycznego w wyniku wietrzenia insolacyjnego oraz mrozowego, typu subtropikalnego. Wietrzenie to rozwijało się początkowo na obszarze nisko położonych den dolinnych, a następnie w miarę polepszania się warunków klimatycznych atakowało coraz wyżej położone stoki i krawędzie skalne.

Autor oczywiście nie neguje, że w Alpach występują również brekcje stokowe zawierające wyraźne ślady przemieszczenia materiału typu kongeliflukcyjnego. Pokrywy tego rodzaju występują zazwyczaj znacznie niżej, na stokach bardzo słabo nachylonych i normalnie nie wykazują związku genetycznego z jakimś określonym progiem skalnym.

Brekcje tego typu reprezentują kopalne, kongeliflukcyjne strumienie gruzowe z okresu glacialnego.

Autorowi są znane podobne utwory stokowe z obszaru wapiennego Wysokiego Atlasu. Brekcje te, mimo dużego podobieństwa zewnętrznego z alpejskimi, tworzyły się jednak w innym czasie i w innych warunkach klimatycznych. Utwory te są znacznie lepiej zachowane, tworzą zwarty pancerz otaczający wszystkie stoki poniżej współczesnej strefy wietrzenia mrozowego i wykazują w swej strukturze znamiona intensywnego transportu materiału typu arktycznej soliflukcji. W stosunku do den dolinnych opadają zazwyczaj stromą 100-metrową krawędzią, chociaż znane są również wypadki, że schodzą na ich poziom w postaci potężnych stożków. Powierzchnie denudacyjne, które formowały się w rezultacie cofania się stromych krawędzi i progów skalnych, zatraciły swój pierwotny profil; są przemodelowane przez korazyjną działalność transportowanego materiału. Z przytoczonych przez autora obserwacji wynika wniosek, że brekcje Wysokiego Atlasu reprezentują kopalne pokrywy kongeliflukcyjne, które mogły tworzyć się tylko w klimacie o znacznie niższych niż obecnie temperaturach i występowaniu przynajmniej okresowej zmarzliny. Takie warunki klimatyczne panowały w strefie występowania brekcji w ostatnim okresie pluwialnym, synchronicznym z ostatnim zlodowaceniem.

Przedstawione przez Wichego wnioski dotyczące wieku i genezy brekcji stokowych Wysokiego Atlasu nie budzą zastrzeżeń. Przekonywujące są również dowody interglacialnego wieku i klimatycznej genezy brekcji alpejskich, chociaż w tym wypadku niektóre tezy autora mogą budzić pewne wątpliwości.

Wydaje się, że autor niezbyt wyraźnie zaakcentował charakter peryglacialny brekcji alpejskich, mimo że taki wniosek wynika wyraźnie z przedstawionych faktów. Brekcje stokowe Alp powstawały wprawdzie w interglacjale, ale w wysokogórskiej, peryglacialnej strefie wietrzenia mechanicznego. Strefa ta, jak słusznie wnioskował Wiche, przesunęła się w interglacjale, w miarę polepszania się klimatu, na coraz wyżej położone części górotworu. Z przytoczonych przez autora argumentów, że klimat interglacialny był cieplejszy i suchszy niż obecnie, wynika logicznie wniosek, że w fazie optimum klimatycznego strefa wietrzenia peryglacialnego leżała w Alpach wyżej niż współcześnie, a w każdym razie powyżej występowania strefy brekcji. Z tym wnioskiem nie bardzo zgadza się teza Wichego, że zasadnicza część brekcji z Höttingen, tak zwana „biała brekcja”, powstała w fazie optimum interglacjału jako rezultat wietrzenia insolacyjnego i mrozowego typu subtropikalnego. W świetle przytoczonych przez autora faktów bardziej prawdopodobne wydaje się przypuszczenie, że materiał tworzący brekcję powstawał wyłącznie we wczesnej fazie interglacjału, gdyż tylko wówczas strefa najintensywniejszego, peryglacialnego wietrzenia mechanicznego mogła pokrywać się ze strefą występowania brekcji. O ile taki wniosek byłby słuszny, wówczas należałoby zastanowić się, czy rzeczywiście brekcje alpejskie są kopalnymi stożkami usypiskowymi. Wydaje się, że w świetle przytoczonych argumentów, można je raczej uznać za pokrywy stokowe typu *grèzes lités*. O takim charakterze genetycznym może również świadczyć zgodne ze stokiem warstwowanie materiału, które wprawdzie najlepiej zaznacza się w najstarszym i najmłodszym członie akumulacyjnym, ale występuje nierzadko, jak wynika z wypowiedzi autora, również i w obrębie „brekcji białej” uważanej za typowy stożek usypiskowy. Taka interpretacja genetyczna nie jest sprzeczna z pozostałymi faktami morfologicznymi, a więc brakiem struktur kongeliflukcyjnych i korazyjnego przemodelowania podłoża, czy też z zachowaniem się wypukłości profilu powierzchni denudacyjnych powstałych w rezultacie cofania się krawędzi.

Publikacja Wichego stanowi cenną pozycję w literaturze morfologicznej. Na szczególne podkreślenie zasługuje nowoczesność postępowania badawczego autora oraz oparcie

wniosków na możliwie pełnej charakterystyce środowiska morfogenetycznego a nie na poszczególnych jego elementach.

T. Klatka

Karel Žebera — Výsledky výzkumu kvartérních sedimentů v Předmostí u Přerova na Moravě za rok 1952. *Antropozoikum*, 3, 1953; str. 139—170, 5 rys., 2 pozaekstem, 4 fot.

K. Žebera przedstawił bardzo interesujące wyniki badań geologicznych, które przeprowadzono w roku 1952 na obszarze znanego stanowiska paleolitycznego w Przedmościu na Morawach.

Przedmość jest stanowiskiem paleolitycznym dobrze znanym w literaturze zarówno czeskiej jak i zagranicznej. Ostatnio na skutek eksploatacji lessów i glin lessowych stanowisko uległo poważnemu zniszczeniu. Z dawnego pagórka Hradištko stanowiącego kulminację pozostał w 1952 r. nieduży cokol zbudowany z dewońskich wapieni i pokrywających je lessów i glin lessowych oraz osadów kongeliflukcyjnych.

Dotychczasowe badania nie ustaliły stratygrafii osadów zawierających zabytki paleolityczne. Dlatego też autor postanowił przeprowadzić szczegółowe badania geologiczne i wykonać zdjęcie topograficzne cokołu oraz otaczających go ścian lessowych.

Prace badawcze w 1952 r. rozpoczęto na ścianie południowej i kontynuowano je następnie na ścianie wschodniej. Ogółem starannie oczyszczono i skrupulatnie przeanalizowano 127 m bież. ściany. Szkice terenowe sporządzano początkowo w skali 1 : 100, a następnie 1 : 10. Szczególnie dokładnie sprofilowano ścianę wschodnią na odcinku 111—127 m. Ważnym bodźcem dla zwrócenia uwagi na ten właśnie odcinek profilu było znalezienie przez autora odlupka paleolitycznego w strefie kongeliflukcyjnej.

Profil osadów czwartorzędowych odsłonięto tu do głębokości 5,5 m. Na powierzchni leży holeczeński, autochtoniczny horyzont glebowy A, który spoczywa na subfosylnym, allochtonicznym czarnoziemowym horyzoncie A. Poniżej występuje brązowy horyzont B, a następnie macierzysty, lessowy horyzont C. W spągowej części lessu zaznacza się bardzo wyraźnie strefa kongeliflukcyjna, która w ścianie południowej składa się z trzech, a w ścianie wschodniej z czterech poziomów. Górny poziom kongeliflukcyjny tworzy zgliniony brązowy less spoczywający na allochtonicznym lessie. Dwa niższe ogniwa kongeliflukcyjne reprezentują kolejno: czerwonoróżowa glina lessowa i lekko tylko przemieszczony horyzont B następnej, niższej serii lessowej. W dolnej części stropowego lessu, w czerwonoróżowej glinie oraz w górnej części spągowego, zglinionego lessu występują liczne zwietrzałe odłamki wapienia dewońskiego pochodzące z pagórka Hradištko. Z tego samego miejsca pochodzi również *terra rossa* zabarwiająca na czerwono glinę lessową trzeciego (od góry) poziomu kongeliflukcyjnego.

W obydwu najstarszych ogniwach serii kongeliflukcyjnej występują pospolicie narzędzia kultury mustierskiej. W lessie allochtonicznym, a więc w bezpośrednio nadległym horyzoncie znaleziono już tylko jeden odlupek, a w najmłodszym, górnym ogniwie serii kongeliflukcyjnej poszukiwania dały rezultat całkowicie negatywny. W czasie badań terenowych zebrano łącznie 154 narzędzia i odlupki. Narzędzia są wykonane głównie z kwarcu, a nieliczne tylko z kwarcytu, rogowca, radiolarytu; krzemiennych narzędzi nie znaleziono.

Autor wiąże powstanie spągowego lessu z pierwszym stadiem Würmu, kongeliflukcyjną czerwonoróżową glinę lessową i nadległy allochtoniczny less z drugim stadiem, a górny horyzont kongeliflukcyjny i stropowy less z najmłodszym stadiem Würmu.

Narzędzia kultury mustierskiej dwu najniższych ogniw kongeliflukcyjnych wystę-

pują oczywiście na złożu wtórnym. Zdaniem autora wielkość przemieszczenia narzędzi jest nieduża, gdyż waha się od kilkudziesięciu cm w najniższym poziomie kongeliflukcyjnym do kilku m w obrębie czerwono-brązowej gliny lessowej. Nie można wykluczyć możliwości, że niektóre narzędzia w najniższym poziomie mogą znajdować się nawet *in situ*. Na to wskazuje stopniowy zanik śladów kongeliflukcji, która bez wyraźnej granicy przechodzi w autochtoniczny spągowy less.

Wyniki badań w Przedmościu są doniosłe. Po raz pierwszy zaobserwowano na obszarze Moraw bezpośrednio w terenie miejsce osadnictwa mustierskiego i ustalono jego pozycję stratygraficzną. Dotychczasowe badania nie ustaliły stratygrafii osadów plejstocenijskich w Przedmościu. W publikacjach można było znaleźć jedynie bardzo ogólne dane o występowaniu tu dwóch serii lessowych oraz rozdzielających je glin i lessu kamienistego, który uznano za warstwę kulturową. Ważną przyczyną takiego stanu było skierowanie przez autorytety badań typologicznych na złe tory oraz prowadzenie badań powierzchownie i nieodpowiednim sprzętem. Bez większego uzasadnienia zakładano wówczas, że na Morawach nie rozwinęła się kultura mustierska i zgodnie z tym narzędzia typologicznie różne zaliczano do kultury oryniackiej i madleńskiej. Przyczynę złego rozzeznania pozycji stratygraficznej stanowiska w Przedmościu stanowiła również nieznaną jomość zjawisk kongeliflukcyjnych. Dopiero badania przeprowadzone w 1952 r. pod kierownictwem autora wykazały, że w efekcie kongeliflukcyjnego przemieszczenia różne horyzonty kulturowe znajdują się bardzo blisko siebie, a często nawet są tak przemieszane, że starsze leżą na młodszych. Starsi badacze nie znając natury procesów kongeliflukcyjnych łączyli różne horyzonty stratygraficzne i kulturowe w jeden poziom.

Żebera uważa, że w świetle przeprowadzonych badań geologicznych można stwierdzić, że w Przedmościu rozwijały się przemysły paleolityczne, od okresu mustierskiego po madleński włącznie. Oczywiście miejsce mieszkalne nie zawsze było ściśle to samo. Przedmioty kulturowe występują w różnych miejscach i w różnych horyzontach stratygraficznych, które można paralelizować tylko wtedy, gdy znana jest dokładnie budowa geologiczna osadów.

Badania geologiczne w Przedmościu przeprowadzono niezwykle starannie i szczegółowo. Stanowią one przykład wzorowego, nowoczesnego sposobu prowadzenia badań terenowych i z tego już względu zasługują na uwagę. Ważne są oczywiście cenne wnioski stratygraficzne, ale wydaje się, że główną zasługą autora jest zwrócenie uwagi na wielkie znaczenie znajomości procesów peryglacialnych, a w szczególności kongeliflukcji dla badań paleolitycznych.

T. Klatka