

Stefan Kozarski, Karol Rotnicki

Poznań

INWOLUCJE W SANDRZE STADIUM POZNAŃSKIEGO NA POŁUDNIE OD GNIEZNA

Zarys treści

W sandrze stadium poznańskiego ostatniego zlodowacenia, około 2 km na południe od Gniezna, znajduje się kilka generacji inwolucji peryglacialnych. Na podstawie szczegółowej analizy autorzy podają wiek względny inwolucji oraz przedstawiają próbę określenia ich genezy. Autorzy są zdania, że zbadane przez nich inwolucje mimo pewnego podobieństwa w przekrojach geologicznych do struktur inwolucyjnych związanych ze środowiskiem tundry, powstały w strefie gruzowej peryglacialnej dziedziny morfologiczno-klimatycznej i wykazują pewne cechy gleb komórkowych.

WSTĘP

Podczas jednego z wyjazdów terenowych, we wrześniu 1960 roku, prof. dr B. Krygowski i dr St. Konieczny zademonstrowali nam ciekawy przykład zaburzeń glacictonicznych o małej skali, jakie występują w sandrze na południe od Gniezna. Poza tym prof. dr B. Krygowski zwrócił przy tej okazji uwagę na zaburzenia peryglacialne o charakterze inwolucji widoczne w tej samej zwirowni. Wspomniane zaburzenia glacictoniczne zostały opracowane przez B. Krygowskiego (1960), natomiast autorzy przeprowadzili w październiku 1960 roku bardziej szczegółowe obserwacje zaburzeń inwolucyjnych. Prof. dr B. Krygowskiemu i dr St. Koniecznemu składamy podziękowanie za wskazanie nam tego interesującego stanowiska.

Zaburzeniami inwolucyjnymi w sandrze pod Gnieznem zajęliśmy się szczególnie z kilku powodów: (1) występują one w osadach ostatniego zlodowacenia; (2) charakter zaburzeń inwolucyjnych, istnienie kilku poziomów i rodzajów tych zaburzeń o różnym stopniu rozwoju pozwala na dostarczenie pewnych nowych danych dotyczących genezy zaburzeń inwolucyjnych w ogóle; (3) sytuacja geomorfologiczna poniżej opisanych struktur inwolucyjnych umożliwiła dokładne i niedwuznaczne określenie czasu ich powstania oraz typu strefy peryglacialnej, w jakiej się kształtowały. Ten pierwszy fakt wymieniony w niniejszym punkcie jest o tyle ważny, że dotychczas najczęściej sprawę wieku struktur peryglacialnych,

występujących na obszarze ostatniego zlodowacenia traktowano generalnie, przyjmując, że powstały one w jednym okresie, np. w młodszym dryasie.

Do niedawna panowało przekonanie, że obszar objęty ostatnim zlodowaceniem, po wycofaniu się lądolodu, był pozbawiony wiecznej zmarzliny. Najlepszym tego przykładem może być pogląd H. Posera (1948). Zasadza się on na fakcie, że na obszarze ostatniego zlodowacenia nie znaleziono dolin asymetrycznych, klinów mrozowych, a inwolucje występują tylko w kilku miejscach i to w niższych horyzontach, które były pokryte przez ostatni lądolód i przysypane jego osadami. Zdaniem H. Posera zjawisko to świadczy o tworzeniu się wiecznej zmarzliny już w czasie transgresji lądolodu. Równocześnie oznacza ono, iż polepszenie się warunków klimatycznych, które spowodowało regresję lądolodu musiało osiągnąć dość znaczny stopień zaawansowania, uniemożliwiając nie tylko dalszy rozwój wiecznej zmarzliny, lecz także jej utrzymanie się. Nietrudno wykazać powierzchowność tego rodzaju rozumowania, gdyż fakt niezalezienia struktur peryglacialnych w osadach ostatniego zlodowacenia niekoniecznie musi dowodzić ich nieobecności w tych osadach.

Zaledwie kilka lat po opublikowaniu swego artykułu H. Poser mógł się przekonać, że jego pogląd jest sprzeczny ze stanem faktycznym, zaczęły się bowiem mnożyć prace, w których donoszono o występowaniu struktur peryglacialnych różnych typów w osadach ostatniego zlodowacenia. K. Richter (1951) i A. Dücker (1954) znaleźli inwolucje w osadach zlodowacenia Wisły w północnozachodnich Niemczech. H. Lembke (1954) wykazał peryglacialny charakter przekształceń rzeźby młodogłacialnej w rejonie Freienwalde na terenie NRD, a H. Schulz (1956), J. Sekyra (1957), H. Kliewe (1957/58, 1959) i przede wszystkim H. Liedtke (1957/58) dostarczyli licznych wiadomości o występowaniu w osadach ostatniego zlodowacenia na obszarze Brandenburgii i Meklemburgii znacznej ilości struktur peryglacialnych typu inwolucji, klinów zmarzlinowych i osadów kongeliflukcyjnych, wskazujących na obecność zmarzliny zarówno w czasie regresji ostatniego lądolodu, jak i w późnym glacialu. W północnej Polsce objętej ostatnim zlodowaceniem, obecność struktur i stokowych osadów peryglacialnych została podana w pionierskich pracach J. Dylika (1956) i Ł. Pierzchałko (1956), a później także w pracach kilku innych badaczy (S. Kozarski 1958, 1962; J. E. Mojski 1958, 1960; H. Maruszczak 1960; K. Rotnicki 1960).

Choć pogląd H. Posera (1948) — jak wynika z wyżej przedstawionych danych — o braku wiecznej zmarzliny i związanych z nią struktur peryglacialnych na obszarze ostatniego zlodowacenia jest nieaktualny od kilku lat to jednak wiedza o środowisku peryglacialnym na tym obszarze, procesach związanych z nim oraz strukturach i czasie ich powstania jest jeszcze

niedostateczna. Z tego powodu niniejsze opracowanie może stanowić jeszcze jeden przyczynek dla lepszego poznania procesów, jakie działały na obszarze ostatniego zlodowacenia w czasie gdy był on objęty peryglacialną dziedzina klimatyczną.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA I GEOMORFOLOGICZNA STANOWISKA INWOLUCJI

W okolicy Gniezna występują dwa ciągi spiętrzonych moren czołowych. Na południe od miasta przebiegają moreny czołowe stadium poznańskiego, stanowiące przedłużenie łańcucha moren czołowych występującego w okolicy Poznania. Na północ od Gniezna, w odległości 2 km od moren czołowych stadium poznańskiego znajduje się drugi ciąg moren czołowych (fig. 1). Według badań S. Kozarskiego (1962) są to moreny

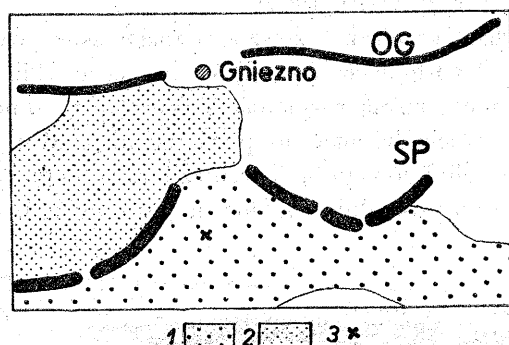


Fig. 1. Sytuacja geomorfologiczna stanowiska inwolucji w sandrze pod Gnieznem

1. sandr stadium poznańskiego; 2. sandr oscylacji gnieźnieńskiej; 3. odkrywka z inwolucjami; SP — moreny czołowe stadium poznańskiego; OG — moreny czołowe oscylacji gnieźnieńskiej

czołowe, które powstały w rezultacie jednej z oscylacji lądolodu, wycofującego się z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Oscylację tę S. Kozarski nazwał „oscylacją gnieźnieńską”. Badania tego autora wykazały również, że w okolicy Gniezna występują dwa poziomy sandrowe. Wyższy poziom powstał w czasie stadium poznańskiego. Powierzchnia proksymalnej części tego sandru leży w poziomie 125—126 m n.p.m., opadając łagodnie na południe. Od północy, w przerwie moren czołowych stadium poznańskiego, graniczy on z położonym od siebie niżej o 7—8 m sandrem oscylacji gnieźnieńskiej. Powierzchnia sandru oscylacji gnieźnieńskiej opada w kierunku zachodnim. Sandr ten w okolicy Pobiedzisk

przecina moreny czołowe stadium poznańskiego przechodząc na ich południową stronę. Wyniki badań S. Kozarskiego, dotyczące rozgraniczenia tych dwóch poziomów sandrowych i określenia ich względnego wieku przytoczono z tego powodu, że pozwolą one w toku dalszych rozważań na dokładne określenie czasu powstania opisanych zaburzeń inwolucyjnych.

Zaburzenia inwolucyjne występują w wyżej opisanej proksymalnej części sandru stadium poznańskiego. Są one odsłonięte w dużej żwirowni położonej na wschód od szosy z Gniezna do Wrześni, w odległości około 2 km na południe od Gniezna. Budowę sandru najlepiej ukazuje zachodnia ściana odkrywki o długości około 150 m i wysokości 6—10 m. Występujący tu materiał to charakterystyczne dla sandru żwiry i piaski osadzone w fazach sedimentacji wydmowej i płaskiej oraz w mniejszym stopniu mulki, z którymi w głównej mierze związane są zaburzenia inwolucyjne. Wszystkie warstwy są ułożone poziomo. Jak już wspomniano na wstępie w odkrywce tej są również widoczne zaburzenia glacitektoniczne osadów sandrowych (B. Krygowski 1960).

Zaburzenia glacitektoniczne, zresztą o małej skali, występują jedynie w północnej części odsłonięcia (fig. 2) w postaci antykliny wykształconej w piaskach i żwirach, której rozpiętość skrzydeł przy dnie odkrywki wynosi 12—13 m. Dochodzi ona do powierzchni sandru, która ścina ją. Dalej w kierunku południowym brak tych zaburzeń — piaski, żwiry i mulki są ułożone prawie horyzontalnie. Widoczne jest jedynie bardzo nieznaczne

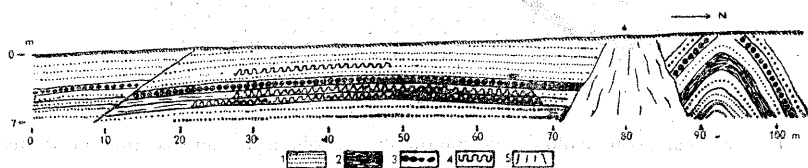


Fig. 2. Odkrywka w sandrze stadium poznańskiego (schematyczny rysunek ściany zachodniej)

1. piaski i żwiry; 2. mulki; 3. warstwy kamieni; 4. poziomy inwolucyjnie; 5. oсыпisko

wybrzuszenie wielkopromienne, obejmujące wszystkie utwory od spągu do stropu odkrywki, którego amplituda nie przekracza 1 m przy rozpiętości około 45 m. Wreszcie w południowej części odkrywki występuje uskók odwrócony o rzucie wielkości około 0,75 m, obejmujący również całą serię odsłoniętych utworów. Niestety nie udało się stwierdzić rodzaju powiązania, jakie istnieje między antykliną a utworami sandrowymi prawie horyzontalnie warstwowanymi, w odrębnie których występuje nieznaczne wielkopromienne wygięcie warstw oraz uskók, ponieważ między antykliną

a pozostałą, południową częścią ściany odkrywki istnieje duże osypisko. Z niewielkich rozmiarów antykliny i pozostałych zaburzeń glacictektonicznych wnosimy, że nie sięgają one głęboko i stanowią powierzchniowe zaburzenia serii sandrowej, sięgające do kilku metrów w głąb. Odpada więc możliwość interpretowania utworów budujących antyklinę jako utworów starszych, wyciśniętych z podłoża. Ewentualność taka jest tym bardziej niemożliwa w odniesieniu do utworów prawie horyzontalnie warstwowanych, objętych jedynie uskokiem odwróconym o niewielkim zrzucie, które występują w przeważającej części odkrywki. Wszystkie utwory budujące sandr, a więc piaski, żwiry i mulki były akumulowane w czasie stadium poznańskiego. Wyżej wspomniane zaburzenia glacictektoniczne są dowodem pewnych oscylacji krawędzi lądolodu pod koniec jego postoju na linii moren czołowych stadium poznańskiego. W rezultacie tangencyjnych nacisków lądolodu powstały niewielkie zaburzenia glacictektoniczne w sandrze tego stadium.

Inwolucje są widoczne w południowej części zachodniej ściany odkrywki w obrębie horyzontalnie warstwowanych utworów sandrowych oraz we wschodniej, już nie eksploatowanej części żwirowni. Rozprzestrzenienie zaburzeń krioturbacyjnych w sandrze pod Gnieznem jest ściśle związane z występowaniem mulków.

SZCZEGÓŁOWA ANALIZA ZABURZEŃ INWOLUCYJNYCH

ZABURZENIA INWOLUCYJNE W ZACHODNIEJ ŚCIANIE ODKRYWKI

Wysokość ściany odkrywki w południowej części wynosi około 7 m. W dolnej części odsłonięcia występują drobnoziarniste piaski horyzontalnie warstwowane. Są one kilkakrotnie przewarstwione mulkami (fig. 3). Pierwotna miąższość poszczególnych warstw mulkowych mogła wynosić około 20—30 cm. Obecnie mulki stanowią spągowe części serii zaburzonych przez procesy krioturbacyjne i są one silnie przemieszane z piaskami drobnoziarnistymi nadległych warstw. W zachodniej ścianie odkrywki występują trzy, a nawet cztery serie utworów zaburzonych, które są położone na różnych głębokościach (fig. 3). Miąższość poszczególnych serii waha się w granicach 40—70 cm, a rozciągłość pozioma wynosi około 20 m. Mulki bardzo łagodnie wyklinowują się i zarówno na północ, jak i na południe już nie występują w tej odkrywce. Jednocześnie z wyklinowywaniem się warstw mulkowych zanikają zaburzenia krioturbacyjne, obejmujące także nadległe piaski drobnoziarniste. Nie ma zaburzeń tam, gdzie występują jedynie piaski drobnoziarniste. W dolnej części odkrywki, na głębokości od 4,5 do 6,0 m, są widoczne dwie, miejscami

trzy serie zaburzonych utworów mułkowo-piaszczystych. Czwarta generacja inwolucji jest położona nieco wyżej, na głębokości około 3 m, ponad charakterystycznym horyzontem kamienistym o miąższości 40 cm, widocznym na całej długości ściany.

W skład każdej generacji zaburzeń wchodzi dwa rodzaje utworów, mułki i piaski. Strefy zaburzeń są ograniczone od spągu wyraźnymi płaszczyznami warstwowania (fot. 2), pod którymi występują niezaburzone piaski warstwowane horyzontalnie (fig. 3, 4) lub niższa strefa piaszczysto-

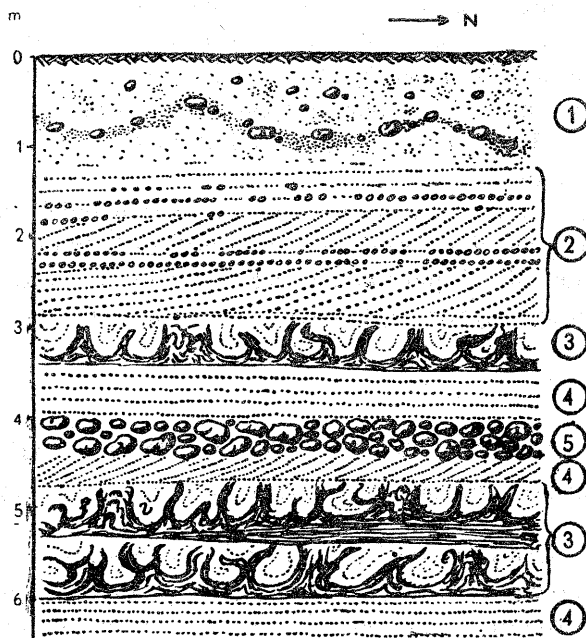


Fig. 3. Fragment zachodniej ściany odkrywki

1. piasek bezstrukturalny z glazikami; 2. piasek gruboziarnisty z domieszką żwirku (piaski złożone w fazie sedimentacji wydymowej); 3. strefy inwolucyjne w mułkach i piaskach drobnoziarnistych; 4. piasek drobno- i średnioziarnisty; 5. warstwa kamieni

-mułkowa z zaburzeniami. Spągową część strefy inwolucyjnej stanowią mułki. O ile dolna granica tych mułków jest bardzo regularna, gdyż stanowi ją zawsze płaszczyzna warstwowania, o tyle w ich stropie sytuacja jest skomplikowana; mułki są bardzo silnie zaburzone. Widoczne są liczne zafałdowania i intruzje mułków wchodzące od dołu w nadległe piaski drobnoziarniste (fig. 3, 4, 6). Niektóre z tych intruzji posiadają nieco odmienny charakter od inwolucji słupowych wyróżnionych przez A. Jahna (1951, 1956). Nie można też ich zaliczyć do inwolucji fałdowych lub amor-

ficznych. Są to wąskie, ostro zakończone formy klinowe wypełnione mułkami, które wbijają się od spodu, od warstwy mułkowej, w drobnoziarniste piaski. Na kontakcie z intruzjami klinowymi piaski są silnie wygięte i podniesione ku górze (fig. 4 pkt. a; fot. 3). Nie we wszystkich wypadkach intruzje klinowe wbijają się w nadległe piaski bezpośrednio ze spągowej warstwy mułków. Niekiedy wyrastają one dopiero z inwolucji słupowych¹, silnie zmieniając ich kształt (fig. 4 pkt. b). Obok wąskich i ostro zakończonych intruzji klinowych występuje tu również inny typ intruzji, bardziej złożony, który zdaje się reprezentować dalej zaawansowane stadium rozwoju intruzji klinowych (fig. 4 pkt. c). Intruzje złożone są wyższe od klinowych, jednak trudno określić dokładniej wygląd ich stropowych części, ponieważ są one ścięte przez nadległe, niezaburzone i horyzontalnie warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste, które zostały osadzone po powstaniu zaburzeń. Natomiast wąskie intruzje klinowe z reguły nie dochodzą do stropu strefy zaburzeń. Podczas gdy szerokość intruzji klinowych, mierzona na ścianie odkrywki, nie przekracza 5—7 cm u podstawy, szerokość intruzji złożonych wynosi około 40—50 cm, a w niektórych wypadkach dochodzi do 65 cm (fig. 5; fot. 4). W obrębie intruzji typu złożonego występują dwa rodzaje mułków: mułki brzeżne i wewnętrzne. Brzeżne części intruzji złożonych stanowią warstwy mułków, które poza obrębem intruzji leżą w spągu strefy zaburzeń. W miejscu występowania intruzji złożonych warstwy te są wygięte ku górze, aż do pozycji pionowej i dochodzą do stropu opisywanej strefy. Bardzo charakterystyczną rzeczą jest to, że miąższość brzeżnych, pionowo postawionych warstw mułkowych, budujących intruzje jest wyraźnie większa od tych poza obrębem intruzji, gdzie warstwy leżą mniej więcej horyzontalnie i posiadają jedynie niewielkie zaburzenia fałdowe. Wewnątrz intruzji złożonych występują także mułki, których warstwy przebiegają mniej więcej równoległe do brzeżnych warstw intruzji czyli pionowo. Niezwykle ciekawy jest ich stosunek do brzeżnych warstw intruzji oraz do płaszczyzny warstwowania ograniczającej od spągu strefę zaburzeń. Mułki te występują jedynie w obrębie intruzji, natomiast nie ma ich w obrębie obokległych, spągowych mułków strefy zaburzeń krioturbacyjnych. Ku dołowi intruzji złożonych, pionowe warstwy mułków wewnętrznych stają się coraz cieńsze i jednocześnie zakręcają równoległe do brzegów intruzji. Wyklinowują się one na płaskim dnie intruzji w miejscu, w którym warstwy brzeżnych mułków intruzji stykają się z płaszczyzną warstwowania stanowiącą spąg intruzji (patrz fig. 5; fot. 4). W tym miejscu mułki brzeżne przechodzą w spągową warstwę mułków strefy zaburzeń, leżącą bezpośrednio na wspomnianej płaszczyźnie warstwowania.

¹ Określenia tego użyto na podstawie kształtu inwolucji w przekroju pionowym.

We wcześniejszych fazach rozwoju intruzji złożonych mulki wewnętrzne zapewne leżały między obecnymi mulkami spagowymi, które zarazem są mulkami brzeżnymi intruzji, a ową płaszczyznę warstwowania, ograniczającą całą warstwę zaburzeń inwolucyjnych od dołu. Miąższość mulków, leżących w dolnej części warstwy zaburzeń inwolucyjnych, była więc początkowo większa. Podczas powstania i rozwoju intruzji mulki przebijały się ku górze przez nadległe piaski. Powodowało to ubytek masy mulkowej

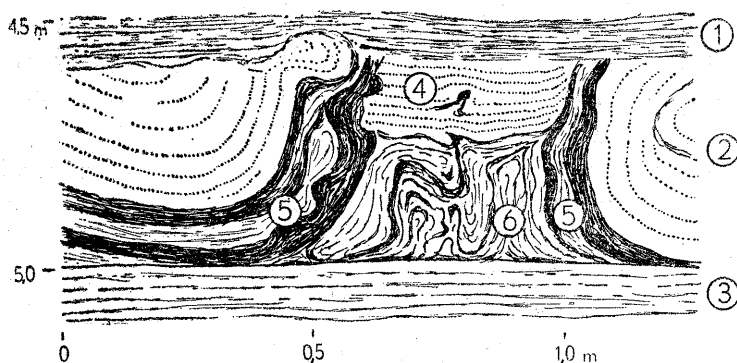


Fig. 5. Intruzja złożona

1. piasek mulkowy; 2. piasek drobnoziarnisty w obrębie strefy zaburzeń; 3. piasek drobnoziarnisty; 4. pakiet piasku we wnętrzu intruzji; 5. mulki „brzeżne” intruzji; 6. mulki „wewnętrzne” intruzji

w warstwie, z której wyrastają intruzje. W wypadku intruzji będących w dalszych fazach rozwoju, np. intruzji złożonych, najbardziej spagowe warstwy mulków uległy całkowitemu przesunięciu w obręb intruzji (fig. 5). W związku z tym nadległe warstwy mulków osiadły.

Jak już podkreślono, mulki brzeżne intruzji złożonej dochodzą do samego stropu strefy zaburzeń. Przestrzeń istniejąca między brzegami intruzji jest wypełniona „mulkami wewnętrznymi”, które jednak nie dochodzą do stropu strefy zaburzeń, ponieważ nad nimi, a pomiędzy mulkami brzeżnymi, występuje bryła piasków drobnoziarnistych, takich jakie przykrywają mulki spagowe poza obrębem intruzji. W pakiecie piasków drobnoziarnistych jest zachowane warstwowanie zbliżone do horyzontalnego, podczas gdy laminy mulków wewnętrznych, które podpierają ten pakiet, mają przebieg prawie pionowy. Bezpośrednio pod pakietem piaszczystym pionowe laminy mulków są połączone mulkami w kilka izoklinalnych fałdów. W stropie bryły piaszczysta jest ścięta płaszczyznę warstwowania, na której leżą niezaburzone piaski drobnoziarniste. Miąższość piaszczystego pakietu wynosi około 12—15 cm, a długość mierzona na

ścianie odkrywki osiąga 35 cm. Jego sytuacja w intruzji jest o tyle skomplikowana, że przed rozpoczęciem działania procesów mrozowych piaski pakietu leżały poziomo nad mułkami stanowiącymi obecnie pionowe obrzeżenia intruzji. Z kolei mułki wewnętrzne intruzji, znajdujące się bezpośrednio pod pakietem piasku, przed rozpoczęciem procesu zaburzania leżały poniżej mułków tworzących obrzeżenie intruzji złożonej (fig. 5; fot. 4).

W zachodniej ścianie odkrywki występuje kilka intruzji złożonych posiadających podobną strukturę. Znajdują się one w drugiej od dołu generacji inwolucyjnej. W górnych częściach niektórych intruzji złożonych nie ma pakietów piaszczystych warstwowanych horyzontalnie. Prawdopodobnie były one podniesione wyżej przez mułki intrudujące od spodu i zostały zniszczone przez procesy erozyjne wód sandrowych, które zresztą ścięły strop warstwy z zaburzeniami na całej jej rozciągłości.

Intruzje złożone widoczne w zachodniej ścianie żwirowni nie są w jednakowym stadium rozwoju. I tak na przykład szczegółowo opisana powyżej intruzja złożona posiada jeszcze taką strukturę, która umożliwia odczytanie sposobu jej powstania; inne, jak na przykład widoczna na fig. 6 intruzja złożona, posiadają tak skomplikowaną strukturę, że gdyby nie fakt występowania obok nich intruzji znajdujących się we wcześniejszych fazach rozwoju to sposób ich powstania byłby trudny do odczytania². Szerokość tej intruzji mierzona na ścianie wynosi około 60 cm, a wysokość 35 cm. Mułki występujące we wnętrzu intruzji tworzą bezładną mieszaninę, w której są widoczne liczne małe zafałdowania, słupy i kociołki. W górnej części intruzji występują soczewki piasków drobnoziarnistych, które posiadają pierwotne warstwowanie. Struktura utworów wypełniających tę intruzję jest bardzo podobna do struktury inwolucji amorficznych wyróżnionych przez A. Jahna (1951, 1956). Jednak z drugiej strony, biorąc pod uwagę stosunek tych mułków jako całości do obokległych utworów trzeba stwierdzić, że intruzywny ich charakter jest jeszcze dobrze widoczny (fig. 6). Z obydwóch stron intrudujących mułków występują piaski drobnoziarniste, które w pewnym oddaleniu od intruzji zalegają horyzontalnie. W pobliżu kontaktu z nią zakręcają ku górze, na krótkim odcinku biegną pionowo, a w górnej części odchylają się nawet na zewnątrz. Intruzja jest ograniczona w spągu wyraźną płaszczyzną warstwowania. Przy okazji wyżej opisanej innej intruzji złożonej, która znajduje się w mniej zaawansowanym stadium rozwoju, zwróciliśmy uwagę, że pierwotna miąższość warstw mułkowych stanowiących dolną część strefy zaburzeń była

² Rysunki intruzji stanowią ich wierny obraz, ponieważ zostały skopiowane z fotografii.

większa. Jednakże później, w czasie rozwoju intruzji, niektóre warstwy mułków całkowicie przesunęły się do jej wnętrza, w rezultacie czego osady leżące w jej bezpośrednim sąsiedztwie nieco osiadły, a miąższość mułków zmniejszyła się.

W wypadku obecnie opisywanej intruzji mułki występują jedynie w jej wnętrzu (fig. 6), natomiast brak ich po bokach w spągu strefy zaburzeń. Mułki te leżały z pewnością początkowo pod piaskami. Należy jeszcze raz podkreślić, że przebiły się one od spodu o czym świadczą warstwy piasków silnie odgięte ku górze na kontakcie z intruzją oraz niewielkie, pionowe intruzje klinowe skierowane ku górze w obrębie samych mułków. Brak mułków pod obokłętymi piaskami również potwierdza przypuszczenie, że omawiana intruzja znajduje się w dalszym stadium rozwoju,

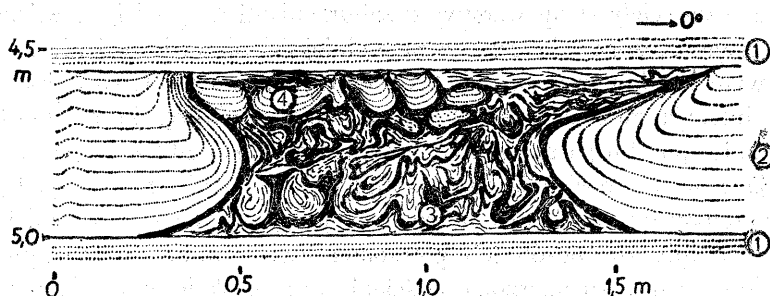


Fig. 6. Intruzja złożona o amorficznej strukturze wewnętrznej

1. piasek droбноziarnisty; 2. piasek droбноziarnisty w obrębie strefy zaburzeń; 3. mułki w obrębie intruzji; 4. piaszczyste soczewki w obrębie intruzji

niż poprzednio opisane intruzje złożone. Występujące w górnej części intruzji soczewki piaszczyste z zachowanym warstwowaniem horyzontalnym są najprawdopodobniej resztkami bryły piasków podniesionej ku górze przez mułki, które intrudowały od spągu. W intruzji mniej zaawansowanej bryła piaszczysta jest wyraźnie widoczna (fig. 5; fot. 4). W późniejszej fazie rozwoju drugorzędne intruzje klinowe przecinały taką bryłę na szereg małych soczewek piaszczystych.

Nieco inny charakter posiadają inwolucje tam, gdzie miąższość warstwy mułkowej, leżącej pod piaskami droбноziarnistymi jest mniejsza. W takich miejscach są one mniejsze i nie tak bardzo skomplikowane (fig. 7 pkt. A; fot. 5). Miąższość warstwy mułkowej wynosi tu około 2—4 cm. W skład zaburzeń wchodzi niewielkie inwolucje fałdowe oraz wąskie intruzje klinowe. W niektórych miejscach nadległe piaski są przewarstwione jedną, cienką wkładką mułkową. W takich sytuacjach, w rezultacie działania procesów mrozowych, powstały dwa piętra soczewek piaszczystych prze-

dzielone nieciągłą warstwą mułków, stanowiącą pozostałość po pierwotnej, ciągłej wkładce mułkowej. Soczewki piaszczyste w obrębie poszczególnych pięter są oddzielone od siebie intruzjami klinowymi. Intruzje wychodzące ze spągowych mułków połączyły się z mułkami przewarstwiającymi nadległe piaski. Z kolei z tej warstwy mułków wychodzą ku górze intruzje, które rozbiły ciągłą górną warstwę piasków na szereg soczewek. Mimo istnienia dwóch pięter soczewek należy przypuszczać, że zaburzenia inwolucyjne w tej serii osadów (fig. 7 pkt. A) powstały w jednym okresie, po osadzeniu całej serii A, ponieważ w niektórych jej miejscach zaburzenia nie dzielą się na dwa piętra, lecz obejmują ją w całości (fig. 7 prawa część serii A). Natomiast druga generacja inwolucji, leżąca bezpośrednio nad pierwszą, powstała później, po osadzeniu serii B (fig. 7). Po powstaniu inwolucji najniższego poziomu, z widocznych w żwirowni pod Gnieznem, wody sandrowe ścięły strop warstwy zaburzonej i osadziły na niej mułki i piaski drobnoziarniste o łącznej miąższości około 1 m, w których rozwinęła się druga generacja inwolucji. Powierzchnia erozyjna oddzielająca te dwie generacje jest bardzo wyraźna (fig. 7, fot. 5).

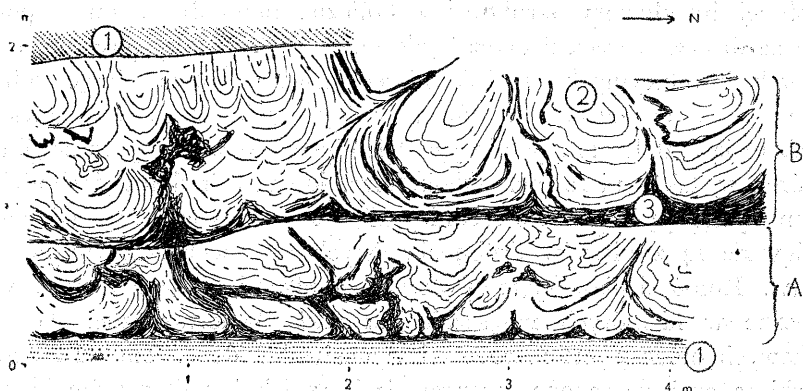


Fig. 7. Dwa poziomy zaburzeń inwolucyjnych oddzielone powierzchnią ścięcia
1. piaski średnio- i gruboziarniste; 2. piasek drobnoziarnisty w obrębie strefy zaburzeń; 3. mułek w obrębie strefy zaburzeń; A, B — objaśnienia w tekście

Z kolei warto poświęcić nieco uwagi piaskom strefy zaburzeń inwolucyjnych, przez które przebijają się od spodu mułki. Miąższość tych piasków wynosi około 25–40 cm. Uderzającą cechą jest znacznie mniejszy stopień ich zaburzenia od mułków. Charakterystycznym rysem zaburzeń piasków jest dostosowanie się do zaburzeń mułków i w pewnym stopniu ich powtarzanie, jednak w sposób dalece zgeneralizowany. W wielu miejscach pomiędzy poszczególnymi intruzjami piaski leżą mniej więcej poziomo. Z przedstawionych powyżej różnic między zaburzeniami mułków i piasków wynika, że aktywną rolę w procesie zaburzania odegrały jedynie mułki,

podczas gdy piaski w sposób bierny dostosowywały się do tych zaburzeń. Innym dowodem bierności piasków w procesie zaburzania jest brak inwolucji tam, gdzie występują jedynie piaski bez mulkowego podkładu. Taki rozkład sił w procesie zaburzania spowodował, że piaski leżące nad mulkami zatraciły ciągłość warstwowania, zostały podzielone przez intruzje mulkowe na szereg brył, kociołków i soczewek, natomiast mulki mimo bardzo silnego zniszczenia i przeobrażenia ich pierwotnego układu sedymentacyjnego na ogół zachowały ciągłość w spągowej warstwie.

Intruzje mulków w nadległych piaskach nie są rozmieszczone w sposób chaotyczny. Można zaobserwować pewną prawidłowość w odległościach między poszczególnymi intruzjami zarówno złożonymi, jak i klinowymi. Celem dokładniejszego poznania charakteru tych zaburzeń odsłoniliśmy powierzchnię drugiego od dołu poziomu zaburzeń inwolucyjnych (fig. 4). Wielkość odsłoniętej powierzchni wynosi 11 m^2 ($5,5 \times 2 \text{ m}$). Okazało się, że i w planie intruzje nie występują chaotycznie, lecz są zorganizowane w system komórkowy (fig. 8, fot. 6). W planie są one nieco podobne do niektórych inwolucji opisanych przez J. Dylika (1952a), choć najprawdopodobniej inwolucyjne struktury z Gniezna powstały w inny sposób, a nie na drodze segregacji przez bąble mrozowe. Kształty poszczególnych komórek inwolucyjnych są dość nieregularne. Ogólnie biorąc zbliżają się one w swych zarysach do form owalnych i kolistych, choć niektóre z nich mają kształty przypominające wieloboki. Rozmiary poszczególnych komórek są także nierówne. Obok form, których średnica dochodzi do 75 cm występują komórki o średnicy 25–30 cm. Wnętrza tych komórek zbudowane są z piasków drobnoziarnistych o koncentrycznym układzie warstw. Komórki piaszczyste są otoczone mulkami, których warstwowanie widoczne w niektórych miejscach jest także koncentryczne. Grubość mulkowych otoczek jest nierówna i wynosi od 3 do 35 cm. Tam gdzie otoczki są grubsze są one zarazem ciągłe, a ich kształt przyjmuje zarys kolisty lub owalny. Natomiast cienkie otoczki mulkowe są w większości wypadków nieciągłe. Zarysy tych otoczek przypominają nieregularne wieloboki oraz sprawiają wrażenie form, których rozwój został zatrzymany jeszcze w stadium organizowania się. Jakkolwiek formy te nie są jeszcze całkowicie zamknięte to ich piaszczyste wnętrza posiadają już koncentryczny układ warstw. Mulki stanowiące otoczki komórek wypełnionych piaskiem okazują się intruzjami w przekroju pionowym. Cienkie i poprzerywane otoczki są w przekroju pionowym wąskimi intruzjami klinowymi, natomiast grube otoczki mulkowe, górnymi częściami intruzji złożonych. Dokładniejsze badania struktur komórkowych wykazały, że dość liczne przerwy w cienkich mulkowych otoczkach wielu komórek są tylko pozorne. Występują one tylko na powierzchni ścinającej stropową część strefy za-

burzeń. W miejscach, w których otoczki są przerwane odsłonięto nieco głębiej powierzchnię struktur komórkowych. Okazało się, że trochę głębiej poszczególne fragmenty mułkowych otoczek są ze sobą połączone. Nie we wszystkich miejscach klinowe intruzje mułków przebiegały się tak wysoko, stąd pozorna nieciągłość mułkowych otoczek. Na fig. 4 są widoczne liczne intruzje klinowe, które nie przebiły się całkowicie przez piaski. Właśnie w takich miejscach mułkowe otoczki widoczne na powierzchni strefy zaburzeń są przerwane. Powyższe fakty dowodzą, że sieć komórek jest lepiej zorganizowana nieco głębiej, niż na powierzchni strefy zaburzeń. Stwierdzenie to posiada doniosłe znaczenie dla dalszych rozważań nad genezą opisywanych form inwolucyjnych i zarazem pewnym typem ziem strukturalnych. Powyższe dane jasno dowodzą, że system komórkowy, widoczny na powierzchni strefy zaburzeń, zaczął się organizować w spągu tej strefy, na głębokości około 60—80 cm, a nie na jej powierzchni. System komórkowy zawiązał się poprzez powstanie intruzji, wychodzących ku górze z warstwy mułków, leżących w spągu strefy zaburzonej. W miarę



Fig. 8. Komórkowy system inwolucji w rzucie poziomym

1. mułkowe otoczki komórek; 2. piaski drobnoziarniste o koncentrycznym układzie lamin; 3. szczelina mrozowa

rozwoju intruzji i przebijania się mułków ku górze przez coraz wyżej leżące warstwy piaszczyste, cały system komórkowy zbliżał się ku powierzchni. Pierwszym objawem tworzenia się systemu komórkowego na powierzchni były zapewne wałowe wybrzuszenia piasków o kolistym zarysie w planie. O istnieniu takich wybrzuszeń na powierzchni wnosimy na podstawie występowania w górnych częściach niektórych intruzji złożonych brył piasków podniesionych przez mułki (fig. 5). W nieco późniejszym okresie wody sandrowe ścięły górną część zaburzeń inwolucyjnych. Dlatego odsłonięty strop drugiego poziomu inwolucyjnego jest obecnie płaski. Występowanie podobnych inwolucyjnych deformacji na powierzchni, w postaci

wałowych wybrzuszeń, obserwował S. Z. Różycki (1957) na Ziemi Torella (Spitsbergen).

Cechy powyżej opisanych struktur w pełni uzasadniają zastosowanie takich nazw jak *intruzje klinowe*, czy *intruzje złożone*. Choć niektóre z tych struktur są podobne w przekroju pionowym do inwolucji słupowych, to jednak w rzucie poziomym nie mają cylindrycznego zarysu, a zaznaczają się jako pasy mułkowe, łukowo zagięte i stanowiące otoczki komórek.

ZABURZENIA INWOLUCYJNE WE WSCHODNIEJ ŚCIANIE ODKRYWKI

W obrębie wschodniej części zwirowni występuje materiał drobniejszy niż w zachodniej. Ściana wschodnia odkrywki ukazuje stosunkowo dużą ilość warstw mułków i drobnoziarnistych piasków, zwłaszcza w serii stropowej o miąższości około 4 m. W związku z dużą ilością warstw mułkowych występuje tu aż sześć do siedmiu poziomów z zaburzeniami inwolucyjnymi, które na ogół posiadają wiele cech wspólnych z zaburzeniami widocznymi w zachodniej ścianie zwirowni. Poszczególne poziomy inwolucyjne i tu są ograniczone w spągu wyraźnymi, poziomo leżącymi płaszczyznami warstwowania. Górna część stref zaburzonych jest ścięta płaszczyzną warstwowania, na której spoczywa warstwa mułkowa z następną generacją zaburzeń inwolucyjnych (fig. 9). Podobnie jak w ścianie zachodniej, tak i w ścianie wschodniej występują intruzje klinowe oraz intruzje złożone, jednak w mniejszej ilości. W większości wypadków posiadają one mniejsze rozmiary i wykazują słabszy stopień zaawansowania w rozwoju. Jest to prawdopodobnie spowodowane tym, że w ścianie wschodniej, jedynie w czterech poziomach zaburzeń, nad mułkami zalegają drobnoziarniste piaski. Tymczasem właśnie w takich strefach zaburzeń intruzje klinowe i złożone są najlepiej wykształcone. Wykonane odsłonięcie płaszczyzny warstwowania, która ścina strop intruzji mułkowych, wykazało, że w planie są one połączone w sieć piaszczystych komórek o koncentrycznym układzie warstw (fig. 10). Średnica widocznej na rysunku komórki wynosi około 1 m. Jednak na podstawie obserwacji można stwierdzić, że w momencie, w którym ustało działanie procesów mrozowych komórka znajdowała się w stadium podziału na mniejsze. Dowodzi tego istnienie dwóch koncentrycznych układów warstw piaszczystych zamkniętych jedną otoczką mułkową, która w przeciwległych punktach obwodu posiada dwie wypustki skierowane ku sobie i wchodzące między wspomniane dwa koncentryczne układy piasków.

Obok intruzji inwolucji fałdowych występują tu ciekawe formy cylindryczne podobne do „inwolucji kociołkowych” opisanych przez A. Jahna

(1951). Cylindryczne kociołki są zbudowane z warstwowanych piasków drobnoziarnistych otoczonych warstwą mułku (fig. 11). Warstwowanie kociołków w przekroju pionowym jest koncentryczne. Ponieważ poszczególne kociołki znajdują się między wyraźnymi intruzjami klinowymi, występującymi w stosunkowo małych odległościach należy sądzić, że są to fragmenty ciągłej niegdyś warstwy piasków, która leżała nad mułkami. W rezultacie powstania intruzji mułkowych uległa ona rozerwaniu na

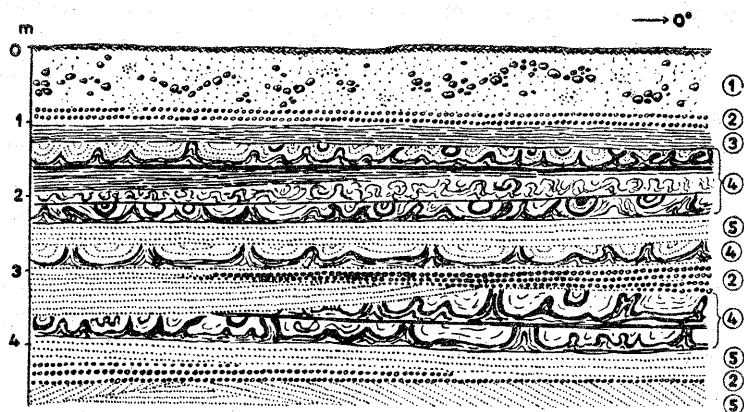


Fig. 9. Fragment wschodniej ściany odkrywki ukazujący sześć poziomów zaburzeń inwolucyjnych

1. piasek bezstrukturalny z głazikami; 2. warstwowany żwir; 3. piasek mułkowy; 4. zaburzenia inwolucyjne w obrębie piasków drobnoziarnistych i mułków; 5. piasek średnioziarnisty

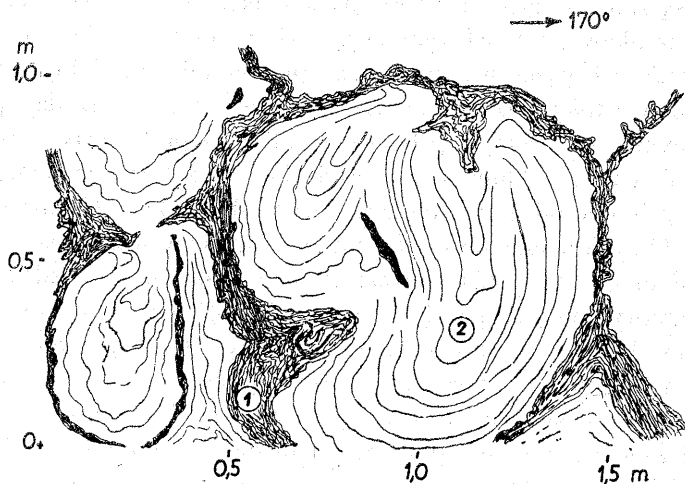


Fig. 10. Intruzje klinowe w planie — ściana wschodnia odkrywki

1. mułek; 2. piasek drobnoziarnisty

szereg piaszczystych pakietów, których laminy zostały wygięte ku górze. W związku z tym, że intruzje występują blisko siebie, zdeformowane warstwy przyjęły zarys kolisty w przekroju pionowym. W pozostałych poziomach inwolucyjnych, które występują tylko w mułkach istnieją niewielkie fałdy często podobne do fałdów izoklinalnych o wysokości około 20 cm. Ku górze zaburzenia są coraz słabsze. W stropie każdego poziomu mułki są już niezaburzone.

Niezwykle interesujący jest najniższy poziom zaburzeń widoczny na ścianie wschodniej, gdyż posiada on odrębne cechy od opisanych dotychczas zaburzeń. Na głębokości około 4,1 m kończy się seria grubszego materiału sandrowego. Nad nim zalega warstwa mułku o miąższości 10—12 cm oraz seria piasków średnioziarnistych również poziomo warstwowanych, których grubość nie przekracza 40 cm (fig. 11, pkt. 3). Warstwa mułku jest prawie niezaburzona. Jedynie w kilku miejscach są widoczne antyklinalne wybrzuszenia, powtórzone przez wyżej leżące piaski. Ku stropowi serii amplituda tych fałdów jest coraz mniejsza, aż w końcu fałdy zanikają zupełnie. W niektórych miejscach ciągłość warstw piaszczystych jest przerywana wyraźnymi formami szczelinowymi posiadającymi postać klinów (nie należy ich mylić z wyżej opisanymi intruzjami klinowymi). Te szczególne kliny rozpoczynają się w stropie serii piasków średnioziarnistych, zwężają się ku dołowi (fig. 11) i dochodzą do mułków leżących pod piaskami. Dokładnie w tych miejscach, w których opisywane kliny dochodzą do mułków, warstwy mułkowe są wyraźnie antyklinalnie wygięte ku górze (fig. 11, warstwa 3). Również warstwy piasków leżących nad mułkami są silnie wygięte ku górze na kontakcie z klinami. Należy podkreślić, że mułkowy materiał wypełniający kliny mocno różni się od mułków piaszczystych, zalegających pod piaskami przebitymi przez kliny. W dolnej części klinów istnieje bardzo dobrze widoczna granica między pionowo laminowanym materiałem wypełniającym kliny, a piaszczystymi mułkami, budującymi małe antykliny na kontakcie klinów z tymi mułkami. Kliny zostały wypełnione od góry. Wskazują na to dwa fakty: (1) materiał wypełniający kliny jest taki sam, jak materiał mułkowy leżący nad piaskami przebitymi przez kliny, (2) nad szczelinami, które nie posiadają postaci klinów, warstwy mułków są zagięte ku dołowi i część lamin mułków wchodzi w szczeliny klinowe. Przedstawione tu fakty, dotyczące form szczelinowych, mają doniosłe znaczenie. Wskazują one na to, że intruzje klinowe mułków, pospolicie występujące w odsłonięciu pod Gnieznem, nie są związane z uprzednim powstawaniem form szczelinowych, ponieważ w tych miejscach, w których istnieją formy szczelinowe, mułki spągowe są jedynie nieznacznie podniesione ku górze (fig. 11, warstwa 3). Powyższe stwierdzenie doskonale ilustruje fig. 12, która przedstawia występujące

obok siebie intruzje klinowe oraz formy szczelinowe, widoczne na wschodniej ścianie odkrywki. Formy szczelinowe i tu przebijają warstwę piasków o grubości około 30 cm i dochodzą do mulków. W tych miejscach mulki spągowe wchodzi tylko w niewielki odcinek dolnej części szczeliny (patrz fig. 12), którą niemal w całości wypełniają mulki pochodzące z góry, z warstwy leżącej nad piaskami przebitymi przez formy szczelinowe. Jest rzeczą niezwykle ciekawą i charakterystyczną, że największa aktywność mulków spągowych, która przejawiała się w postaci intruzji klinowych, wbijających się w piaski od spodu, miała miejsce poza obrębem form szczelinowych. Intruzje klinowe występują między poszczególnymi szczelinami. W miejscach występowania intruzji klinowych nie ma żadnych śladów istnienia szczelin, które zostałyby ewentualnie wykorzystane przez intruzje. Intruzje bowiem nie dochodzą w wielu wypadkach do stropu warstwy piasków, lecz kończą się w nich. Piaski są wygięte ku górze na kontakcie z intruzjami, a nad nimi wykazują tylko fałdowe wybrzuszenia, bez jakichkolwiek śladów szczelin. Powstanie intruzji klinowych nie było więc uwarunkowane istnieniem szczelin. Intruzje były efektem wielkiej aktywności mulków spągowych w procesie zamarzania.

Na zakończenie szczegółowego opisu zaburzeń inwolucyjnych, występujących w sandrze pod Gnieznem, pragniemy jeszcze zwrócić uwagę na jedyną inwolucję słupową, napotkaną wśród licznie występujących tu zaburzeń krioturbacyjnych. Znajduje się ona w najniższej generacji zaburzeń widocznych w odsłonięciu. Opisywana inwolucja jest zbudowana z mulków, które wdarły się w nadległe piaski w postaci słupa o wysokości 35 cm (fot. 7). Warstwy piaszczyste kontaktujące z inwolucją słupową są silnie podniesione ku górze, w ten sam sposób w jaki są podniesione piaski na kontakcie z wyżej scharakteryzowanymi intruzjami klinowymi i intruzjami złożonymi. Przy omawianiu tych intruzji wspomnieliśmy, że często są one podobne do inwolucji słupowych. Jednak nie zaklasyfikowaliśmy ich do tej grupy zaburzeń z powodu kształtu, jaki posiadają one w intersekcji poziomej. Jak to już podkreślono intruzje złożone i klinowe w planie posiadają zarys łukowo wygiętych mulkowych pasów, łączących się w otoczki piaszczystych komórek. Jedynie obecnie opisywana inwolucja w pełni zasługuje na nazwę *inwolucja słupowa*, a to z tego względu, że nie tylko w przekroju pionowym, ale i w planie posiada kształt słupa (fot. 7, 8). W planie rysuje się ona jako koło wypełnione mulkami, a warstwy piasków kuliście otaczają słup inwolucyjny. Trudno ustalić czy istnieje w ogóle i ewentualnie jakiego rodzaju jest związek między intruzjami klinowymi i złożonymi z jednej strony, a opisaną inwolucją słupową z drugiej strony. Nie wydaje się nam by formy te należały do tej samej kategorii zaburzeń inwolucyjnych, znajdujących się jedynie w różnych okresach

rozwoju. Wnosimy o tym na tej podstawie, że intruzje klinowe, obserwowane w zachodniej ścianie żwirowni, choć mniejsze często od opisanego słupa inwolucyjnego są już zorganizowane w system komórkowy, wyraźnie widoczny w przekroju poziomym (fig. 8, 10; fot. 6).

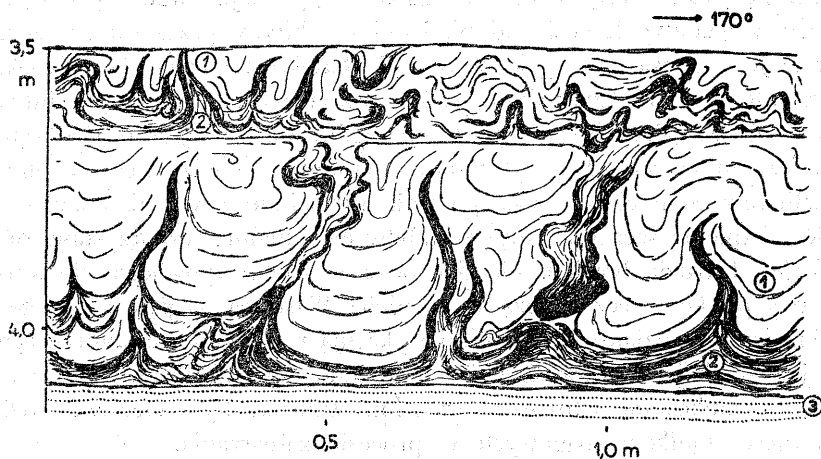


Fig. 12. Fragment zaburzeń inwolucyjnych na ścianie wschodniej
1. piasek drobno- i średnioziarnisty; 2. mułek; 3. piasek średnioziarnisty niezaburzony

GENEZA ZABURZEŃ INWOLUCYJNYCH W SANDRZE POD GNIEZNEM

Nie będziemy się starali szerzej udowadniać, że opisane deformacje pierwotnego układu sedimentacyjnego są rzeczywiście zaburzeniami inwolucyjnymi, które powstały w rezultacie działania procesów mrozowych w środowisku peryglacjalnym, charakterystycznych dla strefy czynnej zmarzliny. Opisane zaburzenia inwolucyjne, występujące w obrębie horyzontalnie warstwowanych utworów mułkowo-piaszczystych, posiadają tak wyraźne cechy dla tego typu zaburzeń, że ich krioturbacyjny charakter nie podlega dyskusji. Ponadto inwolucje występują w utworach sandrowych, a więc musiały powstać w bliskim sąsiedztwie krawędzi lądolodu czyli w strefie peryglacjalnej. Natomiast nieco więcej uwagi poświęcimy mechanice powstania zaburzeń inwolucyjnych w sandrze pod Gnieznem, ponieważ posiadają one obok wspólnych cech również i odmienne cechy od inwolucji opisanych przez licznych badaczy, np. przez A. Jahna (1951, 1956), A. Dückera (1954), H. Kliwego (1959), H. Liedtkego (1957/58), Z. Michalską (1957), R. P. Sharpa (1942) i J. Dylika (1952a). J. Dylik (1956) zwraca uwagę na istnienie dwóch, ogólnych

typów inwolucji, mianowicie inwolucji związanych i swobodnych. Podział ten pokrywa się z dwoma typami inwolucji wyróżnionymi przez A. Jahna (1956). Pierwszy typ inwolucji, o którym wspomina A. Jahn, odpowiada inwolucjom swobodnym J. Dylika (1956). Inwolucje tego typu — zdaniem obydwóch autorów — występują w utworach heterogenicznych i powstały w rezultacie segregacji mrozowej poprzez ruch indywidualnych cząsteczek. Drugi typ inwolucji wyróżniony przez A. Jahna (1956) jest reprezentowany przez inwolucje powstałe wskutek przesuwania się względem siebie całych warstw o konsystencji fluidalnej, półfluidalnej lub plastycznej (odpowiednik inwolucji związanych J. Dylika). Opisane przez nas inwolucje spod Gniezna należy zaliczyć do drugiego typu, ponieważ ich charakterystyczna struktura wskazuje na to, że całe warstwy pierwotnego układu sedymentacyjnego były jednocześnie przesuwane i deformowane podczas działania procesów mrozowych.

Według ogólnie panującego poglądu inwolucje powstają w strefie czynnej zmarzliny (R. P. Sharp 1942; K. Bryan 1946; A. Jahn 1951, 1956; J. Dylik 1952a, b, 1953, 1956; A. Dücker 1954). Jako główną przyczynę powstawania inwolucji najczęściej uważa się zamarzanie strefy czynnej zmarzliny (R. P. Sharp 1942; A. Dücker 1954; A. Jahn 1951, 1956). W miarę postępu zamarzania, które rozpoczyna się od powierzchni, coraz głębsze warstwy podlegają temu procesowi. Jednocześnie zwiększa się ich objętość, co jest związane z zamianą wody w lód. Proces zamarzania powoduje w efekcie ściśnięcie płynnej i plastycznej warstwy materiału między stropem wiecznej zmarzliny, a zamarzającą od powierzchni warstwą strefy czynnej. Jak dowodzi E. Schenk (1955) podczas procesu zamarzania, w związku ze zwiększaniem objętości wody przy przejściu w lód, część wody jest popychana w dół przez tzw. „front zamarzania” (*Frostfront*). Oczywiście wpływa to na wzbogacenie w wodę warstwy jeszcze nie zamarzniętej, znajdującej się bezpośrednio nad stropem wiecznej zmarzliny, co w znacznej mierze podnosi stopień jej płynności. Płynna masa ulega deformacjom pod naciskiem zamarzającej od góry warstwy oraz pod wpływem wewnętrznego ciśnienia, które A. L. Washburn (1956) nazwał *ciśnieniem kriostatycznym*. Gdy nacisk jest dostatecznie (użyj, wówczas płynna masa przebija się przez nadległą warstwę. W ten sposób powstają liczne intruzje. Przykład tego rodzaju intruzji przytacza A. Jahn (1951). Poza tym sprzyjającą okolicznością dla powstania zaburzeń w obrębie warstwy nie zamarzniętej, położonej między dwiema warstwami zamarzniętymi, jest bardzo wolne jej zamarzanie, czego przyczyną jest wyższe od normalnego ciśnienie panujące w tej warstwie. Na ten fakt zwrócił uwagę G. Beskow (1947), który przypomniał fizyczne prawo głoszące, że wraz ze wzrostem ciśnienia obniża się temperatura zamarzania.

Obserwacje inwolucji pod Gnieznem wskazują, że wszystkie wymienione powyżej procesy i zjawiska fizyczne brały udział w kształtowaniu tych zaburzeń. We wszystkich poziomach zaburzeń występuje ta sama prawidłowość, a mianowicie dwudzielność strefy zaburzonej pod względem frakcji materiału. Stropowa część to piaski drobnoziarniste o miąższości około 25—60 cm, natomiast spągową warstwę stanowią mułki o miąższości 5—20 cm³. Ta ostatnia warstwa wykazuje zarazem najsilniejsze zaburzenia, podczas gdy zaburzenia nadległych piasków są w sposób zgeneralizowany dostosowane do deformacji mułków. Charakter zaburzeń wskazuje, że właśnie mułki były najbardziej aktywną masą podczas działania procesów mrozowych. Jest to zrozumiałe z dwojakich przyczyn: (1) Mułki stanowią spągową warstwę strefy zaburzonej, a więc są one tą masą, która podczas wczesnozimowego zamarzania najdłużej była nie zmarznięta i znajdowała się między dwiema już zmarzniętymi warstwami piasków. Podlegała ona naciskowi górnej warstwy zamarzniętej oraz wewnętrznemu ciśnieniu kriostatycznemu. (2) Masa mułkowa była plastyczna, jeśli nie płynna, a to z powodu gromadzenia się wody w warstwie leżącej bezpośrednio nad stropem wiecznej zmarzliny. Woda gromadziła się w mułkach m. in. wskutek przesuwania się w dół „frontu zamarzania”. Przesycenie mułków wodą powodowało ich pęcznienie, co było przyczyną dużej prężności masy mułkowej. Poza tym deformacje były zapewne spowodowane nie tylko przez nasycenie wodą i związane z tym zwiększenie objętości mułków. Postępujący powoli proces zamarzania samych mułków musiał być przyczyną powtórnego zwiększenia objętości całej tej masy. Zjawisko to powodowało silne deformacje, a nawet nagłe intruzje masy mułkowej w materiał już zmarznięty. Na wielką aktywność mułków w procesie powstawania inwolucji zwracali uwagę liczni badacze. Wystarczy tu wymienić R. P. Sharpa (1942), G. Beskova (1947), A. Jahna (1951, 1956), J. Dylika (1952a), E. Schenka (1955) i Z. Michalską (1957). Dowodem znacznego zwiększania objętości przez materiały bardzo drobnoziarniste w rezultacie wymienionych wyżej procesów mogą być również badania przeprowadzone w ostatnich latach na Spitsbergenie przez A. Jahna (1961), a dotyczące ruchów mrozowych gleby. Badania te wykazały, że roczna amplituda pionowych ruchów w obrębie glin ciężkich jest dziesięciokrotnie większa od amplitudy ruchów w obrębie piasków. Jakkolwiek dla mułków wartość ta będzie mniejsza, to jednak w stosunku do piasków amplituda ruchu mułków jest zapewne kilka razy większa. Jeszcze jednym dowodem tego,

³ Charakter obydwóch utworów ustalono na podstawie analiz mechanicznych. Wynika z nich, że piaski drobnoziarniste cechuje przewaga (83,1%) ziarn o średnicy 0,5—0,1 mm i <0,1 mm (15,9%), natomiast w mułkach dominują frakcje 0,05—0,006 mm (52,5%) i <0,006 mm (18,4%).

że główną przyczyną zaburzeń w sandrze pod Gnieznem były zmiany objętości mulków w spągu strefy czynnej oraz w związku z tym istnienia w nich wysokiego ciśnienia kriostatycznego jest to, iż zaburzenia inwolucyjne występują tylko tam gdzie są mulki. Wyżej przytoczone obserwacje A. Jahn (1961) pozwalają zrozumieć, dlaczego piaski zachowywały się biernie w procesie zaburzania. Bierność piasków była spowodowana nie tylko ich wcześniejszym zamarznięciem, lecz także małymi zmianami objętości tych utworów podczas działania procesów mrozowych.

Jeszcze jeden problem jest związany ze strefą czynną, w obrębie której powstały interesujące nas inwolucje. Jest to zagadnienie spągu strefy zaburzeń i spągu strefy czynnej zmarzliny. Przy opisie poszczególnych zaburzeń parokrotnie podkreślaliśmy, że w spągu strefa zaburzeń kończy się nagle. Spągowa granica strefy zaburzeń, we wszystkich opisanych wypadkach, jest płaszczyzną warstwowania pierwotnego układu sedymentacyjnego (fig. 3, 4, 5, 7, 9, 11, 12; fot. 2, 3, 4, 5), która odgranicza zaburzone mulki od leżących pod nimi zupełnie nie zaburzonych piasków drobno- i średnioziarnistych. Przyjęcie, że wymieniona płaszczyzna warstwowania była zarazem spągiem strefy czynnej, równałoby się z zakładaniem przypadku. Należy sądzić, że pokrywanie się spągu zaburzeń z płaszczyzną warstwowania jest rezultatem różnej prędkości zamarzania mas mulkowych i piaszczystych, rozgraniczonych tą płaszczyzną. Odnośnie kolejności zamarzania materiału o różnej frakcji istnieją sprzeczne poglądy, na co zwrócił uwagę R. P. Sharp (1942). Stwierdził on również, że w rezultacie procesu zamarzania zdarza się często, iż pewne warstwy, zwłaszcza gliny, pozostają nie zamarznięte, podczas gdy znajdujący się pod nimi materiał już zamarzł. R. P. Sharp wyraża opinię, że w glinie pewna ilość wody pozostaje w stanie przechłodzonym. Podobne obserwacje, dotyczące materiału drobnoziarnistego, przytacza również G. Beskow (1947). Tłumaczy on to tym, że punkt zamarzania w pewnym stopniu jest funkcją średnicy ziarna i najwcześniej zamarza materiał grubszy, a najpóźniej materiał najdrobniejszy. Dlatego po zamarznięciu strefy czynnej przez pewien czas utrzymują się w niej nie zamarznięte warstwy lub soczewki materiału drobnoziarnistego. Cytowane przez A. L. Washburna (1956) przykłady podobnego zjawiska, dotyczą również nie zamarzniętych soczewek materiału drobnoziarnistego, znajdującego się w stanie przechłodzonym.

W czasie powstawania inwolucji w sandrze pod Gnieznem zachodziło zapewne identyczne zjawisko. Postępujący od góry proces zamarzania objął piaski, które zalegają nad mulkami. Przy dalszej penetracji mrozu w głąb silnie przesycone wodą mulki pozostały niezamarznięte w stanie przechłodzonym, a zamarzły piaski leżące pod płaszczyzną warstwowania, oddzielając je od nadległych niezamarzniętych mulków. Nie wiadomo

jak głęboko leżał strop wiecznej zmarzliny. Brak śladów tej powierzchni jest dowodem stosunkowo krótkiego okresu tworzenia się inwolucji w poszczególnych poziomach. Jest to zrozumiałe, gdyż procesy, które spowodowały powstanie zaburzeń inwolucyjnych, działały w czasie akumulacji sandru. Częsta zmiana koryt spływu wód sandrowych każdej chwili mogła spowodować akumulację nowej serii osadów na warstwie, w której powstawały inwolucje. Jeśli nowa seria była dostatecznie gruba, ustawały procesy mrozowe w przykrytej warstwie. Miąższość nowej warstwy nie potrzebowała być zbyt duża by przerwać proces rozwoju inwolucji, gdyż tworzyły się one w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi lądolodu, gdzie miąższość strefy czynnej zmarzliny jest mała. Dlatego w nowo osadzonej warstwie mułkowo-piaszczystej zaczęła się tworzyć następna generacja inwolucji. W ten sposób, w czasie akumulacji sandru, wytworzyło się kilka generacji inwolucji (4—8) w materiale sandrowym.

W tym miejscu dochodzimy do kwestii czasu powstania inwolucji w sandrze pod Gnieznem, które występują na różnych głębokościach. Ponieważ omawiany sandr był akumulowany podczas postoju krawędzi lądolodu na linii moren czołowych stadium poznańskiego ostatniego zlodowacenia, powstanie inwolucji należy odnieść do tego samego okresu. W dotychczasowych pracach przyjmowano na ogół, że struktury peryglacialne występujące w osadach ostatniego zlodowacenia powstały w późnym glacie, zwłaszcza w młodszym drysie. Stanowisko takie reprezentują m. in. H. Lembke (1954), Ł. Pierzchałko (1956), J. E. Mojski (1958, 1960) i H. Maruszczak (1960). Inni autorzy, jak H. Schulz (1956) i H. Liedtke (1957/58) uważają, że struktury i pokrywy peryglacialne na obszarze ostatniego zlodowacenia zaczęły powstawać już w bezpośrednim sąsiedztwie lądolodu i tworzyły się aż do młodszego dryasu. H. Liedtke (1957/58) znalazł na przykład struktury inwolucyjne w sandrze stadium frankfurckiego, które powstały w czasie jego tworzenia się. K. Rotnicki (1960) przypisuje strukturom i pokrywom peryglacialnym na terenie Ozu Bukowsko-Mosińskiego wiek późniejszy od stadium poznańskiego. Inwolucje w sandrze pod Gnieznem, które powstały niewątpliwie w czasie stadium poznańskiego, powodują konieczność dość znacznego przesunięcia wstecz dolnej granicy okresu, w jakim mogły powstawać zaburzenia peryglacialne w osadach ostatniego zlodowacenia. Jednocześnie z dokładnym określeniem czasu powstania inwolucji występujących w wymienionym sandrze, powstaje możliwość dość dokładnego określenia charakteru środowiska peryglacialnego, w jakim powstały omawiane inwolucje.

Stanowisko z inwolucjami w sandrze pod Gnieznem jest położone w odległości około 1,5 km na południo-wschód od moren czołowych

stadium poznańskiego. Inwolucje te powstały więc blisko lądolodu, w tzw. „strefie gruzowej” wg terminologii J. Büdela (1948) zwanej też „pustynią arktyczną” (A. Jahn 1951), która charakteryzowała się brakiem pokrywy roślinnej. Zwracamy uwagę na ten fakt m. in. dlatego, że opisane przez nas struktury inwolucyjne typu intruzji mułkowych, słupów inwolucyjnych lub struktur podobnych do inwolucji amorficznych są bardzo podobne w przekroju pionowym do struktur inwolucyjnych badanych przez A. Jahn (1951, 1956), który jest zdania, że kopalne, plejstoceny inwolucje fałdowe, słupowe i amorficzne są odpowiednikami mikroreliefu tundrowego współczesnej Subarktyki Eurazjatyckiej, odpowiednikami struktur tundry bugrowej i plamistej. Wyżej przytoczone fakty dowodzą, że tego rodzaju struktury inwolucyjne mogły powstawać nie tylko w strefie subarktycznej tundrowej obszaru peryglacjalnego, ale i w strefie arktycznej, gruzowej, charakteryzującej się znacznie ostrzejszymi warunkami klimatycznymi niż pas tundrowy. Wyciągamy z tego dalszy wniosek. Inwolucje występujące w sandrze pod Gnieznem nie są strukturami, które odpowiadałyby formom krioturbacyjnym związanym z środowiskiem tundry. Omawiane struktury inwolucyjne w planie stanowią specyficzny typ gleb strukturalnych (fig. 8, 10; fot. 6), zbudowanych z piaszczystych komórek, które są otoczone mułkowymi pierścieniami. W przypadku inwolucji pod Gnieznem potwierdza się więc pogląd J. Dylika (1952a), który głosi, że struktury inwolucyjne są blisko spokrewnione z tzw. „glebami strukturalnymi”. Charakter opisanych gleb strukturalnych wskazuje na to, że nie odpowiadają one żadnemu z dotychczas poznanych typów tego rodzaju gleb. Na przykład A. L. Washburn (1956), w syntetycznym opracowaniu dotyczącym tego zagadnienia, nic nie wspomina o podobnych glebach. Nie są to gleby strukturalne, które przeobraziły się z jakiegoś systemu szczelin mrozowych lub klinów, ani też nie powstały na drodze segregacji mrozowej. Dwudzielność materiału w strukturach komórkowych (mułki, piaski) jest spowodowana dwudzielnością frakcyjną pierwotnej warstwy, która później uległa zaburzeniu. Ta dwudzielność materiału strefy zaburzonej była przyczyną różnej pojemności wodnej spągowej (mułki) i stropowej (piaski) części strefy, a co za tym idzie, przyczyną różnego reagowania tych dwóch rodzajów materiału na procesy mrozowe. Mułki reagowały na te procesy w sposób aktywny. Rozbiły one ciągłość biernej lub prawie biernej warstwy piaszczystej i otoczyły pierścieniami poszczególne pakiety piasków. Opisując szczegółowo struktury inwolucyjne zwróciliśmy już uwagę na to, że nie powstały one na drodze wykorzystania szczelin mrozowych przez mułki. Tutaj dodamy jeszcze jeden argument, świadczący o niezależnym od szczelin mrozowych rozwoju intruzji mułkowych. Formy szczelinowe przebiegają niezależnie od intruzji mułkowych

i przecinają je (fot. 9) albo występują obok nich (fig. 7, 12). Tam gdzie występują szczeliny mrozowe, deformacje inwolucyjne są słabe lub w ogóle ich brak. Mułki wcale nie wykorzystują szczelin mrozowych. W przekroju poziomym inwolucji, w którym przedstawiają się one jako sieć komórek, widoczna jest szczelina mrozowa o przebiegu prostoliniowym i niezależnym od systemu komórkowego. W wielu miejscach istnieją intruzje klinowe mułków, które nie doszły do powierzchni, kończąc się w nadległych piaskach. Nad piaskami i w nich samych brak śladów jakichkolwiek szczelin, a mimo tego intruzje w rzucie poziomym są już zorganizowane w sieć komórek. Wszystkie fakty przedstawione w niniejszym artykule dowodzą, że sieć komórek mułkowo-piaszczystych widoczna na powierzchni strefy inwolucyjnej zaczęła się organizować od spągowej części czynnej zmarzliny, od warstwy mułków. Pod tym względem interesujące nas inwolucje różnią się od podobnych struktur opisanych przez A. Jahna (1951), który wskazuje, że w początkowym okresie rozwoju inwolucji słupowych w miejscu ich występowania istniały formy szczelinowe.

Na zakończenie niniejszych rozważań przedstawiamy próbę określenia faz rozwojowych struktur inwolucyjnych występujących w sandrze stadium poznańskiego pod Gnieznem, a zwłaszcza sposobu powstania intruzji złożonych i struktur komórkowych.

Z faktów przedstawionych w opisie wynika, że w pierwszym okresie rozwoju zaburzeń inwolucyjnych powstały niewielkie sfałdowania mułków. W następnej fazie, w rezultacie postępującego procesu zamarzania strefy czynnej, prężność niezmarzniętej jeszcze masy mułkowej musiała być bardzo wysoka, skoro powstały intruzje klinowe mułków, które wbiły się w wyżej leżące piaski drobnoziarniste. Ponieważ system komórkowy zaczął się organizować od spągu, od najbardziej aktywnej masy mułkowej, warstwy piaszczyste na kontakcie z mułkami uległy wygięciu ku górze. Jak wykazały badania, intruzje klinowe w planie były już zorganizowane w pewien niezbyt regularny system komórkowy, choć wiele z nich nie przebiło w całości nadległych piasków i oczywiście nie doszło do powierzchni. Dochodzimy tu do trudnego zagadnienia przyczyn powstania systemu komórkowego. Problem ten jest żywo dyskutowany od momentu rozpoznania gleb strukturalnych. Jednak, jak podkreśla A. Jahn (1951), dotychczas nie zdołano wyjaśnić przyczyn geometrycznej regularności tych form. Należy sądzić, że w przypadku intruzji klinowych występujących w sandrze pod Gnieznem przyczyna ich komórkowego systemu w rzucie poziomym leży w mechanice oddziaływania rozprężającej się masy mułkowej na nadległy materiał. W rezultacie procesu zamarzania poważnie wzrosło wewnętrzne ciśnienie w masie mułkowej, co było przyczyną dążenia mułków do rozprężenia. Efektywny był nacisk tylko ku górze, gdyż od powierzchni prze-

ciwdziałal najmniejszy opór. Jednak należy również wziąć pod uwagę rozprężanie masy mulkowej na boki. Można przypuszczać, że wzdłuż pewnych linii siły rozprężania, działające z przeciwnych kierunków, spotykały się, sumowały i kierowały ku górze, gdzie napotykały najmniejszy opór. Ponieważ rozprężanie następowało w różnych punktach we wszystkich kierunkach, stąd linie, na których siły sumowały się przyjęły układ kolistych lub owalnych komórek. Na tych właśnie liniach masa mulkowa przezwyciężała opór nadległych piasków i tam intrudowała. O tym, że takie ruchy boczne masy mulkowej miały rzeczywiście miejsce w procesie powstawania inwolucji pod Gnieznem, świadczy obserwowane w wielu miejscach przesunięcie całych warstw mulków w obręb intruzji.

W kolejnej fazie rozwoju zaburzeń, niektóre intruzje klinowe przekształciły się w intruzje złożone. Nastąpiło to prawdopodobnie w tych miejscach, gdzie dwie intruzje klinowe występowały blisko siebie (fig. 13A), w wyniku czego znalazł się między nimi stosunkowo niewielki pakiet nadległych piasków. W następnych okresach piaski zamarzały prędzej niż

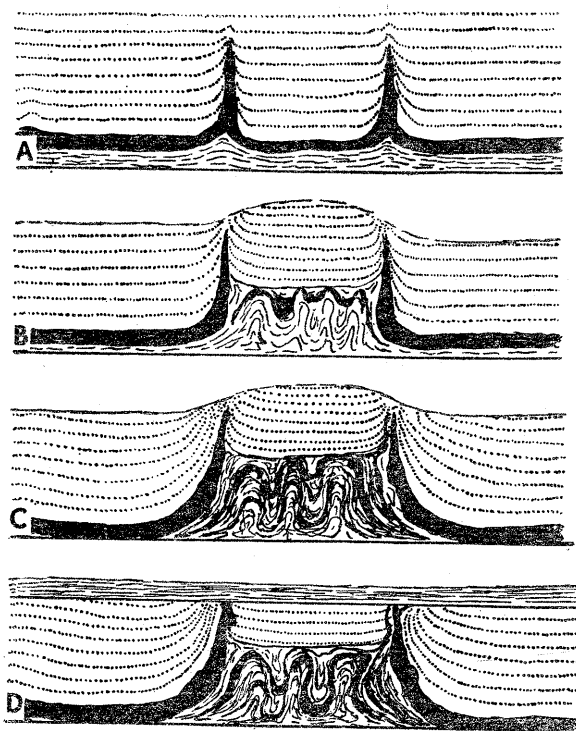


Fig. 13. Fazy przejścia intruzji klinowych w intruzję złożoną

Objaśnienia w tekście

obokległe mułki, występujące w klinowych intruzjach. Postępujący w dół proces zamarzania spowodował, że spągowe mułki rozprężyły się i wykoryzowały nie tylko istniejące już intruzje klinowe, ale naciskały od spodu na piaszczysty pakiet znajdujący się między dwoma intruzjami klinowymi płynnych mułków. Nacisk mułków od spągu na piaszczysty pakiet zadcycydował o wypchnięciu go ku górze. Wypchnięcie pakietu ułatwiały mułkowe intruzje klinowe. Płynne mułki tych intruzji spełniały — w stosunku do piaszczystego pakietu — rolę materiału ślizgowego (fig. 13 B). Dalszym efektem tych procesów było powstanie intruzji złożonych, scharakteryzowanych powyżej (fot. 4; fig. 13 C, D). Na powierzchni zaburzenia zaczęły się pojawiać w postaci kolistych wybrzuszeń piaszczystych w tych miejscach, w których występują intruzje złożone. Wałowymi wybrzuszeniami były pakiety piasków podniesione ku górze przez mułki w intruzjach złożonych. Następnie wody sandrowe wskutek zmiany koryta ścięły strop zaburzeń, a więc i owe piaszczyste wybrzuszenia. Stąd na oglądanej powierzchni kopalnej zaburzenia układają się w kolistę komórki mułkowe wypełnione koncentrycznie warstwowanymi piaskami.

Instytut Geograficzny
Uniwersytetu im. A. Mickiewicza
Poznań, 1961

Literatura

- Beskow, G. 1947 — Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. *Northwest. Univ., Technol. Inst.*, 145 (zob. A. L. Washburn 1956)
- Bryan, K. 1946 — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Journ. Sci.*, vol. 244.
- Büdel, J. 1948 — Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. *Erdkunde*, Bd. 2.
- Dücker, A. 1954 — Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 16.
- Dylik, J. 1952a — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene of Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Dylik, J. 1952b — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summary: Wind-worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67.
- Dylik, J. 1953 — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.* nr 4.
- Dylik, J. 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 4.
- Jahn, A. 1951 — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Pol.*, vol. 2.

- Jahn, A. 1956 — Some periglacial problems in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4.
- Jahn, A. 1961 — Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocł. im. B. Bieruta, Nauki Przyr.*, ser. B, nr 5, Nauka o Ziemi II.
- Kliewe, H. 1957/58 — Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom. Untersuchungsmethoden und Forschungsergebnisse. *Wiss. Ztschr. Ernst Moritz Arndt-Univ. Greifswald*, Jg. VII, Math.-naturwiss. Rh., Nr. 3/4.
- Kliewe, H. 1959 — Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen im Odermündungsraum. *Geogr. Ber.*, H. 10/11.
- Kozarski, S. 1958 — Warstwowe osady stokowe w okolicy Chodzieży (summary: Stratified slope deposits near Chodzież). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6.
- Kozarski, S. 1962 — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci—Warty (summary: Recession of the last ice sheet from the northern part of Gniezno Pleistocene Plateau and the formation of the Noteć—Warta ice-marginal valley). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydż. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol.*, t. II, z. 3.
- Krygowski, B. 1960 — O zaburzeniach glacictonicznych w sandrze pod Gnieznem (On the glacictonic disturbances in the outwash plain near Gniezno). *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*, kw. III i IV.
- Lembke, H. 1954 — Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde. *Gött. Geogr. Abh.*, H. 16.
- Liedtke, H. 1957/58 — Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. *Wiss. Ztschr. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-naturwiss. Rh.*, Jg. 7.
- Maruszczak, H. 1960 — Peryglacjalne utwory pokrywowe na obszarze Wzgórz Szeskich (résumé: Formations périglaciaires de couverture sur le territoire des Collines Szeskie). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 7.
- Michalska, Z. 1957 — Struktury peryglacjalne w osadach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa (summary: Periglacial structures in the sediments of the interstadial natural reservoir in Gąski near Ciechanów). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 5.
- Mojski, J. E. 1958 — Struktury krioturbacyjne na tarasach Wisły w okolicy Włocławka (summary: Cryoturbate phenomena in Vistula terraces in the region of Włocławek). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6.
- Mojski, J. E. 1960 — Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej (summary: Decline of Pleistocene in western part of Płock Depression). *Kwart. Geol.*, 4, Warszawa.
- Pierzchałko, Ł. 1956 — Periglacial phenomena in northern Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4.
- Poser, H. 1948 — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, Bd. 2.
- Richter, K. 1951 — Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 1.
- Rotnicki, K. 1960 — Oz Bukowsko-Mosiński (summary: The Buk-Mosina Esker). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydż. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol.*, t. II, z. 2.
- Różycki, S. Z. 1957 — Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella. Spitsbergen (résumé: Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la Terre de Torell, Spitsbergen). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 5.

- Schenk, E. 1955 — Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 6.
- Schulz, H. 1956 — Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränengebiete. *Peterm. Mitt.*, Jhg. 100.
- Sekyra, J. 1957 — Poznámky ke kvartéru severního Německa (summary: Notes on the Quaternary of Northern Germany). *Anthropozoikum*, VII.
- Sharp, R. P. 1942 — Periglacial involutions in northeastern Illinois. *Journ. Geol.*, vol. 50.
- Washburn, A. L. 1956 — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 67.

Stefan Kozarski, Karol Rotnicki

Poznań

INVOLUTIONS DANS LE SANDR DU STADE DE POZNAŃ AU SUD DE GNIEZNO

Résumé

Sommaire

On trouve dans le sandr du stade de Poznań de la dernière glaciation, à 2 km environ au sud de Gniezno, quelques générations d'involutions périglaciaires. Se basant sur une analyse détaillée, les auteurs donnent l'âge relatif des involutions et essaient de définir leur genèse. Les auteurs trouvent que les involutions étudiées s'étaient formées dans la zone détritique périglaciaire et montrent certains traits des sols cellulaires malgré une certaine ressemblance dans les coupes géologiques avec les structures d'involution liées au milieu de la toundra.

Nous nous sommes occupés des involutions dans le sandr près de Gniezno pour différentes raisons: (1) elles apparaissent dans les sédiments de la dernière glaciation, (2) le caractère des involutions, l'existence de quelques horizons et de quelques types de ces perturbations dont le degré de développement est différent, permettent de fournir certaines nouvelles données concernant la genèse des involutions en général, (3) la situation géomorphologique des phénomènes étudiés a permis de définir carrément le moment de leur formation ainsi que le type de la zone périglaciaire dans laquelle elles se formaient.

Encore récemment existait l'opinion que le territoire englobé par la dernière glaciation, après le retrait de l'inlandsis, était privé de pergélisol. L'avis de H. Poser (1948) est l'exemple d'une telle façon de voir

la question. Il semble pourtant que le raisonnement de Poser et son opinion basée là-dessus ont été superficiels, car le fait de ne pas avoir trouvé de structures périglaciaires dans les sédiments de la dernière glaciation ne devait pas obligatoirement prouver qu'il n'y en ait pas eu. Les recherches faites dans les dernières années sur le terrain de l'Allemagne du Nord (K. Richter 1951; A. Dücker 1954; H. Lembke 1954; H. Schulz 1956; J. Sekyra 1957; H. Kliewe 1957/58, 1959; H. Liedtke 1957/58) et de la Pologne du Nord (J. Dylik 1956; Ł. Pierzchałko 1956; J. E. Mojski 1958, 1960; S. Kozarski 1958, 1960; H. Maruszczak 1960; K. Rotnicki 1960) ont prouvé l'existence des structures périglaciaires dans les sédiments de la dernière glaciation, ainsi donc celle du pergélisol tant au cours de la récession du dernier inlandsis de ce terrain que dans le tardiglaciaire.

Ce travail est encore une contribution à une meilleure connaissance des processus qui se produisaient sur le terrain de la dernière glaciation quand il était englobé par le domaine climatique périglaciaire.

Près de Gniezno apparaissent deux rangées de moraines de poussée (fig. 1). Au sud de la ville passent les moraines terminales du stade de Poznań et au nord les moraines de l'oscillation de Gniezno (S. Kozarski 1960). Avec les moraines terminales se lient deux horizons de sandr, dont le supérieur appartient au stade de Poznań. Les involutions apparaissent dans la partie proximale du sandr du stade de Poznań. Elles apparaissent dans la gravière qui permet de bien examiner les sédiments de sandr. Ces sédiments se composent des couches de gravier et de sables gisant horizontalement et déposés dans les phases de sédimentation en dune et plate ainsi que les couches de limons. Dans la coupe on voit encore de petites perturbations glacitectoniques (fig. 2). Ces perturbations n'arrivent pas cependant bien profondément dans le substratum. Elles présentent la trace d'une insignifiante oscillation de l'inlandsis au cours de l'accumulation du sandr, c'est-à-dire pendant le stade de Poznań. Les involutions sont visibles dans les parois W et E de la gravière là où se trouve le matériel de sandr stratifié horizontalement (fig. 3, 11) et leur extension se lie strictement aux couches de limon.

Se fondant sur les matériaux d'observation recueillis, les auteurs se sont spécialement occupés du mécanisme de la formation des involutions dans le sandr près de Gniezno. Elles possèdent en effet avec les involutions décrites par de nombreux chercheurs (A. Jahn 1951, 1956; A. Dücker 1954; H. Kliewe 1959; H. Liedtke 1957/58; Z. Michalska 1957; R. P. Sharp 1942; J. Dylik 1952a) non seulement des traits communs, mais aussi des traits différents. J. Dylik attire l'attention sur l'existence de deux types généraux d'involutions — donc des involutions liées et libres.

Cette division correspond aux deux types d'involutions distinguées par A. Jahn (1956). Le premier type d'involutions que A. Jahn mentionne, correspond aux involutions libres de J. Dylik. Les involutions de ce genre, selon les auteurs, apparaissent dans les formations hétérogènes et ont pris naissance à la suite du triage thermique, par le mouvement des particules individuelles. Le deuxième type d'involutions distinguées par A. Jahn (1956) correspondant aux involutions liées de J. Dylik, est représenté par les involutions formées à la suite du déplacement de couches entières les unes par rapport aux autres. Ces couches ont une consistance fluidale, mi-fluidale ou plastique. Les involutions près de Gniezno doivent être insérées dans le deuxième type, car leur structure montre que les couches entières de la disposition sédimentaire primordiale étaient simultanément déplacées et déformées pendant l'action des processus de gel (fig. 4—7, 10, 12).

D'après l'opinion générale, les involutions se forment dans la zone active (R. P. Sharp 1942; K. Bryan 1946; A. Jahn 1951, 1956; J. Dylik 1952a, 1952b, 1953, 1956; A. Dücker 1954). Le plus souvent on considère que la régélation de la zone active (Sharp 1942; Dücker 1954; Jahn 1951, 1956) est cause principale de la formation des involutions. A mesure que progresse la régélation — qui commence à partir de la surface — les couches gisant de plus en plus profondément subissent ce processus. En même temps leur volume croît — ce qui est lié avec la transformation de l'eau en glace. Le processus de la régélation produit en conséquence la pression de la couche fluide et plastique du matériel entre la partie supérieure du pergélisol et la couche active qui gèle à partir de la surface. Pendant le processus de régélation — comme le démontre E. Schenk (1955) — vu l'accroissement du volume d'eau au moment où elle change en glace, une partie de l'eau est refoulée en bas par ce qu'on appelle „le front de congélation” (*Frostfront*). Ceci, évidemment, influe sur l'enrichissement en eau de la couche qui n'est pas encore gelée et qui se trouve directement au-dessus de la partie supérieure du pergélisol — ce qui élève considérablement le degré de sa fluidité. La masse fluide des déformations sous la pression de la couche qui gèle dans la partie supérieure ainsi que sous l'influence de la pression intérieure que A. L. Washburn (1956) a appelée *pression cryostatique*. Quand la pression est suffisamment forte, la masse fluide se fait un passage à travers la couche superposée. De cette manière se forment de nombreuses intrusions dont A. Jahn (1951) cite un exemple. En outre le fait que la couche gisant entre deux couches gelées gèle très lentement, favorise la formation des perturbations dans cette couche, car la pression y est au-dessus de la normale. Beskow (1947) a attiré l'attention sur ce dernier fait.

Les caractères des involutions près de Gniezno montrent que tous les processus cités ont pris part à la formation de ces phénomènes. Dans tous les horizons des involutions apparaît la même régularité c'est-à-dire la bipartition de la zone perturbée en ce qui concerne la fraction du matériel. La partie supérieure à 25—60 cm d'épaisseur environ ce sont des sables fins tandis que les limons¹ constituent la couche du fond de 5—20 cm d'épaisseur. Les limons présentent en même temps des plus grandes déformations, tandis que les perturbations des sables superposés sont, d'une façon générale, appropriées à la déformation des limons. Le caractère des perturbations montre que c'étaient justement les limons qui étaient la masse la plus active pendant des processus de régélation. Ceci est compréhensible pour deux causes. (1) Les limons forment la couche de fond de la zone perturbée, ils sont donc cette masse qui pendant la régélation au début de l'hiver se trouvait entre deux couches de sables gelés et résistait au gel le plus longtemps. Elle subissait la pression de la couche supérieure gelée et la pression intérieure cryostatique. (2) La masse limoneuse était plastique si ce n'est fluide et ceci à cause de l'accumulation de l'eau dans la couche gisant directement au-dessus du pergélisol. L'eau s'accumulait dans les limons et entre autres causes il faut noter le déplacement vers le bas du „front de congélation”. La saturation des limons d'eau causait leur gonflement, ce qui provoquait une grande élasticité de la masse limoneuse. De plus les déformations étaient probablement causées non seulement par la saturation en eau et ce qui en résultait l'agrandissement du volume des limons. Le processus de régélation des limons mêmes progressant lentement devait provoquer une nouvelle augmentation du volume de toute la masse des limons. Ce phénomène produisait de fortes déformations et même de brusques intrusions de la masse limoneuse dans le matériel déjà gelé. De nombreux chercheurs attiraient l'attention sur la grande activité des limons dans le processus de la formation des involutions (par exemple, R. P. Sharp 1942; G. Beskow 1947; A. Jahn 1951, 1956; J. Dylik 1952 a; E. Schenk 1955; Z. Michalska 1957). Les recherches faites ces dernières années au Spitsbergen par A. Jahn (1961) et concernant les mouvements de gel dans le sol peuvent servir également comme preuve de l'important agrandissement du volume des matériaux très fins à la suite des processus présentés plus haut. Ces recherches ont démontré que l'amplitude annuelle des mouvements verticaux dans les argiles denses est dix fois plus grande que l'amplitude des mouvements dans les sables.

¹ On a défini le caractère des deux formations d'après les analyses granulométriques. Il en résulte que les sables fins sont caractérisés par la prépondérance (83,1%) des grains de 0,5—0,1 mm et <0,1 mm (15,9%), cependant dans les limons prédominent les fractions de 0,05—0,006 mm (52,5%) et <0,006 mm (18,4%).

Bien que pour les limons cette valeur soit plus petite, cependant, par rapport aux sables l'amplitude du mouvement des limons est probablement plusieurs fois plus grande. Le fait que les involutions n'apparaissent que là où il y a des limons constitue une preuve de plus que la cause principale des perturbations dans le sandr près de Gniezno réside dans les changements de volume des limons dans le fond du mollisol. En effet ces changements provoquaient une grande pression cryostatique dans ces limons. Les observations de A. Jahn (1961) permettent de comprendre pourquoi les sables jouaient un rôle passif dans le processus de perturbation. La passivité des sables était causée non seulement par leur régélation plus précoce, mais également par de minimes changements de volume de ce matériel pendant l'action du gel.

Encore un problème est lié avec le mollisol où s'étaient formées les involutions qui nous intéressent. C'est le problème du fond de la zone des perturbations et de celui de la zone active. Il résulte des observations que dans le fond la zone des perturbations se termine brusquement. La limite de cette zone — dans tous les cas étudiés — est la surface du système sédimentaire primordial (fig. 3, 4, 5, 7, 9, 11, 12; photo 2—5) qui sépare les limons déformés des sables fins et moyens qui ne sont pas perturbés et gisent au-dessous des limons. En admettant que la surface des sables, était en même temps la limite inférieure de la zone active, il faut supposer que la coïncidence du fond des involutions avec la surface de la couche supérieure des sables est le résultat de l'inégale vitesse avec laquelle gèlent les masses de limon et de sable. Ils existent des opinions contradictoires concernant la succession de la régélation au matériel de fractions différentes. R. P. Sharp (1942) a attiré l'attention sur ce fait. Il a également constaté qu'en conséquence du processus de régélation il arrive souvent que certaines couches — surtout celles de l'argile — ne gèlent pas tandis que le matériel qui se trouve au-dessous d'elles, est déjà gelé. R. P. Sharp émet l'opinion que dans l'argile une certaine quantité d'eau se trouve en état liquide au-dessous de 0°. En ce qui concerne le matériel fin G. Beskow (1947) explique que le point de congélation est, à un certain degré, la fonction du diamètre du grain et que le matériel à gros grains gèle le plus tôt, tandis que le plus fin gèle le plus tard. C'est pour cette raison que — après la régélation de la zone active — des couches non-gelées ou des lentilles de matériel fin s'y maintiennent. Les exemples d'un phénomène semblable cités par A. L. Washburn (1956) concernent également les lentilles non-congelées de matériel fin se trouvant dans un état liquide au-dessous du point de congélation.

Il est probable qu'au moment de la formation de l'involution dans le sandr, près de Gniezno, le même phénomène se soit produit. Le processus

de régélation qui progressait d'en haut a embrassé les sables gisant au-dessus des limons. A mesure que le processus de pénétration progressait vers le fond, les limons fortement sursaturés d'eau sont demeurés à l'état liquide au-dessous de 0°, tandis que gelaient les sables gisant sous la surface qui les séparait des limons superposés non gelés. On ne sait pas à quelle profondeur se trouvait la surface du pergélisol. Le manque de traces de cette surface prouve que la formation des involutions dans les horizons respectifs se faisait dans un temps relativement court. C'est compréhensible, car les processus qui ont causé la formation des involutions, agissaient au cours de l'accumulation du sandr. Le changement fréquent des lits de l'écoulement des eaux du sandr pouvait à tout moment provoquer l'accumulation d'une nouvelle série de dépôts sur la couche dans laquelle se formaient les involutions. Si la nouvelle série était suffisamment épaisse, les processus de gel cessaient dans la couche recouverte. Il n'était pas indispensable que l'épaisseur de la nouvelle couche soit très grande pour interrompre le processus du développement des involutions, car elles se formaient dans le voisinage direct du bord de l'inlandsis où l'épaisseur de la zone active est petite. C'est pour cette raison que dans la couche limono-sablonneuse nouvellement mise en place a commencé à se former la génération suivante des involutions. De cette façon, pendant l'accumulation du sandr, quelques générations d'involutions (4—8) s'étaient produites dans le matériel de sandr. Ainsi nous arrivons à la question du temps de la formation des involutions dans le sandr de Gniezno. Comme le sandr où apparaissent les involutions en plusieurs horizons, s'accumulait pendant le stationnement du bord de l'inlandsis sur la linge des moraines terminales du stade de Poznań de la dernière glaciation, on doit rapporter la naissance de ces involutions à la même période. On admettait en général dans les travaux faits jusqu'à présent que les structures périglaciaires apparaissant dans les dépôts de la dernière glaciation s'étaient formées dans le tardiglaciaire, surtout pendant le Dryas supérieur (par exemple, H. Lembke 1954; Ł. Pierzchałko 1956; J. E. Mojski 1958, 1960; H. Maruszczak 1960). Les autres auteurs (H. Schulz 1956; H. Liedtke 1957/58) trouvent que les structures et les nappes périglaciaires sur le territoire de la dernière glaciation ont commencé à apparaître déjà dans le voisinage immédiat de l'inlandsis et se formaient inclusivement jusqu'au Dryas supérieur. H. Liedtke (1957/58) par exemple a trouvé des involutions dans le sandr du stade de Francfort. Ces structures avaient apparu au cours de la formation de ce stade. Les involutions dans le sandr de Gniezno nécessitent un recul assez important de la limite du temps où pouvaient se former les déformations périglaciaires dans les dépôts de la dernière glaciation. L'exacte définition du temps de la formation des involutions apparaissant

dans le sandr étudié, donne la possibilité de définir avec assez de précision le caractère du milieu périglaciaire dans lequel se formaient les involutions étudiées.

La localité avec les involutions dans le sandr près de Gniezno est située près de 1,5 km au sud-est des moraines terminales du stade de Poznań. Ces involutions s'étaient donc formées près de l'inlandsis, dans ce que J. Büdel (1948) appelle dans sa terminologie *zone détritique* et A. Jahn (1951) *désert arctique*, qui se caractérisait par l'absence de la couverture végétale. Entre autres raisons nous attirons l'attention sur ce fait, étant donné que les structures d'involutions du type d'intrusions limoneuses, de piliers involutifs ou de structures semblables aux involutions amorphes, que nous avons étudiées, ressemblent beaucoup dans la coupe verticale aux involutions étudiées par A. Jahn (1951, 1956). Il trouve que les involutions fossiles du Pléistocène à piliers ridées et amorphes correspondent au micro-relief de toundra de la Subarctique Européenne, aux structures de la toundra à ostioles et à buttes. Les faits cités plus haut prouvent que ce type de structures d'involutions pouvait se former non seulement dans la zone subarctique de la toundra périglaciaire, mais également dans la zone arctique, détritique qui se caractérisait par des conditions climatiques beaucoup plus sévères que celles de la zone de la toundra.

Nous en tirons une autre conclusion. Les involutions apparaissant dans le sandr près de Gniezno ne sont pas des structures qui correspondraient aux formes cryoturbées liées au milieu de la toundra. Les involutions étudiées dans le plan présentent un type spécifique de sols structuraux (fig. 8, 10; photo 6) formées de cellules sablonneuses entourées par des anneaux limoneux. Le cas des involutions près de Gniezno confirme donc l'opinion de J. Dylik (1952a) que les involutions sont très apparentées à ce qu'on appelle sols structuraux. Le caractère des sols structuraux étudiés prouve qu'ils ne correspondent à aucun des types de ce genre des structures connus jusqu'à présent. Ainsi par exemple A. L. Washburn (1956), dans son étude synthétique concernant ce problème ne mentionne pas du tout ce genre de structures. Ce ne sont pas des sols structuraux formés de quelque système de fentes de gel ou de fentes en coin — ils ne se sont pas formés non plus par voie du triage thermique. La bipartition de matériel de la couche primordiale plus tard perturbée a causé la bipartition du matériel dans les structures cellulaires (limons, sables). Cette bipartition du matériel de la zone perturbée était cause de la différente capacité en eau du fond (limons) et de la partie supérieure (sables) de la zone et, ce qui s'en suit, de la réaction différente de ces deux genres de matériel aux processus de gel. Les limons réagissaient à ces processus d'une façon active. Ils ont brisé la continuité passive ou presque passive de la couche de sable et ont

entouré d'anneaux chaque paquet de sable en particulier. Les structures décrites ne se sont pas formées à la suite d'un remplissage des fentes de gel par les limons, car les fissures en sont indépendantes (photo 9; fig. 7, 12). Là, où apparaissent les fentes de gel, les involutions sont insignifiantes ou elles manquent tout à fait. Les limons ne remplissent pas du tout des fentes de gel. Dans la coupe horizontale de l'involution où ces limons apparaissent comme un réseau de cellules, apparaît la fente de gel au cours rectiligne et indépendant du système cellulaire. Dans bien des endroits existent les intrusions de coins de limons qui ne sont pas arrivées jusqu'à la surface se terminant dans les sables superposés. Au-dessus des sables et à leur intérieur il n'y a pas de traces de fissures telles qu'elles soient et malgré cela les intrusions en projection horizontale sont organisées en réseau de cellules. Tous ces faits prouvent que le réseau de cellules est visible à la surface de la zone d'involutions et qu'il a commencé à s'organiser au fond de la zone active, dans la couche des limons. A ce point de vue les involutions qui nous intéressent diffèrent de semblables structures décrites par A. Jahn (1951) qui signale que dans la période initiale du développement des involutions à piliers, là où elles apparaissaient, existaient déjà des fentes.

Pour terminer ces considérations, nous présentons une tentative de définir les phases de développement des involutions paraissant dans le sandr du stade de Poznań près de Gniezno et surtout la façon dont se forment les intrusions complexes et les structures cellulaires. Il résulte des faits recueillis que dans la première période du développement des involutions s'étaient formés de petits plissements des limons. Dans la phase suivante, à la suite de la régélation progressive, la compressibilité de la masse de limons qui n'était pas encore gelée, devait être très grande, puisque les intrusions à coins des limons s'étaient formées. Elles s'étaient enfoncées dans les sables fins gisant plus haut. Comme le système cellulaire a commencé à s'organiser à partir du fond — de la plus active masse limoneuse — les couches de sable s'étaient recourbées vers le haut là, où elles étaient en contact avec les limons. Comme les recherches l'ont démontré, les intrusions à coins dans le plan étaient déjà organisées en un système cellulaire pas très régulier bien que plusieurs d'entre elles n'aient pas percé entièrement les sables superposés et ne soient pas évidemment arrivées à la surface. Nous arrivons ainsi à un problème difficile, celui des causes de la formation du système cellulaire. Ce problème est vivement discuté depuis qu'on a distingué les sols structuraux. Cependant, comme dit Jahn (1951), on n'est pas encore arrivé à expliquer les causes de la régularité géométrique de ces formes. Il faut croire que dans le cas des intrusions à coins apparaissant dans le sandr près de Gniezno la cause de leur système cellulaire dans

la projection horizontale se trouve dans la mécanique de l'influence de la masse limoneuse qui se dilate sur le matériel superposé. A la suite de la régélation, la pression interne de la masse limoneuse s'est sérieusement accrue, ce qui a provoqué la tendance des limons à se dilater. Seule la pression vers le haut était effective, car de la surface réagissait la moindre résistance. Cependant il faut aussi prendre en considération la dilatation latérale de la masse limoneuse. On peut supposer que le long de certaines lignes les forces de dilatation agissant des directions opposées se rencontraient, s'additionnaient et se dirigeaient vers le haut où elles rencontraient la moindre résistance. Comme la dilatation se produisait dans différents points et dans toutes les directions, les lignes sur lesquelles s'additionnaient les forces, ont acquis la disposition de cellules circulaires ou ovales. C'est sur ces lignes que la masse limoneuse a vaincu la résistance des sables superposés et s'y est introduite. Le déplacement des masses entières de limons aux endroits de l'intrusion observé bien de fois, témoigne que de tels mouvements latéraux de la masse limoneuse avaient eu réellement lieu dans le processus de la formation des involutions près de Gniezno.

Dans la phase successive du développement des déformations certaines intrusions à coins s'étaient transformées en intrusions complexes. Cela s'était probablement produit dans ces endroits où deux intrusions à coins apparaissaient l'une près de l'autre (fig. 13A) et en conséquence de ce fait il y avait entre elles un petit paquet de sables superposés. Dans les périodes suivantes les sables gelaient plus rapidement que les limons voisins et apparaissant dans les intrusions à coins. Les limons de fond se dilataient et profitaient non seulement des intrusions à coins qui existaient, mais elles pressaient d'en bas le paquet de sable se trouvant entre deux intrusions à coins des limons liquides. Ceci était causé par le processus de régélation progressant vers le bas. La pression des limons du fond sur le paquet de sable a décidé de son déplacement vers le haut. Les intrusions limoneuses à coins ont facilité la poussée du paquet. Les limons liquides de ces intrusions ont rempli — par rapport au paquet de sable — le rôle du matériel de glissement (fig. 13 B). La formation des intrusions complexes (photo 4; fig. 13 C, D) est la conséquence de ces processus. A la surface, les perturbations commencèrent à apparaître sous forme de boursofflures circulaires sablonneuses là, où apparaissent les intrusions complexes. Les paquets de sables soulevés par les limons dans les intrusions complexes constituaient des boursofflures de rempart. Puis, à la suite du changement de lit, les eaux de sandr ont tronqué la partie supérieure des perturbations ainsi que les boursofflures sablonneuses. C'est pourquoi à la surface fossile observée les déformations se disposent en cellules limoneuses circulaires remplies d'une façon concentrique de sables stratifiés.

Table des illustrations

Figures

Page

1. Situation géomorphologique des involutions dans le sandr près de Gniezno 1. sandr du stade de Poznań, 2. sandr de l'oscillation de Gniezno; 3. gravière avec involutions; SP — moraines terminales du stade de Poznań; OG — moraines terminales de l'oscillation de Gniezno	17
2. Gravière dans le sandr du stade de Poznań (dessin schématique de la paroi occidentale) 1. sable non-stratifié avec galets; 2. limons; 3. couche de galets; 4. horizons d'involutions; 5. éboulis	18
3. Fragment de la paroi occidentale de la gravière 1. sables non-stratifiés avec galets; 2. sable à gros grains mélangé de gravier (sables déposés dans la phase de la sédimentation en dune); 3. zones d'involution dans les limons et les sables fins; 4. sable fin et sable à grains moyens; 5. couche de galets	20
4. Fragment d'un des horizons d'involutions — paroi occidentale 1. sable à grains moyens; 2. sable fin dans la zone de déformations; 3. limons dans la zone de déformations; 4. sable limoneux; A, B, C — explications dans le texte	20
5. Intrusion complexe 1. sable limoneux; 2. sable fin dans la zone des déformations; 3. sable fin; 4. paquet de sable à l'intérieur de l'intrusion; 5. limons „du bord” de l'intrusion; 6. limons „internes” de l'in- trusion	22
6. Intrusion complexe à la structure interne amorphe 1. sable fin; 2. sable fin dans la zone des déformations; 3. limons dans l'intrusion; 4. lentilles sablonneuses dans l'intrusion	24
7. Deux horizons d'involutions séparés par une surface d'érosion 1. sable à grains moyens et à gros grains; 2. sable fin dans la zone de déformations; 3. limon dans la zone de déformations; A, B — explications dans le texte	25
8. Système cellulaire d'involution — projection horizontale 1. pellicules limoneuses des cellules; 2. sable fin à disposition concentrique des lamelles; 3. fen- te de gel	27
9. Fragment de la paroi orientale avec six horizons d'involutions 1. sable non-stratifié avec galets; 2. gravier stratifié; 3. sable limoneux; 4. involutions parmi les sables fins et les limons; 5. sable à grains moyens	29
10. Intrusions en coins en plan — paroi orientale 1. limon; 2. sable fin	29
11. Dessin détaillé du fragment de la paroi orientale 1. sable à gros grains mélangé de gravier; 2. involutions dans les limons et les sables fins; 3. sa- ble à grains moyens coupé de fissures en coins; 4. limon	32
12. Fragment des involutions dans la paroi orientale 1. sable fin et sable à grains moyens; 2. limon; 3. sable à grains moyens non perturbé	32
13. Phases de transition des intrusions en coins en intrusion complexe explications dans le texte	39

Photographies

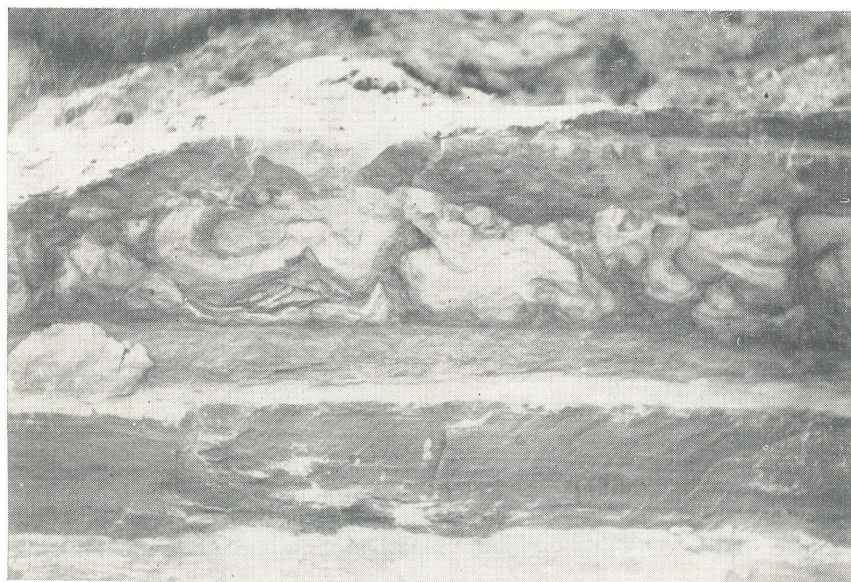
	p.
1. Coupe géologique du sandr du stade de Poznań près de Gniezno	24
2. Involutions dans la paroi occidentale	24
3. Intrusion complexe et en coins (l'intrusion en coins est visible à gauche du photo)	25
4. Intrusion complexe. Dans la partie supérieure de l'intrusion on voit un paquet de sable soulevé par les limons	25
5. Deux générations d'involutions séparées par une surface d'érosion distincte	36
6. Système cellulaire des intrusions en coins et des intrusions complexes en plan horizontal	36
7. Involution à piliers — coupe verticale	36
8. Involution à piliers — coupe horizontale	36
9. Fente de gel disposée indépendamment du système de l'involution	36

Traduction de S. Iazarowa



fol. B. Krygowski, 1950

Fot. 1. Budowa geologiczna sandru stadium poznańskiego pod Gnieznem



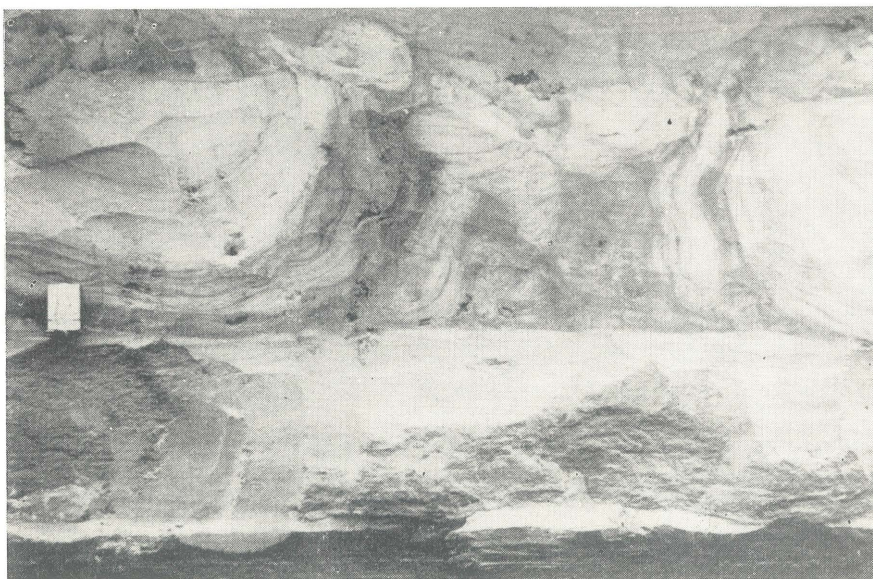
fol. autorzy, 1960

Fot. 2. Ściana zachodnia odkrywki. Zaburzenia inwolucyjne



fot. autorzy, 1960

Fot. 3. Intruzja złożona i klinowa (intruzja klinowa jest widoczna w lewej części fotografii)



fot. autorzy, 1960

Fot. 4. Intruzja złożona. W górnej części intruzji jest widoczny pakiet piasku podniesiony ku górze przez mułki



Fot. autorzy, 1960

Fot. 5. Dwie generacje zaburzeń inwolucyjnych przedzielone wyraźną płaszczyzną ścięcia



fot. autorzy, 1960

Fot. 6. System komórkowy intruzji klinowych i złożonych, w planie



fot. autorzy, 1960

Fot. 7. Inwoluta słupowa — przekrój pionowy



fot. autorzy, 1960

Fot. 8. Inwoluta słupowa — przekrój poziomy



fol. autorzy, 1960
Fot. 9. Szczelina mrozowa przebiegająca niezależnie od systemu inwolucji