

Tomasz PIĄTKOWSKI

Kras w osadach tortonu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega

WSTĘP

Problemy genezy złóż siarki w Polsce i na świecie w ogólnych zarysach zostały rozwiązane. Określono czynniki i warunki, w jakich może dojść do powstania koncentracji siarki. W badaniach tych duże sukcesy osiągnęli badacze polscy: J. Czermiński (1960, 1968a, b), J. Czermiński, S. Pawłowski (1961), R. Krajewski (1935, 1962), S. Kwiatkowski (1962), T. Osmólski (1963, 1973), K. Pawłowska (1962).

Brak jednak szczegółowych badań kompleksowych nie pozwala dotychczas na dokładniejsze określenie historii i sprecyzowanie wieku tworzenia się złóż siarki (T. Osmólski, 1973). Skomplikowana geneza złoża siarki była wynikiem nakładania się na siebie wielu zjawisk, które zacierają jego pierwotny wygląd i charakter. Jednym z nich były procesy rozpuszczania krasowego i zagadnienie to jest tematem niniejszego artykułu. Materiał do niego zebrałem w trakcie prac prowadzonych z ramienia Instytutu Geologicznego w nieczynnej kopalni siarki w Piasecznie w 1972 roku.

Za okazaną pomoc dziękuję doc. drowi Tadeuszowi Osmólskiemu. Za życzliwe ustosunkowanie się do mojej pracy wdzięczny jestem doc. drowi Janowi Czermińskiemu Dyrektorowi Instytutu Geologicznego. Mgrowi Tadeuszowi Perytowi dziękuję za przedyskutowanie całości omawianego zagadnienia.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

Najstarszymi utworami występującymi w podłożu utworów miocenu są na badanym obszarze piaskowce i mułowce kambru (fig. 1). Na utworach tych leżą osady miocenijskie (od dołu): piaskowce i piaski baranowskie, osady chemiczne (wapienie pogipsowe i gipsy), osady ilaste reprezentujące zarówno wyższy torton, jak i sarmat. Najmłodszymi utworami są czwartorzędowe aluwia doliny Wisły (żwiry, piaski, mady).

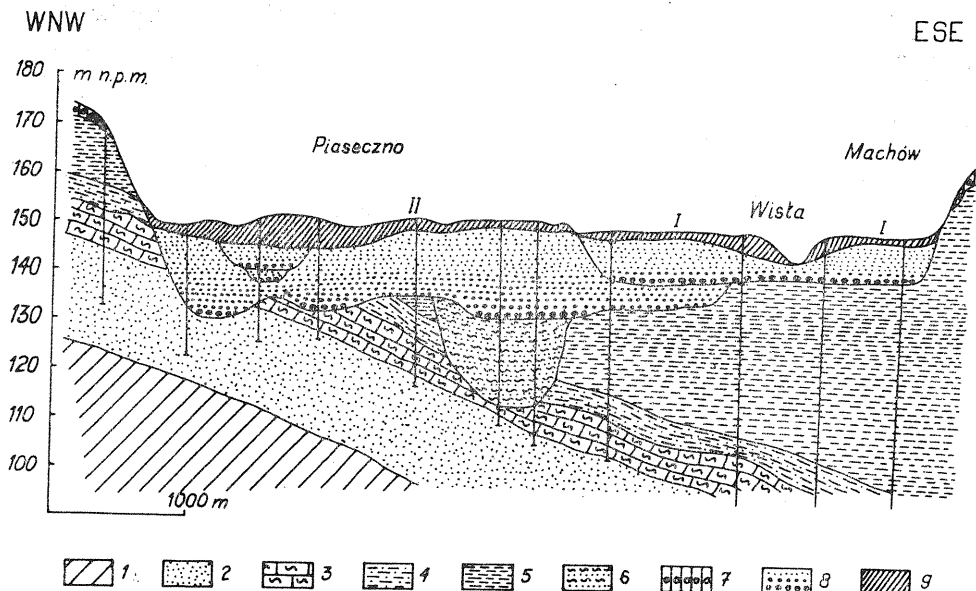


Fig. 1. Przekrój przez dolinę Wisły w okolicach Tarnobrzega według S. Pawłowskiego (1965), uzupełniony przez autora

Section across the Vistula river valley near Tarnobrzeg after S. Pawłowski (1965) supplemented by the present author

1 — osady paleozoiczne; 2 — piaski i piaskowce baranowskie (orton); 3 — osady chemiczne (orton); 4 — iły pektenowe (orton); 5 — utwory ilaste (sarmat); 6 — utwory pylasto-piaszczyste wypełniające zagłębienia w stropie osadów trzeciorzędu; 7 — gliny zwałowe zlodowacenia krakowskiego (GII); 8 — żwir i piaski facji korytovej (GIV — holocen); 9 — namuły rzeczne (holocen); I — poziom tarasu zalewowego — łęgowego; II — poziom tarasu wyższego — rędzinnego

1 — Palaeozoic sediments; 2 — Baranów sands and sandstones (Tortonian); 3 — chemical sediments (Tortonian); 4 — pecten clays (Tortonian); 5 — clay sediments (Sarmatian); 6 — pelitic-sandy material filling depressions in the top surface of the Tertiary sediments; 7 — till of the Cracow glaciation (GII); 8 — gravel and sand of the channel-fill facies (GIV — Holocene); 9 — stream muds (Holocene); I — flood plain marshes; II — higher terrace rendzinas

Zjawiska diagenetyczne w obrębie osadów chemicznych (metasomatoza, rozpuszczanie, rekrystalizacja) rozwinęły się głównie w wapieniach pogipsowych oraz gipsach występujących współcześnie na badanym obszarze w formie ostańców (tabl. II, fig. 15).

Osady tortonu zapadają pod niewielkim kątem na południowy wschód, a utwory sarmatu leżą na nich poziomo. Osady doliny Wisły ścinają utwory trzeciorzędowe od ilów sarmackich po piaski i piaskowce warstw baranowskich (fig. 1).

CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA I CHEMICZNA WÓD

Na omawianym obszarze w utworach kenozoicznych występują dwa poziomy wodonośne: poziom wód czwartorzędowych — swobodny (przed rozpoczęciem eksploatacji siarki występował on 1—2 m pod powierzchnią terenu) oraz poziom wód trzeciorzędowych występujący w utworach tortonu. Poziomy te oddzielone są od siebie utworami ilastymi (iły pektenowe i krakowieckie) i łączą się na wychodniach osadów tortonu wodonośnego (fig. 1).

Poziom trzeciorzędowy jest współcześnie powolnie zasilany wodami powierzchniowymi w strefie, gdzie przepuszczalne utwory aluwialne Wisły tarasu II — średniego — kontaktują z utworami wodonośnego tor-tonu. Na łączność obu poziomów wodonośnych w przeszłości i współczesną infiltrację wód powierzchniowych w osady chemiczne wskazują również badania chemizmu wód (A. Majka-Smuszkiewicz; K. Smuszkiewicz, 1965; S. Turek, 1965). Jak wynika z cytowanych prac, w badanym rejonie można wyróżnić szereg stref hydrochemicznych o granicach równoległych do wychodni osadów trzeciorzędowych. Najbliżej wychodni notowany jest wzrost zawartości jonów HCO_3^- . W partiach głębszego zalegania utworów wodonośnych trzeciorzędu wzrasta ogólna mineralizacja i udział jonów SO_4^{2-} , a jeszcze głębiej zawartość jonów Cl^- . W związku z tym w kierunku wychodni wody uzyskują skład charakterystyczny dla wód infiltrujących z powierzchni, a więc wód lądowych. Są to wody typu wodorowo-węglanowo-wapniowego i siarczanowo-wapniowego. Im dalej od wychodni warstwy wodonośnej miocenu, tym wody zbliżają się swym składem do wód reliktowych poprzez strefę wód pośrednich, reliktywno-infiltracyjnych (T. Osmólski, 1973). W miarę postępującej denudacji granice poszczególnych stref hydrochemicznych ulegały przesunięciu w kierunku głębszych partii osadów chemicznych. Badany obszar leży współcześnie w obrębie strefy wód infiltracyjnych, która w przeszłości była strefą wód silniej zmineralizowanych (reliktywnych). Fakt ten miał istotne znaczenie dla warunków rozwoju krasu w utworach chemicznych. Jak wynika z prac H. Szaniawskiego (1970), J. Głazka i M. Markowicz-Łohinowicz (1973), zmiana stężenia jonów chlorkowych wpływa na zmianę rozpuszczalności zarówno gipsów (anhydrytów), jak i wapieni. Dodatkowy wpływ na stopień rozpuszczalności mogła mieć temperatura roztworów, ich szybkość płynięcia, jak również efekt mieszania się roztworów o różnej mineralizacji, nasyceniu i ciśnieniu cząsteczkowym CO_2 .

PRZEJAWY KRASU W OSADACH CHEMICZNYCH

RUDY BREKCJOWE

Jednym z przejawów zjawisk krasowych w złożu siarki w Piasecznie są rudy typu brekcjowego. Trafne wydaje się spostrzeżenie M. Niecia (inf. ustna) o możliwości szukania analogii między typem tekstur brekcjowych rud siarki a teksturami dolomitów i wapieni triasu środkowego (złoża cynku i ołowiu) Śląska. Geolodzy pracujący na tym terenie (K. Bogacz, S. Dżułyński, C. Harańczyk, 1970; I. Smolarska, H. Gruszczyk, D. X. Phong, Ch. T. Nha, 1972) przyjmują dla tekstur brekcjowych lub przynajmniej ich części pochodzenie krasowe.

Rudy brekcjowe w Piasecznie tworzą niekiedy pełny profil złoża, a najczęściej występują w profilu w sposób nieregularny. Okruchy wapieni wchodzące w skład brekcji bywają drobno laminowane lub zbite bez widocznej laminacji. Barwa okruchów wapiennych jest bardzo zmienna — od ciemnej, prawie czarnej do szarej i jasnoszarej. Spoiwem brekcji jest siarka pylasta lub woskowa, rzadziej krystaliczna. W wielu wypadkach można z pewnością stwierdzić, że brekcja powstała w wyniku zar-

wania się stropu lub ściany próżni krasowej. Jest to więc typowa brekcja kolapsyjna — zapadliskowa (fig. 2). W stosunku do innych typów rud brekcja wapieni osiarkowanych jest wzbogacona w siarkę, należy ona tym samym do najbardziej bilansowych partii złoża.

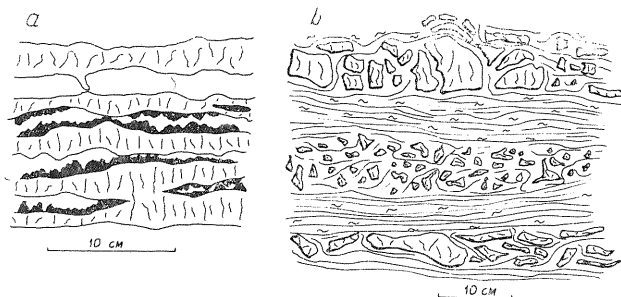


Fig. 2. Piaseczno — mechanizm powstawania brekcji kolapsyjnej (zapadliskowej)

Piaseczno — formation mechanism of collapse breccia

a — wapień kawernisty osiarkowany; b — brekcja wapienia osiarkowanego; widoczna jest tekstura warstwowa, okruchy wapieni w brekcji występują w drobnych pokładach oddzielonych od siebie laminowaną siarką pylastą

a — sulphur-mineralized cavernous limestone; b — sulphur-mineralized limestone breccia; bedded structure is visible, limestone fragments in the breccia form minute layers separated by laminated sulphur flour

K. Pawłowska (1962) traktuje brekcje wapieni osiarkowanych jako powstałe z bezpośredniej metasomatozy gipsów brekcjowych. R. Krajewski (1962) uważa je również za powstałe częściowo z przeobrażenia gipsów. Według autora niniejszego opracowania brekcje w zdecydowanej większości są pochodzenia krasowego. Oto kilka dowodów, które stanowią kontrargumenty dla teorii ich metasomatycznego pochodzenia z gipsów brekcjowych:

- okruchy wapieni w brekcji są ostrokrawędziste i ich kontakt ze spoiwem zazwyczaj ostry;
- w składzie okruchów brekcji przeważają wapień nie osiarkowane, w spoiwie natomiast w zdecydowanej przewadze występuje siarka;
- w złożu obserwuje się bardzo nieregularne rozmieszczenie brekcji;
- w skład okruchów brekcji wchodzi oprócz wapieni również margle z nadkładu złoża (zjawisko to obserwuje się często w stropie złoża);
- obserwuje się stopniowe przejścia wapieni pseudolaminowanych w brekcje (fig. 2).

Zjawiska zbrekcjowania mogły zachodzić w kilku fazach:

- po etapie przemian metasomatycznych, gdy utworzyły się próżnie w związku ze zmniejszeniem o 30% objętości skał przy zmianie gipsu w wapień i siarkę (typowa kompakcja);
- w etapach wymywania łatwo migrującej siarki;
- w etapach krasowienia złoża (gipsów i wapieni osiarkowanych).

Tekstury brekcjowe obserwowane są również w gipsach. Ten typ osadu, tak częsty i typowy w zapadlisku przedkarpaccim, stanowi świadectwo niepokoju sedimentacyjnego na dnie zbiornika morza tortońskiego. Opisana przez R. Krajewskiego (1962) brekcja gipsowa, zbudowana z gipsów o różnej teksturze (falistej, grubokrystalicznej i bezteksturalnej), stanowi jednak efekt działalności procesów późnodiagenetycznych — krasowych.

W Piasecznie oprócz wyżej opisanego typu brekcji obserwuje się okruchy wapieni marglistych, osiarkowanych, spojonych prawie czystą siarką pylastą (tabl. IV, fig. 18) o wyraźnej laminacji podkreślonej gdzieś drobnymi warstewkami ciemnego łu. Ten specyficzny typ osadu jest trudny do zaklasyfikowania. Okruchy wapienia osiarkowanego są lekko zaokrąglone, bez ostrych krawędzi. Pierwotnie stanowiły one typowy pokład wapieni kawernistych i pod wpływem działalności wód złożowych zostały „obmyte”, a przestrzeń wolną wypełniła siarka pylasta, dopasowując laminy do kształtu okruchów wapiennych. Niekiedy przestrzeń między zaokrąglonymi i „obmytymi” okruchami wapieni wypełniał sypki osad wapienny (podległy uprzednio procesowi dezintegracji).

ILY W OBREBIE KAWERN KRASOWYCH

Często w obrębie osadów chemicznych obserwuje się ciemne ily. Część z nich zawiera pokruszone skorupki pektenów, fragmenty margli, wapieni i okruchy tufitów. Osady te są silnie zaburzone i „wciśnięte” lejami (między ostańce gipsowe lub większe bloki zwięzłych wapieni) w osady chemiczne (fig. 3), wypełniają one zazwyczaj same leje lub ich najbliższe sąsiedztwo (fig. 4).

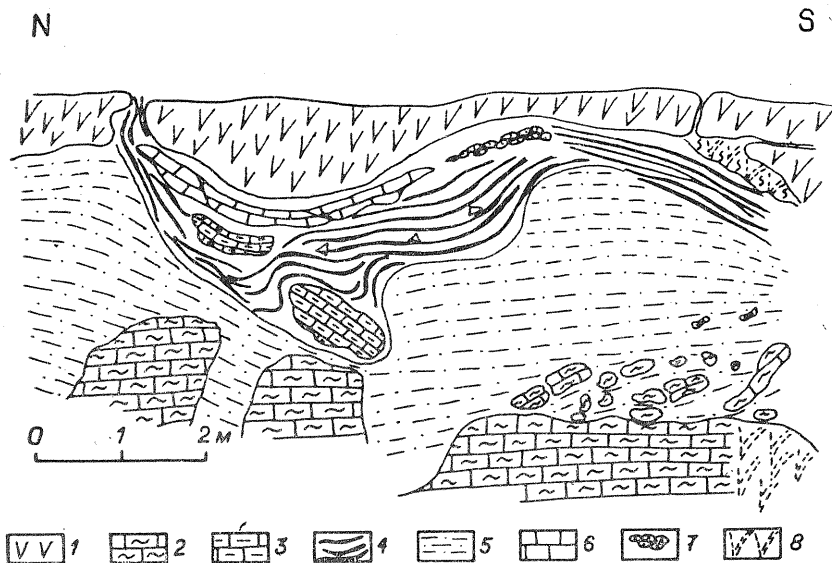


Fig. 3. Piaseczno — jama krasowa wypełniona utworami ilastymi nadkładu

Piaseczno — karst cavern filled with clay overburden material

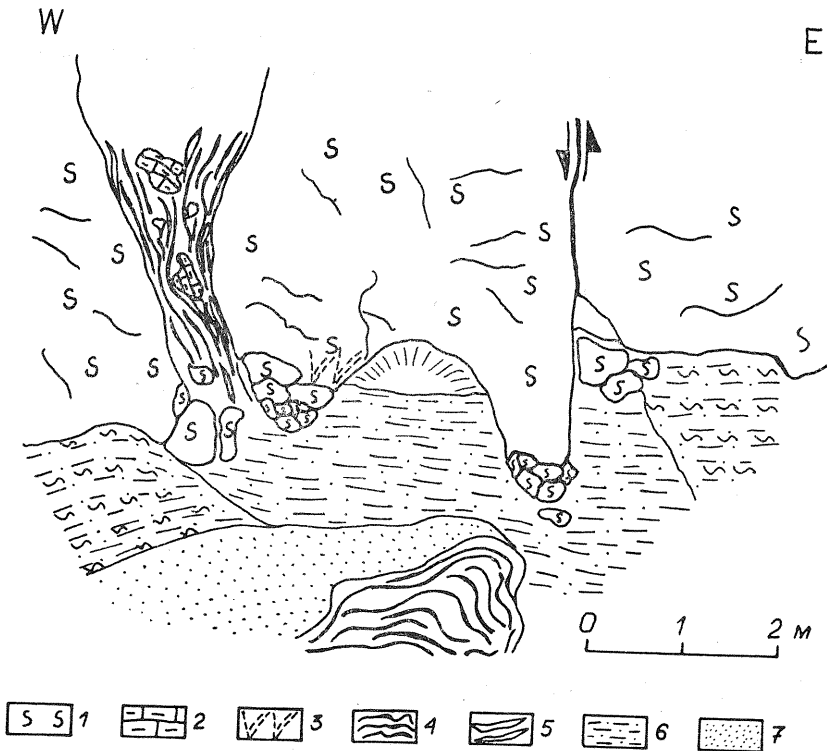


Fig. 4. Piaseczno — drobny lej krasowy w obrębie wapieni osiarkowanych

Piaseczno — minor karst sink hole within sulphur-mineralized limestones

1 — wapień osiarkowany, zwięzły; 2 — margle nadkładu; 3 — pseudomorfozy wapieni po gipsie; 4 — czarne ily; 5 — warstewki tufitów; 6 — wapień rozsypliwy, osiarkowany, z relikdami wapienia zwięzłego; 7 — wapień rozsypliwy pozbawiony siarki

1 — massive sulphur-mineralized limestone; 2 — overburden marls; 3 — limestone pseudomorphs after gypsum; 4 — black clays; 5 — tuffite beds; 6 — desintegrated sulphur-mineralized limestone with massive limestone relics; 7 — desintegrated limestone devoid of sulphur

Oprócz wyżej opisanych iłów, zawierających fragmenty skał nadkładu występują też ciemne, bitumiczne ily pozbawione okruszków skał warstw nadległych. Najczęściej lokalizują się one w partiach spągowych i środkowych złoża, rzadziej natomiast w stropie (fig. 4, 5). Iły te są nieznacznie zaburzone, często zawierają skupienia konkrecyjne siarki. Ich cechą charakterystyczną jest drobna laminacja. Omówione ily stanowią przypuszczalnie osad rezydualny, pozostały po rozpuszczeniu wapieni lub gipsów.

1 — gips krystaliczny; 2 — wapień osiarkowany, zwięzły; 3 — margle i wapień nadkładu; 4 — ily nadkładu; 5 — wapień rozsypliwy; 6 — warstwa wapienia ciemnoszarego; 7 — okruszki skały celestynowej; 8 — pseudomorfozy wapieni po gipsie krystalicznym

1 — crystalline gypsum; 2 — massive sulphur-mineralized limestone; 3 — overburden marls and limestones; 4 — overburden clays; 5 — desintegrated limestone; 6 — dark grey limestone bed; 7 — celestine rock fragments; 8 — limestone pseudomorphs after crystalline gypsum

Nie tworzą one zwartego poziomu, lecz występują punktowo (fig. 4); często wypełniają one zagłębienia w wapieniach osiarkowanych. W obrębie wapieni laminowanych ily te leżą dyskordantnie (fig. 5). Innym typem wystąpień iłów rezydualnych są szczeliny w obrębie wapieni osiarkowanych.

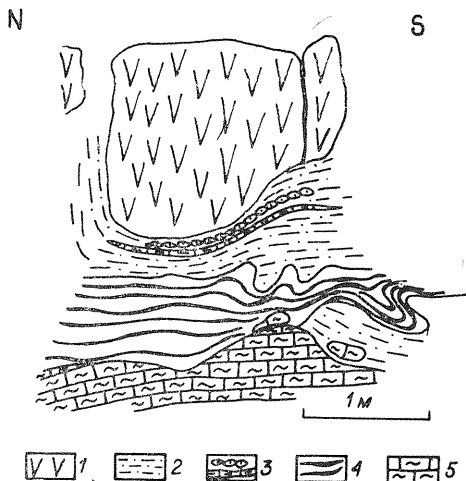


Fig. 5. Piaseczno — przejawy krasu w utworach tortonu poziomu chemicznego

Piaseczno — karst evidence within the Tortonian chemical sediments

1 — krystaliczne gipsy „szablaste”; 2 — rozsyplawy wapień osiarkowany; 3 — przewarstwienia marglistego wapienia i okruchy skały celestynowej; 4 — ily rezydualne; 5 — wapień osiarkowany, zwięzły

1 — “sabre-shaped” crystalline gypsums; 2 — desintegrated sulphur-mineralized limestone; 3 — marly limestone intercalations and celestite rock fragments; 4 — residual clays; 5 — massive sulphur-mineralized limestone

Iły ciemne, omówione wyżej, wyglądem swym jak i genezą upodabniają się do iłów witriolowych środkowego triasu Górnego Śląska, opisanych przez J. Horzemskiego (1962), K. Bogacza, S. Dżułyńskiego, C. Harańczyka (1970). Ich rezydualna geneza jest wielce prawdopodobna.

ZJAWISKA KRASOWE W STREFIE OSTAŃCÓW GIPSOWYCH

Strefy, w których ponad wapieniami osiarkowanymi występują gipsy, stanowią interesujący poligon dla badań zjawisk krasowych (fig. 3, 5). W okresie rozwoju procesów diagenetycznych i krasowych, które postępowały od spągu złoża (rola przepuszczalnego podłoża — T. Osmólski, 1963), gipsy te stanowią twardy nadkład, nie ulegający zapadnięciu nawet pod znacznymi próżniami krasowymi. Dzięki temu w wolne przestrzenie, powstałe na skutek ubytku substancji węglanowej i siarki pod gipsami, wciskane były osady nadkładu (fig. 3). Ostańce zbudowane są z gipsów grubokrystalicznych i występują strefowo w pobliżu wschodni osadów chemicznych. Są one izolowane od siebie utworami z nadkładu lub typowymi wapieniami osiarkowanymi. Ostańce gipsowe ulegały rozpuszczeniu krasowemu i można w nich obserwować liczne, drobne jamy krasowe i kanały cyrkulacji krasowej (tabl. II, fig. 15). Wciśnięcia osadów nadkładu mają różną formę w zależności od kształtu próżni krasowej. Powstanie próżni i jam w osadach chemicznych w strefie podgipsowej tłumaczyć można z jednej strony częściowym rozpuszczeniem węglanu wapnia, jakie towarzyszyło lub następowało po rekrytalizacji i dezintegracji wapieni osiarkowanych, z drugiej zaś strony wiązać się mogło z procesem metasomatozy. W efekcie tych wszystkich zjawisk w różnych okresach czasu mogły się utworzyć jamy i próżnie krasowe.

Niekiedy twarde nadkład jam krasowych stanowiły zwięzłe wapienie osiarkowane (fig. 4). W ich obrębie obserwowano drobne dyslokacje o rzutach do 1,5 m, których powstanie wiązać należy z zapadaniem się wapieni zwięzłych nad próżniami krasowymi. W obrębie wapieni widoczne są również leje, przez które wciskały się z nadkładu ility warstw pektenowych (fig. 4).

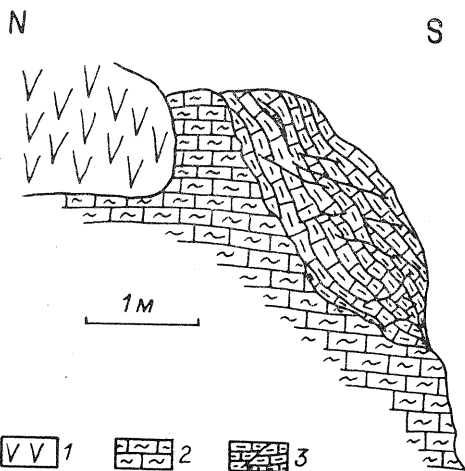
W przypadku, gdy nad jamą krasową brak było twardego pokładu gipsu bądź wapieni, lub pokład ten w trakcie rozwoju procesów niszczących (w czasie powstawania próżni krasowych) został usunięty, utwory ilaste nadkładu zapadały się, wypełniając całkowicie zagłębienie (fig. 6). Przy dużych deniwelacjach stropu złoża wskutek działania procesów krasowych skala zaburzeń utworów nadkładu była znaczna (tabl. V, fig. 21).

Fig. 6. Piaseczno — przekrój przez zagłębienie w stropie wapieni osiarkowanych, wypełnione mocno spękanyimi ility i marglami poziomym ility pektenowych

Piaseczno — section across the depression in the top surface of sulphur-mineralized limestones filled with strongly fractured clays and marls of the pecten clay horizon

1 — gips krystaliczny; 2 — wapień osiarkowany; 3 — ility i margle nadkładu

1 — crystalline gypsum; 2 — sulphur-mineralized limestone; 3 — overburden clays and marls



Niniejsze opracowanie oparto częściowo na analogiach ze złożami cynku i ołowiu rejonu śląsko-krakowskiego na podstawie prac J. Horzemskiego (1962), K. Bogacza, S. Dżułyńskiego, C. Harańczyka (1970, 1973), S. Dżułyńskiego, A. Kubicza (1971), K. Bogacza, S. Dżułyńskiego, C. Harańczyka, P. Sobczyńskiego (1972) oraz I. Smolarskiej, H. Gruszczyka, D. X. Phonga, Ch. T. Nha (1972). Wydaje się, że podobieństwo procesów zachodzących na obu obszarach powinno ukierunkować badania podstawowe w złożach siarki, podobnie jak to uczyniono przy badaniach złóż cynku i ołowiu.

ZASIĘG I ROZMIESZCZENIE PRZESTRZENNE KRASU

Ze względu na całkowite lub znaczne wypełnienie osadami próżni i jam krasowych badania krasu w obrębie samego złoża są utrudnione. W związku z tym obrałem nieco inny kierunek badań. Przyjmując, że zaburzenia nadkładu złoża siarki w Piasecznie są efektem działalności krasu w złożu (M. Nieć, 1970), zbadałem kierunki zaburzeń nadkładu oraz ich charakter.

M. Nieć (1970) opisał morfologię stropu złoża siarki w Piasecznie oraz mikrotektonikę nadkładu. Do tego dość szczegółowego opisu należałoby do-

dać kilka obserwacji dotyczących omawianego zagadnienia. Kontakt złoże z łamami nadkładu jest bardzo nierówny, przy czym wyniesienia i obniżenia kontynuują się na dość dużych odcinkach i wykazują rozciągłość liniową, co można obserwować pośrednio na podstawie zaburzeń nadkładu. Obniżenia w stropie osadów gipsowych łączą się również w obniżenia podłużne, zgodne z kierunkami zaburzeń w łamach pektenowych. Bardzo często procesy krasowe, których efektem są zaburzenia nadkładu, rozwijały się w partii spągowej i środkowej złoże.

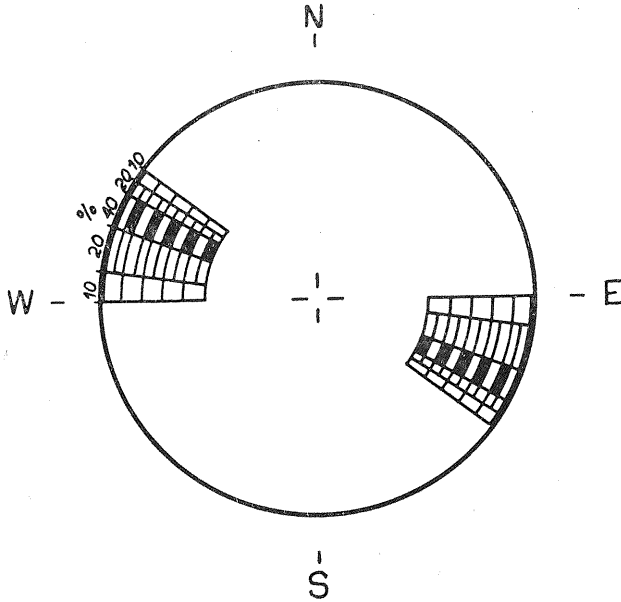


Fig. 7. Piaseczno — diagram kierunków zaburzeń (osi fałdów, fleksur i płaszczyzn uskokowych) w łamach nadkładu złoże siarki

Piaseczno — diagram of structural elements (fold axes, flexures, and fault planes) within the overburden clays of the sulphur deposit

Na podstawie 34 pomiarów kierunków zaburzeń ciągłych i nieciągłych nadkładu (fleksury, uskoki, fałdy — fig. 7) określono, że maksimum 40% przypada na wartość azymutów 120—125°. Skrajne pomiary różnią się o wartość 40°. Dzięki otrzymaniu dużej zgodności pomiarów można wyciągnąć wniosek, że większość próżni krasowych posiadało przebieg zgodny z azymutami powierzchni uskokowych i z osiami zaburzeń ciągłych. W związku z tym większość dróg cyrkulacji krasowej miała przebieg zgodny z upadem, a prostopadły do wychodni utworów tortonu. W 85% badanych form zaburzeń skrzydła zrzucane uskoków i obniżone skrzydła fleksur w strefach peryferycznych złoże występują od strony centralnej osadów osiarkowanych. Z tego wynika, że procesy krasowe rozwijały się głównie w osadach tortonu osiarkowanego. W kierunkach peryferycznych złoże zaburzenia nadkładu oraz procesy krasowe zanikały.

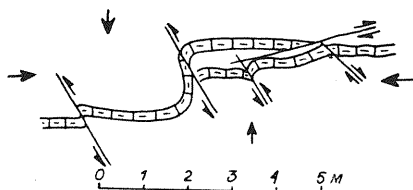


Fig. 8

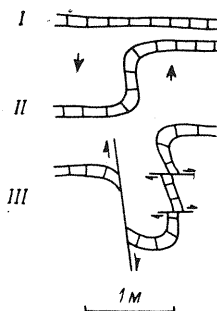


Fig. 9

Fig. 8. Piaseczno — zaburzenia typu drobnych nasunięć w ilach nadkładu złoża siarki

Piaseczno — disturbances of minor overthrust type within the overburden clays of the sulphur deposit

Fig. 9. Piaseczno — ewolucja zaburzeń w ilach nadkładu złoża

Piaseczno — development of disturbances within the overburden clays

I—III — kolejne fazy ewolucji fleksury

II—III — subsequent development phases of the flexure

Na zamieszczonych tablicach fotograficznych (tabl. V—VII) przedstawiono typy zaburzeń osadów nadkładu złoża. Przeważają fleksury o odwróconej płaszczyźnie fleksurowej, liczną grupę stanowią również uskoki odwrócone, przechodzące niekiedy w drobne nasunięcia (fig. 8; tabl. V, fig. 21). Znacznie rzadsze są uskoki normalne, zazwyczaj schodowe, drobne formy antyklinalne lub synklinalne (tabl. V, fig. 20).

Na fig. 9 (tabl. VII, fig. 25) odtworzono proces formowania się fleksury w nadkładzie, która następnie została zmodyfikowana przez uskoki proste, lecz o przeciwnym kierunku zrzutu. Fakt ten świadczy o tym, że zjawiska krasowe odbywały się w kilku fazach.

WIEK KRASU

Główne etapy rozwoju zjawisk krasowych odzwierciedliły się w zaburzeniach nadkładu złoża. O tym, że kras w Piasecznie nie rozwijał się współcześnie ani w przeciągu najmłodszego plejstocenu, świadczy fakt, że osady aluwialne Wisły wieku młodoplejstocenińskiego i holocenińskiego (GIV — holocen) leżą poziomo na zaburzonych ilach warstw pektenowych i ilach krakowieckich (tabl. III, fig. 16) lub przemytych utworach trzeciorzędowych (fig. 1; tabl. I, fig. 12).

Z tego wynika, że górną granicę wiekową procesów krasowych stanowi zlodowacenie bałtyckie, a dokładniej okres poprzedzający wypełnienie doliny Wisły aluwiami tego wieku. Następnym argumentem pomocniczym w rozstrzygnięciu wieku procesów krasowych jest typ kontaktu przemytych osadów trzeciorzędowych z utworami ilów pekteno-

wych i wapieni osiarkowanych (fig. 10). Przyjęto, że wiek krasu jest późniejszy niż proces przemycia utworów trzeciorzędowych. Osady przemycyte, a szczególnie ich część spągowa — gliny z otoczkami skał karpacckich i pyły w spągu — są w tym samym stopniu zaburzone co ility pektenowe

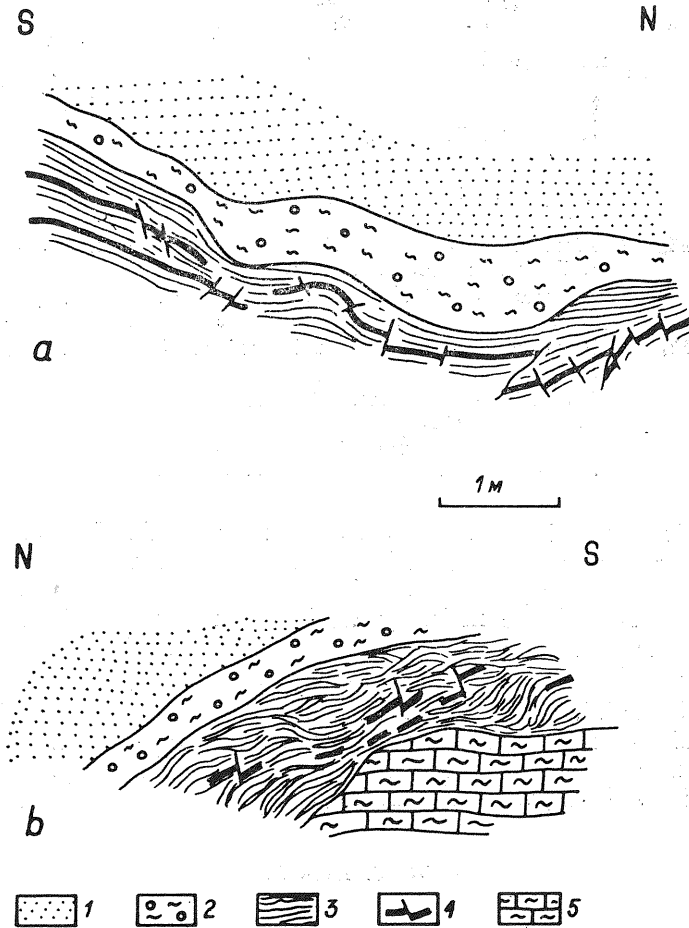


Fig. 10. Piaseczno — odsłonięcia kontaktu ilów pektenowych (torton) z utworami „rynny” (gliny z otoczkami skał karpacckich i piaski pylaste)

Piaseczno — exposures of contact between the pecten clays (Tortonian) and “gutter” sediments (boulder clays with Carpathian rocks fragments and pelitic sands)

a — stefa stoku „rynny”; b — strefa osiowa „rynny”;
1 — pyły; 2 — gliny z otoczkami skał karpacckich; 3 — ility pektenowe; 4 — warstwy margli i wapieni w łożach pektenowych; 5 — wapień osiarkowany

a — slope zone of the „gutter”; b — axial zone of the “gutter”; 1 — rock flour; 2 — boulder clay with Carpathian rocks fragments; 3 — pecten clays; 4 — marl and limestone beds within pecten clays; 5 — sulphur-mineralized limestone

nowe i krakowieckie. Zaburzenia w osadach dopasowują się kształtem do stropu wapieni osiarkowanych (fig. 10b).

Osady ilów pektenowych są miejscami silniej zaburzone niż utwory przemycie (fig. 10b), co jest zapewne efektem wcześniejszego aktu krasowego, który miał miejsce przed przemyciem osadów trzeciorzędowych. Ponieważ dotychczas nieznana jest geneza przemycitych utworów trzeciorzędowych ani okres ich powstania, przeto zawężenie granic czasowych rozwoju krasu staje się niemożliwe. W przypadku gdyby okazało się, że przemycie utworów miało miejsce na dnie zbiornika sarmackiego, wówczas wiek zjawisk krasowych można by przyjąć na posarmacki, trwający do młodszego plejstocenu.

Zaburzenia nadkładu złoży wywołane procesami krasowymi rozwijały się w osadzie znacznie skonsolidowanym. W chwili powstania zaburzeń warstwy margli i wapieni w ilach trzeciorzędowych były mocno zdiagenezowane. Stąd najczęstszymi typami zaburzeń są uskoki i drobne nasunięcia (tabl. V, fig. 21; tabl. VI, fig. 22, 23). Wapienie i wkładki margli ilów pektenowych są zazwyczaj silnie spękane, plastycznie natomiast zachowują się ility (tabl. III, fig. 17). Niekiedy wapienie i margle stwarzają wrażenie odkształconych plastycznie (tabl. IV, fig. 19; tabl. VII, fig. 24). Twardsze fragmenty tkwią w masie ilastej, a ich odkształcenie było możliwe dzięki „płaszczowi iltu”, który w sposób bardzo wolny przeniósł naprężenia, powodując plastyczne odkształcenia wapieni i margli już zdiagenezowanych. Sądząc więc po typie zaburzeń, miocen górny jako ewentualny okres wzmożonej działalności krasu nie powinien być brany pod uwagę. Z powyższego wynika, że nasilenie zjawisk krasowych było największe w pliocenie i starszym plejstocenie.

Ze względu na specyfikę krasu podziemnego w osadach chemicznych porównanie wieku tych zjawisk z wiekiem procesów krasowych przy powierzchni (z tego samego rejonu) nie może nasuwać daleko idących analogii.

Datowania zjawisk krasowych z terenów sąsiedzkich są w wielu przypadkach podobne do podawanych przez autora dla osadów chemicznych Piaseczna. E. Jońca (1963) w wapieniach dolnotortońskich obserwował zagłębienia krasowe, których wiek określił na podstawie zaburzeń utworów czwartorzędu (nad zagłębieniami) na interglacjał wielki (J.II/III).

J. Flis (1954) łączy zjawiska krasowe z gipsów Niecki Niedziańskiej, podobnie jak R. Gradziński (1962) oraz R. Gradziński i Z. Wójcik (1966) z Wyżyny Krakowskiej, z okresem posarmackim. Wymienieni autorzy nie wykluczają również możliwości rozwoju krasu w przerwie sedymentacyjnej, po ustąpieniu morza tortońskiego a przed transgresją sarmacką.

E. Mycielska-Dowgiałło (1965) na podstawie badań zagłębień krasowych w Smerdynie i Dmosicach określa wiek zjawisk krasowych na pliocen. Według niej procesy te ustają w czwartorzędzie.

R. Gradziński (1962) i inni uważają, że najważniejszą rolę w rozwoju krasu podziemnego odgrywa spadek hydrauliczny, który najczęściej związany jest z okresami wzmożonej denudacji i głębokiej erozji. Tego typu procesy mogły mieć miejsce na badanym terenie w pliocenie lub starszym czwartorzędzie. Z tego też względu przedstawiono ewolucję doliny Wisły na badanym odcinku i ewentualne drogi migracji wód powierzchniowych w osady chemiczne podlegające zjawiskom krasowym.

MIGRACJA WÓD POWIERZCHNIOWYCH W OSADY CHEMICZNE
ORAZ JEJ WIEK

Przyjęto, że w trakcie przeobrażenia się złoża siarki wody powierzchniowe posiadały doniosłą rolę jako źródło tlenu w procesie utleniania siarkowodoru (J. Czermiński, 1968a, b; T. Osmólski, 1973). Stanowiły one również główny czynnik procesu krasowego. Należy zastanowić się, jakie były możliwości infiltracji tych wód w złożo? W tym celu prześledzono historię czwartorzędu badanego odcinka Wisły.

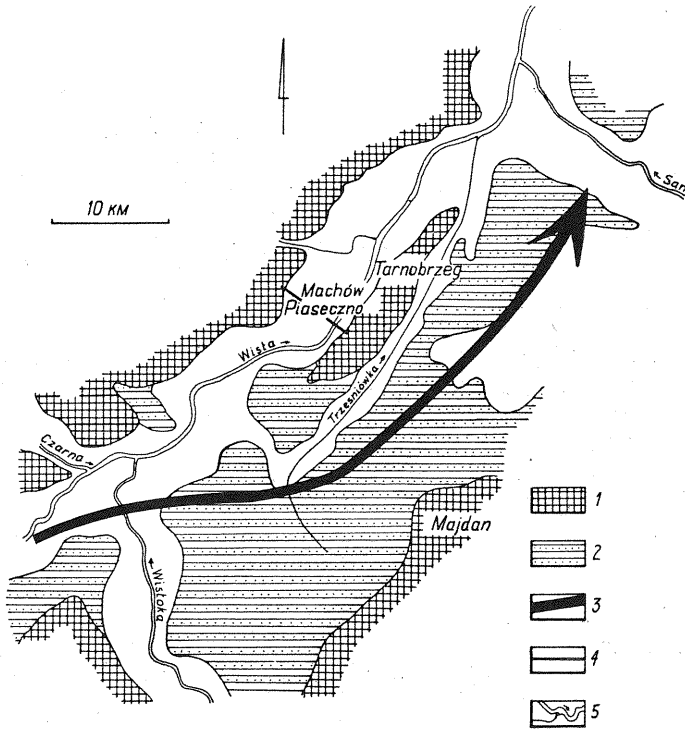


Fig. 11. Schematyczna mapa geomorfologiczna póln. części Kotliny Sandomierskiej na podstawie prac J. Buraczyńskiego, J. Wojtanowicza (1968) i L. Starkela (1972), uproszczona

Schematic simplified geomorphological map of the northern part of the Sandomierz valley based on works by J. Buraczyński, J. Wojtanowicz (1968), L. Starkel (1972)

1 — wysoczyzna Wyżyny Małopolskiej i obszarów Płaskowyzów Kolbuszowskiego i Tarnowskiego; 2 — taras średni Wisły — III (wiek J III/IV — G IV); 3 — przebieg doliny Wisły przed zlodowaceniem bałtyckim (G IV); 4 — linia przekroju (fig. 1); 5 — współczesne koryta Wisły wraz z dopływami w obrębie tarasów rzędziny i łęgowych (G IV — holocen)

1 — plateaus of the Małopolska Highlands, Kolbuszowa, and Tarnów; 2 — middle terrace of the Vistula river — III (age: J III — G IV); 3 — Vistula river valley prior to the Baltic glaciation (G IV); 4 — cross-section line (Fig. 1); 5 — present-day Vistula river channel and tributaries within the rendzina and marsh terraces (GIV — Holocene)

W dolinie Wisły okolic Tarnobrzega (fig. 1 i 11) nie obserwuje się śladów tarasu II średniego (W. Laskowska-Wysoczańska, 1971). W interglacjale eemskim (J III/IV) Wisła nie płynęła po zachodniej stronie Ostańca Tarnobrzeskiego, jej koryto przebiegało w tym okresie bardziej na południowy wschód od współczesnego. Obserwuje się tam fragmenty tarasu III średniego (obecnie dolina rzeki Trzęśniówki, fig. 11), taras II wyższy (rędzinny) o wysokości około 150 m n.p.m. pochodzi ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego (G IV) i występuje po zachodniej stronie doliny Wisły (fig. 1). Rzeka w tym okresie osiągnęła podstawę erozyjną na wys. 130 m n.p.m. rozcinając w znacznej części wychodnie osadów chemicznych. To wówczas odłożone zostały 18-metrowej miąższości aluwia, o zdecydowanej przewadze żwirów w spągu i piasków w stropie. W skład materiału żwirowego wchodzi znaczna ilość piaskowców, kwarcytów, wapieni, granitów, w tym niewielka ilość materiału pochodzenia północnego. Wiek tych osadów określono na podstawie analizy makroszczątków roślinnych (E. Mycielska-Dowgiałło, 1965, 1969) na Alleröd lub młodszy dryas.

W obrębie osadów tarasu II znajdowano dość powszechnie kości mamutów datowane na ok. 50—100 tys. lat i szczątki drewna, których wiek określono metodą C^{14} na 40 700 lat (E. Mycielska-Dowgiałło, 1969). Starszy wiek kości i drewna świadczy zapewne, że są one redeponowane z tarasu II średniego i odpowiadają wiekowo w większości przypadków okresowi stepowo-tundrowemu, który poprzedzał transgresję zlodowacenia bałtyckiego (G IV max). Analiza palinologiczna osadów tarasu II wyższego wskazuje na panujący wówczas chłodny klimat (E. Mycielska-Dowgiałło, 1969), a więc zgodny z przyjętym wiekiem (schyłek zlodowacenia G IV).

W obrębie tarasu II wyższego obserwuje się niekiedy młodsze rozcięcia (kopalne koryta — fig. 1). W jednym z nich oznaczono wiek osadów torfowych na 9070 lat (E. Mycielska-Dowgiałło, 1969), czyli okres preborealny holocenu. A więc w tym okresie notuje się pierwsze holocenijskie ślady erozji, związane ze zmianą bilansu aluwii Wisły na przełomie glacjału i postglacjału (E. Falkowski, 1967). Podstawa erozyjna tych kopalnych koryt osiągnęła wysokość 138 m n.p.m. Taką samą wysokość posiada w przybliżeniu podstawa erozyjna tarasu I zalewowego (łęgowego) — ok. 148 m n.p.m. Osady tarasu I w przeważającej części składają się z piasków i mułów. Wiek tych aluwii ustalono na holocen (E. Mycielska-Dowgiałło, 1965, 1969; E. Falkowski, 1967). Erozja poprzedzająca budowanie tego tarasu trwała do okresu atlantyckiego. Do czasów współczesnych Wisła posiada dodatni bilans aluwii (E. Falkowski, 1967) i buduje taras I.

Współczesna dolina Wisły ma szerokość ok. 7 km, a na odcinku 1,5 km aluwia jej kontaktują z wychodniami osadów chemicznych i piasków baranowskich tworzących trzeciorzędowy poziom wodonośny (fig. 1).

*

W podsumowaniu można powiedzieć, że ewolucja badanego odcinka Wisły wygląda następująco. W okresie interglacjału eemskiego (J III/IV) Wisła płynęła jeszcze szeroka, 10 km doliną na wschód od Ostańca Tarno-

brzeskiego (fig. 11). J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, (1968), W. Laskowska-Wysoczańska (1971) i L. Starkel (1972) stwierdzają, że u schyłku interglacjalu eemskiego Wisła spychana, być może, przez Wisłokę lub skaptażowana przez rzeki spływające z Gór Świętokrzyskich przesuwa się na NW i odcina Ostaniec Tarnobrzeski od Działów Połanieckich. W okresie zlodowacenia G IV i jego końcowej fazie po zachodniej stronie obecnej doliny Wisła wycina koryto do głębokości 130 m n.p.m., a następnie akumuluje taras do wysokości 150 m n.p.m. Na początku holocenu Wisła ponownie eroduje i przerzuca swój bieg bardziej na wschód, zlobiąc koryto do głębokości 10—12 m poniżej poziomu tarasu wyższego i dochodząc do wysokości 138—140 m n.p.m., w którym do dziś akumulowane są aluwia.

Na podstawie najnowszych materiałów archiwalnych (Z. Glazer, A. Drągowski, R. Kaczyński i in., 1972) i badań autora (T. Piątkowski, 1973) stwierdzono w stropie iłów trzeciorzędowych okolic Piaseczna i Machowa zagłębienie, przypominające swym zasięgiem i kształtem „rynnę” (fig. 1), której podstawa schodzi do 115 m n.p.m. w okolicach Kajmowa i Piaseczna. Rynna ta wypełniona jest utworami pylasto-piaszczystymi, zawierającymi materiał florystyczny i mikrofaunistyczny iłów sarmackich i tortońskich. W części spągowej tych osadów spotyka się otoczaki pochodzenia lokalnego oraz karpackiego (brak materiału północnego), co wskazuje, że wiek utworzenia i wypełnienia rynny jest wcześniejszy od wieku osadów zlodowacenia krakowskiego (G II).

Rynna spowodowała rozcięcie osadów chemicznych i piasków baranowskich (ich stropowej części). Stworzyło to oczywiście ogromne możliwości infiltracji wód od góry, co spowodowało natężenie zjawisk krasowych. Z braku dokładniejszych badań trudno w obecnej chwili określić genezę i wiek rynny.

Jak wynika z przytoczonych faktów, w historii złoża siarki w Piasecznie istniały co najmniej dwa okresy, w których wody powierzchniowe intensywnie infiltrowały w złożo. Pierwszy miał miejsce między górnym mioceniem a dolnym czwartorzędem, a drugi w okresie młodszego plejstocenu.

Zakład Geologii Ropy i Gazu Niżu
Instytut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 1 kwietnia 1974 r.

PIŚMIENNICTWO

- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C. (1970) — Ore-fillet hydrothermal Karst features in the Triassic rocks of the Cracow — Silesian region. *Acta geol. pol.*, 20, p. 247—268, nr 2. Warszawa.
- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C. (1973) — Caves filled with clastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 53, p. 59—70, nr 1. Kraków.

- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C., SOBCZYŃSKI P. (1972) — Contact relation of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow — Silesian region. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **52**, p. 347—372, nr 4. Kraków.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J. (1968) — Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS [B]*, **21**, p. 147—176, nr 1. Lublin.
- CZERMIŃSKI J. (1960) — Struktury mikroorganiczne siarki rodzimej w tortonie. *Kwart. geol.*, **4**, p. 531—537, nr 2. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J. (1968a) — Epigenetic processes within Tortonian sulphur-bearing series. *Inter. Geol. Congr. Report of Twenty — Third Session*, p. 121—127. Czechoslovakia.
- CZERMIŃSKI J. (1968b) — Redukcyjne środowisko i zawodnienie złóż siarki niezbędnym warunkiem ich istnienia. *Kwart. geol.*, **12**, p. 935—940, nr 4. Warszawa.
- CZERMIŃSKI J., PAWŁOWSKI S. (1961) — Współcześnie zachodzące procesy w złożach siarki i ich znaczenie dla eksploatacji. *Prz. geol.*, **9**, p. 5—7, nr 1. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., KUBICZ A. (1971) — Recrystallized and disaggregated limestones in the Triassic of Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **51**, p. 519—530, nr 3. Kraków.
- FALKOWSKI E. (1967) — Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost — Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, **198**, p. 57—150. Warszawa.
- FLIS J. (1954) — Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 1. Warszawa.
- GLAZER Z., DRĄGOWSKI A., KACZYŃSKI R., KRAJEWSKA-PINIŃSKA J., WYSOKIŃSKI L., DOMAGAŁA M. (1972) — Studium prognoz wpływu zagłębień w łażach krakowieckich na stateczność stałych skarp kopalni odkrywkowej „Machów”. *Arch. Wydz. Geol. UW (maszynopis)*. Warszawa.
- GŁAZEK J., MARKOWICZ-ŁOHINOWICZ M. (1973) — Zależność składu chemicznego wód krasowych od budowy geologicznej w SW części Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, **23**, nr 4. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R. (1962) — Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, p. 429—492, nr 4. Kraków.
- GRADZIŃSKI R., WÓJCIK Z. (1966) — O krasie kopalnym w Polsce. *Pr. Muzeum Ziemi*, **9**, p. 151—222. Warszawa.
- HORZEMSKI J. (1962) — On the relation of the so-called vitriol clays to the ore-bearing limestones and dolomites of the Middle Triassic in Upper Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. sci. geol. et geogr.*, **10**, p. 237—244, nr 4. Warszawa.
- JOŃCA E. (1963) — Z geomorfologii wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Czas. geogr.*, **34**, p. 271—284, nr 3. Wrocław.
- KRAJEWSKI R. (1935) — Złoże siarki w Czarkowych. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **8**, p. 1—35, nr 1. Warszawa.
- KRAJEWSKI R. (1962) — O budowie i powstaniu złoża siarki w Piasecznie. *Wszechświat*, **4**, p. 85—91. Kraków.
- KWIATKOWSKI S. (1962) — W sprawie genezy wapieni osiarkowanych rejonu Grzybowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, p. 299—358, nr 3. Kraków.

- KWIATKOWSKI S. (1972) — Sedymentacja gipsów miocenijskich południowej Polski. Pr. Muzeum Ziemi, 19, p. 5—74. Warszawa.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1971) — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórzia Karpat rejonu rzeszowskiego. Stud. geol. pol., 34. Warszawa.
- MAJKA-SMUSZKIEWICZ A., SMUSZKIEWICZ K. (1965) — Charakterystyka hydrogeologiczna rejonu Machowa. Przew. XXXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 104—108. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1965) — Rozwój geomorfologiczny południowo-wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej w górnym miocenie i pliocenie. Pr. geogr., 37, p. 637—649, nr 4. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1969) — Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedymentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem. Prz. geogr., 41, p. 409—429, nr 3. Warszawa.
- NIEĆ M. (1970) — Morfologia stropu złóż siarki i jej wpływ na mikrotektonikę skał nadkładu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 50, p. 325—339, nr 2. Kraków.
- OSMÓLSKI T. (1963) — Związek procesu powstawania złóż siarki w miocenie zapadliska przedkarpackiego z litologią ich podłoża. Kwart. geol., 7, p. 439—445, nr 3. Warszawa.
- OSMÓLSKI T. (1973) — Problemy genezy i wieku koncentracji siarki. Kwart. geol., 17, p. 310—325, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA K. (1962) — O gipsach, siarce rodzimej i pogipsowych skałach świętokrzyskiego miocenu. Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza. Pol. Akad. Nauk, Komit. Geol., p. 69—82. Warszawa.
- PIĄTKOWSKI T. (1973) — Uwagi o genezie osadów piaszczysto-ilastych wypełniających zagłębienia w stropie iłów sarmatu i osadów badenu okolic Tarnobrzega. Kwart. geol., 17, p. 890—891, nr 4. Warszawa.
- SMOLARSKA I., GRUSZCZYK H., PHONG D. X., NHA Ch. T. (1972) — Brekcje w stratyfikowanym złożu rud cynku i ołowiu obszaru śląsko-krakowskiego. Kwart. geol., 16, p. 361—372, nr 2. Warszawa.
- STARKEL L. (1972) — Kotliną Sandomierska. Geomorfologia Polski, 1, p. 138—166. PWN. Warszawa.
- SZANIAWSKI H. (1970) — Stratygrafia, sedymentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. Acta. geol. pol., 20, p. 485—557, nr 2. Warszawa.
- TUREK S. (1965) — Charakterystyka hydrochemiczna wód poziomu trzeciorzędowego w rejonie Tarnobrzega na tle obszaru środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Przew. XXXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 76—96. Warszawa.

Томаш ПІЯТКОВСКИ

КАРСТ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТОРТОНА ОКРЕСТНОСТЕЙ ПЯСЧЕНА ОКОЛО ТАРНОБЖЕГА

Резюме

В статье рассмотрены карстовые явления в месторождении самородной серы в шахте Пясечно около Тарнобжега. Целью работы являлось уточнение характера и возраста карста в этом месторождении. Карст, являющийся одним из вторичных явлений, имеющих место

в месторождении, изменяет его первичный вид и характер (фиг. 1). Часто эти явления в некоторых районах приводят к значительному оскудению месторождения, а иногда и к полному уничтожению. Другие районы бывают значительно обогащены серой.

Существенную роль в развитии карстовых процессов играли третичные реликтовые сильно минерализованные воды. Вторым фактором, которому автор придает большое значение в развитии карста, явилось смешивание растворов с различной минерализацией, в данном случае третичных реликтовых и поверхностных вод. Именно это смешение привело к усилению карстовых процессов. Прослеживая эволюцию изучаемого района, автор пришел к выводу, что существовало по крайней мере два периода усиленного водообмена подземных и поверхностных вод. Первый — ранний — связан с образованием впадин в кровле третичных отложений, заполненных супесями, а второй — с периодом балтийского оледенения, когда прорезалась долина Вислы с западной стороны Тарнобжегского останца.

Эффектом карстовой деятельности (фиг. 2) являются, между прочим, брекчиевые руды. Раньше их считали продуктом метасоматоза брекчиевых гипсов. Большое количество каналов карстовой циркуляции, ям и карстовых пустот в настоящее время заполнено перекрывающими отложениями (пектеновыми глинами — фиг. 3, 6). Дно их часто заполнено темными глинами, являющимися вероятно послекарстовыми остатками (фиг. 4, 5). В зоне сильного развития карста встречается значительное количество рассычатого (интегрированного) известняка (фиг. 3, 4, 5). Значительное их количество по соседству с зоной сильного развития карста связано и деятельностью тех же вод, которые растворяли карстовые известняки.

На основании нарушений отложений, перекрывающих месторождения серы, определяются направления развития путей карстовой циркуляции, а также границы их распространения.

Tomasz PIĄTKOWSKI

KARST FEATURES IN THE TORTONIAN SEDIMENTS OF THE PIASECZNO AREA NEAR TARNOBZEG

Summary

Karst phenomena developed in the native sulphur deposits at Piaseczno near Tarnobrzeg have been studied to define more precisely their character and age. The secondary karstic processes acting within the deposit obliterate its original features and character (Fig. 1). They are responsible for a decrease in sulphur grade or even a complete deterioration of the deposit in some areas, while others are considerably enriched in sulphur.

Highly mineralized Tertiary relict waters played a substantial role in the development of karstic processes. According to the present author the mixing of waters of different mineralization degree — in this case Tertiary relict water and surface water — is another factor significant for karst development. It is the mixing effect that entailed the intensification of karst processes. Studying the evolution of the region the present author concluded that at least two periods existed when a considerable interchange between ground and surface waters occurred. The earlier period was related to the formation of depressions in the top surface of the

Tertiary sediments filled with pelitic-sandy material, the later to the Baltic glaciation when the Vistula river valley was cut west of the Tarnobrzeg erosional remnant.

Among others, karstic activity (Fig. 2) produced breccia ores previously regarded as a metasomatic product of brecciated gypsum. A considerable amount of karstic migration channels, caverns, and voids is now filled with overburden material (pecten clays — Figs. 3 and 6). Their bottom is often covered with dark clays, probably karstic residuum (Figs. 4 and 5). In the zone of intensive karst development considerable amounts of desintegrated limestone are found (Figs. 3, 4, 5). In the neighbourhood of zones strongly affected by karst processes they are frequently related to the action of waters that dissolved the limestones.

Following the disturbances of the overburden of the sulphur deposit the author establishes the development trend of the karstic migration channels and the extent of the processes.

TABLICA I

Fig. 12. Kontakt przemytych pylastych utworów „rynny” (Trz) z poziomo leżącymi piaskami i żwirami aluwiiów Wisły (Q)

Contact between the washed rock flour of the “gutter” (Trz) and flat-lying aluvial sands and gravel of the Vistula river (Q)

Fig. 13. Kontakt wapieni osiarkowanych (jasnych) z łaami pektenowymi; w stropie wapieni drobny uskoki normalny

Contact between sulphur-mineralized limestones (light-coloured) and pecten clays; minor normal fault in the top of the limestones

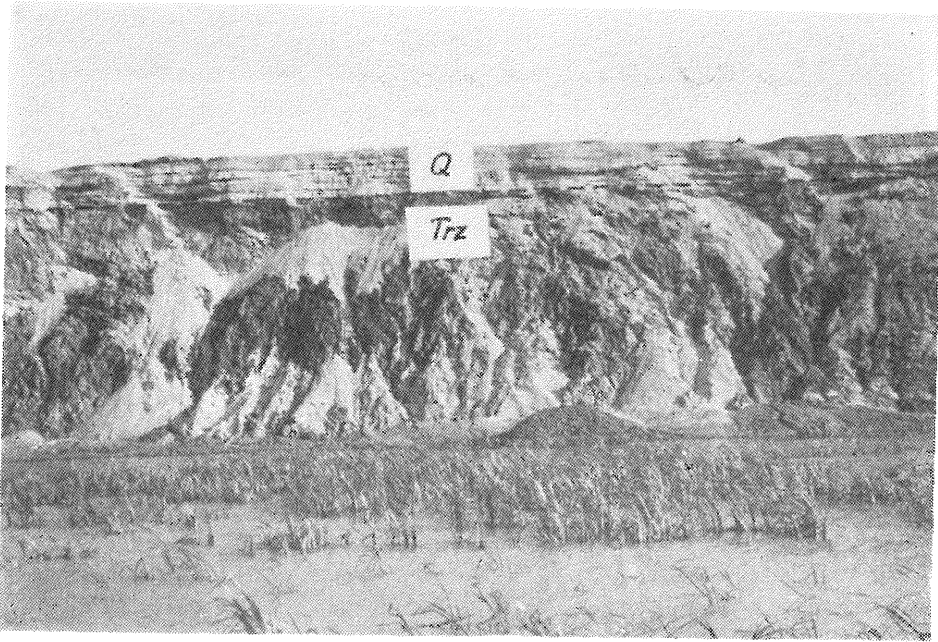


Fig. 12

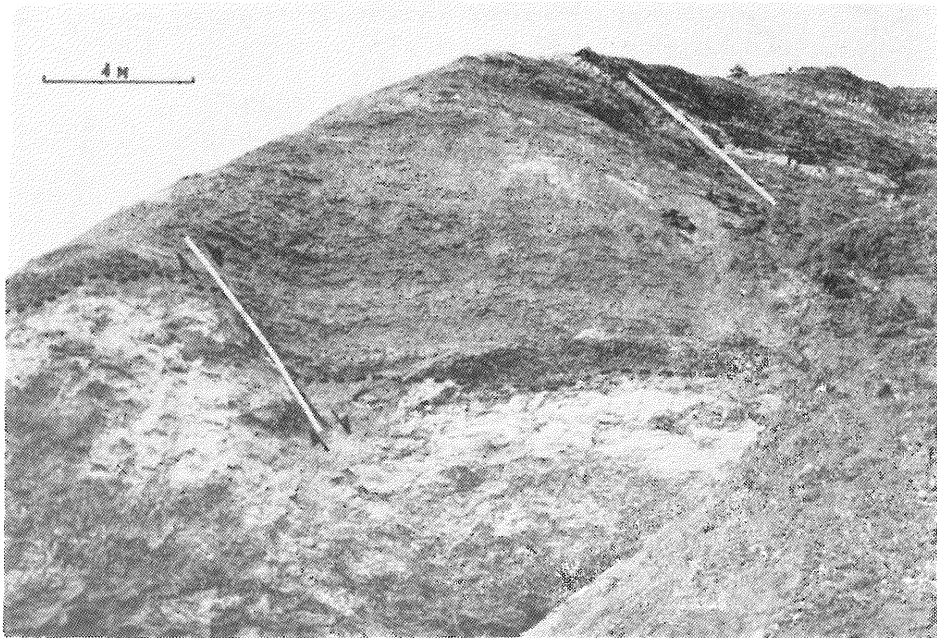


Fig. 13

TABLICA II

Fig. 14. Piaseczno — gipsy krystaliczne „szablaste”

Piaseczno — „sabre-shaped” crystalline gypsum

Fig. 15. Drobne jamy krasowe w obrębie ostańców gipsowych

Minor karst caverns within the gypsum erosional remnant

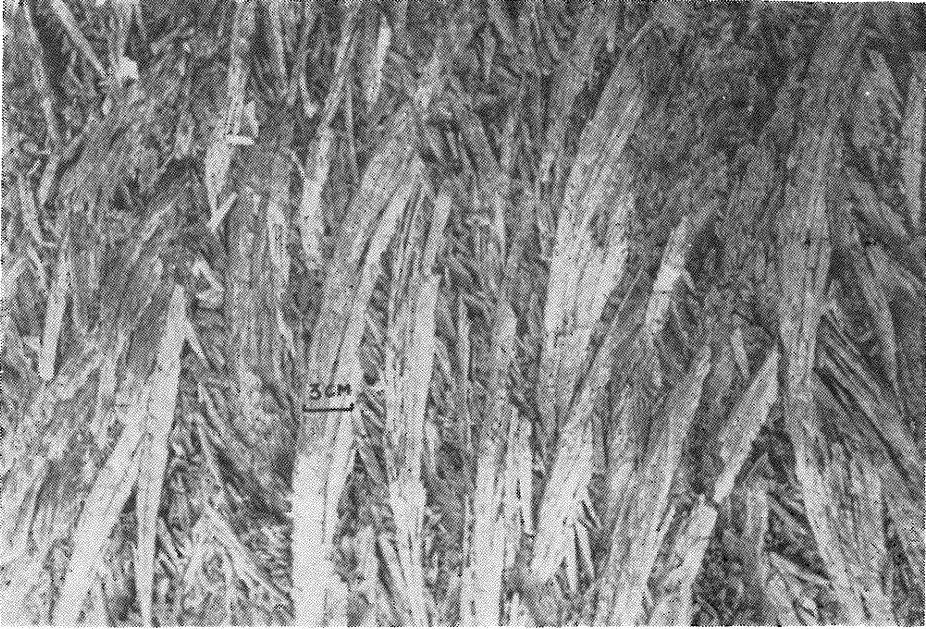


Fig. 14

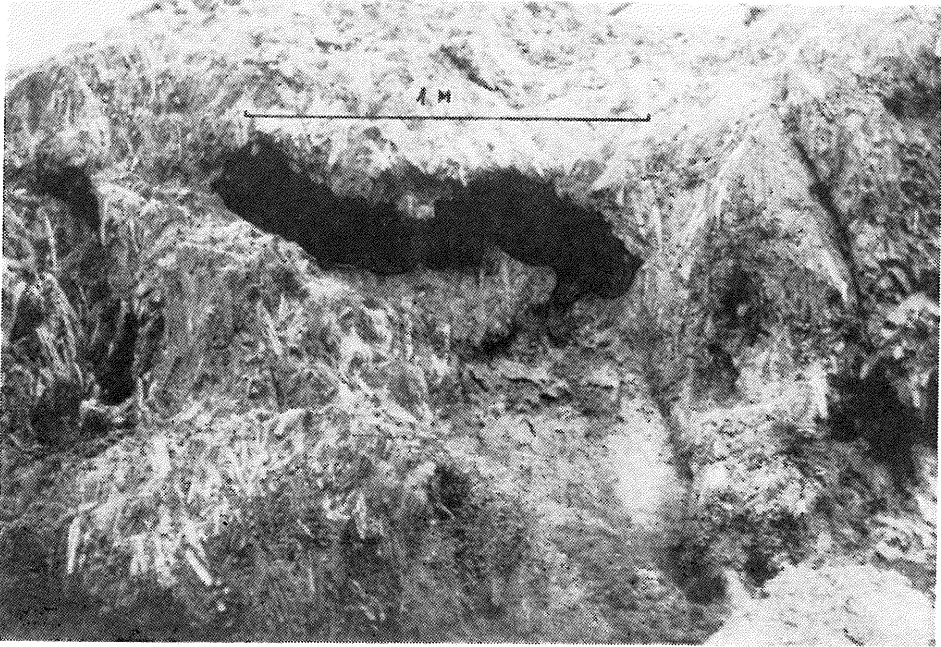


Fig. 15

Tomasz PIĄTKOWSKI — Kras w osadach tortonu okolic Piaseczna koło Tarnobrzega

TABLICA III

Fig. 16. Kontakt poziomo leżących osadów aluwialnych Wisły (Q) z iłami pektenowymi (Trz)

Contact between the flat-lying aluvial deposits of the Vistula river (Q) and pecten clay (Trz)

Fig. 17. Drobny uskok w obrębie warstw pektenowych

Minor fault within the pecten clays

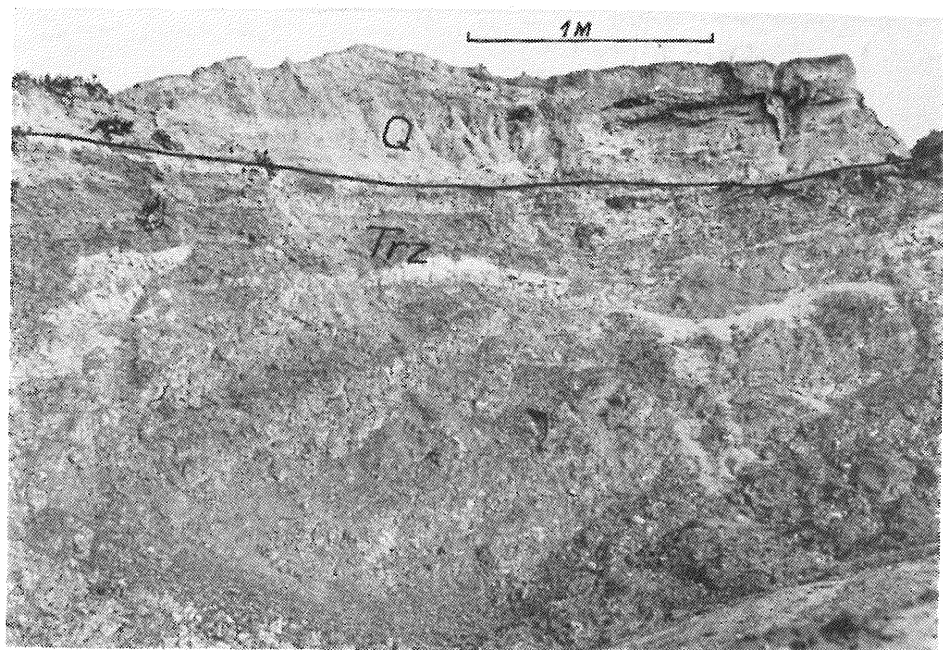


Fig. 16

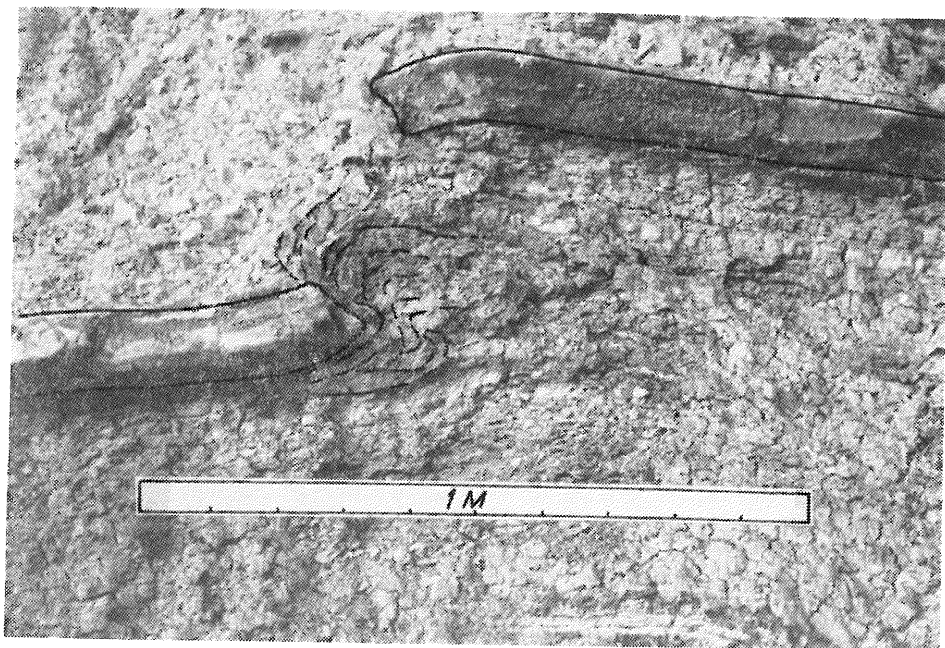


Fig. 17

TABLICA IV

- Fig. 18. Okruchy wapienia osiarkowanego (zakreskowany), spojone siarką pylastą wyraźnie laminowaną
Sulphur-mineralized limestone fragments (shaded) cemented with distinctly laminated sulphur flour
- Fig. 19. Strefa przegubowa drobnej fleksury w obrębie warstw pektenowych; cała fleksura widoczna jest na tabl. VIII, fig. 24
Hinge zone of a minor flexure within pecten beds; entire flexure is visible in Pl. VII, Fig. 24



Fig. 18

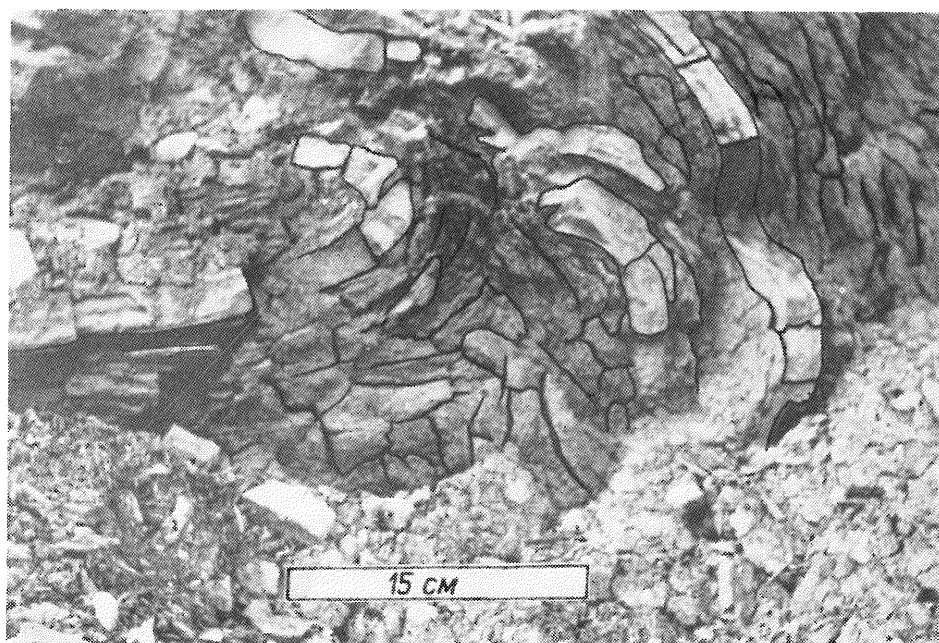


Fig. 19

TABLICA V

Fig. 20. Drobna synklina w stropie osadów ilastych iłów pektenowych

Minor syncline at the top of clay sediments of the pecten clays horizon

Fig. 21. Mocno zaburzone iły pektenowe w formie uskoków, nasunięć i przełado-
wań; azymut osi zaburzeń 120°

Pecten clay strongly disturbed by faults, overthrusts, and folds; azimuth of
the disturbance axis — 120°



Fig. 20

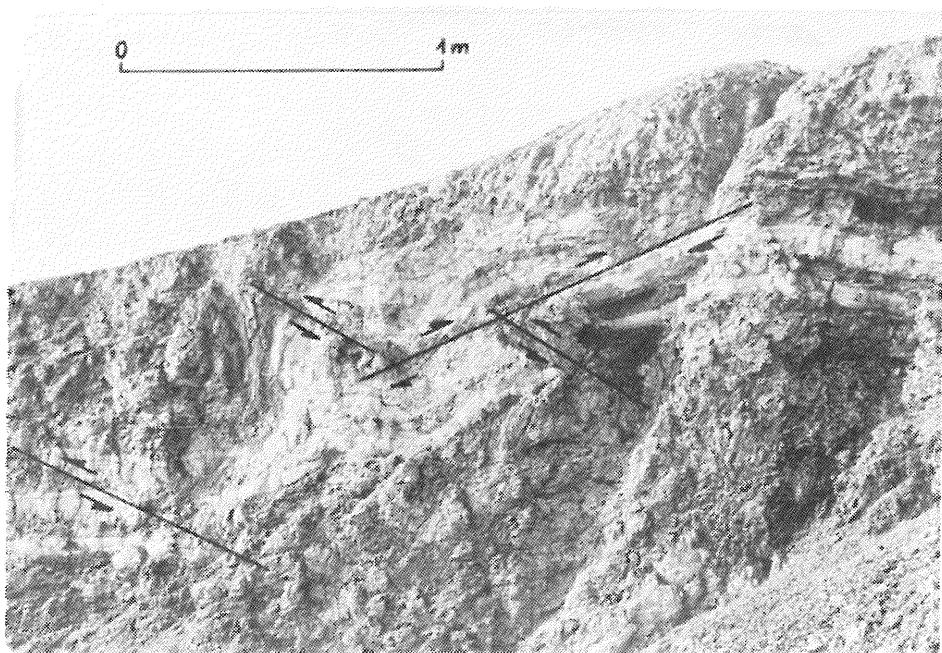


Fig. 21

TABLICA VI

Fig. 22. Drobne uskoki normalne w obrębie łańcuchów pectenowych
Minor normal faults within pecten clays

Fig. 23. Drobny rów tektoniczny — płaszczyzny uskokowe posiadają azymut 120°
Minor tectonic graben; azimuth of fault planes — 120°

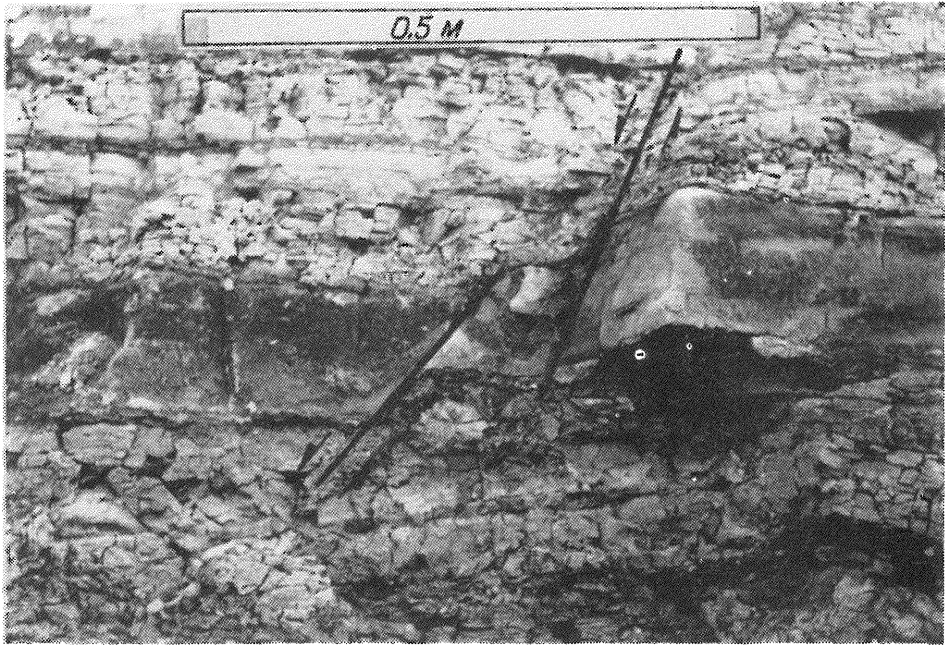


Fig. 22

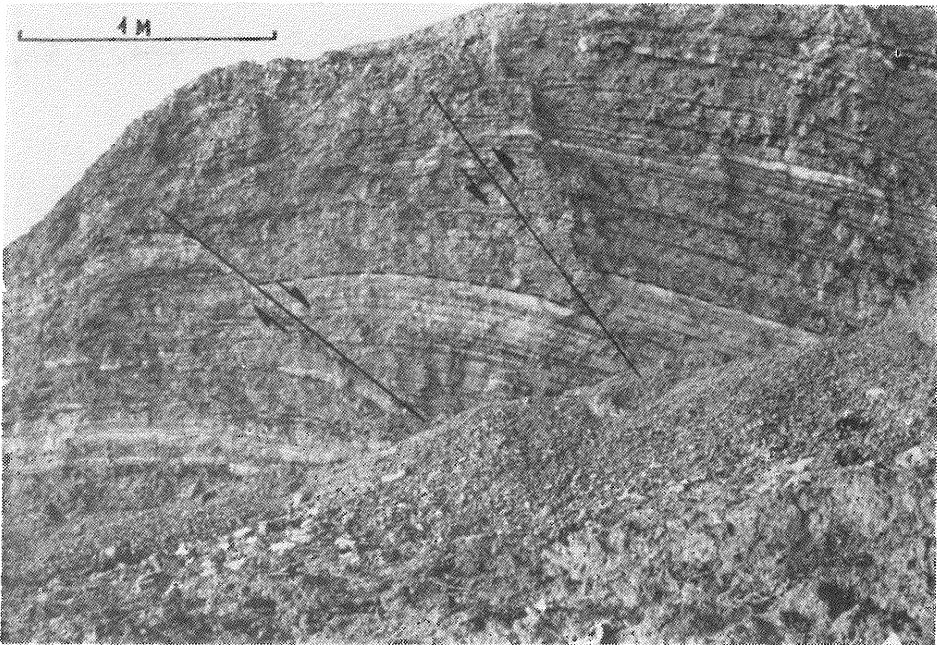


Fig. 23

TABLICA VII

- Fig. 24. Fleksura w obrębie łańców pektenowych; w ramce — strefa przegubowa widoczna na tabl. IV, fig. 19
Flexure within pecten clays; in the box — hinge zone shown in Pl. IV, Fig. 19
- Fig. 25. Obniżone skrzydło fleksury w łańcach pektenowych; azymut płaszczyzny fleksurowej wynosi 125°
Down-thrown limb of flexure within pecten clays; azimuth of flexure plane — 125°

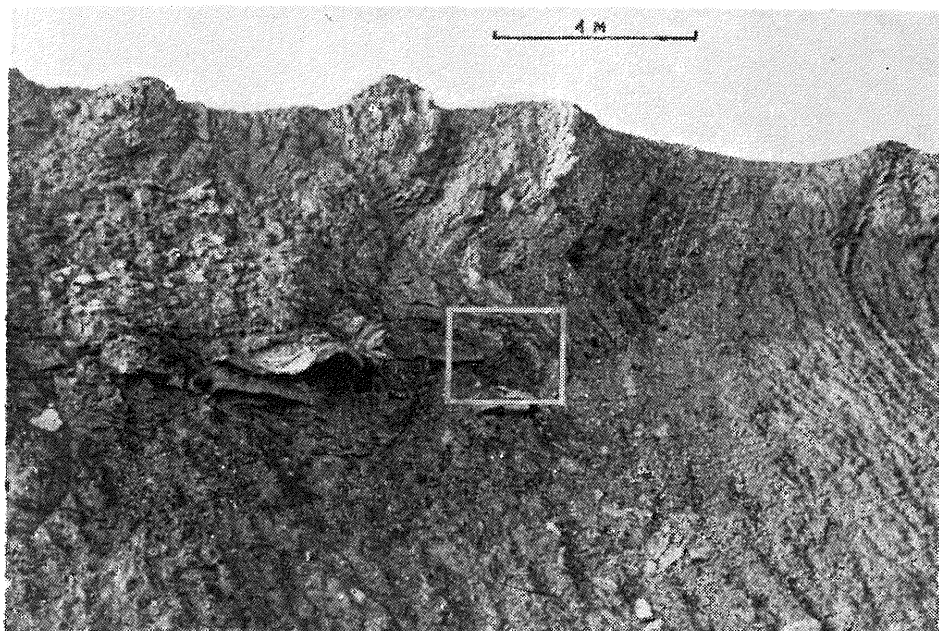


Fig. 24

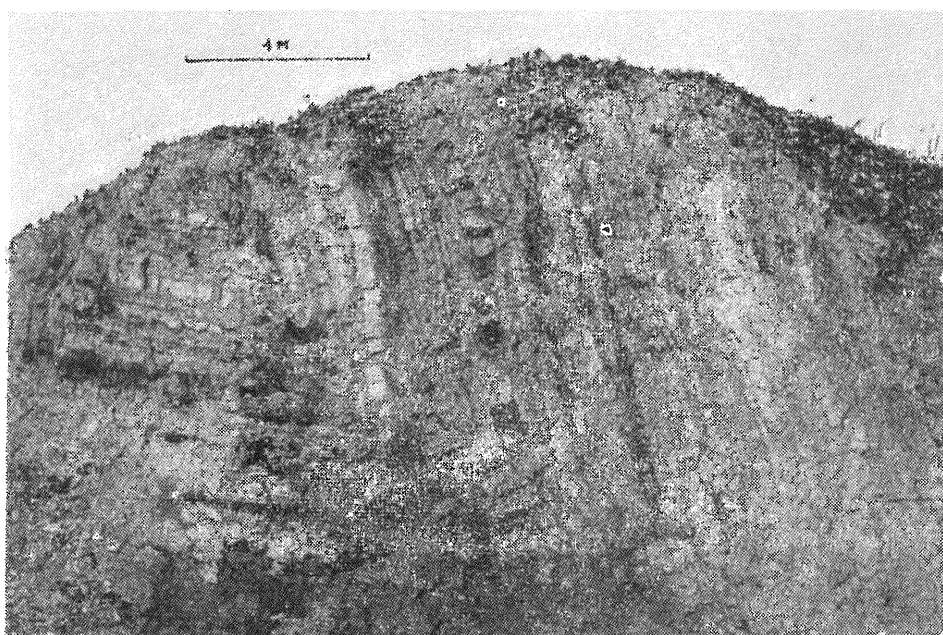


Fig. 25